

DEPARTAMENT DE BIOLOGIA VEGETAL

DINÁMICA DE LA HUMEDAD DEL SUELO.
PROPIEDADES FÍSICAS Y ESCORRENTÍA EN LADERAS
MEDITERRÁNEAS AFECTADAS POR INCENDIOS
FORESTALES.

OSCAR GONZÁLEZ PELAYO

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
Servei de Publicacions
2011

Aquesta Tesi Doctoral va ser presentada a València el dia 17 d'octubre de 2011 davant un tribunal format per:

- Dr. Antonio José Dinis Ferreira
- Dr. César Guerrero Maestre
- Dr. Jan Jacob Keizer
- Dr. Juan Antonio Pascual Aguilar
- Dra. Eugenia Gimeno García

Va ser dirigida per:
Dr. Jose Luis Rubio Delgado
Dr. Vicente Andreu Pérez

©Copyright: Servei de Publicacions
Oscar González Pelayo

I.S.B.N.: 978-84-370-8793-1

Edita: Universitat de València
Servei de Publicacions
C/ Arts Gràfiques, 13 baix
46010 València
Spain
Telèfon:(0034)963864115



Dinámica de la humedad del suelo. Propiedades físicas y escorrentia en laderas mediterráneas afectadas por incendios forestales

Oscar González Pelayo 2011



Dinámica de la humedad del suelo.
Propiedades físicas y escorrentia
en laderas mediterráneas
afectadas por incendios forestales



Oscar González Pelayo
Moncada, Valencia
2011





UNIVERSITAT DE VALÈNCIA



CIDE Centro de Investigaciones
Sobre Desertificación

DINÁMICA DE LA HUMEDAD DEL SUELO. PROPIEDADES FÍSICAS Y ESCORRENTÍA EN LADERAS MEDITERRÁNEAS AFECTADAS POR INCENDIOS FORESTALES

**Memoria para optar al título
de Doctor en C.C. Biológicas
presentada por el Licenciado
Oscar González Pelayo**

**Moncada, Valencia
2011**

D. José Luis Rubio Delgado, Doctor Ingeniero Agrónomo e Investigador Científico de la Agencia Estatal Consejo Superior de Investigaciones Científicas, y D. Vicente Andreu Pérez, Doctor en Farmacia y Científico Titular de la Agencia Estatal Consejo Superior de Investigaciones Científicas

CERTIFICAN:

Que la presente Memoria titulada *Dinámica de la humedad del suelo. Propiedades físicas y escorrentía en laderas mediterráneas afectadas por incendios forestales*, presentada por Don Oscar González Pelayo para optar al grado de Doctor en Biología, ha sido realizada bajo su dirección en el Centro de Investigaciones Sobre Desertificación-CIDE (CSIC, Universidad de Valencia, Generalitat Valenciana).

Considerando su nivel científico y académico, autorizamos su presentación para optar al Grado de Doctor en C.C. Biológicas.

Y para que conste, firmamos la presente en Moncada, a 27 de Julio de 2011

Fdo.: J.L. Rubio

Fdo: V. Andreu

Este trabajo ha sido realizado en el Centro de Investigaciones Sobre Desertificación- CIDE (CSIC, Universidad de Valencia, Generalitat Valenciana).

El trabajo experimental de campo ha sido llevado a cabo en dos zonas forestales. Los terrenos donde se encuentran las instalaciones de la estación experimental de La Concordia, fueron cedidos por la Consellería de Medio Ambiente de la Generalitat Valenciana. Los terrenos donde se realizó el trabajo de campo en Portugal fueron gestionados por la ESAC (Escola Superior Agraria de Coimbra) y la Asociación Forestal FLOPEN (Penela).

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de dos proyectos. El primero, concedido por el Ministerio de Medio Ambiente, “Impacto de la recurrencia de los incendios forestales sobre los procesos de erosión hídrica del suelo y la recuperación de la cubierta vegetal”: INRECSOL. Referencia REN2001-1716/GLO. El segundo proyecto se enmarca dentro del Convenio de colaboración entre Generalitat Valenciana y CSIC, “Estudio del impacto de incendios forestales repetidos. Seguimiento y evaluación en un estación permanente de campo (2006-2009)”. Convenio GV-CSIC. 02020024.

*A mis padres, Antonio y Amparo, de
quién siempre recibí su apoyo fuera cual
fuera la circunstancia.*

*A todos los que han contribuido en
mayor o menor medida a la elaboración
de esta Tesis.*

ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1. Quemadas controladas	5
1.2. Causas de los incendios forestales en España	6
1.3. Cifras de los incendios forestales en España y Portugal	8
1.4. Régimen del fuego	11
1.5. Calentamiento del suelo	15
1.5.1. Calentamiento artificial del suelo en horno mufla	16
1.6. Efectos del fuego sobre las propiedades edáficas	17
1.7. Efectos del fuego sobre la erosión del suelo en España	19
1.8. Contenidos de agua en el suelo	20
1.8.1. El equilibrio del agua en el suelo	21
1.8.2. Curvas características de humedad, curvas pF	28
1.9. Infiltración del agua en el suelo	32
1.9.1. Flujo del agua en el suelo	34
1.9.2. El proceso de infiltración	36
1.10. Caracterización de la hidrofobicidad	39
1.11. Hipótesis y objetivos	43
2. Marco general	45
2.1. La estación experimental permanente de campo de La Concordia	47
2.1.1. Suelos	48
2.1.2. Clima	49
2.1.3. Vegetación	51
2.2. Área de estudio de Podentes, Centro de Portugal	51
2.2.1. Suelos	55
2.2.2. Clima	58
2.2.3. Vegetación	59
3. Diseño experimental. Material y métodos	61
3.1. Diseño experimental en La Concordia	63
3.1.1. Estación experimental permanente de campo de La Concordia	64
3.1.2. Equipamiento y características de las parcelas experimentales	66
3.1.3. Quemadas experimentales	69
3.1.3.1. Primera quema experimental, año 1995	69
3.1.3.2. Diseño experimental del incendio repetido en 2003	71

3.1.4. Estudio del comportamiento del fuego	72
3.1.5. Muestreo de suelos en La Concordia	74
3.2. Zona experimental de Podentes, Portugal	75
3.2.1. Diseño experimental de la quema controlada en Podentes	75
3.2.2. Estudio del comportamiento del fuego. Sistemas de medida de las temperaturas en el suelo y de su tiempo de permanencia	77
3.2.3. Muestreo de suelos en Podentes	79
3.3. Contenidos y capacidad de retención del agua en el suelo	80
3.3.1. Procedimiento de laboratorio	81
3.3.2. Optimización del método (número de réplicas)	83
3.4. Perfil de humedad	83
3.5. Uso del infiltrómetro minidisco (MDI) para la determinación de tasas de infiltración y conductividad hidráulica en ambientes mediterráneos	84
3.6. Calentamiento artificial de muestras en horno mufla	87
3.7. Caracterización de la hidrofobicidad. WDPT	88
3.8. Análisis de propiedades físicas y químicas del suelo	89
3.9. Análisis estadísticos	92
4. Results and discussion	95
4.1. La Concordia experimental field station	97
4.1.1. Soil surface temperatures at La Concordia 2003 experimental fire	97
4.1.1.1. Comparison between both methodologies	99
4.1.2. Soil properties	100
4.1.2.1. Soil Organic Matter (SOM)	102
4.1.2.2. Calcium Carbonate (CaCO ₃)	105
4.1.2.3. Aggregate Stability (AS)	106
4.1.2.4. SOM, CaCO ₃ and AS relationships	109
4.1.2.5. Soil properties and artificial heating (muffle furnace)	111
4.1.3. Soil moisture	117
4.1.3.1. Soil Water Retention Capacity & Soil Water Content after 1995 fires (1995-2002)	117
4.1.3.2. SWRC and SWC in the 2003 experimental fire	126
4.1.3.3. Evolution of Soil Water Retention Capacity (SWRC) and Soil Water Content (SWC) from year 2003 until summer 2007	131
4.1.4. Soil moisture characterization	135
4.1.4.1. Soil moisture curves-response in a semiarid environment	135

4.1.4.2. Some other soil properties	143
4.1.4.3. Soil water recharge	146
4.1.5. Effects of fire and presence/absence of vegetation on the steady state infiltration (MDI)	149
4.1.5.1. Fire effects	149
4.1.5.2. Vegetation effects	150
4.1.5.2.1. Natural undisturbed treatment	150
4.1.5.2.2. Post-fire changes	152
4.1.5.3. Infiltration stages on the 2003 experimental burnt	154
4.1.5.4. Seasonal infiltration rate variations. From 2003 to 2008	157
4.1.6. Soil water repellence in La Concordia. Before and after the 2003 fire	160
4.1.7. Soil erosion	164
4.1.7.1. Short term effects. Runoff and sediment yield before and after the fire (2002-2004)	165
4.1.7.2. Medium term effects on runoff and sediment yield. From 2005 until 2007	174
4.2. Podentes	197
4.2.1. Soil temperatures in the controlled fire	197
4.2.2. Soil properties before and after fire	201
4.2.3. Soil water content (SWC) and soil water retention capacity (SWRC) depending on the shrub specie and fire impact	205
4.2.4. Soil water repellence	207
4.2.4.1. Natural and induced soil water repellence	207
4.2.5. Soil water infiltration in Podentes study site. Burned and non burned soil	222
5. Conclusiones	227
6. Bibliografía / Referentes	235
7. Anexos	261

1. Introducción

El fuego es un factor ecológico natural en los ecosistemas terrestres. Su acción, entre otras, ha contribuido al modelado de los actuales mosaicos de vegetación (Trabaud, 1994). Según Bond y Keeley (2005), sin fuego, los ecosistemas terrestres serían otros, por lo que éste, debería ser entendido sobre todo como uno de los procesos que junto al clima, ha condicionado la evolución y la dispersión de plantas y el desarrollo de los biomas, la formación de suelos y los ciclos hidrológicos y erosivos. En el mismo sentido, el hombre también lo ha utilizado como herramienta para clarear campos de cultivo, abrir pastos y cazar. También es conocido el impacto devastador que producen los fuegos forestales sin control.

El fuego puede eliminar la parte aérea de la vegetación y alterar la parte superficial de los suelos. Con ello, condiciona los procesos erosivos e hidrológicos y, por lo tanto, influye en el ciclo del agua y en las formas terrestres, cambios que a su vez terminarían por condicionar la evolución de los ecosistemas. En concreto, el fuego altera el proceso de infiltración (González-Pelayo et al., 2010a) y modifica el comportamiento hidrofílico / hidrofóbico de los suelos (Arcenegui et al., 2008), con lo que la generación de escorrentía y la modelización del paisaje se verán alterados al incidir éste en los procesos erosivos. En general, el fuego acelera el arrastre, transporte y sedimentación de los materiales.

Los incendios forestales son un factor más a tener en cuenta para conocer la evolución de las formas y procesos que actúan en la corteza terrestre. Cada incendio deja sus marcas en el paisaje, que a su vez influirán en los procesos geomorfológicos subsiguientes. En principio, la influencia del fuego en los ecosistemas terrestres se produce a corto plazo, principalmente, por la eliminación y modificación de la cubierta vegetal. No obstante, a medio y largo plazo, los suelos son quienes van a articular el impacto del fuego en los ecosistemas, modificando los ciclos de nutrientes (Raison et al., 2009), sus propiedades físicas y químicas (Gimeno-García et al., 2000; Hubbert et al., 2006), los procesos microbiológicos (Mataix-Solera et al., 2009), y los procesos erosivos (Cameraat and Imeson, 1999; Ferreira et al., 2008).

La constante presencia del fuego en los ecosistemas ha dado lugar a adaptaciones en las plantas como el rebrote, cortezas resistentes, estrategias de liberación de semillas y germinación, etc. En el caso de los ecosistemas mediterráneos, aún con incendios de alta intensidad, la vegetación se suele recuperar con facilidad (Whelan, 1995). La dinámica de los ecosistemas mediterráneos ha tenido en el fuego uno de los factores que ha contribuido a su formación y estabilidad (Naveh, 1974).

Los patrones en los regímenes naturales de fuego se han visto modificados por la evolución del hombre. Las primeras pruebas datan de comunidades de *Homo erectus* en África hace 1.5 millones de años (James, 1989) y, alrededor de 800.000 años en Oriente Próximo (Goren-Inbar et al., 2004), donde se ha comprobado el uso del fuego como defensa, suministro de energía, herramienta de caza, e incluso para generar nuevas zonas de cultivo (Bird et al., 2008).

Ya en el Neolítico y, aunque se siguió utilizando para la agricultura y creación de nuevos pastos, en las sociedades sedentarias se extendió y perfeccionó su uso en beneficio propio. Se comenzó a realizar la quema de restos de cosechas para eliminar residuos y controlar plagas, también se utilizó el fuego como fuente de nutrientes al quemar matorrales en los campos de cultivo (artigueo, hormiguero) y siguió siendo la herramienta rápida, eficiente y barata que abría claros para el cultivo y el pasto.

El fuego fue la herramienta que permitió transformar el paisaje forestal en agrícola. Es por lo tanto evidente, que las sociedades neolíticas cambiaron el régimen de incendios y los hicieron más recurrentes pero también más controlados, y de menor extensión que los incendios naturales. Esos cambios no se produjeron de forma sincrónica en todo el Planeta, pero es indiscutible que antes (Mediterráneo, hace 5000-10000 años) o después (América, hace entre 500 y 3000 años) todos los continentes pasaron por el proceso de hacer del fuego como una herramienta para la agricultura y la gestión de los recursos agrícolas y ganaderos (Covington and Moore, 1994; Allen et al., 2002; Pausas, 2004a).

La revolución industrial y el auge de los combustibles fósiles, provocó una reducción del uso de la biomasa y la migración de los habitantes de áreas rurales a las grandes ciudades en detrimento de la agricultura (Naredo, 2004). Este proceso, que tuvo lugar de forma relativamente ordenada en el norte de Europa, fue súbito y sin planificación en países del mediterráneo como España (Plan Bleu, 2005; Rubio, 2005). A partir de 1959, y en pocos años, se produjo un incremento en el abandono de los campos y pueblos que dejó espacios deshabitados y en los que la recuperación vegetal fue suficiente para favorecer los grandes incendios de finales de los 70, que se convirtieron en recurrentes las siguientes décadas (Pausas, 2004b). El éxodo rural y el despoblamiento son el origen del abandono del campo y la posterior revegetación de los montes de forma natural. De la misma forma, se debe mencionar la existencia de una política forestal basada en la repoblación, básicamente de pinos, que ayudó a configurar una vegetación pirofítica. Este hecho, sumado a la supresión del uso del fuego como herramienta por parte de las autoridades, ha llevado a que los incendios puedan ser devastadores, además de que se creen zonas de gran riesgo cuando hay población asentada en zonas forestales. Fuegos no controlados como los de Australia en 1983 y 2009, EEUU en 2002, Grecia en 2007 y 2009, o en la península ibérica de forma reiterada (1994, 2003, 2005 y 2009), con pérdidas económicas elevadas y también de vidas humanas, tienen su principal origen en el abandono del campo. A ello hay que sumar otros factores como son, las condiciones climáticas, la evolución socioeconómica, y algunas políticas forestales que completan este complejo problema que son los incendios forestales.

Esta nueva situación ha dado lugar a que el fuego, antes herramienta, ahora se haya transformado en un problema medioambiental de primer orden. Por lo tanto, debemos admitir que el fuego en si no es el problema, sino que éste viene dado por la modificación de su patrón

natural o régimen de incendios, y por la nueva localización de los asentamientos humanos y el uso del espacio rural.

1.1. Quemadas controladas

Una de las características más importantes del ecosistema Mediterráneo, es la frecuencia y extensión de los incendios forestales (Trabaud, 1979). Muchos de estos incendios ocurren durante los periodos de sequía donde además pueden presentarse fuertes vientos (normalmente en verano y principios de otoño). Estas condiciones del medio aumentan la probabilidad de que se queme la vegetación y se propague el fuego (Papió and Trabaud, 1990). La estructura, composición química y disposición de la vegetación presente en los ambientes mediterráneos son factores que actúan a favor de la inflamabilidad (capacidad de que el combustible prenda) y combustibilidad (proceso que libera energía y consume materia) de la misma.

El matorral o *maquia* mediterránea se caracteriza por presentar en su composición química componentes como la lignina, celulosa, extractos minerales, resinas, aceites y agua, en distintas proporciones en función de la especie vegetal. Estos componentes son altamente inflamables, favoreciendo la propagación del fuego (Pyne, 1984).

Las características morfológicas y fisiológicas del matorral que facilitan la ignición y propagación del fuego son: un bajo contenido de agua en tallo y hojas o espinas, persistencia de partes muertas de la planta en la copa, abundantes resinas, aceites y productos volátiles, una alta densidad del matorral y distribución vertical de la biomasa, además de una alta relación superficie/volumen en tallo y hojas (Papió and Trabaud, 1991).

Dados los condicionantes de nuestros montes y el tipo de gestión forestal en la península Ibérica, se observa que debido al predominio de la extinción, se ha creado un paisaje con más combustible o biomasa, que está generando incendios cada vez más intensos. El modelo de extinción total y el considerar el fuego como algo absolutamente negativo, nos ha llevado a que cuando éste se produce (sea cual sea la causa) tenga un poder de destrucción extraordinario (Moreno, 2007).

La reducción de incendios de baja y media intensidad está promoviendo la proliferación de los de alta intensidad, menos frecuentes, pero más destructivos (Castellnou et al., 2007). En un contexto de cambio, donde el calentamiento global juega un papel importante en la magnitud e intensidad de los incendios forestales, las políticas actuales de lucha contra el fuego han generado la denominada paradoja de la extinción. Es decir, que la pronta extinción de la gran mayoría de los incendios que se declaran conduce a la acumulación de biomasa o combustible en los montes, aumentando la probabilidad de que se desencadenen incendios de alta intensidad cada vez con más frecuencia y menos controlables. Esto nos pone en una situación de

“incendios latentes o potenciales en gran parte de los terrenos forestales si no se modifican las actuales estructuras de combustible” (Castellnou et al., 2007).

Para evitar estos hechos, cuando se cumplen ciertas condiciones, tanto ambientales como de la vegetación, se plantea el uso de quemas controladas como parte de la gestión del monte y del combustible que éste produce (Fernandes and Botelho, 2004). Si bien es cierto que el uso del fuego tiene serias contraindicaciones para el mantenimiento de la productividad del suelo, la madurez de la comunidad vegetal y, en general, la biodiversidad, la utilización del fuego como herramienta de gestión parece inevitable para evitar males mayores. La creciente amenaza de incendios forestales de alta intensidad, hace necesaria la retirada o gestión de la biomasa acumulada en nuestros ecosistemas forestales. Para evitar esta acumulación de grandes cantidades de biomasa, en países como USA y Portugal, entre otros, y ya en España, en distintas comunidades autónomas (principalmente en el norte y en Cataluña), se está utilizando como estrategia de extinción la creación de infraestructuras tolerantes al fuego mediante quemas prescritas o fuegos controlados. Las quemas prescritas son pequeños incendios o quemas realizadas por personal autorizado con el objeto de eliminar el sotobosque que sirve de combustible en un incendio. Se realizan fuera de la época de riesgo (preferentemente en invierno y en días sin viento), con vigilancia adecuada y controlando en todo momento el comportamiento del fuego. El resultado es la eliminación de matorral y sotobosque en algunas partes o zonas sensibles del monte para evitar que el fuego se extienda en caso de producirse. Su uso en Europa como herramienta de gestión se está extendiendo aunque sus efectos en las propiedades hidrológicas del suelo, no han sido estudiadas todavía en profundidad (Outeiro et al., 2008).

1.2. Causas de los incendios forestales en España

Según Pausas (2004b), existen tres factores principales que explican el incremento de la frecuencia y extensión los incendios en las últimas décadas: el cambio de usos del suelo, el cambio climático y el aumento de la población, siendo el primero probablemente el más importante.

El desarrollo socioeconómico de la región mediterránea europea, trajo como consecuencia la interrupción generalizada de la extracción de leña y broza en la década de los 60, al existir nuevas fuentes de energía y un descenso del pastoreo que ha sido progresivamente sustituido por la estabulación (Naredo, 2004). En la transición económica de los años 60-70, el riesgo de inicio de incendio en la interfaz monte-medio rural, aumentó súbitamente al acumularse progresivamente el combustible que la población rural dejó de extraer como fuente energética.

Como consecuencia de los cambios de usos del suelo, se ha producido un aumento de la conectividad entre masas forestales, de la combustibilidad y de la biomasa presente en el monte, y por tanto un incremento en el número de incendios de alta intensidad.

Dados los condicionantes de nuestros montes, se ha creado un paisaje con más combustible, que está favoreciendo incendios cada vez más intensos (Moreno, 2007). El modelo de extinción total y el considerar el fuego como algo absolutamente negativo, nos ha llevado a que cuando éste se produce (sea cual sea la causa) tenga un poder de destrucción extraordinario. Paradójicamente, en algunos casos, la reducción de incendios frecuentes de baja y media intensidad están promoviendo la proliferación de los de alta intensidad, menos frecuentes, pero más destructivos (Castellnou et al., 2007).

Aunque algunas regiones de España tengan al rayo como una causa con un elevado porcentaje de casos de inicio de incendio (Aragón: 67%; Castilla la Mancha: 33%, Comunidad Valenciana: 33%; Navarra: 17%; datos medios entre 1989-1995; Vélez, 2000), la mayoría de los incendios que se producen en este país son por causas de origen antrópico: por negligencias o intencionados con diversas motivaciones (venganzas, conflictos, pirómanos, etc.). La causa principal de incendio puede ser muy diferente de unas regiones a otras y por tanto las políticas de prevención deben también serlo. Incluso dentro de una misma provincia las causas de los incendios varían de unos a otros lugares. Esto obliga a diseñar la prevención basándose en la problemática local.

El incremento de población urbana y de la presión turística en zonas forestales, hace incrementar la probabilidad de ignición y el número de incendios. En este sentido, se ha observado una relación positiva entre la densidad de población y el número de incendios en diferentes zonas mediterráneas (Keeley et al. 1999), como por ejemplo en las comarcas del NE Ibérico (Terradas et al. 1998). Por lo tanto, el incremento de igniciones, junto con el incremento de la extensión y continuidad de combustible, han dado lugar a los grandes incendios característicos de los últimos años. Según todos los modelos y proyecciones para el siglo XXI debemos estar preparados para convivir con los incendios más que nunca en la historia de la humanidad, tanto por las condiciones socio-económicas como por el Cambio Climático que así lo favorecen (Cerdà y Mataix-Solera, 2009).

Debido a que muchos campos de cultivo están siendo abandonados, en determinadas condiciones la revegetación puede llegar a ser muy rápida. En este principio de siglo XXI, los campos abandonados se suelen situar junto a zonas habitadas, incluso zonas urbanas. Esto lleva a una situación excepcional en la que los incendios se pueden producir junto a las mismas ciudades.

Además de los cambios socioeconómicos, los incendios se verán favorecidos por condiciones climáticas más desfavorables. El Cambio Climático, según todos los pronósticos, favorecerá la recurrencia de los incendios forestales. Un clima más cálido, con mayores periodos de sequía

llevará sin duda a alargar la estación natural de incendios y a que estos sean más intensos (Moreno, 2007). Además, la denominada regla del 30 (días con vientos de más de 30 km h⁻¹, menos de 30% de humedad y más de 30°C de temperatura del aire), se produce regularmente todos los años. Si la masa forestal es continua, fruto de la supresión de los incendios o campos de cultivo en activo, los incendios afectaran a superficies extensas. Esta previsión se basa tanto en el estudio de la evolución de los incendios y el clima de los últimos 60 años, como también de los modelos de evolución del clima (Pausas, 2004a). En este nuevo escenario, las regiones afectadas tradicionalmente por incendios ahora deberán adaptarse a una mayor recurrencia. Estamos por lo tanto ante un problema global que requiere más atención entre los científicos y los gestores. En algunos casos soluciones regionales o locales pueden ayudar a encontrar respuestas más adecuadas.

1.3. Cifras de los incendios forestales en España y Portugal

Los incendios forestales en la Tierra son frecuentes y recurrentes, siempre en función del régimen de fuego de cada área. En Europa, son los países del sur los que sufren más incendios, contribuyendo a la práctica totalidad de la superficie quemada anual (Rubio, 2009). Así, en 1997, de las hectáreas quemadas en Europa, más del 90% se localizaron en Grecia, Italia, España y Portugal, con la península ibérica superando el 50% (MMA, 2006).

Según datos aportados por la Comisión Europea (2008) y Rubio (2009), el área total afectada por los incendios forestales en estos mismos países ha disminuido desde el año 1990 (**Figura 1.3_1**) y, aunque el número de incendios para esta región parece que se ha estabilizado desde ese año, en países como España y Portugal ha presentado una tendencia ascendente (**Figura 1.3_1 y 1.3_2**). Este hecho se puede interpretar de dos maneras. Según la primera, áreas que ya habían sido quemadas y que se encontraban en recuperación pudieron haberse quemado de nuevo (Pascual-Aguilar, et al., 2008). Por otro lado, se puede pensar también que los servicios forestales han actuado de manera rápida sofocando los nuevos incendios. No obstante, según los datos aportados por Pausas (2004b), en el periodo 1978-2001 el 50% de la superficie forestal de la provincia de Valencia se ha quemado alguna vez, y el 16% se han quemado más de una vez en este mismo periodo (Pausas and Abdel Malak, 2004). En este sentido, los datos aportados por Pascual-Aguilar et al. (2008), muestran como en el periodo del 1993 al 2005, el 2% de la superficie forestal de la Comunidad Valenciana ha sufrido un incendio recurrente.

Datos extraídos del MMA (2006, 2007, 2008), muestran como en el periodo 1995-2008 se produjeron en España cerca de 274.000 incendios, de los cuales el 63% fueron de un tamaño inferior a 1 ha. Anualmente se producen una media de 19.566 incendios forestales, pero la tendencia en estos últimos años es a un decrecimiento. Los grandes incendios (> 500 ha) se han reducido, 25 por año, pero son los que provocan mayor riesgo ambiental, alarma social y

pérdidas económicas, además de causar pérdidas de vidas humanas. Entre 1995 y 2008 se quemaron, en término medio, 118 millares de ha forestales, 106 de leñosas (37 de arbolado, 69 de matorral) y 12 de pastos. Estas evidencias demuestran con claridad que una política forestal que no tenga en cuenta los incendios es una política forestal probablemente condenada al fracaso.

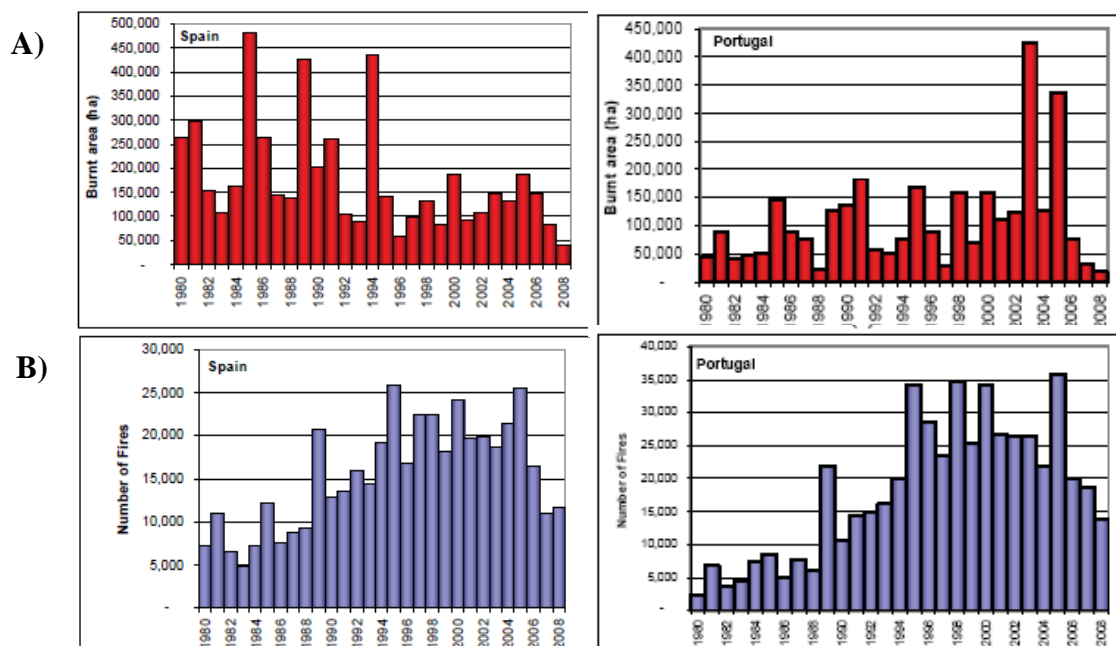


Figura 1.3_1. A) Hectáreas quemadas en España y Portugal por incendios forestales desde 1980 hasta 2008. B) Número de incendios forestales en España y Portugal desde 1980 hasta 2008 (Fuente: Comisión Europea, 2008).

El que los incendios se hayan convertido en algo llamativo y recurrente responde, en parte, a los cambios socioeconómicos. A finales de la década de los 70, y en las décadas de los 80 y 90, se produjeron los incendios más catastróficos en cuanto al número de hectáreas de monte quemadas Pausas (2004b). Años como 1978, 1985, 1989 o 1994 serán recordados como años de incendios devastadores, y demostraron que unos pocos grandes incendios cambian drásticamente las estadísticas. Un buen ejemplo lo tenemos en Valencia. En 1994 la superficie quemada en Europa fue de unas 800.000 ha, correspondiendo más de 400.000 de éstas a España. De las hectáreas quemadas en España, 138.000 lo fueron en la Comunidad Valenciana. En esta región, el número de incendios ese año fue de 751, sin embargo uno solo de esos incendios quemó más de 25.000 ha. Esto quiere decir que solo un 0.13% de los incendios fueron responsables del 18% de la superficie quemada ese año en Valencia.

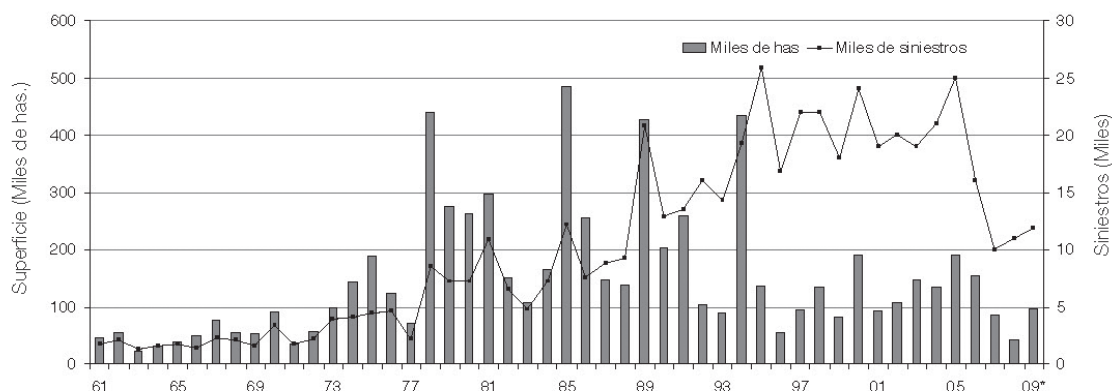


Figura 1.3_2. Superficie afectada (en miles de ha, escala en eje izquierdo) y número de siniestros o incendios (conatos <1ha + incendios >1ha, en miles, escala en eje derecho) en España en las últimas cinco décadas. *2009 Provisional, datos actualizados a 30 de Agosto de 2009. Fuente (Cerdà y Mataix-Solera, 2009).

Evitar estos grandes incendios debe ser el objetivo prioritario. Los análisis estadísticos realizados con los datos del MMA (2006, 2007, 2008), muestran como son los pocos incendios de alta intensidad y extensión los que queman la mayoría de las masas forestales. Entre 1998 y 2007 se ha comprobado que sólo un 0.16% de los incendios que se produjeron se convirtieron en grandes incendios forestales, aunque éstos quemaron el 36% de la superficie afectada (MMA, 2006, 2007, 2008). Datos más recientes hablan de que en sólo el 0.2% de los siniestros se quema el 34% de la superficie total (WWF, 2009). En Cataluña, región donde los grandes incendios tienen un especial significado, en el periodo entre 1998 y 2007, el 0.6% de los incendios supusieron el 80% de la superficie total calcinada (MMA, 2006, 2007, 2008). Mención especial merece el año 2007, donde los 16 grandes incendios forestales que se produjeron en España (sobre un total de casi 11.000 incendios) quemaron más del 60% del terreno total afectado por el fuego (MMA, 2008). En Portugal, los años 2003 y 2005 fueron especialmente dañinos en cuanto al número de incendios y hectáreas ardiadas, debido en parte a los factores humanos y a los factores físicos asociados a la meteorología (Viegas, 2008). Entre estos últimos destacan los periodos lluviosos en otoño e invierno del año 2002, que se correspondieron con un elevado crecimiento de la vegetación herbácea y leñosa fina durante la primavera y verano del 2003, vegetación caracterizada por una elevada combustibilidad potencial (Viegas et al., 2008).

En España, el problema de los incendios forestales es distinto entre regiones. Destacan por el alto número de incendios Asturias, Galicia y Castilla y León, y llama la atención que regiones como Cataluña o la Comunidad Valenciana presentan pocos incendios. Eso reafirma que las causas de los incendios actuales son mayoritariamente antrópicas, debido a unas condiciones

sociales y económicas concretas. Muchos incendios pequeños o quemadas controladas no significa que se quemó mucha superficie, más bien puede ocurrir lo contrario al producirse un aumento de pequeñas áreas quemadas que actúen como cortafuegos.

En cuanto a la superficie afectada, aún se siguen quemando en término medio un 0.5 % de la superficie forestal española anualmente (MMA, 2006, 2007, 2008). El estudio por años individuales tiene poco sentido, y esto es así porque un solo incendio de gran magnitud es capaz de quemar más superficie que todos los conatos o pequeños incendios que se producen en un año o una década. Las condiciones meteorológicas inter- e intra-anales puede ser un factor clave. La política forestal debe tener esto en cuenta para que la compartimentación del territorio y la reducción de la conectividad sean clave para evitar esos incendios devastadores.

Lejos de remitir, los incendios forestales serán más y más intensos consecuencia de la tendencia del éxodo rural, el abandono del campo, la falta de población asentada en el territorio, y también a causa del Cambio Climático.

1.4. Régimen del fuego

El fuego es una perturbación común en diferentes ecosistemas, como los bosques boreales, las sabanas africanas, las praderas templadas y los bosques y matorrales mediterráneos. En el caso de la vegetación mediterránea, diferentes causas contribuyen a la frecuencia de los incendios. El fuego necesita de tres elementos: oxígeno, combustible y una fuente de ignición. Si dejamos a un lado el oxígeno, omnipresente en la atmósfera, las características del combustible explican en gran medida la existencia de incendios en las regiones mediterráneas. Por tanto, el régimen del fuego viene determinado en parte por las características del combustible, características ambientales y la acción antrópica (Lloret, 2004). Por otro lado, Brown (2000), plantea una clasificación del régimen de fuego basado en las características y efectos de éste, y en la combinación de diferentes factores como frecuencia de incendios, periodicidad, intensidad, tamaño, patrón y estación del año.

La acepción clásica de la definición de régimen de fuego implica que la mayoría de los cambios producidos por el fuego en los ecosistemas, y la respuesta de éstos ante dicha perturbación, están regulados por las variaciones en los componentes del régimen del fuego; la *frecuencia* con que se producen, su *extensión*, la *estación del año*, y la *intensidad del fuego* (Gill, 1975; Whelan, 1997) (**Figura 1.4_1**). Otro componente es el *tipo de fuego*, donde se diferencian; i) los *fuegos de suelo*, donde arden los horizontes orgánicos y el fuego penetra en el suelo vía raíces de la vegetación, ii) los *fuegos de superficie*, donde se produce la quema del mantillo y de la biomasa superficial situada en contacto con el suelo, iii) *fuegos de copas* donde el incendio se propaga a través de las copas de los árboles (Pyne, 1984).

En contraposición, Krebs et al. (2010), plantean que el concepto de régimen de fuego se ha definido en las pasadas décadas refiriéndose a un grupo de parámetros fijos (frecuencia, tamaño, estacionalidad, intensidad y tipo de fuego), aunque en realidad, no hay un límite claro que separe los factores estrictamente relacionados con el fuego (duración, intensidad, etc) con los otros factores complementarios como serían las causas de la ignición, sequía, inflamabilidad del combustible, vientos, etc. Es por ello, que la definición de régimen de fuego no sólo debe considerar los aspectos pirolíticos, sino también la variación y predictibilidad de esas características (Christensen, 1993), y las condiciones para que se produzca el fuego además del impacto socioeconómico del mismo. Así, el régimen de fuego incluye junto con los aspectos propios del fuego, las condiciones bajo las que se produce y, el impacto que tiene (**Figura 1.4_1**) (Krebs et al., 2010).

Las diferencias entre ecosistemas varían considerablemente y por tanto, resultan en regímenes de fuegos distintos aunque, como ya se mencionó anteriormente, una fuente importante de los incendios está ligada a la acción humana. De los componentes del régimen de fuego, los conceptos de *intensidad* y *severidad* son los que posiblemente tienen una mayor influencia en el impacto y efectos producidos en el ecosistema, ya que influyen en las propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos (Raison, 2009).

Los conceptos de *intensidad* y *severidad* de un incendio, ha generado confusión y discusión debido a la falta de uniformidad en sus definiciones (Neary et al., 2006). Diferentes autores (Alexander, 1982, Stocks et al., 1989) usan el término de *intensidad* de fuego de una forma estrictamente termodinámica (intensidad de la línea de fuego), refiriéndose a la tasa de consumo de combustible y a la tasa de energía liberada. La dificultad que implica medir la energía liberada por el fuego, promueve que el término de intensidad de fuego pueda tener una aplicación práctica limitada para evaluar las respuestas del ecosistema. Es así, que el uso del término *severidad* de fuego es más amplio y se utiliza para describir los efectos del fuego en los diferentes componentes del ecosistema (Ryan, 2002). La *severidad* del fuego describe la magnitud del cambio, y por lo tanto, refleja el grado de variación en los componentes del ecosistema. Es dependiente de la naturaleza de la vegetación (entendida como combustible) y de la combustibilidad de ésta (ignición, inflamabilidad). Puede ser usada para describir los efectos del fuego en el suelo, en el sistema hidrológico, en la flora y fauna, en la atmósfera y en la sociedad (Simard, 1991).

Componentes del Régimen del Fuego

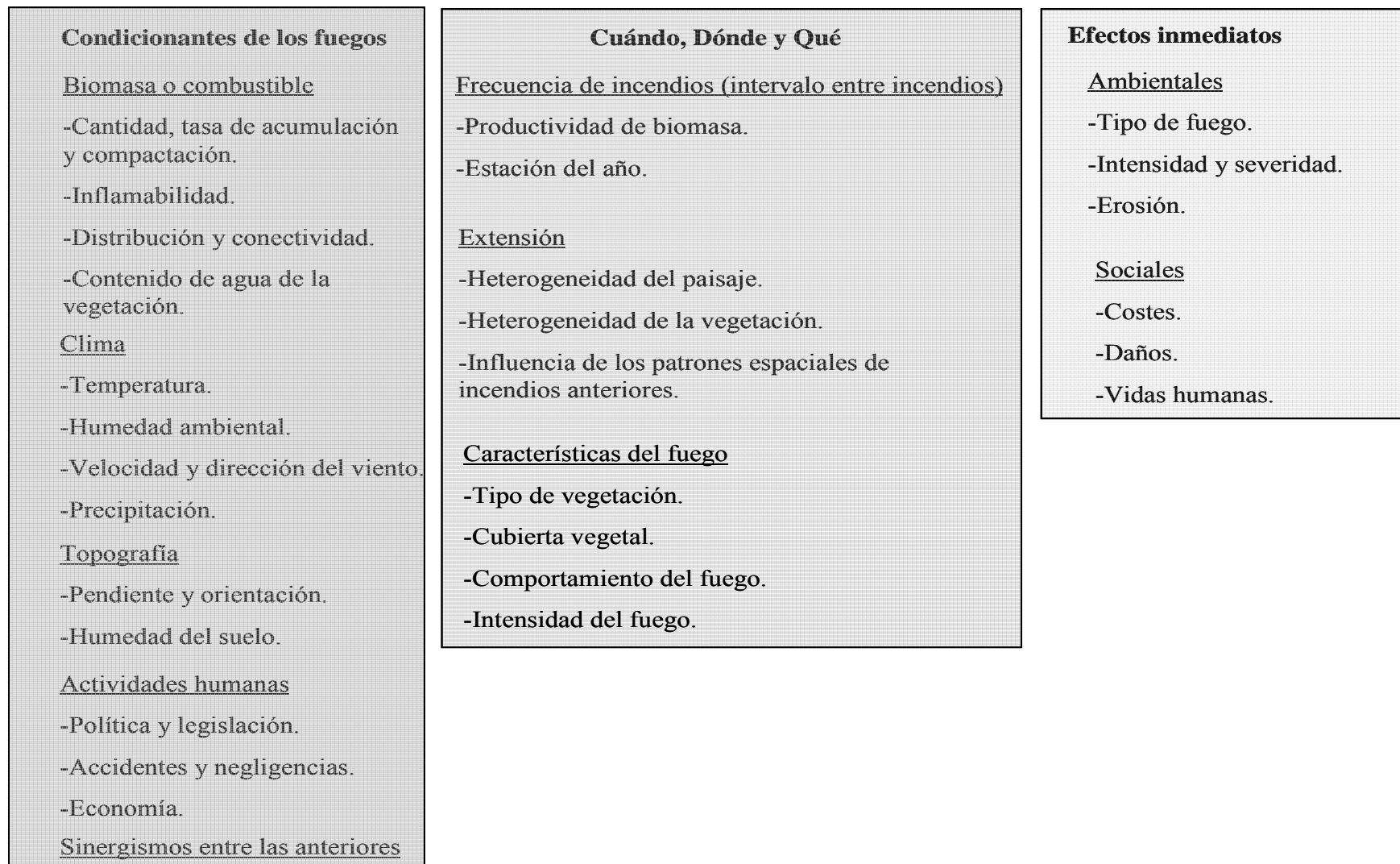


Figura 1.4_1. Componentes del régimen de fuego.

Un componente principal de la *severidad* sería la *intensidad* de fuego (Gimeno-García et al., 2004). El hecho de que la transmisión de calor al suelo puede estar delimitada por las propiedades térmicas de éste, y que el tiempo de duración de estas temperaturas sea básico y elemental en cuanto a los efectos producidos en el suelo, hace que la intensidad no sea necesariamente entendida como la energía total liberada por la quema, puesto que mucha energía liberada por la combustión no se transmite en el perfil del suelo o en profundidad (Frandsen and Ryan, 1985). El suelo es un mal conductor del calor y, por tanto, el frente de calor en profundidad suele ser limitado incluso en fuegos de alta intensidad (Ryan, 2002). Es así, que Ryan and Noste (1985) combinaron las clases de intensidad con la profundidad del frente de fuego, de esta forma la intensidad mide la energía liberada por un incendio (temperatura), mientras que la profundidad del frente de fuego es considerada como la duración (tiempo de permanencia). Por consiguiente, se explica la *intensidad* del fuego como un parámetro integrante de la *severidad*, y es entendida en términos de temperaturas máximas y tiempos de permanencia de las mismas en el suelo (Gimeno-García et al., 2004). Es por tanto el término *intensidad* el que se utilizará para clasificar los tipos de fuegos descritos en esta tesis doctoral.

Entre los factores que determinan la *intensidad* de un fuego se encuentran el clima (temperatura, humedad de aire, velocidad y dirección del viento), la topografía (pendiente, orientación), y principalmente, la biomasa. Las características de ésta última ejercen una marcada influencia en el grado de intensidad, además de presentar una estrecha relación con la frecuencia y recurrencia de incendios en una determinada zona (Whelan, 1997). De entre ellas destacan:

- La cantidad de biomasa disponible y su tasa de acumulación.
- Su grado de compactación y aireación (grado de combustión depende del acceso del oxígeno).
- Composición química. Los aceites y resinas incrementan el calor que se libera durante el proceso de combustión. Las especies en los matorrales esclerófilos, típicos del mediterráneo, presentan bajas concentraciones de elementos minerales y altas de resinas y aceites (Rotondi et al., 2003).

Según autores como Raison (1979), DeBano et al. (1979), Trabaud (1994) y Robichaud and Hungerford (2000), se establecen tres grados de *severidad* en los incendios en función de la intensidad alcanzada y de los efectos producidos en el suelo: baja, moderada o alta. Esta clasificación se basa en apreciaciones visuales (Moreno and Oechel, 1989), junto con medidas de las temperaturas máximas alcanzadas en el suelo y su tiempo de permanencia (DeBano et al., 1979; Gimeno-García et al., 2004). Aunque las divisiones entre estos grados no están claramente establecidas, de acuerdo con la bibliografía (Raison, 1979; DeBano et al., 1979; Trabaud, 1994; Giovannini, 1994; Robichaud and Hungerford, 2000) se puede establecer la siguiente diferenciación:

-Incendios de baja severidad. Caracterizados porque el suelo queda cubierto por una capa de cenizas oscuras debido al bajo grado de combustión de la materia orgánica. El mantillo queda parcialmente chamuscado y existe una baja mortalidad de la vegetación. Las temperaturas en la superficie del suelo oscilan entre 100°C y 250°C.

-Incendios de moderada severidad. Las temperaturas máximas en la superficie del suelo oscilan entre 300°C y 400°C. Se produce la casi completa combustión de la vegetación y mantillo, y no así de la materia orgánica del suelo. No se aprecia una alteración importante del color del suelo.

-Incendios de alta severidad. Las temperaturas en la superficie del suelo superan los 450°C-500°C. Se observa una capa de cenizas blanca debido a la combustión total de la vegetación y materia orgánica del suelo.

1.5. Calentamiento del suelo

De todos es conocido que la quema de la cubierta vegetal y la combustión de la materia orgánica por el fuego, produce la liberación de nutrientes que se incorporarán al suelo a modo de fertilización. Junto a ello existen numerosos procesos que interaccionan entre sí en un complejo conjunto de impactos sobre el sistema suelo. El tipo de vegetación y su composición influirán en la velocidad de combustión y en su evolución, alterando el funcionamiento normal del suelo y afectando tanto a los parámetros físicos, químicos como biológicos del suelo (Certini, 2005).

Tanto el estado del suelo previo al incendio como las características (físicas, químicas y biológicas) del lugar repercuten en los efectos producidos por el fuego en el suelo. Un ejemplo claro lo podemos observar en los efectos de la humedad del suelo. Los contenidos de humedad del suelo influyen directamente en la combustibilidad de las capas orgánicas, en la temperatura que se alcanza, en los tiempos de permanencia de éstas y, en la profundidad de penetración del frente de calor. En estudios realizados en el Mediterráneo francés, Valetté et al. (1994), mostraron como el contenido en agua de la capa superficial orgánica (horizonte O) ejercía una labor de aislamiento, de forma que se observó como el frente de calor en profundidad era menor en función de los mayores contenidos de humedad muestreados en el suelo afectado por distintos fuegos.

Según Raison (1979), las temperaturas alcanzadas en la superficie del suelo durante un incendio afectan principalmente a los primeros centímetros del suelo. Por tanto, durante los incendios, la superficie del suelo queda expuesta a temperaturas altas, y dado a que el suelo es un mal conductor del calor, la penetración de las temperaturas en profundidad se produce de forma transitoria y gradual (Ryan, 2002).

Se han encontrado en la bibliografía diferentes ejemplos donde el frente de fuego penetra en el suelo a diferentes profundidades en función de los contenidos de humedad. Autores como Blackwell et al., 1992 y Valetté et al., 1994, han mostrado como en incendios clasificados como de alta intensidad, debido a las temperaturas alcanzadas, la *severidad* del mismo en el suelo ha sido baja gracias a que la capa superficial de mantillo, con altos contenidos en humedad, han impedido el calentamiento del suelo dificultando su influencia en el perfil del mismo, al igual que muestra González-Pelayo et al. (2010c) en el estudio basado en los efectos del fuego a corto plazo tras una quema prescrita en la zona centro de Portugal.

1.5.1. Calentamiento artificial del suelo en horno mufla

El calentamiento del suelo en condiciones de laboratorio ha sido utilizado por diversos autores para caracterizar cambios en las propiedades del suelo a distintas temperaturas y tiempos de permanencia de las mismas (Giovannini et al., 1988; Giovannini, 1994; Josa March et al., 1994; Fernández et al., 1997; DeBano, 2000; Robichaud and Hungerford, 2000; Guerrero et al., 2001; Badia and Martí, 2003; García-Corona et al., 2004; Arcenegui et al., 2007; Terefe et al., 2008). Así, Giovannini (1994), describe los cambios en ciertas propiedades del suelo en función de las temperaturas alcanzadas. De 25°C-170°C se produce la deshidratación, de 170°C-220°C, revela un aumento de las características hidrófobas del suelo, de 220°C-460°C se produce la combustión de la materia orgánica del suelo y la re-agregación de partículas en tamaños mayores, de 550°C-700°C se pierden los grupos OH⁻ de las arcillas, y de 700°C-900°C se descomponen los carbonatos.

Por otro lado, DeBano (2000), determina las temperaturas relevantes en cuanto al aumento de las características hidrófobas del suelo. Encuentra que a temperaturas menores de 170°C no se producen cambios en este parámetro, mientras que de 175°C-200°C se forma una intensa capa hidrófoba. Por el contrario, de 280°C-400°C se destruye la capa hidrófoba.

Mientras, Robichaud and Hungerford (2000), debido a la respuesta no lineal del suelo, establecen rangos de temperatura para el calentamiento de las muestras en la mufla de: 170°C-220°C, 220°C-460°C, 550°C-700°C, 700°C-900°C.

En estos trabajos, Giovannini (1994), DeBano (2000) y Robichaud and Hungerford (2000), se pone de manifiesto la importancia de la temperatura alcanzada y los tiempos de permanencia de la misma, en el cambio producido en las propiedades de un suelo. Otros autores también utilizan el calentamiento de muestras de suelo en mufla para el estudio de diferentes propiedades de suelo en función de la temperatura alcanzada. García-Corona et al. (2004), estudia la estabilidad de agregados, porosidad y conductividad eléctrica de muestras de suelos desarrollados sobre granito y calentados en la mufla. Para ello, realizan el calentamiento de estas muestras a 25°C,

170°C, 220°C, 380°C y 460°C, durante 30 minutos. La velocidad de calentamiento es de 3°C por minuto, para así evitar la combustión repentina cuando se alcanza la temperatura de ignición.

En diferentes estudios se utilizan 30 minutos como el tiempo de permanencia, siendo el rango de temperaturas de 50°C, 100°C, 200°C, y 300°C (Josa March et al., 1994), de 150°C, 220°C, 350°C, y 490°C (Fernández et al., 1997), y de 25°C, 150°C, 250°C y 500°C (Badia and Martí, 2003). En la misma línea, Terefe et al. (2008) y Giovannini et al. (1988), utilizan temperaturas de 100°C, 200°C, 300°C y 500°C, y 25°C, 170°C, 220°C, 460°C, 700°C y 900°C, respectivamente, aunque en estos casos los tiempos de permanencia son de 60 minutos.

En contraposición a los tiempos de permanencia de 30 y 60 minutos, Guerrero et al. (2001) estudia los efectos de la temperatura en la agregación de las partículas de suelo. Utiliza 200°C, 400°C y 600°C, con una velocidad de calentamiento de 3°C por minuto, y mantiene estos picos de temperatura durante 2 minutos. Una vez se alcanza la temperatura deseada y pasados los 2 minutos de tiempo de permanencia, se apaga la mufla, y se deja abierta permitiendo que descienda la temperatura hasta los 25°C (condiciones de laboratorio). Entonces, y para los posteriores análisis de suelo, se toma el primer centímetro de la superficie de la muestra para así evitar los gradientes de temperatura producidos por el contacto de la porción inferior de la muestra con el pocillo de porcelana.

1.6. Efectos del fuego sobre las propiedades edáficas

A nivel global, la degradación edáfica influye en la alteración de los ciclos de la materia y la energía en el Planeta. El fuego influye en los sistemas edáficos al modificar sus características físicas, químicas y biológicas (Certini, 2005; Mataix-Solera y Guerrero, 2007), y con ello la repuesta hidrológica y erosiva ante las lluvias. Así, los incendios forestales influyen directamente sobre los procesos de erosión al eliminar la vegetación y ser el origen de cambios en la estructura, el balance de nutrientes y agua en el suelo (Cerdà y Mataix-Solera, 2009). El fuego puede alterar diferentes propiedades de los suelos (espacial y temporalmente), tanto de una manera directa o inmediata, por efecto del calor recibido, como indirecta, por la alteración posterior. La magnitud de esos cambios dependerá de varios factores, siendo la intensidad del fuego y la severidad con la que afecte al suelo, factores decisivos (**Figura 1.6_1**). También es de suma importancia el tipo de suelo y sus propiedades. No todos los suelos responden de la misma manera ante esta perturbación, y por tanto no todos serán igual de vulnerables a la degradación.

La perturbación causada por el paso de un incendio forestal afecta al sistema edáfico, siendo muchas de las propiedades modificadas temporalmente. El pH y la conductividad eléctrica del suelo suelen aumentar (Ulery et al., 1995), la microbiología del suelo se suele ver afectada tanto en biomasa microbiana, como en diversidad y actividad (Mataix-Solera et al., 2009), los

cambios cuantitativos y cualitativos de la materia orgánica pueden tener grandes repercusiones sobre otras propiedades del suelo (González-Pérez et al., 2004), la hidrofobicidad o repelencia al agua suele aumentar (Doerr et al., 2000; Arcenegui, 2008), los contenidos de agua pueden aumentar o disminuir en función de la intensidad del fuego (González-Pelayo et al., 2006; Hubbert et al., 2006), el contenido en carbonatos y la estabilidad de agregados puede verse modificados (Campo et al., 2008a,b), los cambios texturales producidos por incendios de alta intensidad pueden afectar al tamaño de partículas, disminuyendo las de tamaño arcilla en contraposición del aumento de las partículas de tamaño limo y arena (Giovannini et al., 1990). En este sentido, Mataix-Solera y Guerrero (2007) hacen una revisión de los principales cambios en las propiedades edáficas que suelen verse afectados por el fuego. Una de las principales conclusiones es que nunca o casi nunca podemos generalizar, y que los efectos serán muy variables dependiendo los factores que intervienen. En este sentido, Bryan (2000), muestra como la aceleración de los procesos erosivos está directamente relacionada con los cambios producidos en las propiedades edáficas.

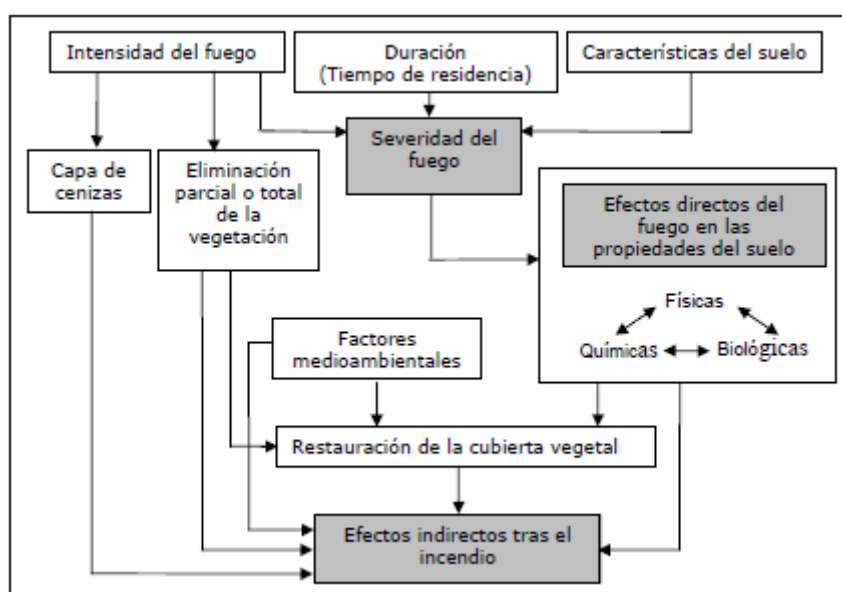


Figura 1.6_1. Esquema de los factores que influyen en el efecto del fuego en el suelo. Figura extraída de Arcenegui (2008).

Tras un incendio forestal, se puede presentar un escenario heterogéneo que una vez evaluado requiera la actuación en algunas zonas concretas, dependiendo de la gravedad de los efectos en el suelo y la vegetación o por el riesgo potencial de erosión. Esas decisiones se deben tomar una vez evaluados los efectos del fuego, ya que en determinados casos la intervención humana para “restaurar” zonas afectadas por el fuego puede causar más daño que el propio incendio. Efectos

diversos implican escenarios diferentes que requieren de respuestas distintas (Cerdà y Mataix-Solera, 2009).

1.7. Efectos del fuego sobre la erosión del suelo en España

La erosión hídrica del suelo es un proceso extraordinariamente activo en áreas forestales afectadas por incendios. Este proceso determinará la evolución de la zona quemada porque elimina la capa superficial de cenizas y el horizonte orgánico, parte esencial del suelo donde se presentan las reservas más abundantes de nutrientes, además de actuar como amortiguador del impacto producido por la energía cinética de las gotas de lluvia (Gimeno-García et al., 2007).

Del impacto del fuego y de los procesos de erosión post-incendio, dependerá en gran medida la resiliencia del sistema, su recuperación y la vuelta a las tasas iniciales pre-fuego. Es por tanto de vital importancia conocer los procesos erosivos post-incendio para establecer cual es la magnitud del impacto y los efectos producidos en el sistema.

Diversos trabajos (Robichaud and Waldrop, 1994; Inbar et al., 1998; Martin and Moody, 2001) muestran como los incendios forestales generan tasas de erosión no sostenibles. Aunque en contraposición, los incendios forestales forman parte del ecosistema y por lo tanto de su sostenibilidad. Es por tanto su recurrencia, la que provoca importantes pérdidas de suelo por erosión, y la consecuente degradación y la potencial desertificación del ecosistema (González-Pelayo et al., 2010b).

Históricamente, y en base a mediciones y estimaciones experimentales en la península Ibérica, se ha aceptado la idea de que los incendios forestales pueden contribuir a procesos de degradación y desertificación del territorio español (Sanroque et al., 1985). A partir de los 80 aumentó el número de investigaciones y publicación de trabajos científicos basados en estudios de erosión (Cerdà y Mataix-Solera, 2009).

Estos estudios han aportado datos que muestran como las tasas de erosión post-incendio pueden aumentar de 2 a 4 órdenes de magnitud respecto a los valores iniciales y/o control, o por el contrario y aunque en raras ocasiones, mantener tasas erosivas iguales o menores que los suelos control (Cerdà y Lasanta, 2005). En todos los casos, la variabilidad y agresividad en el patrón de lluvias ha influido tanto en el número de incendios (Millán et al., 1998) como en las pérdidas de suelo por erosión. Otros factores que influyen en los contrastados comportamientos de las zonas quemadas son: el tipo de roca madre (Cerdà y Navarro, 1997; Rubio et al., 1997), la intensidad y severidad del fuego (Gimeno-García et al., 2000), así como la recurrencia del mismo (González-Pelayo et al., 2010b), el manejo postincendio especialmente afectado por las talas (Edeso et al., 1998), o las medidas de control de la erosión posteriores (Bautista et al., 1996) como el acolchado con paja u otras aplicadas en la conservación de suelo y el control de la erosión (Abad et al., 2000).

Las mediciones realizadas en los últimos años permiten concluir que aunque las tasas de erosión se disparan tras los incendios, estas vuelven a sus valores previos tras unos años, ¿Cuántos? dependerá de la severidad (Robichaud et al., 2000; Gimeno-García et al., 2007), de las características del ecosistema (tipo de suelo, tipo de vegetación), de la distribución, intensidad y periodo de recurrencia de las lluvias (Benavides- Solorio and MacDonald, 2005), y de los contenidos de agua en relación con las tasas de infiltración y con la hidrofobicidad (Robichaud, 2000; Doerr et al., 2000; González-Pelayo et al., 2010a), entre otros. Diversos autores (Inbar et al., 1998; Martin and Mody, 2001, Mayor et al., 2007; González Pelayo et al., 2010b) han estimado que en sistemas semiáridos, el tiempo de recuperación de las tasas erosivas se encuentra entre 3 y 10 años dependiendo en muchos casos del régimen de lluvias (Mayor et al., 2007).

Tras incendios, se produce la aceleración del proceso erosivo, lo cual forma parte del sistema natural y de la geomorfología de la zona (Sanroque et al., 1985). El que los procesos erosivos en el mediterráneo sean regidos por episodios climáticos extremos, incluye al contexto geomorfológico. No obstante, el aumento de la recurrencia y severidad de los incendios debido a causas climáticas y antrópicas genera fuertes tasas de erosión, y con ello y junto a determinadas condiciones de la zona afectada, se puede desencadenar procesos de degradación del suelo con la posible desertificación del sistema.

1.8. Contenidos de agua en el suelo

Una característica importante del clima mediterráneo es el hecho de que los suelos presentan déficit de agua durante los períodos de verano debido a la ausencia de lluvias y a las altas temperaturas (Millán et al., 1998). Estas variaciones climáticas son más intensas en las áreas semiáridas de la región mediterránea, que a su vez, son más sensibles a la desertificación (Rubio and Recatalà, 2006). Este hecho favorece altas tasas de evapotranspiración potencial, manteniendo el suelo en condiciones de déficit de agua durante largos periodos de tiempo. La dinámica de la humedad del suelo depende, principalmente, de la presencia o ausencia de vegetación, de la textura del suelo, de la materia orgánica del suelo, de si existe o no costra de sellado, de la pedregosidad del suelo y de las variaciones en las características del suelo en combinación con el efecto de la micro-topografía (Fitzjohn et al., 1998). De acuerdo con estos factores, el suelo puede perder o conservar el agua. En condiciones de escasez de agua, el patrón de humedad del suelo es muy desordenado y su distribución puede ser muy compleja, mostrando una amplia variabilidad espacial y temporal (Williams et al., 2003). En cuanto a microclima del suelo, la importancia de los contenidos y de la capacidad de retención de agua en el suelo es determinante, ya que influye positivamente en el crecimiento de la vegetación, la actividad biológica del suelo, la estructura del suelo y la infiltración. La gran variabilidad en los

contenidos de humedad del suelo, tanto a nivel espacial como temporal (Williams et al., 2003), junto con los efectos de un incendio en la superficie del mismo, produce una amplia gama de respuestas en los ecosistemas afectados. Los efectos del fuego sobre la superficie del suelo, implican cambios en sus propiedades físicas (Andreu et al, 2001) y en los contenidos de agua (González-Pelayo et al, 2006; Hubbert et al, 2006). Algunos investigadores han mostrado como el almacenamiento de agua en el suelo es mayor en los suelos quemados, por contraposición, otros han encontrado un menor contenido de agua del suelo, mientras que otros no observaron cambios (Wells et al., 1979). La vegetación arbustiva mediterránea, con la distribución en mosaico, influye directamente en los patrones de humedad del suelo (Calvo-Cases et al., 2003). Al quemarse las áreas con vegetación, los *inputs* de materia orgánica, hojarasca y cenizas, promueven cambios físicos y químicos en los horizontes superficiales del suelo. Los espacios de suelo desnudo suelen presentar un bajo contenido de materia orgánica y una menor estabilidad estructural, junto con un menor diámetro medio de las partículas del suelo (Campo et al., 2008b). Por tanto, el efecto debido al impacto del fuego en el suelo puede producir cambios a diferentes niveles. Por ello, dependiendo de la intensidad del fuego y de la zona afectada, se producirán diferentes respuestas, tal como lo plantearon Pierson et al. (2001). Por lo tanto, es importante distinguir entre microambientes con vegetación o no (bajo de planta y suelo desnudo) para realizar una caracterización más precisa de humedad del suelo.

1.8.1. El equilibrio del agua en el suelo

El hecho de que el suelo esté constituido por partículas minerales y orgánicas de diferente naturaleza química, tipo y tamaño, y que presente una ordenación espacial, le confiere características de un cuerpo o matriz porosa. El comportamiento y propiedades del agua en el suelo están intrínsecamente relacionados con los de la matriz en la que ésta es retenida. El agua en fase líquida puede ocupar el sistema de poros, fundamentalmente de dos formas: (I) llenando todo el espacio poroso (suelo saturado) o (II) bien sólo una porción de este sistema de poros de diferentes diámetros que se encuentran interconectados (suelo no saturado), aquí el agua se encuentra formando cuñas de tipo capilar entre las partículas en contacto o bien, rodeando la superficie de dichas partículas (Ingelmo et al., 1986).

El agua está retenida al suelo con un determinado valor de energía potencial. La cantidad de agua que permanece en el suelo cuando las fases suelo-aire-agua están en equilibrio, es función del tamaño y volumen de poros, y por lo tanto en función del potencial matricial del suelo (Hillel, 1980). El potencial del agua en el suelo se expresa en unidades de energía por unidad de masa, o energía por unidad de volumen (**Tabla 1.8.1_1**).

Se define potencial matricial, como la porción del potencial del agua que se atribuye a la mayor o menor cantidad de coloides sólidos de la matriz del suelo. El potencial matricial es resultado

de fuerzas asociadas con los coloides de la matriz, y por lo tanto, con fuerzas como la adsorción y capilaridad de la interfase aire-suelo-agua. Puesto que el potencial matricial es un resultado directo de la presencia de la matriz o suelo, su contribución al potencial del agua del sistema aire-suelo-agua, es equivalente a comparar el agua en el estado de referencia con el agua con idénticas condiciones pero con la presencia de la matriz suelo (Taylor, 1972).

Tabla 1.8.1_1. Unidades de medida del agua libre en el suelo.

Bares	Kilopascales	pF
0	0	0.1
0.1	10	2
0.3	33	2.5
3	300	3.5
15	1500	4.2

Cuando dos sistemas de suelo en equilibrio y con diferentes potenciales son puestos en contacto, el agua se moverá del sistema de mayor potencial al de menor potencial. El flujo continuará hasta que los sistemas igualen sus potenciales, llegando ambos al equilibrio. Se realiza un trabajo espontáneo cuando se mueve agua desde el sistema de mayor potencial al de menor potencial. Igualmente, se requiere hacer trabajo o gasto de energía cuando se desea mover agua desde un sistema de menor potencial a otro de mayor potencial. Es la diferencia entre los potenciales la que define el flujo de agua y no la diferencia entre los contenidos de humedad. Expresado de otra manera, una zona de un suelo de mayor potencial negativo y menor contenido de agua, puede hacer fluir agua a otra zona de menor potencial negativo, aunque tenga un mayor contenido de agua.

El estado energético y el movimiento del agua en el suelo, vienen determinados por su energía potencial en cada punto, expresada como una diferencia de potencial en relación con el estado de equilibrio del suelo, condición que se alcanza cuando el sistema suelo se mantiene a temperatura, presión y cantidad de agua constante, sin que haya un movimiento neto de materia (agua) y energía (calor) en el sistema (Porta et al., 2003).

El agua está unida al suelo por *fuerzas de adsorción*, y *fuerzas capilares*. Ambos tipos de fuerzas se deben a la matriz de suelo porosa y a sus características, denominándose en conjunto *fuerzas matriciales* (Ingelmo et al., 1986) (**Figura 1.8.1_1**).

Las *fuerzas de adsorción o adhesión* se originan en la superficie de las partículas sin carga y son de origen molecular, como son las fuerzas de Van der Waals y los puentes de hidrógeno. Son de corto alcance pero de gran intensidad y dependen de la naturaleza, forma y tamaño de los constituyentes de la matriz del suelo. Son las fuerzas que mayoritariamente intervienen en la retención de agua a valores de pF altos (pF 3.5 y pF 4.2).

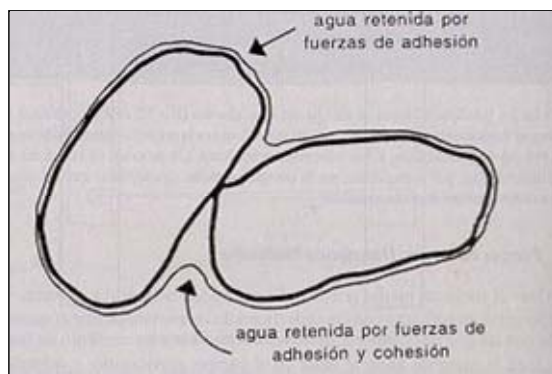


Figura 1.8.1_1. Esquema de las fuerzas de adhesión y cohesión en el equilibrio suelo-aire-agua. Fuente: Porta et al. (2003).

Las *fuerzas capilares o de cohesión* son aquellas debidas a los efectos capilares, y por lo tanto a las uniones entre moléculas de agua mediante puentes de hidrógeno. Hacen engrosar la lámina de agua adsorbida, a la que se unen y rodean. El agua queda retenida con poca intensidad, siendo ésta el agua absorbible por las plantas (Porta et al., 2003). Ésta suele quedar retenida en el suelo a valores de pF bajos (pF 0.1, pF 2, pF 2.5) (Ingelmo et al., 1986).

En la interfase agua-sólido, el líquido se encuentra absorbido, unido a la superficie del sólido por fuerzas de elevada intensidad, de tipo iónico y de orientación molecular, debidas fundamentalmente a la naturaleza polar del agua, a la hidratación de los micelios coloidales de la arcilla y del humus, y a la de los iones del complejo de cambio (Ingelmo et al., 1986).

Por lo tanto, el potencial del agua de un sistema en equilibrio se debe determinar respecto al agua en un sistema arbitrario que se define como de *referencia*. El sistema de referencia seleccionado por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo, es el agua libre y pura a la misma temperatura que el agua en el sistema y a la presión de una atmósfera (1.013×10^6 dinas/cm²). Bajo estas condiciones se dice que el agua está en el *estado de referencia* (Taylor, 1972).

Según Hillel (1980), el potencial hidráulico (ψ_h) o total del agua (ψ_T) en el suelo, es en función del potencial mátrico o matricial (ψ_m), del potencial gravitacional (ψ_g), del potencial osmótico (ψ_O), y del potencial de presión (ψ_P).

$$\psi_T = \psi_m + \psi_g + \psi_O + \psi_P \quad \text{Ec. 1}$$

-Potencial de presión (ψ_P). El potencial de presión en un equilibrio suelo-agua, es la porción del potencial del agua que resulta de una sobre-presión, y su contribución al potencial del agua es equivalente a comparar el agua en el estado de referencia con el agua donde sólo la presión ha cambiado respecto a éste

(Taylor, 1972). En un sistema de suelo no saturado, el agua no ejerce sobre-presión, por lo tanto, asumiremos que el potencial de presión es cero.

-Potencial osmótico (ψ_o). Se presenta como consecuencia de diferencias de concentración ante la presencia de membranas semipermeables, produciéndose un flujo hacia la solución más concentrada. La presión que origina este movimiento es la presión osmótica, que equivale en magnitud al potencial osmótico. En el suelo, las membranas semipermeables son las membranas celulares de las raíces, de forma que cuando la solución del suelo tiene un alto contenido en sales, la planta debe realizar un esfuerzo suplementario para absorber el agua. Por convenio, el potencial osmótico del estado de referencia es cero (Porta et al., 2003).

-Potencial gravitacional (ψ_g). Es el potencial atribuible a la fuerza de gravedad, y es dependiente de la elevación o la localización vertical del agua. Es la cantidad de trabajo, por unidad de cantidad de agua, en el equilibrio suelo-agua, que el sistema es capaz de hacer cuando el agua se mueve hacia otro sistema en equilibrio idéntico al anterior excepto que se encuentra en el estado de referencia (Taylor, 1972). En la práctica se toma como el estado de referencia cualquier plano, por lo general, la superficie del suelo, el nivel de la capa freática o la base del sistema radicular (Porta et al., 2003).

-Potencial mátrico o matricial (ψ_m). Es la porción del potencial total del agua que es atribuible a la cantidad de los coloides sólidos de la matriz del sistema suelo-aire-agua-planta. Podría definirse como la cantidad de trabajo por unidad de cantidad de agua, en el equilibrio suelo-agua, que el sistema es capaz de hacer cuando el agua se mueve hacia otro sistema en equilibrio idéntico al anterior excepto que no hay efecto de la matriz del suelo (Taylor, 1972). Este potencial resulta de las fuerzas asociadas con los coloides de la matriz e incluye a aquellas asociadas con la adsorción y la capilaridad. El potencial mátrico es equivalente pero opuesto en signo a la succión que realiza el suelo. Puesto que el potencial mátrico es un resultado directo de la presencia de la matriz, su contribución al potencial del agua del sistema suelo-agua, es equivalente a comparar el agua en el estado de referencia con el agua con idénticas condiciones pero con la presencia de la matriz de suelo. En la matriz de suelo, parte del agua está sujeta por fuerzas de adsorción, y consecuentemente no es capaz de realizar suficiente trabajo como el que realizaría el agua no sujeta a esas fuerzas.

Por ello, al asumir que el potencial de presión y el potencial osmótico son cero, el *potencial hidráulico o total*, se expresa considerando el potencial mátrico y el potencial gravitacional:

$$\psi_h = \psi_m + \psi_g$$

Ec. 2

La energía a la cual el agua se encuentra retenida a la matriz del suelo en el equilibrio suelo-agua, es dependiente de:

-Temperatura. El aumento de temperatura provoca que el agua se retenga al suelo con menos fuerza, teniendo mayor efecto en suelos de texturas finas. La influencia de la temperatura en el potencial del agua es pequeña en suelos a los que se aplican bajos valores de succión, pero aumenta a medida que el suelo se va secando y los valores de succión son mayores (Taylor, 1972).

-Matriz del suelo. La naturaleza y cantidad de coloides influyen en la curva característica de humedad o curvas pF. Los suelos arcillosos retienen más cantidad de agua que los suelos arenosos. En este sentido, el grado de agregación del suelo dota a la matriz de una distribución del tamaño de poros particular para cada suelo. Según Taylor (1972) y Guber (2003), los agregados de mayor tamaño son los que retienen más cantidad de agua a bajos valores de succión. Al aumentar los valores de succión, se observa como son los microagregados los que retienen más cantidad de agua, debido a que al tener menor tamaño dejan espacios de poros más pequeños donde adquieren más importancia los fenómenos de adsorción.

Hillel (1980), asume que el agua está retenida en el suelo con un determinado valor de energía potencial. La cantidad de agua que queda en el suelo cuando las fases suelo-aire-agua están en equilibrio es función del tamaño y volumen de poros, y por lo tanto en función del potencial matricial de éste.

La cantidad de agua que queda retenida en el sistema suelo a valores de succión bajos (entre pF 0.1 y pF 2) depende principalmente del efecto capilar y de la distribución del tamaño de poros, siendo por lo tanto el tipo de estructura de suelo y su grado compactación (**Figura 1.8.1_2**) las propiedades que definen el tamaño de los espacios porosos, y la cantidad de agua que queda retenida por fuerzas gravitacionales y capilares. Por otra parte, la retención de agua a altos valores de presión matricial (pF 3.5 y pF 4.2), tiene como base los fenómenos de adsorción y de superficie específica de los coloides de la matriz del suelo, siendo la textura una propiedad definitoria en la capacidad de retención de agua a estos valores (Hillel, 1980).

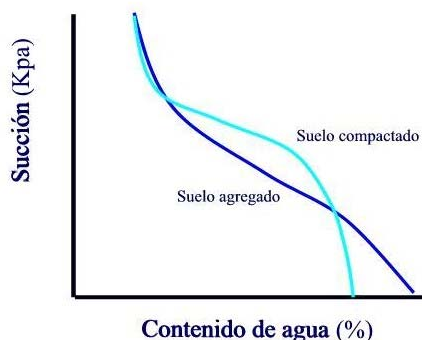


Figura 1.8.1_2. Efecto teórico de la estructura en la capacidad de retención de agua.

De forma simplificada, el agua del suelo puede considerarse agrupada en tres tipos, en función del grado de unión con las distintas partículas (Porta et al., 2003):

-*Agua higroscópica*, es el agua fuertemente fijada formando una fina película que recubre a las partículas del suelo. Es absorbida directamente de la humedad atmosférica, no está sometida a movimiento, y no es asimilable por las plantas (no absorbible). Está fuertemente retenida a valores de pF superiores a 4.5.

-*Agua capilar*, que es el agua retenida en los poros del suelo venciendo la acción de la gravedad. Hay dos tipos:

i) *Agua capilar no absorbible*. Se introduce en los tubos capilares más pequeños, <0.2 micras. Está muy fuertemente retenida y no es absorbible por las plantas. Se extrae a una fuerza de succión de pF de 4.5 a 4.2.

ii) *Agua capilar absorbible*. Es la que se encuentra en tubos capilares de 0.2-8 micras. Es un agua absorbible por las plantas. Es un agua útil para la vegetación, constituye la reserva durante los períodos secos. Está fuertemente absorbida y se extrae a valores de pF entre 4.2 a 3.

-*Agua libre o agua de gravedad*, que es la que inicialmente llena los poros del suelo y que posteriormente es arrastrada por la acción de la gravedad. Agua disponible para las plantas.

Sin embargo, algún autor (Porta et al., 2003) considera que estas categorías resultan arbitrarias y que describen al suelo como algo discontinuo. Por ello, consideran que el estado del agua en el suelo se debe describir en términos de la cantidad de agua (contenido de agua) y de la energía asociada a las fuerzas que la sostienen en dicho suelo (potencial del agua) (Bilskie, 2001).

Por tanto, el *contenido de agua* en el suelo se refiere a la cantidad de agua que se haya en cada posición de un suelo en un momento determinado. Dicha cantidad se puede expresar en términos de masa o volumen, tal como se detalla a continuación:

-*Contenido másico o gravimétrico de agua*: Es la masa de agua por masa de suelo seco

$$\theta_g = (M_w/M_s)*100 \quad \text{Ec. 3}$$

donde:

θ_g : humedad gravimétrica (%).

M_w : masa de agua (kg).

M_s : masa de suelo seco (kg).

-*Contenido volumétrico de agua*: Es el volumen de agua líquida por volumen de suelo

$$\theta_v = (V_w/V_t)*100 \quad \text{Ec. 4}$$

donde:

θ_v : humedad volumétrica (%).

V_w : volumen de agua en un momento dado (m^3).

V_t : volumen total del suelo (m^3).

Ambos contenidos están relacionados por la ecuación 3:

$$\theta_v = \theta_g (\rho_s/\rho_w) \quad \text{Ec.5}$$

siendo:

ρ_s , densidad aparente del suelo seco ($kg\ m^{-2}$)

ρ_w , densidad aparente del agua ($1000\ kg\ m^{-2}$)

El empleo del contenido volumétrico presenta ciertas ventajas frente al gravimétrico, al encontrarse directamente relacionado con el espacio poroso y las situaciones reales, sean estas en campo o laboratorio (Porta et al., 2003).

De esta forma, el contenido de agua indica cuánta agua está presente en el suelo, y puede ser utilizado para estimar la cantidad de agua almacenada en un perfil o la dosis de riego requerida para alcanzar la cantidad de agua deseada.

Los estados del agua del suelo se pueden clasificar, considerando su utilización por las plantas, en: saturación, capacidad de campo, y punto de marchitamiento permanente.

Un suelo se presenta “*saturado*” después de una lluvia copiosa o un riego abundante, o bien cuando existe una capa impermeable a poca profundidad que impide el drenaje. De esta forma el suelo tiene todos sus poros ocupados por agua (Porta et al., 2003).

La “*capacidad de campo*” (*field capacity*, FC) es el contenido de agua del suelo después de que el exceso ha sido drenado y la velocidad de descenso ha disminuido en grado considerable. Se trata del contenido máximo de agua que puede retener un suelo cuando la mayoría de la macroporosidad está ocupada por aire.

La dificultad impuesta por esta definición es la interpretación del tiempo necesario para que esto ocurra, siendo fijado inicialmente por diversos investigadores en un tiempo de dos o tres días después de un riego o una lluvia fuerte, pero numerosos suelos, incluso de textura gruesa, continúan drenando durante varias semanas (Ingelmo et al., 1986).

El “*punto de marchitamiento permanente*” (*permanent wilting point*, PWP) es el estado en el que las plantas ya no pueden absorber toda el agua que necesitan y se marchitan irreversiblemente, dado que a partir de la capacidad de campo, el agua del suelo se va perdiendo progresivamente por evaporación y/o porque ha sido absorbida por las plantas y/o por drenaje interno. Se puede definir como el porcentaje de humedad en el cual la fuerza de succión de la planta es exactamente igual a la presión negativa que el suelo ejerce sobre el agua (Hillel, 1986).

1.8.2. Curvas características de humedad, curvas pF

Un aspecto fundamental de las propiedades hidráulicas del sistema suelo, es la relación entre su contenido de agua y su capacidad de succión. Existe una relación de causa-efecto entre las características de la matriz y la cantidad de agua que ésta es capaz de retener, esta relación se conoce como la *curva característica de humedad* o *curva pF* .

El comportamiento del suelo en relación con el agua depende del modo como haya sido ésta captada, y de cómo el agua se distribuye en el espacio poroso. Hay dos formas de realizar la curva característica de humedad, por *sorción* (humectación) o por *desorción* (drenaje). La función de retención de agua por parte del suelo no es unívoca, sino que presenta una relación de *histéresis*, es decir, que el contenido de agua para un mismo potencial matricial aplicado es mayor cuando el suelo está sometido a desorción que cuando está siendo humectado, con lo cual, un mismo contenido de humedad es retenido con mayor energía si el suelo se está secando que si se está humectando (Jury and Horton, 2004). Por ello, la energía necesaria para extraer un volumen determinado de agua es superior a la empleada por el suelo para captarla (Ingelmo et al., 1986). En este contexto, el valor máximo del contenido de agua en una curva de sorción sería menor que el valor del máximo del contenido de agua en una curva de desorción. Y ello se debe a que cuando se realiza una curva de sorción, no se llegan a llenar todos los poros y queda aire atrapado en ellos (**Figura 1.8.2_1**).

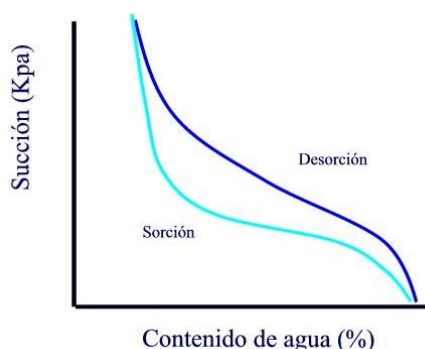


Figura 1.8.2_1. Fenómeno de histéresis. Curvas de sorción y desorción.

Según Porta et al. (2003), las causas de los fenómenos de histéresis son debidas, en general, a:

- Falta de uniformidad en la geometría de los poros individuales.
- Carácter opuesto del sistema de poros. Los poros inter-agregados condicionan la re-humectación, y los poros intra-agregados condicionan la desecación.
- Efecto del ángulo de contacto de las interfases. Los meniscos que avanzan tienen un ángulo de contacto y un radio de curvatura mayores. Los meniscos que retroceden hacen que en la desorción el potencial matricial sea menor que en la humectación.
- El aire atrapado dentro de los agregados hace disminuir el contenido de agua en suelos recién humectados, por lo que no se alcanza un verdadero equilibrio.
- Fenómenos de expansión y retracción, hacen cambiar la geometría del espacio de poros.

En los suelos con un alto porcentaje de pedregosidad, las curvas pF pueden estar sometidas a un error debido a la tendencia del investigador de eliminar determinados elementos gruesos y no otros en función del tamaño de las mismas. Según Berger (1976) y Oyonarte et al. (1998), existen ecuaciones para estimar el contenido de agua de suelos pedregosos, a partir de la proporción de piedras presentes en el suelo y el contenido de agua de las piedras y del suelo. Por ello, las propiedades de retención de agua pueden ser estimadas si conocemos las propiedades de retención de agua de los elementos gruesos y el suelo (Klute, 1986; Cousin et al., 2003). Las muestras de suelo utilizadas para la determinación de la curva pueden ser alteradas (tamizadas a 2 mm) o inalteradas. En este sentido, Bruand et al. (1996) estudia los contenidos de agua en muestras de textura arcillosa, franco-arcillosa, limosa y arenosa, que han sido alteradas, y las compara con otro conjunto de muestras con las mismas texturas pero inalteradas. Concluye que a pF 2.5 existen valores ligeramente superiores en las muestras alteradas respecto a las

inalteradas. Por otra parte, estas ligeras diferencias desaparecen cuando se calculan los contenidos de agua a valores mayores de pF.

La curva característica de humedad está fuertemente afectada por la textura. Los suelos con altos contenidos en arcilla presentan valores de retención de agua mayores que los suelos con altos contenidos de arena, para cualquier presión de succión. En el primer caso, la distribución del tamaño de poros es más uniforme y normalmente son de menor tamaño, por lo que queda más agua adsorbida para una misma presión matricial, así que al producirse un aumento de esta presión, la disminución del contenido de agua es gradual (**Figura 1.8.2_2**).

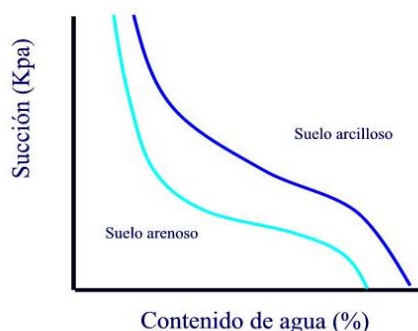


Figura 1.8.2_2. Efecto de la textura en la capacidad de retención de agua.

En los suelos con texturas arenosas, hay gran cantidad de espacios porosos grandes, siendo los fenómenos de adsorción relativamente poco importantes y predominando el efecto producido por las fuerzas de capilaridad. En el rango de suelos donde predominan las texturas arenosas, y una vez se ha vaciado el espacio poroso a un determinado valor de succión, queda muy poca cantidad de agua retenida. Mientras, en suelos con mayor porcentaje de arcilla, los fenómenos de adsorción adquieren gran importancia (Hillel, 1980). Son en estos poros de pequeño diámetro donde se encuentra la película de agua adsorbida a la matriz, siendo muy importante, en este caso, el modelo de doble capa difusa (Porta et al., 2003) y el tipo de iones que la componen. La cantidad de agua de la película es función de la superficie específica de los coloides, siendo por lo tanto la distribución del tamaño de partículas una propiedad determinante.

El papel que juega la materia orgánica en esta propiedad del suelo tiene un efecto directo en la función de retención de agua. Ello es debido a la naturaleza hidrofílica y/o hidrofóbica de la materia orgánica, la cual sabemos que cambia en función del tipo de materia orgánica, contenido de agua, y temperatura, entre otros (Doerr et al., 2000). Otro efecto, en este caso indirecto, es la modificación de la estructura del suelo por la incorporación de materia orgánica, lo que disminuye la densidad aparente, aumenta el tamaño y número de poros y también el grado de estructuración del horizonte, de forma que el suelo presenta mejores condiciones para el almacenamiento de agua.

El cálculo de los contenidos de agua del suelo y de la capacidad de retención de agua, se realiza mediante el principio de las cámaras o placas de presión Richards (Richards, 1947). Este método, consiste en equilibrar las muestras de suelo con la presión de aire creada en el interior. Las muestras saturadas de agua se introducen en el interior de la cámara y se aplica una determinada presión. Dependiendo del potencial matricial que se quiera establecer, esta presión de aire desplaza el agua contenida en la matriz del suelo a través de los poros microscópicos de la placa de cerámica y de las salidas de drenaje de la cámara hasta que se establece el equilibrio, donde se determina gravimétricamente el contenido de agua mediante la ecuación:

$$H_G (\%) = (P_H - P_S / P_S - P_V) * 100 \quad \text{Ec. 6}$$

Donde: H_G = humedad gravimétrica, P_H = peso de la muestra en húmedo (g), P_S = peso de la muestra seco en estufa a 105 °C (g), P_V = peso del pesa-sustancias vacío + anillo (g).

Conociendo la humedad gravimétrica a unos potenciales matriciales específicos, se puede hallar la capacidad de retención de agua de un suelo (SWRC). Esta se define como la diferencia entre el valor del contenido de humedad a capacidad de campo (FC) y el valor del contenido de humedad en el punto de marchitamiento permanente (PWP), por el espesor del horizonte (e) (Porta et al., 2003).

$$SWRC = (FC - PWP) * e \quad \text{Ec. 7}$$

La *capacidad de campo* se define como el contenido de agua que presenta un suelo después de 48 horas de un riego o de una lluvia abundante. Se trata, en cierta medida, del contenido máximo de agua que puede retener el suelo cuando la mayoría de los macroporos están ocupados por aire (Porta et al., 2003). Algunos autores indican que la capacidad de campo es el contenido de agua que retiene una muestra de suelo equilibrada con una presión de -10 kPa (Fies et al., 2002; Schjonning, 2002; Williamson et al., 2004), otros la establecen a -20 kPa (Ingelmo et al., 2000), y otros hablan de que la capacidad de campo se sitúa en un valor en torno a los -33 kPa (De Jong, 1983).

El *punto de marchitamiento permanente* se define como el contenido de agua por debajo del cual las plantas mesofíticas no son capaces de extraer agua del suelo. Corresponde al límite inferior del agua retenida por fuerzas capilares, absorbible por las raíces. Se estima, en general, como el contenido de agua que retiene una muestra de suelo equilibrada con una presión de -1500 kPa (Porta et al., 2003).

1.9. Infiltración del agua en el suelo

El proceso de infiltración del agua en el suelo actúa como gestor de la escorrentía superficial y por tanto del almacenamiento de agua en el suelo (Dunin, 1976). Es por ello un proceso fundamental en el ciclo hidrológico del agua, ya que controla y regula tanto la generación de escorrentía como la recarga de acuíferos, el almacenamiento del agua en el suelo y la evaporación de la misma (Cerdà, 1993) (**Figura 1.9_1**).

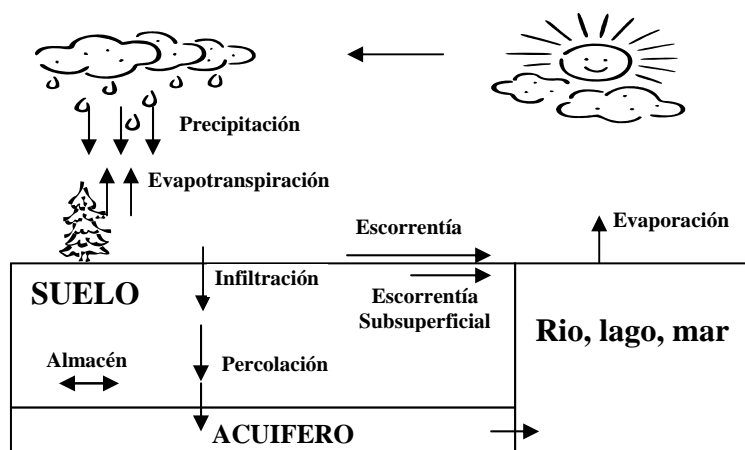


Figura 1.9_1. Esquema del ciclo hidrológico.

Jury and Horton (2004) definen el proceso de infiltración como la entrada, generalmente vertical, de agua a través de la superficie del suelo, lo que constituye la primera etapa en el movimiento del agua en el mismo. La entrada ocurre en condiciones no saturadas, bajo la influencia de los gradientes de potencial matricial, debido a las diferencias en el contenido de agua en el suelo y a la gravedad.

Para obtener una mayor visión del proceso de infiltración del agua en el suelo, se deben definir distintos conceptos que facilitan su comprensión. Entre ellos destacamos la *capacidad de infiltración* como la máxima tasa posible de infiltración en un momento determinado (Kirkby, 1978), o la *infiltración acumulada*, que es la cantidad de agua que se ha infiltrado por unidad de superficie de un suelo a lo largo de un determinado lapso de tiempo (Porta et al., 2003). Otro concepto importante es el de la *tasa de infiltración* o *velocidad de infiltración* que viene dado por el volumen de agua que penetra en el suelo por unidad de superficie y tiempo. Esta tasa, partiendo de unas condiciones de suelo seco, disminuye muy rápidamente a lo largo de los primeros momentos y tiende a estabilizarse asintóticamente a lo largo del tiempo. Otros autores se refieren a esta estabilización como “steady-state infiltration” o estado estacionario de la tasa de infiltración (Moody and Martin, 2001; Martin and Moody, 2001) (**Figura 1.9_2**).

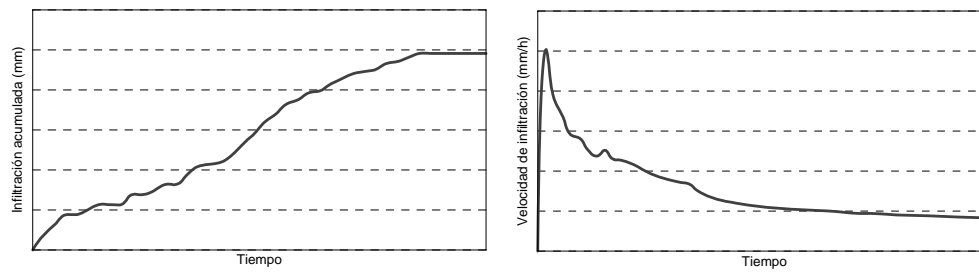


Figura 1.9_2. Infiltración acumulada y velocidad de infiltración.

En suelos que han sufrido el impacto de fuegos, la modificación o destrucción de los horizontes orgánicos y de la vegetación, pueden repercutir en la infiltración y por lo tanto en la hidrología del sistema (Imeson et al., 1992). Algunos autores (Inbar et al., 1998; Marcos et al., 2000) sugieren que la exposición del suelo al impacto de las gotas de lluvia, con la consecuente generación de una capa de sellado del suelo, dificulta el proceso de infiltración. Otros (Imeson et al., 1992, Giovannini, 1997; Doerr 2000), argumentan que el factor responsable de la disminución de la tasas de infiltración es el aumento en las características hidrofóbicas inducidas por el fuego, causando a su vez una disminución de la conductividad hidráulica (Robichaud, 2000). Se observa que el fuego produce una modificación de las propiedades físicas, químicas y biológicas en el horizonte superficial del suelo, que a su vez interviene en la disminución de la infiltración del agua en el suelo (Certini, 2005). Imeson et al. (1992) muestra como se modifican las propiedades de los suelos quemados generando distintas curvas de infiltración del agua en el suelo (**Figura 1.9_3**).

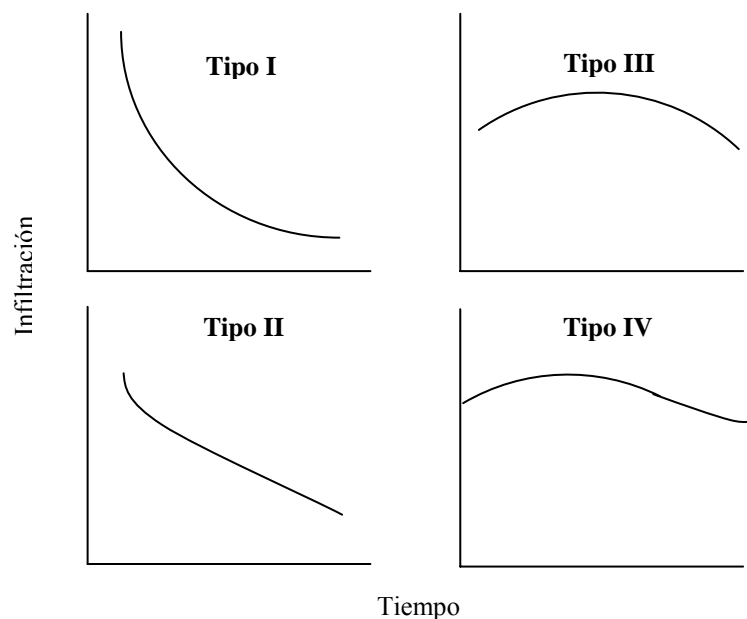


Figura 1.9_3. Tipos de curvas de infiltración en suelos quemados. Extraído de Imeson et al (1992).

El significado de cada curva está en función de las características post-incendio. Se observa que la curva tipo I es la respuesta estándar, donde la infiltración decrece exponencialmente con el tiempo alcanzando la tasa estable. La curva tipo II muestra como la infiltración sigue decreciendo con el tiempo, no alcanzando la tasa de infiltración estable. La curva tipo III es una respuesta donde la repelencia al agua es elevada en la primera parte del experimento, a posteriori, se observa una disminución exponencial de la tasa de infiltración. La curva IV es igual que la de tipo III, excepto que aquí la infiltración alcanza un valor estable posiblemente debido al efecto de los macroporos (Imeson et al., 1992).

1.9.1 Flujo del agua en el suelo

La mayoría de los procesos que implican interacciones entre suelo y agua ocurren mientras el suelo se encuentra en condiciones no saturadas (Hillel, 1980). El movimiento del agua en un suelo no saturado está sujeto a fuerzas de succión, que son equivalentes a un potencial de presión negativo. Este potencial de succión matricial negativo, se debe a la afinidad del agua por la superficie de las partículas de suelo y los poros capilares. De forma que el agua fluye espontáneamente de las zonas donde el potencial matricial es menor hacia donde es mayor, así la dirección del movimiento viene determinada por el valor de la diferencia de potencial total entre los dos puntos del suelo (Ingelmo et al., 1986).

La diferencia más importante entre el flujo saturado y no saturado, radica en los valores de conductividad hidráulica. Cuando el suelo está saturado, todos los espacios porosos están llenos de agua e interconectados y en estas condiciones, la continuidad y la conductividad hidráulica son máximas (Taylor, 1972). Pero cuando el suelo está desaturado, los poros de mayor tamaño comienzan a llenarse de aire, la conductividad decrece, y el flujo de agua discurre sólo en los poros de menor tamaño y dependiendo además del grado de saturación (contenido de agua) (Hillel, 1980) (**Figura 1.9.1_1**).

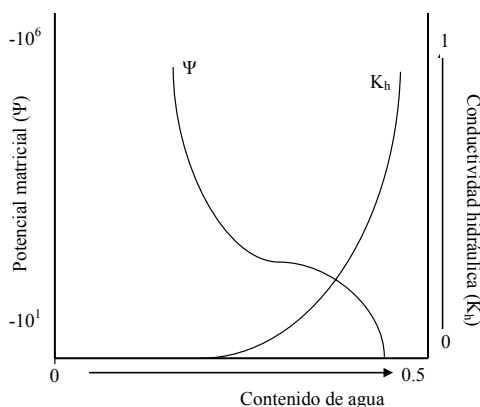


Figura 1.9.1_1. Relación entre el potencial matricial, la conductividad hidráulica y el contenido de agua.

Los suelos de texturas gruesas (mayor porcentaje de poros de mayor tamaño) tienen mayor conductividad hidráulica cuando están humectados, de forma que el agua se mueve con menor restricción que en los suelos con texturas finas y poros de menor tamaño. Cuando los suelos de texturas gruesas están secos, la conductividad hidráulica disminuye, aumentando además la tortuosidad entre espacios porosos. Sin embargo, los suelos con texturas finas presentan menor conductividad hidráulica en húmedo, pero conforme el potencial matricial se va haciendo más negativo (secado del suelo), ésta decrece más lentamente que en suelos de textura gruesa. Por consiguiente, conforme el suelo se va secando la conductividad hidráulica en los suelos con texturas finas es mayor. Ello es debido a que los suelos con texturas finas presentan poros más pequeños y por lo tanto, mayor superficie de contacto con el agua que los suelos con texturas gruesas. Consecuentemente, en los últimos estadios del drenaje, el frente de humectación avanzará de forma más rápida en suelos con texturas finas que en suelos con texturas gruesas. Podría concluirse que a potenciales matriciales más negativos (régimen no saturado), los suelos con texturas finas presentan mayor conductividad hidráulica que suelos con texturas gruesas (Taylor, 1972; Jury and Horton, 2004) (**Figura 1.9.1_2**).

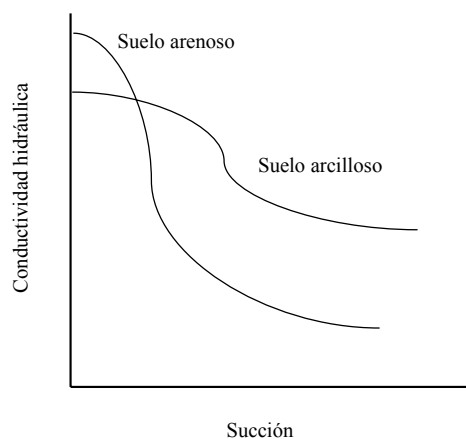


Figura 1.9.1_2. Dependencia de la conductividad hidráulica con el potencial de succión (escala log-log).

La **Figura 1.9.1_2** muestra como a valores de succión superiores al del punto de intersección de las curvas ($pF > 2$), existe una escasa cantidad de agua retenida por el suelo arenoso. Esta agua se encuentra rodeando las partículas o formando cuñas capilares entre partículas vecinas, con elevadas fuerzas de fricción que dificultan el movimiento, por lo que el valor de conductividad hidráulica decrece rápidamente. Sin embargo, en el suelo arcilloso y a estos valores de succión, la cantidad de agua retenida es mayor y se encuentra ocupando los poros más finos, y circulando por ellos, hacia otros poros interconectados de parecido tamaño (Ingelmo et al., 1986).

La relación entre la conductividad y la succión o potencial matricial del suelo, también se ve afectada por el fenómeno de histéresis, siendo diferente en el estado de humectación que en el

de secado del suelo. A determinado valor de succión, un suelo en la fase de secado contiene más agua que uno en la fase de humectación (Hillel, 1980).

1.9.2. El proceso de infiltración

Partiendo de una situación teórica de suelo seco, con un perfil homogéneo y con igual contenido de humedad en todos los puntos, la entrada de agua provoca la aparición de una zona húmeda en la parte superior, mientras la inferior permanece seca. El perfil hídrico resultante se debe al potencial hidráulico (potencial matricial), que caracteriza el estado energético del agua en los distintos puntos del sistema (Porta et al., 2003). De esta forma, en el perfil hídrico podemos diferenciar varias zonas en función de los contenidos de agua y el tiempo (**Figura 1.9.2_1**):

- La *zona de saturación* corresponde a la superficie de suelo donde el contenido volumétrico del agua en el suelo es igual al contenido de saturación del mismo, siendo el potencial matricial cero. En esta zona, la velocidad de infiltración está condicionada por la conductividad hidráulica.
- La *zona de transición* se sitúa debajo de la anterior. El potencial matricial sigue siendo cero, puesto que el contenido volumétrico está cerca de la saturación, de forma que actúa el potencial gravitacional.
- En la *zona de humectación o transmisión* el contenido de humedad decrece bruscamente hasta que el contenido volumétrico alcanza el contenido inicial.

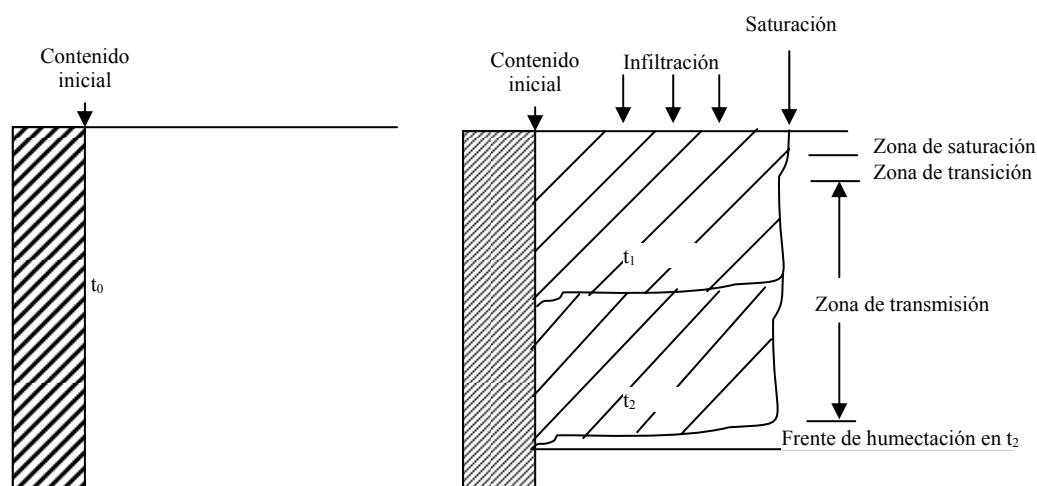


Figura 1.9.2_1. Perfil hídrico resultante (teórico) de la entrada de agua en el suelo mediante el proceso de infiltración. t , tiempo. Figura extraída de Porta et al. (2003).

Temporalmente, según Cerdà (1993), en el proceso de infiltración de la lluvia se distinguen tres fases:

-*Sin encharcamiento.* Ocurre cuando la conductividad hidráulica del suelo es mayor que la precipitación. De forma que un aumento en la precipitación produciría un incremento de la humedad del suelo, y con ello de la capacidad de infiltración.

-*Antes del encharcamiento.* Cuando el suelo está cercano a saturarse pero la presión del agua en el suelo aún es negativa. Un aumento de la precipitación superaría el umbral de la presión negativa y se produciría el encharcamiento. Esta fase umbral está dominada por la intensidad de la lluvia y por la humedad antecedente.

-*Después del encharcamiento.* Se consigue un almacenamiento del agua en superficie y la saturación del suelo superficialmente. Con el aumento del nivel de lluvia, se produciría encharcamiento y/o escorrentía.

En condiciones reales, de suelo no homogéneo, se ha observado que el avance del agua en profundidad se presenta como un frente de humedad (Ritsema et al., 1998). En condiciones secas, el flujo es relativamente rápido mientras la conductividad hidráulica sea alta.

Las diferencias en estructura, textura y tamaño de agregados intervienen en el movimiento del agua. En suelos con misma textura pero con diferente estado de agregación, cuando se aplica agua, ésta avanza más rápidamente en el suelo con mayor porcentaje de agregados estables. Cuando cesa la aplicación de agua, ésta y el frente de humedad avanzan más rápidamente en el suelo desagregado (Taylor, 1972), debido a que presenta una mayor relación superficie/volumen, y un potencial matricial más negativo.

Consideremos un suelo con un horizonte de textura arenosa que subyace a otro de textura franca. Si se aplica agua, el frente de humedad no alcanza el horizonte arenoso hasta que el horizonte suprayacente esté necesariamente saturado, el potencial matricial se equilibre y se haga más positivo que el potencial matricial del horizonte arenoso (**Figura 1.9.2_2**).

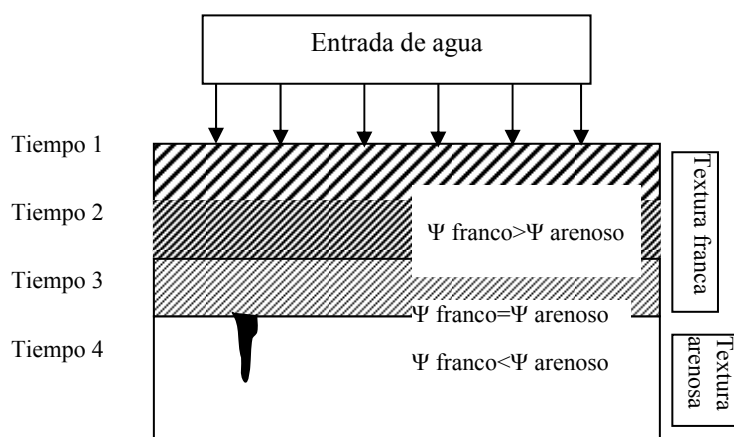


Figura 1.9.2_2. Evolución del frente de humedad en un suelo con un horizonte de textura franca suprayacente a otro con textura arenosa. Ψ , potencial matricial en valores absolutos.

El término redistribución del agua en el suelo, se refiere al movimiento continuo del agua en la profundidad del perfil tras el cese del riego o lluvia en la superficie del suelo (Jury and Horton, 2004). Al dejar de infiltrar agua en un suelo no saturado, el movimiento no cesa inmediatamente, sino que ocurre una redistribución del agua hasta que el potencial hidráulico del suelo se hace uniforme. El proceso se complica al aparecer fenómenos de histéresis, evaporación y absorción radicular. A medida que se reduce el gradiente de potencial hidráulico, disminuye el flujo de redistribución, haciéndose menor la conductividad hidráulica a medida que el suelo se va secando. La dirección del movimiento del agua en el suelo viene determinada por el valor de la diferencia del potencial total entre dos puntos del suelo. Teniendo en cuenta que en el suelo, el potencial total del agua es negativo, el movimiento se produciría desde los puntos de menor a mayor potencial (Ingelmo et al., 1986). El gradiente de potencial hidráulico es la fuerza conductora del flujo de agua en condiciones isotermas. Es el potencial resultante de la suma de los potenciales de presión, matriciales y de gravedad (Taylor, 1972).

En la zona no saturada, el movimiento del agua y los solutos se produce a través de flujos preferenciales, que suelen presentar mayores contenidos de humedad, y por lo tanto de agua por unidad de área que las zonas de alrededor (Gee et al., 1991), junto con unos valores de conductividad hidráulica mayores. Calvo-Cases et al. (2003), definen los flujos preferenciales de infiltración en suelos calcáreos con poca profundidad, atribuyendo su desarrollo a la existencia de macroporos producidos por raíces, actividad biológica y pedregosidad. Estos autores, describen mediante experimentos realizados con simulador de lluvia, tres modelos conceptuales de redistribución de agua en el perfil de un suelo durante el proceso de infiltración (**Figura 1.9.2_3**).

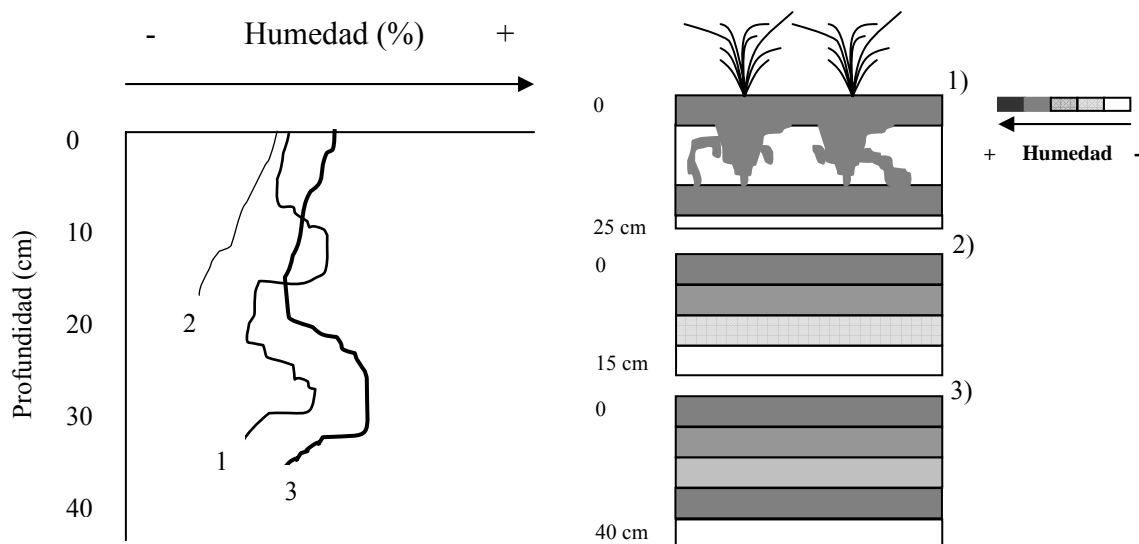


Figura 1.9.2_3. Modelos de redistribución de agua en el suelo durante el proceso de infiltración: 1) y 3), redistribución no uniforme de agua en el suelo; 2) redistribución de agua en el suelo uniforme. Figura extraída de Calvo-Cases et al. (2003).

El primer modelo corresponde a un proceso de redistribución de agua no uniforme. Ocurre en los suelos poco profundos y bajo vegetación, donde se suelen mostrar superficies no compactadas ni encostradas. En este caso, el horizonte superficial y un segundo horizonte intermedio alcanzan los mismos valores de humedad prácticamente al mismo tiempo. Entre estos dos horizontes se encuentra el horizonte intermedio, donde se obtienen valores de humedad menores durante el proceso de infiltración. Este horizonte es de transmisión, de forma que el agua es transferida bastante rápido, a través del flujo por macroporos, de la parte superior (humectada) a los horizontes más profundos, observándose un menor contenido de agua en el horizonte intermedio.

El segundo modelo corresponde a una redistribución del agua de forma uniforme a lo largo del perfil. Suele ocurrir en suelos sellados y en zonas de suelo desnudo (sin vegetación). En este modelo, el gradiente de humedad decrece de los horizontes superiores a los más profundos, observando la no existencia de flujo rápido por los macroporos, y la existencia de un progresivo avance del frente de humedad.

El tercer modelo posee características de los dos precedentes. Es un modelo de redistribución de agua no uniforme. Suele presentarse en suelos profundos. Este modelo muestra como los valores de humedad en el horizonte superior y los horizontes más profundos son similares aunque los horizontes más profundos tardan más tiempo en humectarse que en el primer modelo descrito, indicando así un flujo preferencial por los macroporos. Sin embargo, los horizontes intermedios, en este caso, presentan la característica de retener mayores contenidos de agua, aunque nunca tan altos como los existentes en el horizonte superficial y el más profundo. Este comportamiento indica que el flujo por los macroporos es más lento que en el descrito en el primer modelo, además de que los horizontes intermedios (mejor estructurados) retienen mayores cantidades de agua, con lo cual se retarda la generación de escurrimiento.

1.10. Caracterización de la hidrofobicidad

En determinadas circunstancias algunos suelos pueden presentar repelencia al agua (hidrofobicidad) y son considerados hidrofóbicos. En los suelos hidrofóbicos la infiltración puede verse retardada o impedida (Brandt, 1969). Es decir, en los suelos que presentan esta característica, el agua no se absorbe fácilmente. Dependiendo de la persistencia de la hidrofobicidad, el agua penetrará en la superficie después de un periodo de tiempo (desde algunos segundos hasta horas o incluso días si hay una hidrofobicidad extrema). Schreiner and Edmund (1910) fueron los primeros en observar esta propiedad. Según Doerr et al. (2000), la afinidad o repelencia entre el agua y una superficie sólida se origina por un balance entre las fuerzas de adhesión y cohesión. De este modo, cuando las fuerzas de adhesión superan a las de cohesión, el líquido penetra fácilmente en el suelo. Cuando las de adhesión son menores que las

de cohesión, el agua permanece en la superficie del suelo y se dice que los suelos son hidrofóbicos, formándose un ángulo entre la superficie del agua y la del sólido mayor o igual a 90° (Hillel, 1998). En general se asume que un suelo es hidrofóbico cuando una gota de agua tarda más de 5 segundos en ser absorbida completamente por el suelo (Dekker and Jungerius, 1990).

La hidrofobicidad tiene grandes implicaciones. El hecho de que se retarde la infiltración puede aumentar la escorrentía superficial y acelerar los procesos erosivos (Imeson et al., 1992), aumentar la transferencia de contaminantes y filtrado de nutrientes por la formación de flujos preferenciales (DeBano, 2000), disminuir la producción de determinados cultivos, así como de la actividad microbiana y germinación de las semillas (Doerr et al., 2002).

La hidrofobicidad ha sido observada por diferentes autores en prácticamente todo el mundo (Doerr et al., 2000). La acumulación de ciertos compuestos orgánicos, como hidrocarburos alifáticos y compuestos anfílicos son responsables de la hidrofobicidad de los suelos (Doerr et al., 2000). Se han utilizado varios métodos de extracción para determinar la composición química de los compuestos que pueden estar relacionados con la presencia de hidrofobicidad (Franco et al., 2000; Mainwaring et al., 2004; Doerr et al., 2005; Morley et al., 2005), aunque la composición exacta de todos ellos está lejos de ser establecida completamente. Horne and McIntosh (2000) utilizando diferentes procedimientos de extracción en suelos arenosos de Nueva Zelanda, identificaron lípidos neutros, constituidos principalmente por alcanos y triglicéridos, lípidos ácidos, fundamentalmente cadenas largas de ácidos grasos y una fracción soluble con carácter anfílico y con un importante papel en el desarrollo de la hidrofobicidad. Se ha comprobado que el grado de hidrofobicidad depende del contenido de agua del suelo y de los ciclos de humectación y secado que condicionan la orientación de los compuestos anfílicos en la superficie de los minerales (Ma'shum and Farmer, 1985; Horne and McIntosh, 2000). Mainwaring et al. (2004) concluyeron que las muestras hidrofóbicas que estudiaron contenían compuestos polares de elevada masa molecular y, que la presencia de este tipo de compuestos en una cantidad suficiente eran responsables de la hidrofobicidad del suelo. Morley et al. (2005), también encontraron que la presencia de compuestos polares de elevada masa molecular, como ácidos grasos/amidas (con 23-24 átomos de carbono), establecían una diferenciación entre muestras hidrofílicas e hidrofóbicas. Franco et al. (2000) observó que algunos de los compuestos hidrofóbicos extraídos en muestras de suelos presentaban una composición química similar a la encontrada para materiales procedentes de *Eucalyptus sp.*

Estos compuestos orgánicos pueden estar presentes unidos a las partículas o agregados del suelo (Doerr et al., 2000), o de forma libre entre las partículas minerales y agregados del suelo (Franco et al., 1995). La procedencia de estos compuestos es principalmente de la vegetación. Por ejemplo, de exudados de las raíces (Dekker and Ritsema, 1996; Doerr et al., 1998), por compuestos lavados de las hojas de las plantas (Doerr et al., 2000; DeBano, 2000) o

directamente de la descomposición de la materia orgánica (McGhie and Posner, 1981). Diferentes especies arbustivas, arbóreas, y herbáceas han sido relacionadas con la presencia de hidrofobicidad en los suelos (Doerr et al., 2000; Martínez-Zabala et al., 2009a; Gimeno-García et al., 2011). En cuanto a los microorganismos, Schantz and Piemeisel (1917) asociaron la presencia de hidrofobicidad con una densa acumulación de hifas de hongos. También se han propuesto que diferentes proteínas producidas por hongos, como por ejemplo la glomalina, pueden inducir hidrofobicidad en el suelo (Rillig et al., 2005).

Con respecto a los suelos quemados, la hidrofobicidad puede modificarse dependiendo de la temperatura alcanzada ya que el fuego puede inducir, aumentar o destruir la hidrofobicidad en los suelos (DeBano et al., 1976). Este efecto ha sido observado por diversos autores desde finales de los años 60 (DeBano et al., 1970). Durante un incendio, en los primeros centímetros del suelo, se produce la destilación de ciertos compuestos orgánicos, y parte de estos gases pueden desplazarse hacia el interior del suelo y condensar alrededor de los agregados y partículas minerales donde las temperaturas son más bajas (DeBano et al., 1970). Después de un incendio, el estudio de la hidrofobicidad o repelencia al agua es de gran interés, ya que es responsable, junto a otros factores, del aumento de la escorrentía superficial y la erosión del suelo (DeBano, 1981; DeBano, 2000; Martin and Moody, 2001).

Entre los diferentes métodos propuestos para evaluar la hidrofobicidad del suelo, se encuentra el de medir el ángulo de contacto entre el agua y el suelo, lo cual resulta difícil cuando la superficie no es completamente plana como en el caso del suelo (Letey, 2001). Otro método es el “índice de repelencia”, propuesto por Tillman et al. (1989) y basado en la sorptividad del agua y del etanol. Hallett and Young (1999) desarrollaron un microinfiltrómetro con el cual se puede medir la infiltrabilidad de agregados individuales, y así poder calcular el índice de repelencia. Lewis et al. (2006) y Robichaud et al. (2008) proponen el uso de un infiltrómetro de campo (minidisk, Decagon) para medir de forma rápida y objetiva la hidrofobicidad del suelo.

De entre todos los métodos existentes, los más utilizados y de fácil aplicación son:

- 1) WDPT (del inglés, *Water Drop Penetration Time; Tiempo de Penetración de la Gota de Agua*), que consiste en colocar una gota de agua sobre la superficie de un suelo seco, y registrar el tiempo que la gota tarda en ser totalmente absorbida (Van't Woudt, 1959). Con este método se mide la persistencia de la hidrofobicidad, definida como el tiempo que tarda una gota de agua para ser absorbida completamente por el suelo (Watson and Letey, 1970).
- 2) MED (del inglés, *Molarity of an Ethanol Droplet*) es otro de los métodos utilizados para evaluar la hidrofobicidad en el suelo. Este método consiste en aplicar sobre el suelo gotas de disoluciones de etanol de distinta concentración hasta encontrar a qué concentración de etanol el suelo absorbe la gota (Letey et al., 2000). Con este método se mide la severidad de la repelencia.

Ambos métodos proporcionan datos cuantitativos y, dependiendo del valor que se obtenga con uno u otro método, se establecen clases de hidrofobicidad (Roberts and Carbon, 1971; Bisdorn et al., 1993; USDA Forest Service, 2003). En las **Tabla 1.10_1** y **Tabla 1.10_2** se muestra la clasificación para cada método propuesta por Bisdorn et al. (1993) y por Doerr et al. (1998). La relación entre ambas medidas ha sido estudiada, pero no se han obtenido resultados claros (Doerr et al., 1998). El uso de diferentes métodos y de diferentes definiciones de las clases de hidrofobicidad hace que los resultados de diversos estudios no sean comparables.

Tabla 1.10_1. Clases e intervalos de tiempo de la hidrofobicidad medida mediante el método del WDPT (Bisdorn et al., 1993).

Clases	Hidrofílica	Hidrofobicidad								
		Suave			Fuerte			Severa		Extrema
WDPT	≤ 5	10	30	60	180	300	600	900	3600	> 3600
Intervalo (s)	≤ 5	6 a 10	11 a 30	31 a 60	61 a 180	181 a 300	301 a 600	601 a 900	901 a 3600	> 3600

Tabla 1.10_2. Clasificación utilizada para medir hidrofobicidad con el MED (Doerr et al., 1998).

Clase	Clase de severidad	Concentración de etanol (%)
1	Muy hidrofílico	0
2	Hidrofílico	3
3	Ligeramente hidrofóbico	5
4	Moderadamente hidrofóbico	8.5
5	Fuertemente hidrofóbico	13
6	Muy fuertemente hidrofóbico	24
7	Extremadamente hidrofóbico	36

Se ha observado que los suelos con pH ácidos y de textura arenosa son los más susceptibles de presentar hidrofobicidad (Wallis et al., 1993). Aunque también se ha observado la presencia de hidrofobicidad en suelos calcáreos quemados y no quemados (Holzhey, 1969; Dekker and Jungerious, 1990), pocos estudios han profundizado sobre esta propiedad en suelos forestales calcáreos mediterráneos, salvo las contribuciones de Mataix-Solera et al. (2004; 2007), Arcenegui et al. (2007; 2008), Cerdà and Doerr (2007).

De acuerdo con estudios realizados anteriormente por Arcenegui et al. (2007; 2008) y Mataix-Solera et al. (2007) en suelos carbonatados de la provincia de Alicante, es en las fracciones finas de los agregados del suelo donde la persistencia de la hidrofobicidad es mayor.

Otro método utilizado para determinar las características hidrofóbicas del suelo es el infiltrómetro minidisco (Robichaud et al., 2008), cuyas características y uso será expuesto más adelante.

1.11. Hipótesis y objetivos

El hecho de que la recurrencia del fuego sea un factor a tener en cuenta durante los últimos 50 años en el mediterráneo español, y que en las últimas décadas se haya producido un incremento en el uso de quemaduras controladas para la gestión de los bosques, nos plantea el reto de estudiar los efectos producidos a nivel hidrológico en el suelo y los posibles procesos erosivos asociados.

En este contexto, se plantea la hipótesis de que los efectos sobre las propiedades hidrológicas del suelo, y los consecuentes procesos erosivos debidos a incendios recurrentes, aún de severidades bajas o moderadas, son más dañinos para el sistema edáfico que los producidos por incendios no recurrentes.

El objetivo general de este trabajo se basa en caracterizar a corto (1 año) y medio plazo (4 años), los efectos producidos en las propiedades hidrológicas y los procesos erosivos, por un fuego recurrente en una ladera con un suelo mediterráneo representativo de gran parte de las zonas de la Comunidad Valenciana, contrastando con los efectos derivados en un edafosistema similar y afectado por quemaduras controladas.

Para ello, se han seleccionado dos áreas de estudio de características similares en cuanto a litología, y diferentes en cuanto a las características de la precipitación; la Estación Experimental de La Concordia, y la zona forestal de Podentes, Portugal.

Junto a este objetivo general, se establecieron los siguientes objetivos específicos:

1. Evaluar el grado de intensidad de los incendios experimentales en La Concordia y del fuego controlado en Podentes, mediante el análisis de las temperaturas alcanzadas en la superficie del suelo y su tiempo de permanencia.
2. Estudiar el efecto del calentamiento artificial del suelo (en laboratorio) sobre la capacidad de retención de agua, materia orgánica, contenido en carbonatos y estabilidad de los agregados.
3. Estudiar el efecto de los incendios experimentales y controlados sobre algunas de las propiedades del suelo que influyen en las propiedades hidrológicas (estabilidad de los agregados, contenido en carbonatos, contenido en materia orgánica).
4. Analizar el impacto de los distintos fuegos en las propiedades hidrológicas de los suelos, mediante:

- 4.1. La caracterización de los contenidos de agua (curvas pF) y de la capacidad de retención de agua de los suelos, antes y después de los incendios, y su relación con la presencia/ausencia de vegetación.
 - 4.2. El estudio de la hidrofobicidad natural e inducida por el fuego.
 - 4.3. El análisis de las tasas de infiltración y de la capacidad de infiltración en estos suelos y su relación con la presencia/ausencia de vegetación.
 - 4.4. La caracterización de las curvas-respuesta de humedad de un suelo no quemado en función de las características de las precipitaciones.
5. Analizar la evolución temporal de la capacidad de retención de agua, de los contenidos de agua y de las tasas de infiltración en suelos.
6. Estudiar el funcionamiento hidrológico y de los procesos erosivos en laderas afectadas por incendios. Relacionar los cambios en las propiedades hidrológicas de los suelos con los procesos desencadenados.

2. Marco general

2.1. La estación experimental permanente de campo de La Concordia

La estación experimental de La Concordia se construyó en 1995 gracias al convenio de colaboración entre el CSIC y la Generalitat Valenciana para el estudio del impacto de incendios forestales repetidos. La finalidad de esta estación de campo ha sido y es, estudiar el impacto de los incendios forestales de distintas intensidades sobre el suelo y la vegetación, en un ecosistema característico del área mediterránea, y más en particular, de la Comunidad Valenciana (Rubio et al., 2003). Gracias al apoyo de la Generalitat Valenciana y el CSIC, el grupo de trabajo cuyo responsable es el Dr. D. Jose Luis Rubio, ha participado de forma activa y eficaz en numerosos proyectos Nacionales y Europeos como son la RESEL (Red de Estaciones Experimentales de Seguimiento y Evaluación de la Erosión y Desertificación), ERMES II (An integrated methodology for projecting the impact of climate change and human activity on soil erosion and ecosystem degradation in the Mediterranean: a climatological gradient and dynamic systems approach), ECO-SLOPES, (Eco-engineering and Conservation of Slopes for Long-term Protection from Erosion, Landslides and Storms), entre otros.

Esta estación experimental se localiza a 50 Km al noroeste de la ciudad de Valencia, en un área forestal denominada La Concordia, en la Partida del Corral de Ambrosio, perteneciente al término municipal de Lliria (Valencia). Esta infraestructura está ubicada en la Sierra Calderona, alineación montañosa que pertenece a la vertiente más oriental del Sistema Ibérico. La estación experimental se encuentra en 39°45' latitud N y 0°43' longitud W, y se sitúa entre 500 y 575 metros sobre el nivel del mar (**Figura 2.1_1**). La ladera donde se construyó la presenta una pendiente media del 30%, una orientación SSE, y a mitad de ladera se pueden observar afloramientos rocosos de calizas jurásicas. Esta zona forma parte de una cadena montañosa de mediana elevación (entre 200 y 1200 metros sobre el nivel del mar) en dirección perpendicular (NO-SE) al mar Mediterráneo. La zona carece de corrientes de agua superficiales permanentes, sin embargo, por su orografía y las divisorias de aguas, todo el caudal vierte hacia la cuenca del río Túria a través de diferentes barrancos y ramblas (Campo et al., 2006). En esta sierra afloran materiales de la era mesozoica, de los periodos triásico, jurásico y cretácico (IGME, 1977).

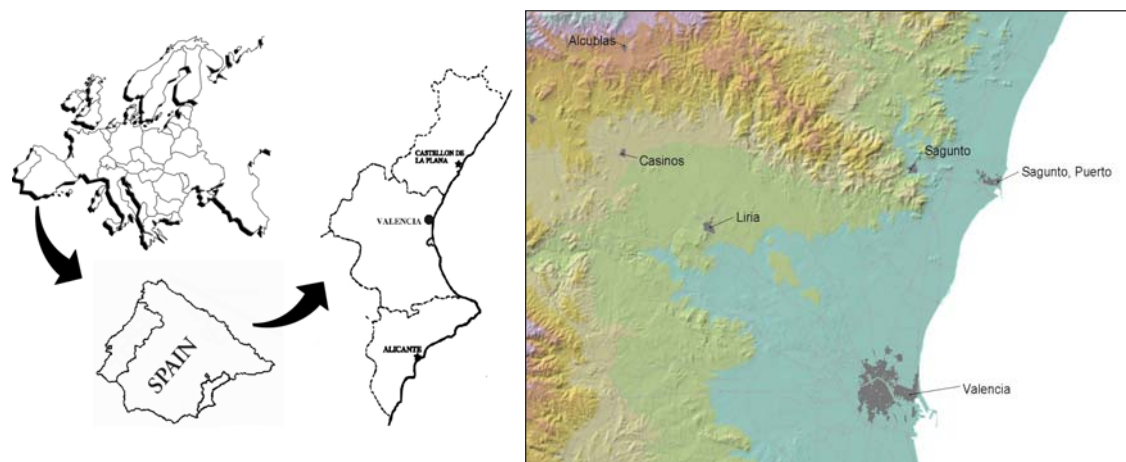


Figura 2.1_1. Localización del área de estudio de La Concordia (Valencia, España).

2.1.1. Suelos

El suelo representativo del área de estudio, se desarrolla sobre materiales consolidados carbonatados del Jurásico y calizas micríticas del Kimmeridgiense inferior y medio (IGME, 1977). La presencia de calizas micríticas, grises y tableadas, posee gran importancia en la diferenciación edáfica y condicionan en este caso la clasificación del suelo. En el área de estudio se tomaron dos perfiles de suelo (uno en la parte alta y otro en la parte baja de la ladera donde se instaló la Estación) que se han clasificado como *Leptosol réndzico fase lítica* (FAO, 1999; WRB, 2006) (**Foto 2.1.1_1** y **Tabla 2.1.1_1**). Las características macro-morfológicas y sus respectivas propiedades físicas y químicas se presentan en la **Tabla 2.1.1_2**. De las características macro-morfológicas destacan, el espesor del horizonte Ah1 (15 cm), el color pardo oscuro, la textura equilibrada (entre franco-arenosa y franco-limosa), la presencia de frecuentes gravas y pedregosidad angular, además de frecuentes poros, discontinuos y caóticos. La presencia de raíces finas y muy finas es abundante, y el pH (H₂O) está alrededor de 7.21. También cabe destacar la elevada estabilidad estructural (entre 31.5% y 39.7%), una elevada capacidad de retención de agua (alrededor del 22%) y un contenido total de carbonatos de alrededor de 53%. Su contenido en materia orgánica es relativamente alto (superior al 8% en los horizontes Ah1), como corresponde a suelos forestales. También presenta una buena capacidad de intercambio catiónico (entre 27 y 39.5 cmol/kg), siendo la limitación más importante de este suelo, su escaso espesor (menos de 40 cm de profundidad) y la elevada pedregosidad superficial y en el perfil, en torno al 40-50%.



Horizontes			
	Ah1	Ah2	Ck
Prof (cm)	0-15	15-30	30-40
Arena (%)	60.84	----	----
Limo (%)	27.88	----	----
Arcilla (%)	7.52	----	----
Clase textural	Areno-limosa	----	----
Humedad (%)	30.83	28.54	29.55
E. E. (%)	32.95	39.7	----
pH H₂O	7.17	7.3	7.21
pH ClK	6.85	6.94	7.03
C. E. (dS/m)	0.07	0.06	0.10
CO₃ (g/kg)	430.10	567.20	698.90
M.O. (g/kg)	98.10	62.20	47.20
N Total (g/kg)	4.05	2.92	2.41
C/N	41.66	36.63	33.68
N-NH₄ (mg/kg)	9.03	3.50	11.87
N-NO₃ (mg/kg)	6.64	6.13	5.79
P₂O₅ (mg/kg)	3.50	3.30	3.30

Foto 2.1.1_1 y Tabla 2.1.1_1 Aspecto y principales características físico-químicas del perfil La Concordia.

Tabla 2.1.1_2. Descripción del suelo representativo de La Concordia (Leptosol rendzico).

Profundidad	Horizonte	Descripción
0-15 cm	Ah1	Pardo oscuro (10YR 4/3) en seco y pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arenoso; estructura moderada, granular, mediana; no adherente, no plástico, suelto en húmedo y blando en seco; frecuentes poros, discontinuos, caóticos, exped, muy pocos medianos y muy finos, caóticos, indep y tubulares; frecuentes gravas y gravilla y pocas piedras, angulares, redondeadas y planas, no meteorizadas; calcáreo; comunes a abundantes raíces finas, medianas y muy finas; abundante actividad biológica con abundantes pellets de lombriz en superficie; transición gradual y ondulada a un Ah2.
15-35 cm	Ah2	Pardo (10YR 5/3) en seco y pardo amarillento (10YR 3/4) en húmedo; franco limoso; estructura moderada, subangular, mediana a granular gruesa; ligeramente adherente, ligeramente plástico, friable y blando en seco; frecuentes poros, discontinuos, finos y medianos, caóticos, indep y tubulares; pocos exped y vesiculares; pocas piedras y pedregón, ligeramente redondeadas, no meteorizadas, y poca grava, plana, ligeramente meteorizada; calcáreo; comunes raíces finas y medianas, horizontales, alguna carbonizada; transición brusca e irregular al R.
+ 35 cm	R	Calizas micríticas

2.1.2. Clima

La zona donde se ubica la Estación Experimental se encuentra en el piso Mesomediterráneo de ombroclima seco. Para la caracterización climática se ha tomado como referencia la estación

meteorológica más cercana situada en Casinos. La temperatura media anual es de 16.3°C, oscilando durante el año entre 13.3°C en el mes más frío y 25.8°C en el mes más caluroso. La precipitación media anual oscila alrededor de los 400 mm, destacando dos picos de precipitación a lo largo del año, uno en otoño, otro en primavera y un periodo seco en verano. El tipo climático, según el método de Thornthwaite (Tamés, 1949), es semiárido (D), con escaso o ningún exceso de agua (d), mesotérmico y con valores bajos de eficacia térmica estival, donde el 48% de la evapotranspiración tiene lugar en verano. Según la clasificación de pisos bioclimáticos y ombroclimas de Rivas-Martínez (1987), pertenece al piso Mesomediterráneo inferior (el valor del índice de termicidad es 346) con un ombroclima seco (precipitación media anual 377 mm) (Gimeno-García et al., 2007).

El estudio intra-anual de la evolución de la precipitación y las temperaturas muestra como los valores máximos de temperatura coinciden con los mínimos de precipitación en la época estival, dando lugar a un déficit de humedad en el suelo durante los meses de junio, julio y agosto. Por otro lado, de octubre a marzo la precipitación supera la evapotranspiración potencial, existiendo en este periodo un almacenamiento de agua en el suelo. Es en abril y mayo, cuando los valores de precipitación superan los valores de evapotranspiración, no produciéndose un déficit de agua en el suelo debido a que éste actúa como reserva de humedad, y facilitando así a la vegetación el uso de esa reserva hídrica.

Para una mayor precisión y conocimiento de los parámetros climáticos y del suelo, en el año 2002, se sustituyó la antigua estación climatológica por una nueva, dotada con sensores de humedad relativa, temperatura del aire, radiación neta, radiación bruta, contenido en agua del suelo, flujo de calor del suelo, velocidad y dirección del viento, y precipitación (**Foto 2.1.2_1**).



Foto 2.1.2_1. Estación climática en La Concordia.

2.1.3. Vegetación

Esta zona se encuentra situada en la provincia corológica Valenciano-Catalano-Provenzal-Balear y en el subsector Valenciano-Castellonense, perteneciente al Piso Bioclimático Mesomediterráneo de ombro clima seco (Costa, 1986).

Las comunidades vegetales climáticas de bosque, maquia y garriga perennifolias y esclerófilas, están escasamente representadas en la zona, al haber sido sustituidas por diversos cultivos de secano (algarrobos, almendros, olivos y viñas). La vegetación potencial en el área de estudio está formada por una comunidad de matorral bajo, perteneciente a la asociación *Rhamno lycioides-Quercetum cocciferae*, con *Quercus coccifera*, *Juniperus oxycedrus* y *Rhamnus lycioides*, propia de áreas Mesomediterráneas inferiores de clima semiárido con clara influencia del litoral (Gimeno-García et al., 2000). Esta asociación se encuentra bastante degradada debido a los incendios recurrentes acaecidos en esta zona (último incendio en 1978), de forma que las especies más representativas son *Ulex parviflorus*, *Rosmarinus officinalis*, *Rhamnus lycioides*, *Cistus clusii*, *Quercus coccifera*, *Juniperus oxicedrus*, *Stipa tenacissima*, *Anthyllis cytisoides*, *Globularia alypum*, *Thymus vulgaris* y *Brachypodium retusum*. Por otro lado, según el Proyecto de Ordenación del Monte de La Concordia (Ministerio de agricultura, 1961), en la zona de estudio existía un pinar con ejemplares de edades que variaban entre los 67 y 87 años, con unas alturas medias que oscilaban entre 6-10 metros.

2.2. Área de estudio de Podentes, Centro de Portugal

El área de estudio seleccionada para la realización de una quema controlada, y el posterior estudio de los efectos del fuego en los parámetros físicos y en los procesos hidrológicos del suelo (contenidos de agua y tasas de infiltración), se ubica en el municipio de Podentes, a 30 km al suroeste de la ciudad de Coimbra (región centro de Portugal). Concretamente, este municipio se engloba dentro del Distrito (región) de Penela (**Figura 2.2_1**). Geológicamente, esta zona pertenece a una región calcárea conocida con el sobrenombre de las “Terras de Sicó”. Esta área se sitúa en la orla Meso-Cenozoica del gran macizo arcaico que constituye la meseta Ibérica, concretamente, en la parte calcárea de la orla, unidad que se distribuye aproximadamente desde Aveiro hasta Lisboa (**Figura 2.2_1**). Las “Terras de Sicó” se caracterizan por ser paisajes desarrollados sobre materiales calcáreos y dolomíticos del Jurásico con pocos cauces de aguas permanentes, donde predominan las colinas dolomíticas con cimas más o menos aplanadas a altitudes menores de 300 m de altitud. Aquí es donde se ubica nuestra área de estudio (**Foto 2.2_1**).

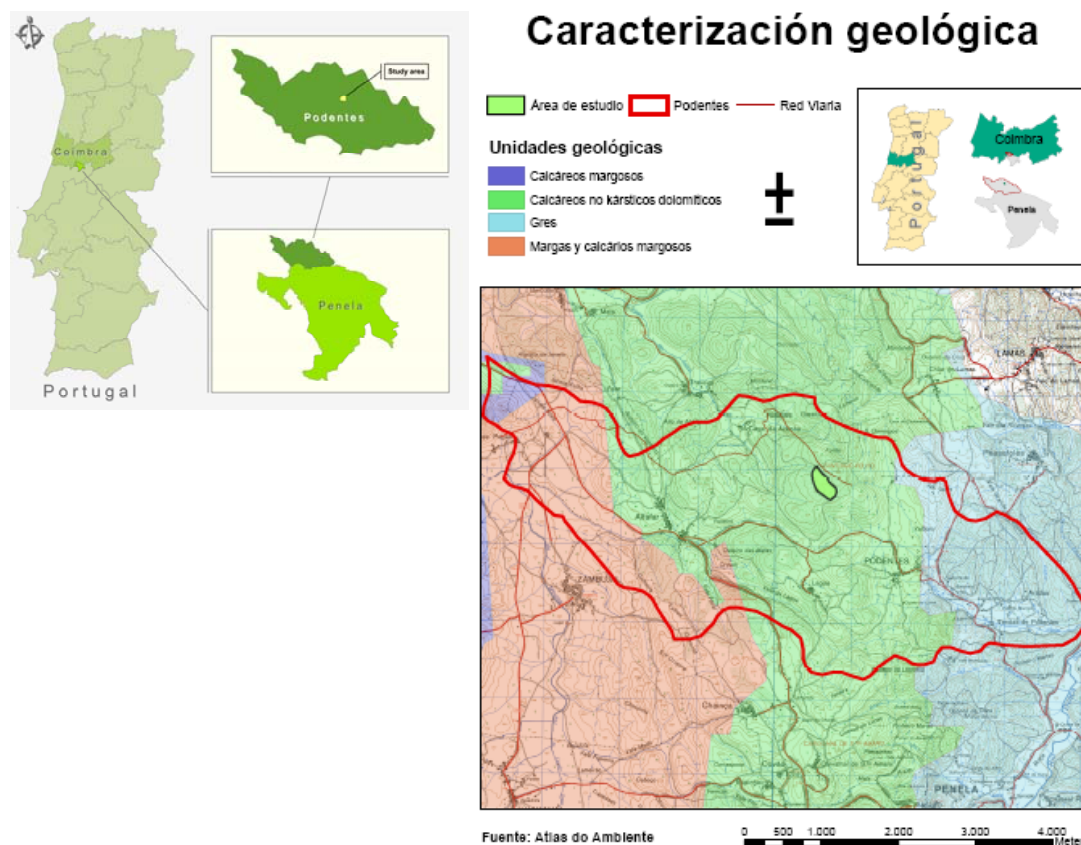


Figura 2.2_1. Ubicación del área de estudio en la Región centro de Portugal. Geología representativa del área de estudio de Podentes, Portugal.

Bioclimáticamente, pertenece a la asociación fitosociológica *Arisaro-Quercetum broteroi*, característica de la Beira Litoral portuguesa. La especie bioindicadora de esta asociación es una subespecie de quejigo (*Quercus faginea* subsp. *broteroi*), un endemismo del Oeste portugués. La serie de vegetación que acompaña los quejigales se encuentra sobre todo en algunas manchas de la Beira Litoral donde el suelo se deriva de la meteorización de rocas sedimentarias calcáreas neutras a alcalinas, esencialmente margas, calizas margosas y dolomías del Jurásico.

La *etapa madura* de esta serie está formada por bosques densos pluriestratificados, dominados por el quejigo. Su sotobosque es denso y casi impenetrable debido a la multitud de lianas y fanerófitos, como la zarzaparrilla (*Smilax aspera* var. *altissima*), madreselvas (*Lonicera implexa*, *Lonicera etrusca*), rubia o raspalengua (*Rubia peregrina*) y zarzas (*Rubus ulmifolius*). Se encuentran también arbustos de hoja laurácea como el laurel (*Laurus nobilis*), el labiérnago de hoja ancha (*Phyllirea latifolia*), el durillo (*Viburnum tinus*), y otros de hoja esclerófila, como el labiérnago de hoja estrecha (*Phyllirea angustifolia*) y el aladierno (*Rhamnus alaternus*).



Podentes. Ladera Noreste (LNE).



Podentes. Ladera Suroeste (LSW).

Foto 2.2_1. Área de estudio de Podentes. Arriba, ladera Noreste. Bajo, ladera Suroeste.

La *orla arbustiva* se compone de zarzas de la asociación *Lonicero-Rubetum ulmifoliae* con abundantes endrinos (*Prunus insitoides*). La orla herbácea puede variar en función de las condiciones hidrológicas y pedológicas: en suelos con mayores contenidos de humedad y ricos en nitrógeno se compone de la asociación *Leucanthemo-Cheirolophetum sempervirentis*, y en suelos con menores contenidos de humedad, alcalinos, pobres en compuestos de nitrógeno y expuestos a temperaturas más elevadas, se compone por la asociación *Bartsio-Origanetum virentis*.

La *etapa de prebosque* se compone de matas de coscoja (*Quercus coccifera*), perteneciente a la asociación *Melico-Quercetum cocciferae*. En lugares con mejores condiciones hídricas, como en las dolomías y en los suelos derivados de margas o en el fondo de valles sombríos excavados en calizas duras, el madroño (*Arbutus unedo*) se encuentra abundantemente. Por el contrario, en los lugares con mayor drenaje y microclimas más cálidos, como en laderas orientadas al Sur, el carrascal aparece con el acebuche (*Olea europaea*), el lentisco (*Pistacia lentiscus*) y la encina (*Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*).

Las *etapas arbustivas altas* varían mucho en función de las condiciones de relieve. En suelos alcalinos o neutros y profundos, se observan comunidades de brezo (*Erica scoparia*), tojo (*Ulex jussiaei*) y coronilla (*Coronilla glauca*). Cuando los sustratos son ácidos, el brezo tiende a desaparecer, dejando paso a lavandas y tojos de la asociación *Lavandulo-Ulicetum jussiaei*.

Las *etapas arbustivas bajas*, muy influidas por el pastoreo y los incendios, también varían en función de los suelos, observándose, desde comunidades de jara blanca (*Cistus albidus*) sobre “terras rosas”, hasta tomillares de la asociación *Teucrium-Thymetum sylvestris*, sobre suelos pedregosos o margosos.

El área de estudio, se compone de dos laderas con pendientes entre 9% (5°) y 17% (10°) que vierten hacia un área plana de fondo de valle. En ambas laderas se observan afloramientos rocosos de material calcáreo y una geomorfología típica de Karst desarrollado sobre calizas jurásicas. Una vez delimitada el área a quemar, se describió exhaustivamente la vegetación predominante y el tipo de suelo representativo, diferenciando dos unidades de paisaje en función de características edáficas, de orientación y vegetación: ladera NE (LNE) y ladera SW (LSW). En la LNE la pendiente media es del 17% y presenta una orientación NE. La vegetación predominante es de *Quercus coccifera*. Esta faja de vegetación está bastante desarrollada y se distribuye en un continuo en la ladera, aunque también están presentes especies vegetales como *Pistacia lentiscus*, *Erica scoparia* y *Arbutus unedo*. Por otro lado, en la LSW la pendiente es más suave (9%), su orientación es SW, y la vegetación se distribuye en mosaico con espacios de suelo desnudo entre el matorral predominante, compuesto principalmente por *Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus* y *Arbutus unedo*.

2.2.1. Suelos

Los suelos predominantes en esta zona, especialmente en las laderas, son en su mayoría esqueléticos y con escasa diferenciación edáfica, además de presentar frecuentes afloramientos rocosos (Agencia Portuguesa do Ambiente, 2009). Así, para caracterizar el área de estudio, se describieron dos perfiles de suelo, ambos desarrollados sobre calizas jurásicas del liásico, dolomías y calizas dolomíticas.

El perfil Podentes 1, descrito en la unidad ladera noreste (LNE) se clasificó como *Leptosol úmbrico* (WRB, 2006), que incluye un horizonte O superficial de alrededor de 3 centímetros de espesor, que muestra una acumulación importante de hojarasca y restos vegetales en descomposición. Bajo de este horizonte destaca un horizonte A de alrededor de 15 centímetros de profundidad. Tiene un color pardo-oscuro (7.5YR3/4) en seco y pardo-rojizo en húmedo (2.5YR3/3), una textura franco-arenosa, y presenta una importante acumulación de hifas y restos coprógenos que denotan una alta actividad biológica. No se observa pedregosidad en el perfil, y existe una nula reacción al HCl (**Foto 2.2.1_1 y Tabla 2.2.1_1**). El horizonte A muestra un límite brusco e irregular sobre el horizonte R, penetrando en éste mediante grietas y formando así bolsadas de suelo. El horizonte R o roca madre son calizas jurásicas (**Tabla 2.2.1_2**).

En la unidad LSW, se describió y clasificó el perfil Podentes 2 como *Cambisol calcárico* (WRB, 2006) (**Foto 2.2.1_2 y Tabla 2.2.1_3**). En este suelo cabe señalar la falta de un horizonte O desarrollado tapizando el suelo, sin embargo, se observa puntualmente en los espacios donde existe una densa vegetación. Por tanto, describimos en superficie un horizonte A de 15 centímetros de profundidad, tapizado en un 50% por musgos. El color es pardo (10YR5/4) en seco y pardo-oscuro (7.5YR3/4) en húmedo, la textura es franco-arenosa, la estructura va de angular a subangular, y se observa un menor grado de actividad biológica que en el perfil Podentes 1. No muestra presencia de carbonatos (efervescencia al HCl nula). En profundidad, se describe tras un límite irregular, un horizonte BC que va de 15 a 40 centímetros de profundidad. Éste presenta un color pardo-rojizo y estructura más débil que el horizonte A. Se observa una frecuente pedregosidad de material carbonatado de 3-5 centímetros de diámetro, aunque en este horizonte la matriz de suelo tampoco presenta reacción al HCl (**Tabla 2.2.1_4**). A partir de 40 cm, describimos el horizonte C como roca margo-caliza no consolidada.



Foto 2.2.1_1. Perfil Podentes 1.

Tabla 2.2.1_1. Características del perfil Podentes 1.

	Horizontes		
	O	A	R
Prof. (cm)	0-3	3-18	>18
Arena (%)	85	83	----
Limo (%)	7.5	8.3	----
Arcilla (%)	6.8	8.1	----
Clase textural	Franco Arenosa	Franco Arenosa	----
Humedad (%)	8.72	6.88	----
E.E. (%)	44	62	----
pH H₂O	6.46	6.14	----
CaCO₃ (%)	1.42	2.72	----
M.O. (%)	17	11	----

Tabla 2.2.1_2. Descripción del perfil Podentes1 (Leptosol úmbrico).

Profundidad	Horizonte	Descripción
0-3 cm	O	Horizonte de acumulación de materia orgánica y restos vegetales en descomposición. Se observan abundantes hifas de hongos y abundante actividad biológica con pellets de lombriz
3-18 cm	A	Pardo oscuro (10YR 4/3) en seco y pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arenoso; estructura moderada, angular, subangular y granular compuesta con agregados de tamaños superiores a 3-4 mm. Suelto en húmedo y blando en seco; frecuentes poros, discontinuos, caóticos. Suelo calcáreo aunque no hay reacción al HCl; comunes raíces finas, medianas y muy finas; abundante actividad biológica. No se observa pedregosidad en el perfil. Transición brusca e irregular al horizonte R
> 18 cm	R	Calizas jurásicas

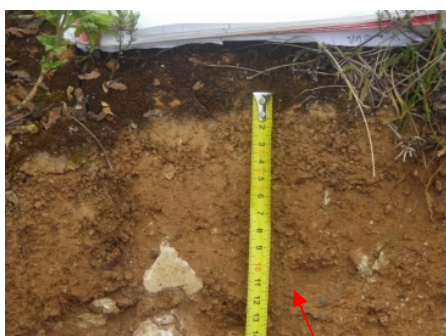


Foto 2.2.1_2. Perfil Podentes 2.

Tabla 2.2.1_3. Características del perfil Podentes 2.

Horizontes			
	Ah	BC	R
Prof. (cm)	0-15	15-40	>40
Arena (%)	83	80	----
Limo (%)	13	17	----
Arcilla (%)	3	3	----
Clase textural	Franco Arenosa	Franco Arenosa	----
Humedad (%)	4.2	3	----
E.E. (%)	49	38	----
pH H ₂ O	7.8	7.8	----
CaCO ₃ (%)	9.5	6.2	----
M.O. (%)	7	3	----

Tabla 2.2.1_4. Descripción del perfil Podentes2 (Cambisol calcárico).

Profundidad	Horizonte	Descripción
0-15	Ah	Color pardo rojizo, textura franco-arenosa, estructura de angular a subangular, baja actividad biológica. Presencia de carbonatos (efervescencia al HCl). Agregados menores de 2 mm de diámetro. Superficie del suelo tapizada por musgos en un 50%
15-40 cm	BC	Color pardo rojizo en seco; textura franco arenosa; estructura angular y subangular. Suelto en húmedo y blando en seco; frecuentes poros, discontinuos, caóticos. Suelo de origen calcáreo pero sin reacción al HCl; raíces medianas y finas, presencia de actividad biológica. Pedregosidad en el perfil, 3-5 centímetros de diámetro. Transición irregular al horizonte R
> 40 cm	R	Calizas jurásicas

2.2.2. Clima

El clima de las Terras de Sicó, y por tanto del área de estudio de Podentes, está condicionado tanto por su posición cercana a la frontera que divide los macrobioclimas templado y mediterráneo, como por un efecto Föhn que se genera por la interacción entre el relieve, los vientos y la proximidad al océano Atlántico.

La estación meteorológica más cercana a Podentes es la de Coimbra (NE del área de estudio), situada a 109 metros de altitud. Según la clasificación de pisos bioclimáticos y ombroclimas de Rivas-Martínez (1987), pertenece al piso termomediterráneo superior sub-húmedo inferior, con temperaturas medias que oscilan entre 21.9°C en el mes más caluroso (Agosto) y 8°C en los meses más fríos (Diciembre-Enero), donde puntualmente se alcanzan temperaturas por debajo de cero grados centígrados.

Estas sierras se encuentran expuestas a los vientos provenientes del Atlántico, caracterizados por masas de aire húmedo que al enfriarse provocan precipitaciones orográficas. Debido a la influencia del océano Atlántico, la precipitación media anual oscila entre los 1000 y 1200 mm de lluvia, existiendo un periodo de sequía estival en los meses de Julio-Agosto.

2.2.3. Vegetación

Como se comentó anteriormente, en el área de estudio se presenta la asociación fitosociológica *Arisaro-Quercetum broteroi*, característica de la Beira Litoral portuguesa. Dentro esta serie, podemos diferenciar varias etapas de vegetación mediante diferentes especies bioindicadoras (Rivas-Martínez, 1987). Destaca la etapa de pre-bosque, que se compone principalmente de matas de coscoja (*Quercus coccifera*), perteneciente a la asociación *Melico-Quercetum cocciferae*. Este tipo de matorral está presente en toda el área de estudio. También se encuentra en abundancia el *Arbutus unedo* o madroño y la *Pistacia lentiscus* o lentisco.

Otra etapa con notoria presencia en la zona es la arbustiva baja, que está muy influida por el pastoreo y los incendios. Dentro de esta etapa de vegetación, destacamos la presencia de la asociación *Teucrium-Thymetum sylvestris*.

Para completar la caracterización vegetal del área de estudio, se realizó un inventario de vegetación basado en transectos dentro del área (**Anexo 1**). El estudio de los datos mostró que las especies bioindicadoras y más abundantes en el área de estudio son: *Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus*, y *Arbutus unedo*.

3. Diseño experimental, material y métodos

El siguiente capítulo expone el diseño experimental llevado a cabo tanto en la estación de La Concordia (España), como en el área de estudio de Podentes (Portugal), la descripción de las áreas de estudio y los criterios que se han tenido en cuenta para la puesta en marcha del trabajo: selección del área, diseño de las experiencias de fuego, muestreo de suelos, vegetación, medición de temperaturas en la superficie del suelo, etc.

Los epígrafes 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8 y 3.9 describen la metodología y el material utilizado para la realización de esta tesis doctoral.

3.1. Diseño experimental en La Concordia

Como ya se ha indicado (epígrafe 2.1), la estación experimental se ubica en una ladera con orientación SSE. La altitud media es de 550 m sobre el nivel de mar. La pendiente media se sitúa alrededor del 30%, y la profundidad de suelo oscila entre 30 y 40 cm. La vegetación presente en el momento del establecimiento de la estación experimental se correspondía con la revegetación espontánea posterior a un incendio forestal ocurrido en 1978.

En la parte central de la ladera se delimitó una zona bastante homogénea, a priori, de 114 m de largo x 30 m de ancho. Los criterios de selección de esta ubicación se basaron en la presencia de condiciones lo más homogéneas posible de suelo, vegetación, afloramientos rocosos y pendiente, para ello que se realizaron 58 transectos lineales separados por 2 m a lo largo de la pendiente de la ladera (Gimeno-García, 1999), para constatar la homogeneidad de la zona e inventariar las especies vegetales presentes. Sobre esta base, se construyeron 9 parcelas de erosión de tipo cerrado de 20 m x 4 m. En la primera quema experimental efectuada en 1995, las parcelas se agruparon de forma aleatoria en tres bloques de tres parcelas cada uno, asignando a cada bloque un tratamiento de intensidad de fuego diferente (Rubio et al., 2003; Gimeno-García et al., 2004 y 2007). Este diseño de quemas experimentales permite disponer de tres repeticiones para cada tratamiento, de forma que es posible conocer y medir las condiciones del suelo antes y después de la quema, facilitando un mayor conocimiento sobre la hidrología de la zona afectada por incendios de diferentes intensidades (Rubio et al., 1994), y comparando así las variaciones producidas tras el paso del fuego en los parámetros erosivos y propiedades hidrológicas del suelo (Rubio, 2009).

Con este diseño experimental, en 1995 se iniciaron dos trabajos de tesis doctoral (E. Gimeno-García, 1999 y J.V. Llinares, 2001), donde se planteó el uso de esta metodología y el diseño de parcelas experimentales para el estudio de los procesos de degradación de suelos. En el año 2003, año del inicio de los trabajos de la presente tesis, se continuó con este diseño y metodología para testar los efectos de incendios repetidos en las propiedades y procesos de degradación de los suelos.

3.1.1. Estación experimental permanente de campo de La Concordia

Tras la selección del área de estudio, se clasificó el suelo dominante en la ladera como *Leptosol réndzinico fase lítica* (FAO, 1999; WRB, 2006).



Foto 3.1.1_1. Parcelas de erosión en la estación experimental permanente de campo de La Concordia. T1, T2 y T3, significa, alta intensidad de fuego, moderada intensidad y no quemado, respectivamente.

En la estación, cada parcela presenta un área de 80 m² (**Foto 3.1.1_1**). En cada una de ellas se realizaron transectos de vegetación, con el fin de conocer con más detalle la vegetación existente y estimar la cantidad de biomasa, así como determinar el porcentaje de cobertura vegetal y suelo desnudo.

El estudio de la vegetación se realizó mediante un método no destructivo, que incluye transectos de vegetación (“*Bulk transect*” en Etienne, 1989) basados en una cuadrícula de 1 m x 1 m en los que se describieron e inventariaron las especies presentes en cada cuadrícula (80 cuadrículas en cada parcela de estudio), teniendo en cuenta la altura, el diámetro mayor, el menor, y la frecuencia de aparición de cada individuo. Estos parámetros son necesarios para conocer detalladamente la diversidad de especies existente y estimar la cantidad de biomasa por metro cuadrado (Papió and Trabaud, 1990), así como para determinar el porcentaje de cobertura vegetal y de suelo desnudo en cada parcela. Para la realización de los cálculos de biomasa seca se siguió la metodología utilizada por Etienne (1989) y Etienne and Legrand (1994). Para determinar el tamaño de cada individuo se consideró su forma, asemejándose cada una de las especies a figuras geométricas tales como cilindros, conos y conos truncados, de modo que se pudiese calcular su volumen y biomasa (Llinares, 2001).

Los cálculos para estimar la cantidad de biomasa presente en cada parcela se realizaron por medio de diferentes algoritmos y ecuaciones, basados en el peso y el volumen de las especies vegetales más representativas, en los que la variable independiente fue el peso y la dependiente fue el volumen (**Tabla 3.1.1_1**). Para cuantificar el peso, se seleccionaron diferentes individuos en las zonas colindantes a las parcelas. Se midieron la altura y el diámetro de: 8 individuos de *Rosmarinus officinalis*, 8 individuos de *Ulex parviflorus*, 3 individuos de *Stipa Tenacísima*, y 2 individuos de *Quercus coccifera*. De las siguientes especies: *Pinus halepensis*, *Pistacia lentiscus*, y *Juniperus oxicedrus*, se contaron el número de ramas presentes en cada individuo, y se cortaron dos de ellas considerándolas como representativas del resto. Toda esta biomasa se llevó al laboratorio donde se pesó y secó en estufa a 55°C durante 48 horas, y a posteriori se determinó su peso seco. Para realizar la estimación de la cantidad de hojarasca presente en cada parcela, se tomaron muestras del mantillo presente bajo las principales especies vegetales dominantes en una cuadrícula de 0.25 m x 0.25 m (*Rosmarinus officinalis*, *Quercus coccifera*, *Ulex parviflorus* y *Rhamnus lycioides*) (**Tabla 3.1.1_2**).

Tabla 3.1.1_1. Ecuaciones empleadas para el cálculo del volumen y peso seco de las especies seleccionadas.

Especie	Volumen	Peso
<i>Rosmarinus officinalis</i>	$V = 1/3 \pi h (R^2 + Rr + r^2)$	P= 0.0014 V
<i>Rhamnus lycioides</i>		
<i>Cistus clusi</i>		
<i>Globularia alypum</i>	$V = \pi r^2 h$	P= 0.0023 V
<i>Anthyllis citisoides</i>		
<i>Thymus vulgaris</i>		
<i>Ulex parviflorus</i>	$V = \pi r^2 h$	P= 0.002 V
<i>Asparragus stipularis</i>		
<i>Stipa tenacissima</i>	$V = \pi h^2 (r - 1/3 h)$	P= 0.01 V
<i>Juniperus oxicedrus</i>	$V = 1/2 \pi h r^2$	P= 0.005 V
<i>Quercus coccifera</i>	$V = 2/3 \pi h r^2$	P= 0.0051 V
<i>Pistacia lentiscus</i>		
<i>Pinus halepensis</i>		

Tabla 3.1.1_2. Cantidad de biomasa presente en el mantillo.

Especie	Superficie muestreada	Biomasa (kg m⁻²)
<i>Rosmarinus officinalis</i>	0.0625 m ²	0.852
<i>Ulex parviflorus</i>	0.0625 m ²	0.85
<i>Juniperus oxicedrus</i>	0.0625 m ²	4.011
<i>Quercus coccifera</i>	0.0625 m ²	2.425

Tras la realización de los inventarios de vegetación, se observó que la asociación de vegetación que teóricamente debería estar representada en esta área, se encuentra bastante degradada por el efecto de pastoreo e incendios, siendo las especies más representativas en el inventario realizado en 1995: *Rosmarinus officinalis*, *Globularia alypum*, *Ulex parviflorus*, *Thymus vulgaris*, *Rhamnus lycioides*, *Cistus clusii*, *Quercus coccifera*, *Juniperus oxycedrus*, *Stipa tenacissima*, *Anthyllis cytisoides* y *Brachypodium retusum* (Figura 3.1.1_1).

En el año 2003, tras el incendio experimental realizado en 1995 y la posterior evolución de las características del suelo y vegetación, se observa como la composición florística en la estación experimental de La Concordia cambió. En el año 2003, la especie representada con mayor frecuencia pasó a ser *Globularia alypum* en detrimento de *Rosmarinus officinalis*. Por lo que se refiere al resto de especies presentes en la estación experimental, la frecuencia de distribución en las parcelas, tras ocho años de evolución, ha cambiado considerablemente a favor de especies con estrategias rebrotadoras frente a las germinadoras (Gimeno-García et al., 2007) (Figura 3.1.1_1).

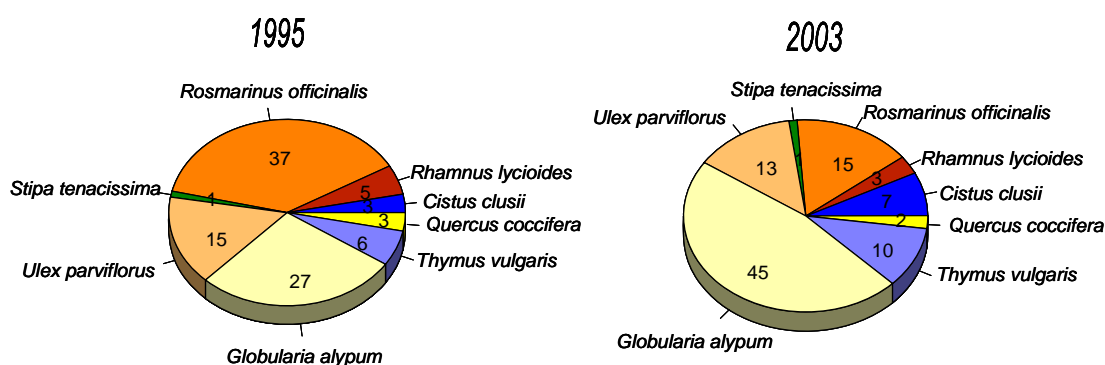


Figura 3.1.1_1. Presencia (%) de vegetación en la estación experimental de La Concordia. Años de muestreo, 1995 y 2003.

3.1.2. Equipamiento y características de las parcelas experimentales

Para el conocimiento y estudio del comportamiento hidrológico de un área determinada, y las pérdidas que sufre ésta por erosión, es necesario conocer sus características concretas. Para ello es muy útil el uso de las parcelas de erosión, con las ventajas e inconvenientes que conllevan (Rubio et al., 2005; Rubio, 2009). Las principales ventajas, en general, son: selección de la escala a la cual trabajar, tamaño de parcela conocido sobre el que referir los datos tanto hidrológicos como parámetros erosivos, conocimiento de las características exactas de la zona y, la automatización de la toma de datos. Los principales inconvenientes son: la extrapolación de los datos a otras escalas, los diferentes sistemas de toma de muestra, la diferentes fuentes de

error, la diferente metodología empleada por distintos autores, y la diferente cobertura temporal de las series de datos existentes en la bibliografía que dificulta su comparación (Cammeraat, 2004; Boix-Fayós et al., 2005).

Las parcelas experimentales empleadas en el presente estudio permiten medir la producción total de escorrentía y sedimentos en una superficie de terreno exactamente delimitada, de las que se conocen con detalle sus características edáficas, climáticas y topográficas, el estado de la vegetación y el porcentaje de cobertura vegetal, así como parte de la historia de usos del área en las que están enclavadas. Para realizar los cálculos de pérdida de suelo a partir de la cantidad de escorrentía y sedimentos recogidos, se asume que la pérdida de suelo es uniforme sobre toda la superficie de la parcela, y que engloba los principales procesos de erosión operativos a esta escala de parcela, esto es, por salpicadura, flujo superficial y erosión en regueros o surcos (Rubio et al., 2003).

La pérdida de suelo medida en las parcelas representa la erosión que tendría lugar en un tramo de la misma ladera, de iguales dimensiones, situado a partir de la divisoria de aguas. Por ello es necesario que no existan flujos de materia o energía hacia el interior de la parcela salvo los procedentes de la caída directa de la lluvia sobre la superficie del suelo, por lo que las parcelas utilizadas son de tipo cerrado. Otro motivo por el cual se eligió el uso de parcelas de este tipo es que facilita la realización de un diseño experimental con réplicas. La Estación de La Concordia consta de tres parcelas por cada tipo de tratamiento de intensidad de fuego, lo que permite la comparación entre los resultados con relación a las tasas erosivas, así como a las distintas propiedades químicas y físicas del suelo analizado (Rubio, 2009).

Hay que asumir que en este tipo de instalaciones siempre puede existir un error experimental en las medidas realizadas debido a diversos factores (alteración y remoción parcial de la superficie del suelo durante la instalación de los bordes de las parcelas, que posiblemente distorsionarán las primeras medidas de escorrentía y sedimentos, efecto de borde, muestreo y cuantificación de la carga de sedimentos y del volumen de escorrentía, etc.), que en muchas ocasiones son imposibles de predecir (obstrucción de alguna salida de los colectores, desperfectos imprevistos en las instalaciones, etc.), por lo que es muy ventajoso disponer de parcelas repetidas para poder disponer en todos los casos de una base de comparación entre tratamientos. Además, es posible que aunque las parcelas seleccionadas tengan las mismas características en cuanto a vegetación, suelo, pendiente, etc, puedan presentar un comportamiento hidrológico diferente, por lo que es importante disponer de réplicas de parcelas para valorar la existencia de variaciones espaciales en la ladera.

Las parcelas fueron acotadas y aisladas mediante obra de albañilería, con bardos hidrófobos de 30 cm de alto y 50 cm de largo. Esta delimitación cumple principalmente tres funciones: en primer lugar, aísla la superficie de drenaje de la parcela del resto de la ladera, de modo que la única entrada de agua y energía es el impacto directo de la lluvia; en segundo lugar, impide la

entrada o salida de escorrentía y sedimentos, dado que ambos se canalizan hacia unos depósitos de almacenamiento; y por último, permite conocer con exactitud la superficie efectiva de la parcela. Todas las parcelas están equipadas con un colector situado en su parte inferior para la recogida de la totalidad de sedimentos y escorrentía generados en cada episodio de lluvia. En la parte inferior, las parcelas se estrechan para lograr la confluencia de los flujos de escorrentía, reduciendo su amplitud de 4 a 2 m. En esta zona de estrechamiento se encaja el colector, de hierro galvanizado, de 2 m de frente, con una rejilla de 2 cm de malla instalada en el interior y ajustada al tamaño del colector para así retener los elementos gruesos y evitar que obstruyan las conducciones. Dicho colector a su vez se conecta mediante un tubo de PVC de 10 cm de diámetro con un depósito de 1500 L de capacidad, de fibra de vidrio con revestimiento de polipropileno, para el almacenaje global de la escorrentía y los sedimentos producidos. En su interior existe otro depósito más pequeño, de 30 L de capacidad, para facilitar la recogida de los sedimentos y escorrentía producidos en episodios de lluvia de mediana y baja intensidad, y también para favorecer la concentración de cantidad suficiente de sedimentos para poder realizar con posterioridad sus análisis químicos (**Foto 3.1.2_1**). Los depósitos de 1500 L y los colectores están cubiertos para evitar la entrada directa del agua de lluvia, que distorsionaría la medida de los caudales de escorrentía. En la **Figura 3.1.2_1** se presenta el corte esquemático de las parcelas.

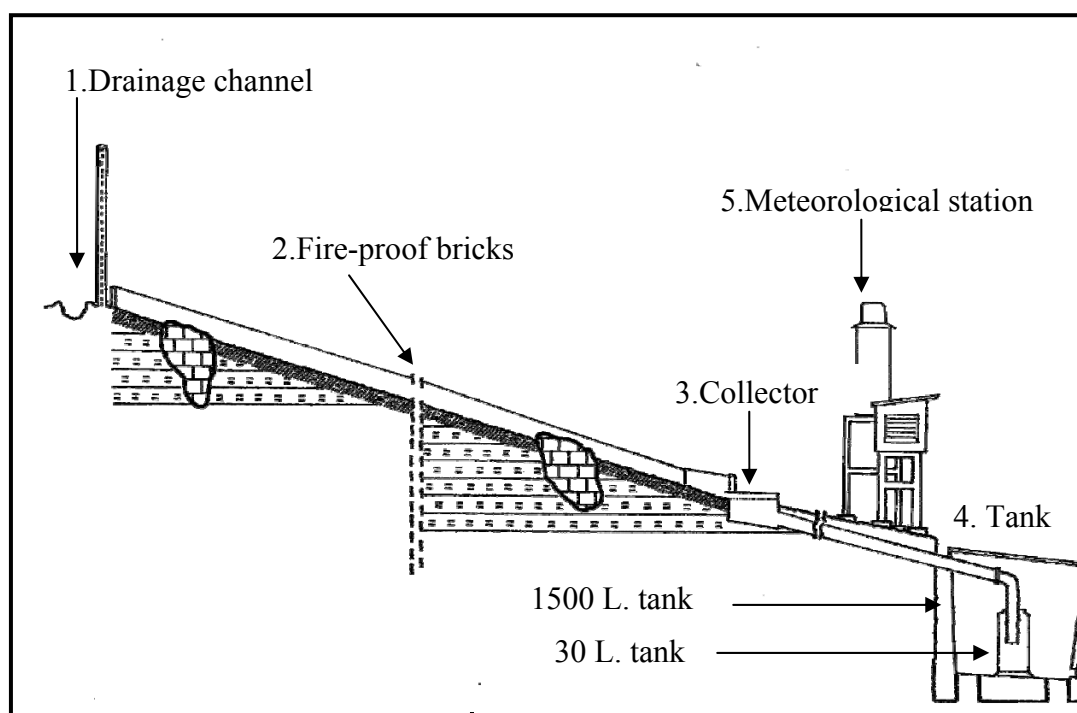


Figura 3.1.2_1. Estación experimental de La Concordia. Corte esquemático de una parcela de erosión. 1, canal de drenaje externo a la parcela. 2, Bardos. 3, Colector. 4, Tanque o depósito de 1500 L. 5, Estación meteorológica.

La distancia de separación entre las parcelas varía en función de las características del entorno. Así, las seis primeras están separadas entre sí 4 m, mientras que para las tres restantes, esta distancia es de 8 m. Entre ambos grupos de parcelas hay una vaguada en la ladera, siendo la distancia entre ambos grupos de 24 m (**Foto 3.1.1_1**) (Gimeno-García, 1999; Rubio et al., 2003).



Foto 3.1.2_1. Detalle del colector y tanque en las parcelas de erosión de la estación experimental de La Concordia.

3.1.3. Quemadas experimentales

3.1.3.1. Primera quema experimental, año 1995

La quema experimental realizada en 1995, se diseñó para obtener tres tratamientos de fuego diferentes: T1 (alta intensidad), T2 (moderada intensidad) y T3 (tratamiento control, para observar y contrastar con los procesos ocurridos en un ecosistema inalterado) (Gimeno-García, 1999). Para conseguir las diferentes intensidades de fuego, se incidió en una de las variables de mayor influencia, la vegetación considerada como combustible. En cada parcela, se calcularon mediante ecuaciones alométricas (Gimeno-García, 1999; Llinares, 2001) las diferentes cantidades de biomasa a adicionar a las parcelas para que se alcanzaran las intensidades de fuego deseadas, de modo que:

- Para fuegos de **alta intensidad (T1)**, a las parcelas 1, 4 y 8, se adicionaron 4 kg m^{-2} .
- Para fuegos de **moderada intensidad (T2)**, a las parcelas 2, 6 y 7, se adicionaron 2 kg m^{-2} .
- Las parcelas del tratamiento **control (T3)**, 3, 5 y 9, permanecieron sin quemar.

La biomasa o combustible necesario para alcanzar las diferentes intensidades de fuego fue obtenido a partir del desbroce realizado en el entorno de las parcelas, ésta se secó en

condiciones de campo durante dos semanas y fue añadido, junto con astillas de pino de diámetro ligeramente superior que el de los arbustos naturales, a las parcelas el día anterior al incendio (Gimeno-García, 1999). El diseño experimental simula dos formaciones de matorral con diferentes cargas y estructura de combustible, para ello se tuvo en cuenta las relaciones existentes entre la carga, altura y grado de compactación de la biomasa, obtenidas en trabajos previos realizados con estos arbustos (Papió and Trabaud, 1990; Papió and Trabaud, 1991). Para su reparto se tuvo en cuenta la distribución espacial de la vegetación natural en cada una de las parcelas, que fue determinada previamente (Llinares, 2001).

Durante las quemas de 1995, la progresión del fuego fue bastante uniforme en todas las parcelas, excepto en la parcela 6, que sufrió repetidos cambios en la dirección del viento. Las condiciones climáticas los días de las quemas se exponen en la **Tabla 3.1.3.1_1**. A partir de las mediciones realizadas, se determinó que más de la mitad de la superficie del suelo en las parcelas 1, 4 y 8 (T1) presentaba valores de temperatura entre 400°C y 600°C. En cambio, en el grupo de parcelas de moderada intensidad de fuego, éstas presentaban temperaturas entre 200°C y 400°C en más del 50% de la superficie. Las temperaturas máximas alcanzadas en las parcelas de alta intensidad de fuego (563.9°C) fueron significativamente mayores que las alcanzadas en las de moderada intensidad (393.5°C). Los tiempos medios de permanencia de la temperatura en la superficie del suelo por encima de 100°C fueron de 36 minutos en el tratamiento de alta intensidad, y de 18 minutos en el de moderada (Gimeno-García et al., 2004). Se observaron diferencias significativas entre los valores medios de temperaturas alcanzadas en la superficie del suelo para los diferentes tratamientos de fuego (**Tabla 3.1.3.1_2**).

Tabla 3.1.3.1_1. Condiciones existentes durante la quema experimental de 1995.

Fecha	T del aire (C°)	Humedad relativa (%)	Veloc. del viento (m s ⁻¹)
20-jun-95	21	81	0.3
21-jun-95	22	80	0.85

Tabla 3.1.3.1_2. Quemadas experimentales de 1995. Temperaturas medias alcanzadas en la superficie del suelo. Valores obtenidos mediante pinturas termosensibles. n, número de medidas, SD, desviación estándar.

Tratamiento	Alta intensidad (4Kg m ⁻²)			Moderada intensidad (2Kg m ⁻²)		
	1	4	8	2	6	7
Parcelas						
N	80	80	80	80	80	80
Media (C°)	417.78 a	448.09 a	434.91 a	239.90 b	239.46 b	217.54 b
Mediana	420	454	420	226	226	198
SD	118.78	132.63	147.32	90.71	91.58	81.61

^a Letras en minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos ($P < 0.05$).

3.1.3.2. Diseño experimental del incendio repetido en 2003

Tras el seguimiento, cuantificación y estudio continuo de las variables climáticas, las pérdidas por escorrentía, de sedimentos, de la evolución de las propiedades químicas, físicas y fisicoquímicas del suelo, y de la distribución y abundancia de vegetación, se planteó la realización de una segunda quema. Gracias a esta segunda quema se ha podido estudiar el efecto que causa un incendio repetido sobre las características del suelo y la vegetación en sistemas ya anteriormente afectados por el fuego y que están todavía en fase de regeneración, su respuesta a la incidencia de los procesos de erosión hídrica, y su capacidad de resiliencia. Para ello, el diseño se basó en el estudio de ciertas propiedades hidrológicas del suelo como las tasas de infiltración, contenidos de agua, características hidrofóbicas y ciertas propiedades del suelo relacionadas con la hidrología.

Los días 17 y 18 de Julio del 2003, se realizó la segunda quema experimental en la estación de La Concordia. El primer día se quemaron las parcelas 1, 2 y 4, y las parcelas 6, 7 y 8 el día siguiente. Los días anteriores a los incendios se instalaron sistemas de medida de las temperaturas (pinturas termosensibles y termopares) y de recogida de muestras de suelo en las distintas parcelas. Para aproximarnos experimentalmente a las condiciones naturales de un incendio repetido, sólo se tuvo en cuenta la vegetación regenerada en las parcelas quemadas desde 1995. Por ello, sólo se adicionó una pequeña cantidad de combustible (paja), 0.25 kg m^{-2} , a cada una de las parcelas en los espacios entre plantas. Así, se contó con la continuidad de la masa vegetal, facilitando el avance del frente de fuego y evitando discontinuidades en su avance. Las condiciones climáticas en el momento de la quemas se presentan en la **Tabla 3.1.3.2_1**. En todos los casos el fuego evolucionó de la parte baja a la parte alta de la parcela, teniendo una duración media de cinco minutos, excepto en la parcela dos, cuya duración fue de cuatro minutos. Independientemente de las intensidades de fuego alcanzadas en la quema experimental del 2003, se optó por mantener la nomenclatura original de las parcelas, de forma que el nombre de los tratamientos siguió siendo T1, T2 y T3.

Tabla 3.1.3.2_1. Condiciones existentes durante la quema experimental del año 2003.

Fecha	T del aire (C°)	Humedad relativa (%)	Veloc. del viento (m s^{-1})
17-jul-03	36	55	0.93
18-jul-03	36	53	1.35

3.1.4. Estudio del comportamiento del fuego

Para obtener un mayor conocimiento del avance del fuego y de la altura de las llamas, tanto en la quema realizada en 1995 como en la realizada en el 2003, se dispusieron pértigas metálicas de cuatro metros de altura en uno de los laterales de cada parcela (**Foto 3.1.4_1**). Cada una de estas varillas estaba pintada con franjas alternas de 10 cm de diferentes colores y separadas por una distancia de dos metros. Dichas varillas se han utilizado como punto de referencia para seguir el avance del frente de fuego y la altura de las llamas, mediante anotaciones directas in situ utilizando un cronómetro y, mediante análisis de secuencias de video y fotografías tomadas durante la quema.

Para medir las temperaturas alcanzadas en la superficie del suelo, su tiempo de permanencia y evaluar el grado de intensidad de fuego alcanzado durante los incendios experimentales, se han utilizado dos métodos complementarios, pinturas termosensibles y termopares. Antes de realizar la quema, cada uno de ellos fue validado y calibrado en el laboratorio.



Foto 3.1.4_1. Detalle de cenizas y disposición de pértigas a lo largo de la parcela 4 en la quema experimental realizada en Julio del 2003 en La Concordia.

Las pinturas termosensibles se emplearon para conocer la distribución espacial de las temperaturas máximas en la superficie del suelo, en cada una de las parcelas sometidas al fuego. Se utilizó un conjunto de 26 pinturas termosensibles (OMEGALAQ[®] Liquid LAQ Series) que abarcan un rango de temperaturas entre 93°C y 788°C, con un error de medida del 1% (**Foto 3.1.4_2**). Cada una de estas pinturas licua a una temperatura diferente, por lo que se puede conocer la temperatura máxima alcanzada en cada punto de medida (**Tabla 3.1.4_1**).

Se utilizó un soporte metálico de chapa de hierro donde se colocaron estas pinturas, éste presenta una superficie lo bastante rugosa como para que la pintura se adhiera, además de ser buen conductor del calor, el cual, al igual que ocurre en el suelo, se transmite principalmente por conducción térmica. Sobre cada pieza de hierro (25 cm largo x 1.5 mm espesor x 10 mm ancho) se pintaron las 26 bandas de pinturas, cubriendo el rango indicado. Para evitar que el paso de las llamas y la caída de cenizas enmascarasen y dificultasen la posterior lectura del valor de temperatura, cada una de las piezas con las pinturas se cubrió con otra de las mismas características pero sin pintar, uniendo ambas con dos piezas de alambre fino. Se colocaron 80 unidades por parcela, una por cada metro cuadrado. La pletina que contiene las pinturas es la que estuvo en contacto directo con la superficie del suelo. Inmediatamente tras el paso del fuego se retiraron todas las pletinas con ayuda de un imán, se almacenaron y se procedió a su lectura en el laboratorio.

Tabla 3.1.4_1. Temperaturas (°C) a las que licua cada una de las pinturas termosensibles utilizadas.

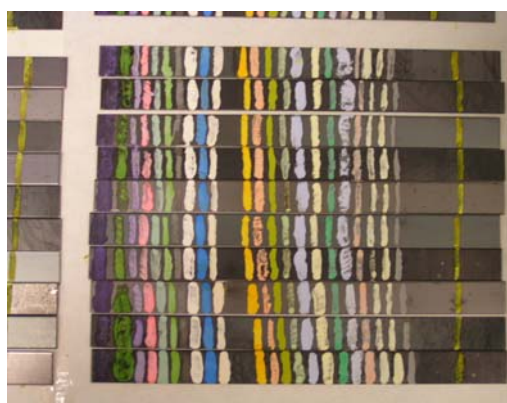


Foto 3.1.4_2. Pinturas termosensibles.

Pintura	T (°C)	Pintura	T (°C)
1	93	14	399
2	107	15	427
3	121	16	454
4	149	17	482
5	177	18	500
6	204	19	550
7	218	20	593
8	246	21	621
9	260	22	649
10	288	23	677
11	316	24	704
12	343	25	760
13	371	26	788

Por otro lado, con los termopares se obtienen medidas más precisas, directas y continuas de la temperatura y tiempo de permanencia en el suelo. Los termopares están conectados a un sistema de almacenamiento de datos que permite registrar ambos parámetros y almacenar sus valores.

Se utilizaron termopares tipo K, de 5 m de largo, con aislamiento de Inconel 600. Cada termopar se calibró en el laboratorio. Los termopares se conectaron a un datalogger Campbell (CR10X) que se programó para registrar las temperaturas cada segundo y almacenar los valores medios cada 5 segundos.

Se instalaron diez termopares en las dos columnas centrales de cada una de las parcelas y distribuidos en zig-zag. Se anotó la distancia de separación entre cada sensor, de modo que se ha podido calcular la velocidad de avance del frente del fuego al nivel del suelo teniendo en cuenta el momento en que comenzaba el aumento de temperatura (**Foto 3.1.4_3**).



Foto 3.1.4_3. Detalle de datalogger y termopares utilizados en las quemas experimentales. Disposición utilizada en la quema del año 2003 en La Concordia.

3.1.5. Muestreo de suelos en La Concordia

Inmediatamente tras el incendio del 2003, un mes después, y a lo largo de los siguientes años hasta el año 2007 (dos veces al año: invierno y verano), se tomaron un total de 36 muestras por muestreo, 4 muestras por parcela (dos bajo planta y dos en suelo desnudo), esto es 6 repeticiones por tratamiento y ambiente, haciendo un total de 384 muestras de suelo. Los periodos de muestreo fueron los siguientes: BB (antes del fuego, N=36), AB (después del fuego, N =24), MAB (un mes tras el fuego, N =36), W04 (invierno 2004, N =36), S04 (verano 2004, N =36), W05 (invierno 2005, N =36), S05 (verano 2005, N =36), W06 (invierno 2006, N =36), S06 (verano 2006, N =36), W07 (invierno 2007, N =36), S07 (verano 2007, N =36). Las muestras se tomaron en los 5 cm superficiales del suelo, eliminando las cenizas superficiales en los muestreos inmediatamente tras las quemas, y recogiendo las muestras lo más próximo posible a los puntos de muestreo establecidos originalmente al comienzo del funcionamiento de la instalación, siguiendo así un patrón establecido y uniforme y, teniendo como finalidad el detectar posibles variaciones interanuales en las propiedades analizadas. Las muestras han sido

siempre tomadas considerando dos microambientes, bajo la cobertura de las principales especies vegetales existentes y en suelo desnudo, para así cubrir un espectro más amplio de las condiciones edáficas presentes en estas parcelas. Con este tipo de muestreo se pretende conocer la evolución temporal de las características físicas y químicas de estos suelos, y el efecto que sobre ellos ejerce la cobertura vegetal, ya sea de la vegetación natural (parcelas control números 3, 5 y 9) como de la vegetación en regeneración después del incendio (resto de las parcelas).

3.2. Zona experimental de Podentes, Portugal

3.2.1. Diseño experimental de la quema controlada en Podentes

Para el estudio de los efectos producidos por fuegos controlados, en Noviembre 2008 se seleccionó y delimitó un área forestal de 3.8 ha de bosque mediterráneo y matorral esclerófilo, donde realizar una quema controlada. Los criterios de selección del área se basaron en la necesidad de tener condiciones homogéneas de suelo y vegetación, siendo indispensable que el suelo se hubiera desarrollado sobre material calcáreo, aunque en este caso en condiciones climáticas Atlánticas, que la vegetación fuese de matorral mediterráneo y, que ésta área ya hubiera sido afectada por un incendio con anterioridad, como en este caso ocurrió en 1991 (Comunicación personal de Joao Ribeiro, Director ejecutivo de la Asociación Forestal FLOPEN) (**Figura 3.2.1_1**).

El diseño experimental se basó en el estudio de ciertas propiedades hidrológicas del suelo como las tasas de infiltración (test realizados mediante el infiltrómetro minidisco, MDI) y los contenidos de agua (curvas pF), en el suelo quemado y no quemado, así como el análisis de las características hidrófobas y de ciertas propiedades del suelo como son, la materia orgánica, carbonatos, estabilidad de agregados y pH.

La descripción del área de estudio, en términos vegetación y suelo, nos permitió diferenciar dos unidades de paisaje, ladera noreste (LNE) y ladera suroeste (LSW) (**Foto 2.2_1**). El hecho de que las características hidrológicas del suelo estén influenciadas por el tipo de vegetación, condicionó la distribución de los puntos de muestreo (toma de muestras de suelo y realización de test de infiltración), por ello tras el inventario de vegetación, en cada unidad (LNE y LSW) se seleccionaron las especies vegetales comunes a las dos unidades (*Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus* y *Arbutus unedo*), para muestrear el suelo bajo sus copas.

Para la estima de la cantidad de biomasa presente en cada unidad (LNE y LSW), se seleccionó un metro cuadrado de vegetación representativa de cada área, se cortó y se llevó al laboratorio donde se pesó y secó en estufa a 85°C durante 48 horas. A posteriori se determinó su peso seco. Para realizar la estimación de la cantidad de hojarasca presente en cada parcela, se tomaron muestras del mantillo presente bajo las principales especies vegetales de forma que se estimó la

cantidad de biomasa presente en el mantillo. Tras realizar los cálculos correspondientes, se obtuvieron valores medios de carga (biomasa) de 5.5 kg/m^2 en la unidad LNE, y de 4.5 kg/m^2 en la unidad LSW.

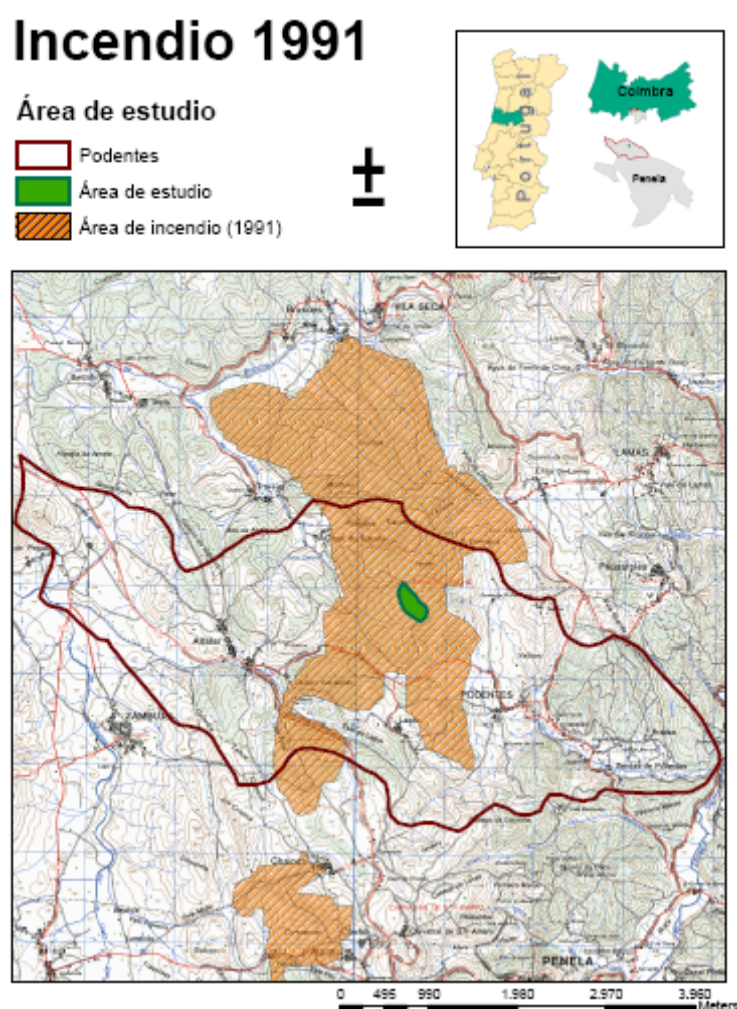


Figura 3.2.1_1. Área quemada en el término municipal de Podentes en el incendio de 1991.

En cuanto a la realización de la quema, la metodología utilizada es simple aunque es de vital importancia que se den unas condiciones ambientales específicas para la realización de la misma (Fernandes, 1997; Fernandes and Botelho, 2004) (**Tabla 3.2.1_1**). La quema se realizó el día 22 de Abril del 2009, cuando se dieron las condiciones ambientales específicas y necesarias, siendo gestionada por la asociación forestal FLOPEN (www.flopen.org) y por los zapadores forestales de la región de Penela (servicios forestales Portugueses). Tras el incendio controlado se delimito el área de estudio total, el área quemada y el área no quemada mediante el uso de GPS (*Global Position System*) (**Figura 3.2.1_2**).

Tabla 3.2.1_1. Condiciones climáticas necesarias para la puesta en marcha de una quema controlada. Extraída de Fernandes and Botelho (2004).

	Mínimo	Óptimo	Máximo
Días sin lluvia	2	5	-
Temperatura (°C)	4	6-15	20
Humedad relativa (%)	40	50-70	85
Velocidad del viento (Km/h)	0.5	2-6	20
Humedad del combustible fino (%)	12	15-25	35
Humedad de la hojarasca (%)	80	>80	-

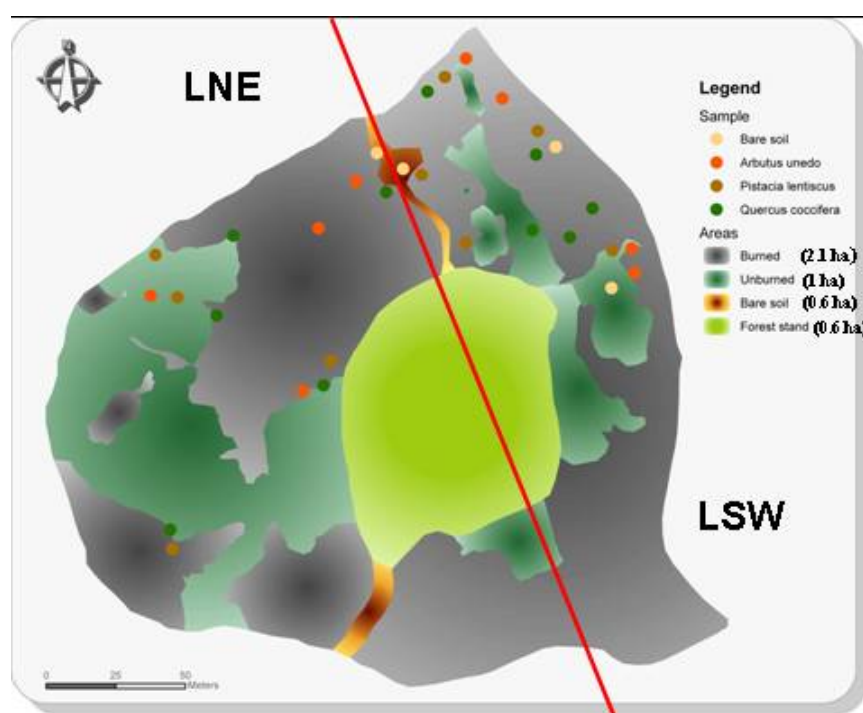


Figura 3.2.1_2. Delimitación del área de estudio de Podentes. Localización de las muestras de suelo. LNE, ladera Noreste y LSW, ladera suroeste.

3.2.2. Estudio del comportamiento del fuego. Sistemas de medida de las temperaturas en el suelo y de su tiempo de permanencia

En la quema realizada en Podentes se utilizaron termopares y pinturas termosensibles (**Foto 3.2.2_1** y **Foto 3.2.2_2**) para el estudio del comportamiento del fuego. En este caso, se utilizaron termopares tipo K (USB Thermocouple Data Logger), de Lascar Electronics. Estos termopares llevan incorporados un *datalogger* que registra y almacena las temperaturas cada dos segundos. Debido a su pequeño tamaño es posible enterrarlos bajo el suelo, con lo cual se evitan los problemas de la instalación del cableado que va del termopar al *datalogger*. Se utilizaron un total de 136 termopares dispuestos a dos profundidades, 0 y 2 centímetros, y

distribuidos en los puntos de muestreo y en los espacios entre ellos. Cada termopar se georeferenció mediante GPS (**Figura 3.2.2_1**).



Foto 3.2.2_1. Termopar e instalación del mismo en la quema controlada de Podentes.



Foto 3.2.2_2. Detalle de pinturas termosensibles utilizadas en la quema controlada de Podentes.

En cuanto a las pinturas termosensibles, se utilizó un conjunto de 16 pinturas termosensibles (OMEGALAQ[®] Liquid LAQ Series) que abarcaban un rango de temperaturas entre 107°C y 538°C, con un error de medida del 1% (**Tabla 3.1.4_1**). Se seleccionó este rango de temperaturas debido a que en los fuegos controlados no se suelen alcanzar temperaturas extremas (Fernandes and Botelho, 2004). Para su uso se utilizó, al igual que en la quema experimental de La Concordia, un soporte metálico de chapa de hierro donde se colocaron las pinturas termosensibles. Sobre cada pieza de chapa (25 cm largo x 1.5 mm espesor x 10 mm ancho) se pintaron las 16 bandas de pinturas, cubriendo el rango indicado de 107°C y 538°C. Cada una de las chapas pintadas se cubrió con otra de las mismas características pero sin pintar, uniendo ambas con dos piezas de alambre fino. Se colocaron 3 unidades por punto de muestreo, distribuidas de forma equidistante y a un metro del punto de muestreo. Todas ellas se georeferenciaron mediante GPS. El total de chapas de hierro utilizadas fue de 94; 63 utilizadas en los puntos de muestreo y las 21 restantes se distribuyeron en el resto del área de estudio (**Figura 3.2.2_1**). Inmediatamente tras el paso del fuego se retiraron todas las pletinas con ayuda de un imán, se almacenaron y se procedió a su lectura en el laboratorio.

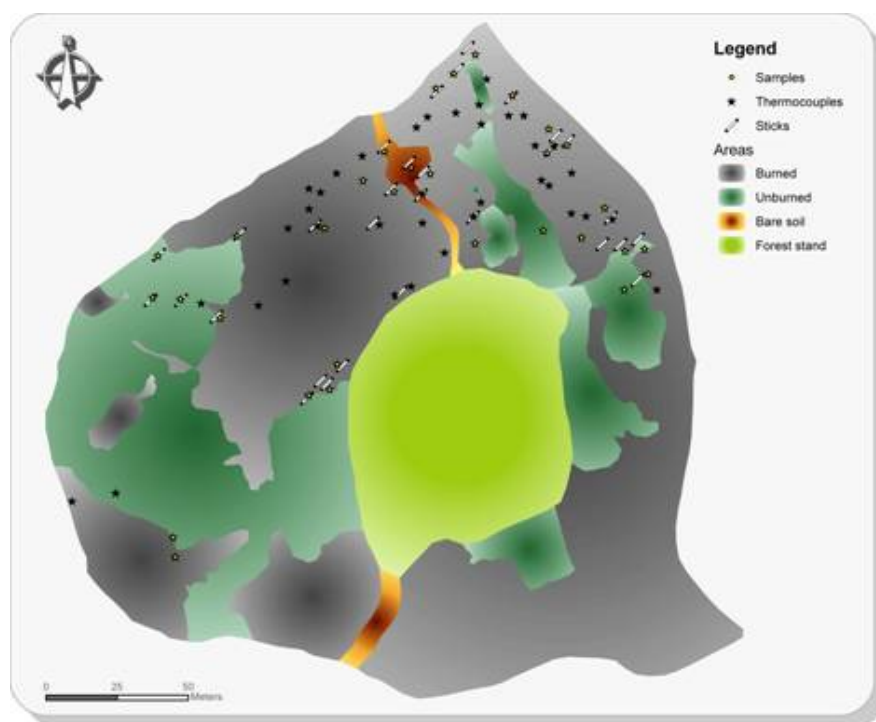


Figura 3.2.2_1. Distribución de los termopares y pinturas termosensibles en el área de estudio de de Podentes. Sticks significa pinturas termosensibles.

3.2.3. Muestreo de suelos en Podentes

Como se ha indicado anteriormente, el área de estudio de Podentes se dividió en dos unidades; LNE y LSW diferenciadas por criterios de suelo, vegetación y orientación. La toma de muestras de suelo (0-2 cm) se realizó bajo las especies vegetales mayoritarias.

En la unidad LSW, al distribuirse la vegetación en el típico mosaico mediterráneo (Bochet et al., 2006), también se incluyeron como punto de muestreo los espacios de suelo desnudo. El establecimiento de los puntos de muestreo fue dirigido, de forma que en la LSW se seleccionaron 3 individuos de *Quercus coccifera*, 3 de *Pistacia lentiscus*, 3 de *Arbutus unedo* y 3 espacios de suelo desnudo, igualmente distribuidos equilibradamente en la unidad (12 puntos de muestreo). En la LNE también se seleccionaron 3 individuos de *Quercus coccifera*, 3 de *Pistacia lentiscus* y 3 de *Arbutus unedo* distribuidos equilibradamente en la unidad (9 puntos de muestreo). En cada punto de muestreo se tomaron tres réplicas. En la LNE el número de muestras ascendió a 27, mientras, en la LSW se tomaron 36, haciendo un total de 63 muestras de suelo por muestreo (pre- y post-incendio, N=126). En estos puntos se recogió la muestra de suelo, de 0 a 2 centímetros de profundidad. Debido a que la distribución del fuego no abarcó toda el área, y algunos puntos de muestreo no fueron afectados, posteriormente a la quema se seleccionaron 6 puntos (3 en cada unidad) de muestreo (con tres réplicas cada uno) que sí se

quemaron y que correspondían al suelo bajo las especies vegetales que no ardieron (n=18). De forma que el total de muestras ascendió a N=144.

3.3. Contenidos y capacidad de retención del agua en el suelo

El método tradicional para determinar los contenidos de agua y la capacidad de retención de ésta (SWRC) en un suelo, se basa en el establecimiento de una serie de equilibrios entre la cantidad de agua presente en el suelo de la muestra y un potencial matricial conocido (Klute, 1986), y así construir la *curva característica de humedad* o *curva pF*. El potencial matricial se puede expresar en valores absolutos, con signo negativo o transformarlo a escala logarítmica (pF). Para la determinación de los contenidos de agua se ha utilizado el equipo de *Placas de presión de Richards* (Richards, 1947) (**Figura 3.3_1**). En nuestro caso, se eliminaron las partículas mayores de 2 mm en el tamizado de las muestras, con lo que la capacidad de retención de agua estará en función de las partículas menores de 2 mm.

Es de vital importancia mantener la uniformidad en el procesado de las muestras, y obviamente siempre realizar el análisis con las mismas condiciones. Consecuentemente, se optó por el uso de muestras alteradas para realizar el análisis de contenidos de agua para todos los valores de pF.

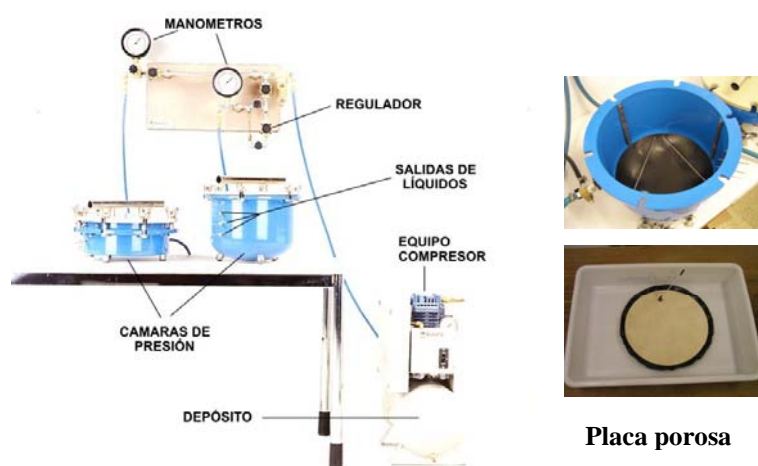


Figura 3.3_1. Detalle del equipo de placa de presión de Richards.

Con el equipo de placa a presión de Richards, la succión máxima que se puede realizar es de -1500 kPa (pF 4.2), y la mínima es de -10 kPa (pF 2), por debajo de este valor cualquier presión que se quiera aplicar para extraer agua de las muestras de suelo presentará fluctuaciones. En este caso, se realizan medidas del contenido de humedad a varios valores de succión, considerando el valor de saturación de la muestra y el de presión atmosférica. El punto de capacidad de campo

(FC), según Schjonning (2002), se encuentra en torno a -10 kPa, estimando este autor que a este valor de pF el diámetro de poro es de 30 micrometros. En el mismo sentido, Fies et al. (2002) concluye que a este valor de succión se encuentra la diferencia entre los macroporos y microporos.

Otro valor de presión al cual se realizaron medidas del contenido de agua en el suelo, es a -33 kPa, valor considerado en los años 90 por distintos autores como el valor al cual el suelo se encuentra en su capacidad de campo. Es en éste rango de valores, entre -10 y -33 kPa (pF 2 y pF 2.5), donde diferentes autores como De Jong (1983), Ingelmo et al. (1986) Fies et al. (2002) y Schjonning (2002), consideran que se debe tomar el valor de humedad a capacidad de campo, pues es el rango donde se observa mayor variabilidad de la relación entre la distribución del tamaño de poros y la distribución del tamaño de partículas. En este sentido se han considerado los valores de pF 2 y pF 2.5 como el punto de capacidad de campo.

También se ha realizado otra medida del contenido de humedad de las muestras a un valor de -300 kPa (pF 3.5), punto de succión al cual comienzan a tener una marcada importancia las fuerzas de retención de agua de tipo *adsorción* y *adhesión*, debido al tamaño y geometría de los poros. El último punto de succión donde se realizó la medida del contenido de humedad de la muestra es -1500 kPa (pF 4.2), ya que es a partir de este punto de presión donde diferentes autores consideran que la variación del valor del contenido de humedad de la muestra es mínimo, siendo el valor del punto de marchitez permanente (Taylor, 1972; Duchaufour, 1975; Porta et al., 2003).

3.3.1. Procedimiento de laboratorio

Para la obtención de las curvas pF, tal como ya se ha comentado anteriormente, se ha utilizado el equipo de placas a presión de Richards (Richards, 1947). Este equipo se compone de (**Figura 3.3_1**):

- Cámara de Richards de baja presión (presión máxima de 5 bares o -500 kPa), y alta presión (alcanza una presión máxima de 15 bares o -1500 kPa) (Soil Moisture Equipment Co., Santa Barbara, California).
- Compresor modelo LT 5E, marca Atlas Copco, de 2000 kPa (20 bares).
- Panel de control con reguladores de presión y manómetros analógicos y de agua.
- Placas de cerámica porosas con fondo impermeable y sistema de drenaje, de 1 bar (pF 0.1, 2, 2.5, 3.2) y 15 bares (pF 4.2).
- Anillos de aluminio de 1.5 cm de altura y 3.7 cm de diámetro. Diverso equipo que incluye espátula, rasero, bandejas de plástico, pie de rey, estufa de secado con regulación de temperatura, desecador, pesafiltro, balanza analítica con precisión de 1 mg, y silicona (para engrase a presión y vacío).

Para la puesta en marcha del análisis se utilizó el siguiente procedimiento de laboratorio:

- 1.-Sumergir las placas cerámicas en agua destilada durante 24 horas, de forma que queden completamente saturadas.
- 2.-Introducir cada anillo, previamente numerado, en su pesafiltro correspondiente. Secar en estufa a 105°C hasta tener un peso constante. Dejar enfriar en desecador y pesar en balanza analítica. Anotar pesos en la hoja de toma de datos.
- 3.-Colocar ordenadamente los anillos numerados en la placa cerámica y humectarla.
- 4.-Llenar cada anillo, ya numerado, con la muestra de suelo seca al aire y tamizada a 2 mm.
- 5.-Colocar cada placa en una bandeja y cubrir con agua hasta que el nivel alcance aproximadamente la mitad de la altura de los anillos. Esta fase de humectación se realiza mediante ascensión capilar, porque si se humectara directamente la muestra, el agua podría provocar el fenómeno de “slaking” de los agregados del suelo, que es el desmoronamiento de los agregados por penetración del agua en los poros, produciéndose un hinchamiento y separación de los macroagregados en microagregados. Esto supondría un cambio significativo en la estructura del suelo, y por lo tanto un error en la obtención de los datos (Klute, 1986).
- 6.-Mantener las muestras en saturación durante 24 horas.
- 7.-Drenar el agua de la bandeja con la ayuda de un sifón.
- 8.-Colocar las placas en la cámara y conectar el tubo de drenaje de las placas a la salida de drenaje de la cámara.
- 9.-Cerrar la cámara y comprobar la estanqueidad y hermeticidad del sistema.
- 10.-Proceder al presurizado del sistema hasta el valor previamente determinado; -10 kPa, -33 kPa y -300 kPa (pF 0.1, 2, 3.5) para las cámaras de baja presión, y -1500 kPa (pF 4.2) para las de alta presión. En este último caso, el tiempo para alcanzar la presión de -1500 kPa es de 48 horas. Las primeras 24 horas son para alcanzar una presión de -700 kPa y durante las 24 horas siguientes sube hasta los -1500 kPa. Mantener la cámara presurizada hasta que el agua deje de drenar (generalmente, 24 horas).
- 11.-Proceder al despresurizado del sistema hasta que se iguale con la presión atmosférica.
- 12.-Extraer las placas y transferir el anillo con la muestra húmeda a su correspondiente pesafiltro. Previamente, se ha enrasado el anillo con rasero, eliminando la parte de muestra que no queda dentro del volumen del anillo.
- 13.-Pesar el pesafiltro con la muestra húmeda (Ph).
- 14.-Desecar en estufa a 105°C durante 24 horas, dejar enfriar el desecador y pesar en seco (Ps). De esta forma obtenemos el contenido de agua de la muestra a una presión determinada.

3.3.2. Optimización del método (número de réplicas)

Se sabe que estadísticamente, a mayor número de réplicas la distribución muestral de los datos se ajusta más a una distribución normal, de forma que las varianzas se hacen homogéneas y hay menos dispersión en los datos. Frente a ello nos encontramos con la limitación del tiempo de análisis y la cantidad de muestra disponible, por lo que según Klute (1986), el número óptimo de réplicas por muestra para cada potencial matricial aplicado podría ser de 3 a 5. Por otro lado, Sharma et al. (1993) determina que para el análisis de las curvas pF deben realizarse 3 réplicas por muestra.

En nuestro caso, se realizó un análisis previo con muestras control para optimizar el número de réplicas a utilizar. En este análisis se realizaron tres curvas ($n=9$, $n=6$, $n=3$). Se obtuvieron las curvas pF y los valores del coeficiente de variación en todos los dos casos se situaban entre 0 y 10%. Por tanto, se seleccionó 3 como el número mínimo de réplicas por muestra.

3.4. Perfil de humedad

Los contenidos totales de agua en el suelo dependen de un amplio rango de factores, procesos y características propias del suelo. Para caracterizar los contenidos de agua en el perfil del suelo se han utilizado en este caso sondas dieléctricas (Campbell dielectric probe) situadas a distintas profundidades en el perfil del suelo de la estación de La Concordia. La sonda dieléctrica trabaja mediante la aplicación al suelo de una señal eléctrica de alta frecuencia (50 MHz), para así determinar la constante dieléctrica del suelo. Ésta tiene una fuerte dependencia de la humedad del suelo, y por tanto la constante dieléctrica puede ser usada como una medida del contenido de agua.

El suelo característico en la estación experimental de La Concordia, como ya se describió previamente, es un *Leptosol rendzínico fase lítica* (FAO, 1999; WRB, 2006) con afloramientos y escasa profundidad. Por ello, la ladera donde se ubica la estación experimental, fue muestreada exhaustivamente mediante una barrena para así encontrar las áreas donde existe una mayor profundidad. Una vez seleccionado el sitio, se abrió cuidadosamente una calicata donde se instalaron las sondas dieléctricas a 8, 20, 30, y 40 centímetros de profundidad (**Foto 3.4_1**).

Estas sondas se encuentran conectadas a un datalogger que almacena lecturas del contenido de humedad cada 10 minutos. El periodo de estudio fue de marzo del año 2003 a septiembre del año 2007, aunque debido a problemas técnicos con el datalogger no se pudo obtener una serie de datos continua, obteniendo por tanto datos en los siguientes periodos: 09/05/03 a 11/12/03, 24/02/04 a 15/04/04, 07/02/05 a 20/12/05, 09/01/06 a 22/12/06, y 26/01/07 a 05/06/07.



Foto 3.4_1. Sensores de humedad en el perfil del suelo de La Concordia.

3.5. Uso del infiltrómetro minidisco (MDI) para la determinación de tasas de infiltración y conductividad hidráulica en ambientes mediterráneos

La determinación de la tasa de infiltración en ambiente mediterráneo requiere un gran número de ensayos debido a la alta variabilidad espacial en las propiedades de los suelos (Kutiel et al., 1995). Es por esta razón, que para el presente estudio se seleccionó el uso del infiltrómetro minidisco (MDI), como ya se ha utilizado en otros trabajos por diferentes autores (Angulo-Jaramillo et al., 2000; Lewis et al., 2006; Robichaud et al., 2008; González-Pelayo et al., 2010a), y por que además, es fácilmente transportable, fácil de instalar para realizar medidas en pendiente (por su pequeño diámetro, 1.59 cm), y porque es una metodología no destructiva, que nos permite repetir las mediciones en el mismo lugar, al ser comparables si se hacen con las mismas condiciones de humedad del suelo.

Este aparato funciona de la forma mostrada en la **Figura 3.5_1**. Las cámaras superior e inferior deben llenarse de agua. La parte superior ó cámara de burbujas (bubble chamber) controla la succión, mientras que la cámara inferior (water reservoir) contiene el volumen de agua que infiltra en el suelo a la presión (succión) seleccionada mediante el tubo que sobresale de la parte superior (-0.5 a -6 cm de succión). La cámara inferior está graduada en mililitros. En la parte inferior del tubo (que contacta con la superficie del suelo) hay una membrana porosa que no permite que salga el agua. Una vez que se sitúa el infiltrómetro en la superficie del suelo, el agua comienza a infiltrar a la tasa determinada por las propiedades hidráulicas del suelo. Entonces, conforme el nivel de agua desciende, se va tomando nota del volumen infiltrado en función de unos intervalos específicos de tiempo (cada 5 s. el primer minuto, cada 10 s. el segundo minuto y cada 30 s. los siguientes 18 minutos). A partir de estos datos se puede obtener la conductividad hidráulica y la tasa de infiltración del agua en el suelo.

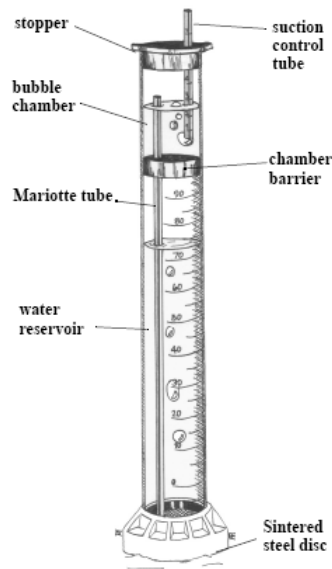


Figura 3.5_1. Infiltrómetro mini disco. MDI, Decagon Devices, Pullman, WA; radius 2.2 cm. Extraído de Decagon Devices, Pullman.

Para las medidas realizadas en la estación experimental de La Concordia, con un suelo de textura franco-arenosa, los test de infiltración se realizaron seleccionando una presión de succión de -2 cm, y usando el método propuesto por Zhang (1997). Mientras, en el área de Podentes y, aunque la textura también es franco-arenosa, se seleccionó una presión de succión de -0.5 cm debido a que el contenido de humedad del suelo era superior durante el periodo de trabajo de campo.

La metodología del MDI es adecuada para obtener las tasas de infiltración en suelos secos. El procedimiento requiere medir la infiltración acumulada vs tiempo. Con estos datos se aplica la siguiente ecuación

$$I = C_1 + C_2 \sqrt{t} \quad \text{Ec. 8}$$

Donde C_1 (m s^{-1}) se relaciona con la conductividad hidráulica, C_2 ($\text{m s}^{-1/2}$) se relaciona con la sorptividad del suelo, y t (s) es el tiempo. La conductividad hidráulica del suelo (k) se obtiene de

$$k = C_1/A \quad \text{Ec. 9}$$

Donde C_1 es la pendiente de la curva de la infiltración acumulada vs la raíz cuadrada del tiempo, y A es el valor relacionado con los parámetros de van Genuchten para un determinado tipo de suelo, succión y radio del infiltrómetro. A , se obtiene de

$$A = \frac{11.65(n^{0.1} - 1) \exp[2.92(n - 1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}} \quad n \geq 1.9$$

Ec. 10

$$A = \frac{11.65(n^{0.1} - 1) \exp[2.92(n - 1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}} \quad n < 1.9$$

Donde n y α son los parámetros de van Genuchten para el suelo, r_0 es el radio del minidisk, y h_0 es la presión de succión en la superficie del minidisk. Los parámetros de van Genuchten para las doce clases texturales se obtuvieron de Carsel y Parrish (1988), de forma que la textura francoarenosa tiene un valor A de 5.2. Por otro lado, en el área de estudio de Podentes (Portugal) se utilizó un nuevo modelo de MDI donde el diámetro es de 2.2 cm y el valor de A utilizado para realizar los cálculos es de 4.

Antes de realizar los test de infiltración, cada aparato fue sumergido en un baño de ultrasonidos para así eliminar las partículas que pudiera llevar adheridas la membrana permeable. Además, la reproducibilidad de las medidas se comprobó previamente a los ensayos. Los contenidos de agua en el suelo fueron determinados antes de cada medida mediante una sonda TDR (ThetaProbe type ML2x. Delta-T Devices Ltd, Cambridge, UK).

El uso del MDI, con medidas llevadas a cabo a través del tiempo pero en el mismo punto del suelo de estudio, nos permite conocer a nivel de microescala, la evolución de la sorptividad, infiltración (Moody et al., 2009), y características hidrófobas de la superficie del suelo (Robichaud et al., 2008), y por tanto, cuantificar el impacto de un agente externo como es el fuego. En este contexto y para evaluar el impacto de un fuego repetido en la estación experimental de La Concordia, se realizaron tests de infiltración durante cinco años consecutivos (2003-2007), diferenciando dentro de cada año los periodos húmedos (invierno) y los periodos en los que el suelo presenta un déficit de agua (verano). Por su parte, en el área de estudio de Podentes, se realizaron test de infiltración antes e inmediatamente después de la quema controlada en el año 2009.

La tasa de infiltración estable de un suelo debe hacerse constante con el tiempo, por lo que se define como la parte de la curva de infiltración, en función del tiempo, donde existe poca variación (Martin and Moody, 2001). Cada test de infiltración se realizó durante 20 minutos, aunque se extrapoló de forma teórica a 60 minutos para comprobar si existían diferencias en las tasas de infiltración en función de la duración del test. Los resultados no mostraron diferencias estadísticamente significativas, y por tanto, se consideraron los 20 minutos como tiempo suficiente para alcanzar las condiciones del estado estacionario. Sin embargo, el hecho de que con el método del minidisk (MDI) se puede obtener la tasa de infiltración a diferentes intervalos de tiempo, permitió realizar los cálculos de las tasas de infiltración a los 2 (MDI2) y 5 (MDI5)

minutos (sin que se haya alcanzado el estado estacionario), para de esta forma comprobar la influencia del impacto del fuego en las primeras fases de la infiltración del agua en el suelo.

En la estación de La Concordia, la distribución espacial de la vegetación en mosaico, nos permitió realizar y comparar resultados en los tests realizados bajo planta (UC) y en el suelo sin cobertura vegetal (BS). De esta forma, en cada parcela se realizaron cuatro medidas, dos bajo planta y dos en suelo desnudo, sumando un total de 36 test por cada periodo, sumando un total de 360 tests. El trabajo de campo, previo a la quema experimental, se realizó los días 14 y 15 de Julio del 2003, tres días antes del fuego. Después del fuego, los test se realizaron el 27 y 28 de Julio. Antes de cada test, los restos de cenizas y la pedregosidad superficial fueron retirados cuidadosamente para facilitar el contacto íntimo entre la superficie de suelo mineral y la membrana del minidisk. Prácticamente en todos los casos, las medidas de infiltración en los periodos de verano, se realizaron en condiciones de suelo seco (<5% de humedad), y siempre en los mismos puntos de muestreo para cada parcela.

En el área de estudio de Podentes, se realizaron cuatro medidas con el MDI por punto de muestreo, completando un total de 84 test de infiltración (21 x 4) antes y 84 después del fuego. En el periodo de muestreo tras el fuego, además de los 21 puntos de muestreo (21 x 4=84), se seleccionaron 6 puntos adicionales que no se habían quemado (3 en LNE, y 3 en LSW), con el fin de poder comparar, exactamente con las mismas condiciones, los datos de las áreas quemadas y no quemadas. Estos test de infiltración en los puntos control se realizaron bajo la copa de las especies dominantes *Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus* y *Arbutus unedo*. El total de medidas realizadas post-incendio ascendió a 111.

La tasa de infiltración estable (SSI) determinada en el minuto 20 de cada test, y la capacidad de infiltración (IC, máxima infiltración en un momento dado) para cada punto, y/o parcela, y tratamiento de fuego, se calcularon a partir de la hoja de cálculo que sirve de ejemplo y queda expuesta en el **anexo 2**. También se calculó la relación entre las tasas de infiltración de los suelos quemados vs. las tasas de infiltración obtenidas previas a la quema o en suelos control (no quemados). Este parámetro puede ser útil para comparar, a nivel hidrológico, los efectos del fuego en la superficie del suelo (Martin and Moody, 2001).

3.6. Calentamiento artificial de muestras en horno mufla

Para el estudio, en condiciones de laboratorio, del impacto de fuegos de diferentes temperaturas en las propiedades del suelo, se utilizó un horno mufla (Carbolite®). Con este aparato se pueden simular ciertas características de un incendio forestal mediante el calentamiento de las muestras de suelo a determinadas temperaturas y tiempos de permanencia de las mismas. En diferentes estudios de laboratorio se ha utilizado esta técnica determinando las temperaturas y tiempos de permanencia del calentamiento del suelo (Giovannini et al., 1988; Giovannini, 1994; Josa

March et al., 1994; Fernández et al., 1997; DeBano, 2000; Robichaud and Hungerford, 2000; Guerrero et al., 2001; Badia y Martí, 2003; García-Corona et al., 2004; Arcenegui et al., 2007; Terefe et al., 2008). Mediante el análisis de estos trabajos, se han establecido las condiciones óptimas para realizar el calentamiento de muestras de suelo en el horno mufla.

En nuestro caso, y como estudio preliminar, para optimizar tiempo y cantidad de muestra, se realizó el calentamiento del suelo en pocillos de porcelana de 80 mm x 40 mm x 15 mm, con una velocidad de calentamiento de 3°C por minuto y a unas temperaturas máximas de 25°C, 170°C, 220°C, 380°C, 500°C, 700°C y 900°C, utilizando tiempos de permanencia para estas temperaturas máximas de 30 minutos y 2 minutos. Una vez se alcanza la temperatura deseada y pasados los 2 ó 30 minutos de tiempo de permanencia, se apaga la mufla, y se deja abierta permitiendo que descienda la temperatura hasta los 25°C (condiciones de laboratorio). Posteriormente se analizaron las propiedades del suelo como, materia orgánica, carbonatos y contenido de humedad y no se encontraron diferencias estadísticamente significativas ($P > 0.05$) en función de los diferentes tiempos de permanencia (30 y 2 minutos), de forma que se seleccionó la metodología anteriormente descrita (con tiempo de permanencia de 2 minutos) y utilizada por Guerrero et al. (2001).

Por tanto, para las determinaciones en el horno mufla, se utilizaron las siguientes temperaturas máximas como tratamientos, 25°C, 170°C, 220°C, 380°C, 500°C, 700°C y 900°C, con un tiempo de permanencia de las mismas de 2 minutos. Tras alcanzar la temperatura máxima en cada tratamiento, se apagó la mufla y se dejó descender la temperatura hasta los 25°C. Entonces, y para evitar gradientes de temperatura en el calentamiento artificial del suelo, se tomó la muestra del primer centímetro superficial.

Las muestras para este estudio se seleccionaron en el área circundante a la estación experimental de La Concordia. Se tomaron 3 muestras de suelo (con 3 réplicas para cada muestras, $N=9$) de los 5 centímetros superficiales bajo dos tipos de matorral, *Quercus coccifera* y *Rossmarinus officinalis*, y en suelo desnudo. A estas muestras se les aplicó el tratamiento de la mufla previamente detallado, y posteriormente se analizaron los parámetros antes citados.

3.7. Caracterización de la hidrofobicidad. WDPT

Para caracterizar la persistencia de la hidrofobicidad, tanto a las muestras tomadas en la estación de La Concordia (pre- y post-fuego) como en Podentes (pre- y post-fuego), se ha aplicado el test WDPT (Doerr et al., 1998) en las fracciones de suelo tamizadas entre 0.25-0.05 mm (La Concordia) y entre <0.25 mm, 1-0.25mm, 2-1 mm, <2 mm (Podentes). El número de muestras para el test realizado en La Concordia ascendió a 31, mientras que en Podentes se realizó el test WDPT a las 126 muestras (63 pre-fuego y 63 post-fuego), que separando en las diferentes fracciones anteriormente descritas, ascendieron a un número (N) de 378 muestras.

Junto a este test WDPT, la caracterización de la repelencia al agua de las muestras estudiadas, se realizó empleando el infiltrómetro minidisco (**Figura 3.5_1**), esta metodología consiste en determinar en un intervalo de tiempo el volumen de agua que infiltra en el suelo a una presión de succión seleccionada en función de las características texturales del suelo. El aparato consiste en un tubo graduado (máximo 100 mL) que presenta dos cámaras en su interior. La parte superior ó cámara de burbujas (bubble chamber) controla la succión, mientras que la cámara inferior (water reservoir) contiene el volumen de agua que infiltra en el suelo a la presión (succión) seleccionada mediante el tubo que sobresale de la parte superior (-0.5 a -6 cm de succión). La cámara inferior está graduada en mililitros. Una vez que se sitúa el infiltrómetro en la superficie del suelo, el agua comienza a infiltrar a la tasa determinada por las propiedades hidráulicas del suelo. Entonces, conforme el nivel de agua desciende, se va tomando nota del volumen infiltrado en función de unos intervalos específicos de tiempo. A partir de estos datos se puede obtener la conductividad hidráulica, la tasa de infiltración del agua en el suelo y una medida indirecta de la hidrofobicidad (Decagon Devices, 2006).

3.8. Análisis de propiedades físicas y químicas del suelo

Una vez realizada la toma de muestras de campo, en ambas áreas de estudio, éstas se trasladaron al laboratorio en bolsas de plástico cerradas. Allí se extendieron y se procedió a su secado a temperatura ambiente. Posteriormente se pasaron por un tamiz de 2 mm de luz de malla, de forma que quedaron preparadas para los diferentes análisis. Además de las determinaciones de la hidrofobicidad y las curvas de humedad a distintos pF's, se realizaron las siguientes determinaciones analíticas:

-Contenido de humedad de la muestra de suelo. La determinación del contenido de humedad al aire se realizó gravimétricamente, manteniendo la muestra en estufa a 105°C hasta obtener el peso constante (MAPA, 1986). Los resultados se expresan en porcentaje.

-Reacción del suelo (pH). Se midió el pH del suelo en una suspensión 1:2.5 suelo:agua (Porta et al., 1986). Las medidas se efectúan con un pHmetro Crison micropH 2000.

-Materia orgánica (SOM). Se realizó mediante la oxidación en frío de la materia orgánica con dicromato potásico en medio ácido, y la posterior valoración del exceso de dicromato con sulfato ferroso (Walkley y Black, 1934, en Jackson (1958). El porcentaje de materia orgánica en el suelo se refiere a la fracción oxidable de carbono orgánico presente multiplicada por el factor de Van Bemmelen (1.72).

-Estabilidad estructural. Se determinó mediante el método de Hennin y Feodorof de 1958 modificado por Primo y Carrasco (1973). Su resultado se da en porcentaje de peso de suelo correspondiente a los agregados estables. Este método determina la resistencia de los agregados del suelo frente a la acción dispersante y erosiva de las precipitaciones y de la escorrentía. Para conseguirlo se utiliza un agitador rotatorio y junto a la acción del agua, simula las fuerzas disgregantes sobre la muestra de suelo.

-Carbonatos totales. Su determinación se realizó con el calcímetro de Bernard (Duchaufour, 1975). Se adiciona al suelo un volumen de ácido clorhídrico, lo cual desplaza un volumen de anhídrido carbónico. Se mide el volumen desplazado, y los resultados se expresan en tanto por ciento de carbonato cálcico.

-Análisis de la distribución de los agregados por tamaños. Se basó en el tamizado manual de 100 g de suelo seco según las siguientes fracciones: 2-1, 1-0.5, 0.5-0.25, 0.25-0.1, 0.1-0.05 y <0.05 mm. Con el peso de los agregados en cada fracción se calculó su porcentaje, el cual luego fue multiplicado por el tamaño medio de esa fracción. La sumatoria del resultado obtenido en todas las fracciones permitió determinar un indicador del tamaño medio de los agregados conocido como *Mean Weight Diameter* (MWD) (Chaney y Swift, 1984; Kemper y Roseneau, 1986, modificados), así:

$$\text{MWD} = \sum [(\%A_x) (T_m)]/100 \quad \text{Ec. 11}$$

donde %A_x es el porcentaje de suelo en una determinada fracción y T_m es el tamaño medio de los agregados en esa fracción. En este trabajo los tamaños medios han sido: 1.5, 0.75, 0.375, 0.175, 0.075 y 0.025 mm. El MWD se expresa en mm.

-Distribución de los microagregados. Aunque la mayoría de autores (Edwards y Bremner, 1967, Tisdall y Oades, 1982, Elliot, 1986, Miller y Jastrow, 1990) ha utilizado el umbral de 0.25 mm Ø para separar macroagregados de microagregados, en este trabajo el umbral fue rebajado hasta 0.05 mm Ø para asegurar la fiabilidad de las medidas y evitar obstrucciones en el aparato de medición. Otros autores como Chan et al. (1994) y Naidu et al. (1996) también utilizaron este umbral de separación. El aparato utilizado fue un Sedigraph 5100 de Micromeritics® (**Figura 3.8_1**) que se basa en la ley de Stokes para el cálculo del diámetro de una partícula cayendo en un fluido.

Una vez tamizada la muestra a 0.05 mm Ø, se pesan 4 g de ésta y se llevan a un vaso de precipitado con 50 ml de agua destilada en el que se realiza la mezcla de ambos, con agitador magnético, durante cuatro minutos. La solución así obtenida se introduce en el Sedigraph y se

analiza para obtener una distribución continua de los tamaños de las partículas microagregadas estables en agua entre 51.6 y 0.3 μm \varnothing con sus respectivos porcentajes acumulados. Con el fin de facilitar el trabajo se utilizó el diámetro medio de la distribución calculado por el aparato, cuyas unidades son μm , y que en esta investigación se ha llamado *Microagregate Mean Diameter* (MMD). Se tomaron también los porcentajes de las siguientes fracciones de tamaño en las que fueron discretizados los microagregados: 51.6-32.5, 32.5-16.3, 16.3-8.2, 8.2-4.1, 4.1-2.1, 2.1-1.0, 1.0-0.3 y <0.3 μm \varnothing .

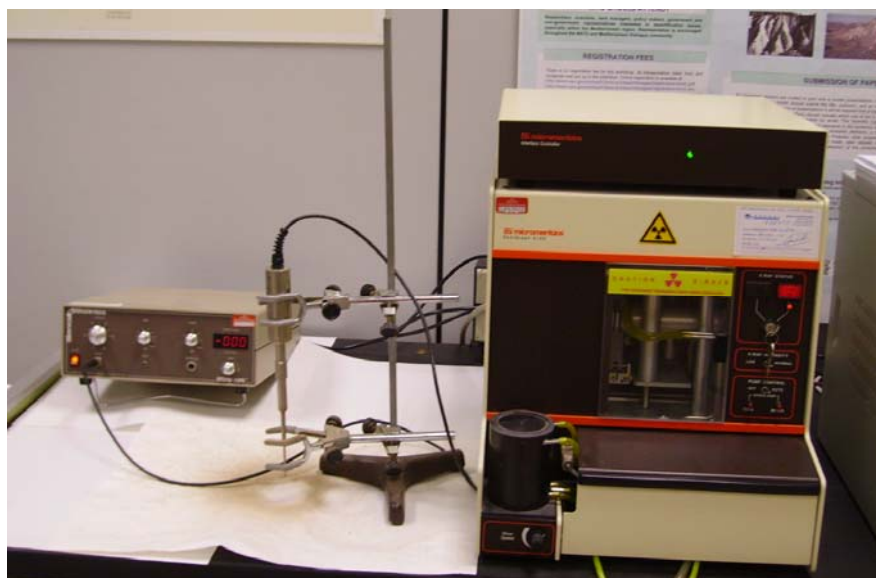


Figura 3.8_1. Sedigraph 5100 de Micromeritics® utilizado para la determinación de la distribución y estabilidad de los microagregados.

-Estabilidad de los microagregados. Se calcula después de obtener la distribución de los microagregados expresada en el apartado anterior. Para su determinación también se pesan 4 g de suelo, con un diámetro inferior a 0.05 mm \varnothing , que se llevan de nuevo a un vaso de precipitado con 50 ml de agua destilada en el que se realiza la mezcla de ambos, con agitador magnético, durante 2 minutos. Sin detener la agitación, la solución agua-suelo se ataca con 1 ml de Pirofosfato Sódico ($\text{Na}_2\text{P}_4\text{O}_7$), con una concentración de 0.12M, y un minuto de ultrasonidos (Vibracell de Sonics and Materials Inc.®) a una potencia de 1800 Julios. El tiempo total de agitación de la muestra también es de cuatro minutos. Según Edwards y Bremner (1967), Imeson y Vis (1984) y Le Bissonnais (1996a) se puede asumir que este tratamiento causa la dispersión de los microagregados en partículas individuales.

Inmediatamente después de la dispersión, se vuelve a pasar la muestra por el Sedigraph® y se obtiene una segunda distribución continua de partículas por tamaños con sus porcentajes acumulados. La diferencia entre la primera distribución de partículas (todavía agregadas) y la

segunda (partículas elementales) se toma como indicadora del porcentaje de microagregados estables en agua inferiores a 0.05 mm Ø. De esta manera se pueden calcular las estabilidades de cada una de las fracciones de microagregados descritas anteriormente, que se expresan en tanto por ciento, además del índice *Microaggregate Stability* (MSA). Éste es una aproximación al propuesto por Cammeraat e Imeson (1998), en el que se suman las estabilidades de cada una de las fracciones para dar un porcentaje total de los microagregados estables en agua de una determinada muestra.

3.9. Análisis estadísticos

El análisis estadístico de los datos se ha realizado utilizando el paquete estadístico SPSS 15.0 para Windows (SPSS Inc, Chicago, IL).

Antes de realizar los análisis de correlación, regresión lineal, y comparación entre grupos, los datos se analizaron para determinar la normalidad, así como la homogeneidad de sus varianzas. Para el parámetro de normalidad se utilizaron las pruebas de Kolmogorov-Smirnov y de Shapiro-Wilk con la corrección de Lilliefors; y para el segundo parámetro se empleó la prueba de Levene de homogeneidad de varianzas.

Los resultados obtenidos del estudio de las temperaturas alcanzadas en la superficie del suelo tanto en el incendio de La Concordia (epígrafe 4.1.1) como en el de Podentes (epígrafe 4.2.1), así como los efectos de la intensidad del fuego en las propiedades de los suelos analizadas (epígrafes 4.1.2 y 4.2.2), en los contenidos de humedad y capacidad de retención de agua en el suelo (epígrafes 4.1.3 y 4.2.3), infiltración (epígrafes 4.1.5 y 4.2.5), caracterización de la humedad en el suelo (epígrafes 4.1.4), y erosión del (epígrafe 4.1.7), se han analizado usando ANOVA de un factor, cuando se estudia cada muestreo de forma individual, y ANOVA de medidas repetidas para el análisis de la evolución temporal de las variables analizadas.

Cuando el efecto resultó significativo, las medias se compararon con el test de Tukey con el fin de contrastar en qué grupo/s se observaban dichas diferencias.

Los datos de hidrofobicidad obtenidos tanto con los suelos de La Concordia (epígrafe 4.1.7) como los obtenidos con los suelos de Podentes (epígrafe 4.2.4), no mostraban las características de normalidad y homogeneidad requeridas por el análisis de la varianza (ANOVA), por lo que se han analizado mediante la prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis. Posteriormente se han comparado individualmente cada uno de los grupos estudiados, usando la prueba no paramétrica de Mann-Whitney y empleando la corrección de Bonferroni para ajustar el nivel de significación.

Los estudios de correlación entre las variables precipitación y erosión (epígrafes 4.1.7.1 y 4.1.7.2), así como entre la variable hidrofobicidad y cada una de las propiedades de suelos analizadas en este trabajo (capítulos 4.1.7. y 4.2.4.), se han realizado mediante análisis de

correlación de Pearson. En los casos en que se determinó una correlación significativa, se realizó posteriormente un análisis de regresión.

De no indicarse lo contrario, en todos los casos las diferencias se determinaron a un nivel de significación del 95%.

4. Results and discussion

4.1. La Concordia experimental field station

4.1.1. Soil surface temperatures at La Concordia 2003 experimental fire

Fire effects on soil are variable depending on the type of fire and mostly on the fire intensity. This term refers to the maximum soil temperature reached at a given point, and the time that these temperatures remain at that point (Ubeda, 2000).

In the 2003 experimental fire at La Concordia field station, soil surface temperatures were determined by means of thermo-sensitive paints (TP) and of thermocouples (TC). The analyses of the TP allowed us to know the maximum temperatures reached on the soil surface at each sample point, meanwhile the analyses of the TC provide information on the evolution of temperatures on the soil surface as a function of time, on the maximum temperatures reached, and the remaining time of temperatures greater than 100°C (Gimeno-García et al., 2004).

During the experimental fires, both methods, thermocouples (TC) and thermo-sensitive paints (TP), were used to classify the fire intensity at the soil surface, by means of the fire peak temperatures, and the time duration of the average soil surface temperatures higher than 100°C.

The frequency distribution of the average soil surface temperatures measured by means of TP showed a wide range. According to Giovannini (1994), the changes in soil properties respond to a temperature “discrete step model”, where the most important changes occur at different temperature thresholds: temperatures up to 220°C, from 220°C to 460°C, from 460°C to 600°C and beyond 600°C. In the case of the La Concordia experimental fire, peak temperatures ranged between 93°C and 454°C and thus, results have been grouped into 5 temperature ranges: <100°C, 100°C-150°C, 150°C-250°C, 250°C-350°C, 350°C-500°C (**Figure 4.1.1_1**). In plots 1 and 6, the 40% of the soil surface temperatures ranged between 100°C and 150°C, meanwhile in plots 2, 4, 7 and 8, around the 50% of soil surface temperatures ranged between 150°C and 250°C. Otherwise, the average peak temperatures measured with this method is relatively low, and ranged between 139°C in plot 1 and 188°C in plot 7.

On each plot, 80 unit-sticks of thermo-sensitive paints were installed, one on each square meter. If we assume that each paint-stick corresponds to the 1 m² of the plot, the 70% of the soil surface in the plot 1 reached temperatures lower than 150°C. Considering the whole plots, almost the 90% of the soil surface temperatures in the whole plots (T1, high fire intensity and T2, moderate fire intensity) reached values lower than 250°C.

Soil surface temperatures obtained by means of thermocouples (TC) showed a similar pattern in all the burned plots. It is characterized by a quite quickly rise in soil temperature, a peak and a posterior drop with a less pronounced slope (**Figure 4.1.1_2**). The analyses showed some variability on the peak temperatures, which agrees with the variability obtained with the thermo-sensitive paints. The remaining time of peak temperatures was low, with average values of 5

seconds. Meanwhile, the remaining time of temperatures greater than 100°C, was around 4 minutes, except in the plot 8 that was almost the double. This fact could be due to the dense vegetation cover of *Quercus coccifera* in the upper part of this plot, which contributed not only with the aerial biomass but also with the dense litter supplied. Because of this, the combustion time could increase and thus, the remaining time of temperatures greater than 100°C augmented (Figure 4.1.1_3).

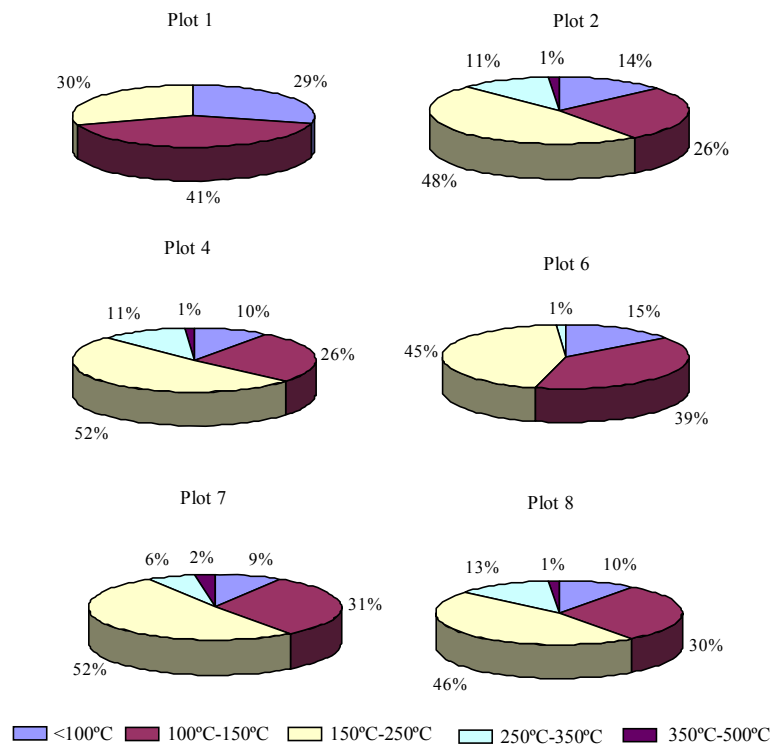


Figure 4.1.1_1. Frequency of soil surface temperatures reached in the 2003 fires by means of thermo-sensitive paints.

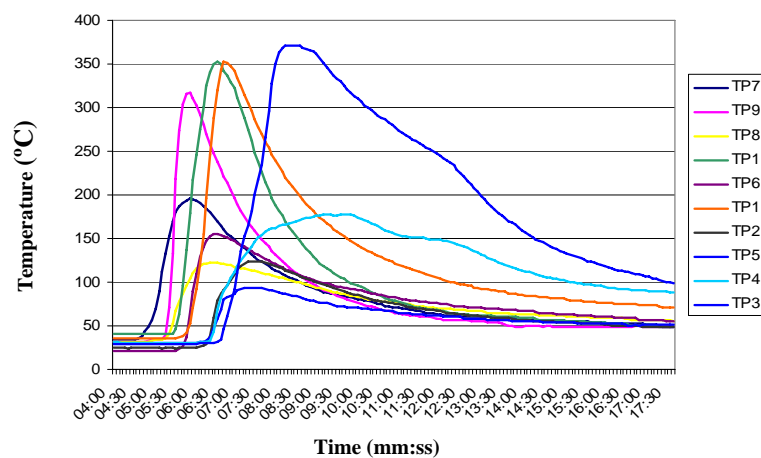


Figure 4.1.1_2. Soil surface temperature obtained by means of thermocouple, at La Concordia 2003 fire at plot number 8. TP means thermocouple.

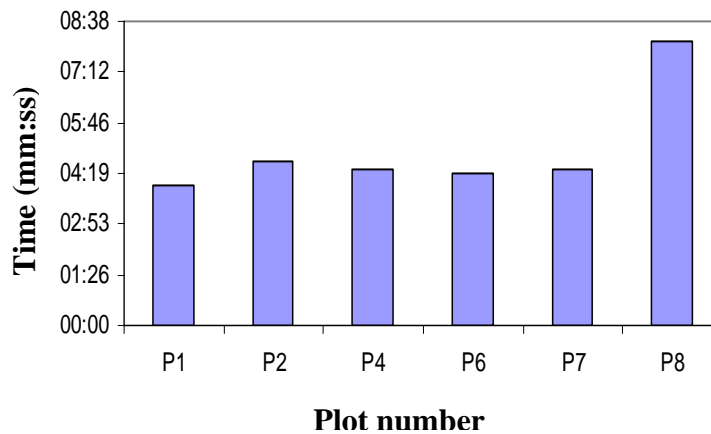


Figure 4.1.1_3. Remaining time of T greater than 100.

With regards to the speed of the fire front, it was measured by means of sticks disposed each two meters along the plot size. The **Figure 4.1.1_4** plotted the fire front advance. It ranged between 0.2 m s^{-1} in the plot 1 and 0.4 m s^{-1} in the plot 2.

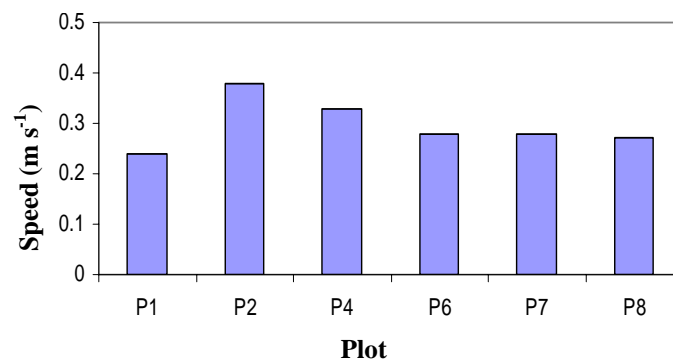


Figure 4.1.1_4. Velocity of the fire front during the 2003 fire at La Concordia plots.

4.1.1.1. Comparison between both methodologies

In general, the peak soil surface temperatures obtained by means of thermocouples are higher than ones obtained by means of thermo-sensitive paints. Results obtained with both methodologies were not significantly different when both methods were compared only with the temperature data higher than 100°C , which agrees with the findings of Gimeno-García et al. (2004) during the early 1995 experimental fire in the same location. The mean soil surface temperature (when temperatures go beyond 100°C) were around 160°C in the plots 1 and 6, while in the plots 2 and 7, the highest values were reached ($\approx 200^\circ\text{C}$) (**Figure 4.1.1_5**).

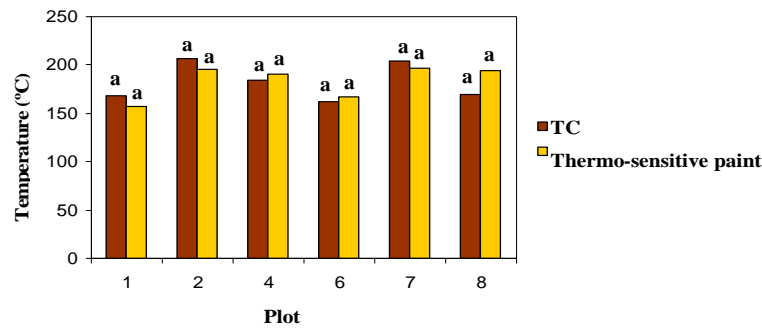


Figure 4.1.1_5. Comparison of the mean temperatures (taking the values at $T > 100^{\circ}\text{C}$) at the soil surface on each of the plots La Concordia fire. TC, thermocouples and thermosensitive paints. Values followed by the same letter are not significantly different (ANOVA, Tukey's test, $P < 0.05$).

In summary, the average soil surface temperature in the 2003 fire reached 182°C , and the mean values of residence time of temperatures greater than 100°C for all the plots were around four minutes (Campo et al., 2006; González-Pelayo et al., 2010a). On the T1 and T2 plots, the average soil surface temperatures were of 174°C and 191°C , respectively. While, on T1 and T2, the mean values of residence time of temperatures greater than 100°C were in both cases around four minutes. With this fire behaviour, and according to the classifications established by DeBano et al. (1998) and Robichaud et al. (2000), these repeated fires were classified as low intensity ones.

4.1.2. Soil properties

As it was described in the section 2.1.1. the soil of La Concordia experimental station belongs to a *Rendzic Leptosol* type (FAO, 1999; WRB, 2006), developed on Jurassic limestone. Some of these soil characteristics are described in Gimeno-García et al. (2007), and in the **Table 2.1.1_1**. The soil has a variable depth of no more than 40 cm, good drainage and an important microbiological activity, confirmed by frequent and discontinuous soil pores (Rubio et al., 2003). Soil surface is characterized by the existence of rock fragments and a high superficial stoniness ($\approx 65\%$).

In this chapter, the soil properties characterization in La Concordia experimental station will be discussed in two ways, at short term (immediately after the 2003 repeated fire) and at medium term (until year 2007).

The **Table 4.1.2_1** display values of the selected soil properties: SOM (soil organic matter, %), CaCO_3 (carbonates, %), and AS (aggregate stability, %).

Table 4.1.2_1. Characterization of selected soil properties on La Concordia experimental station. SOM (soil organic matter, %), CaCO₃ (carbonate content, %), AS (% aggregate stability). BB, before burnt, AB, after burnt, w04, s04, s05, w06, s06, w07, s07, means winter 2004, summer 2004, summer 2005, winter 2006, summer 2006, winter 2007 and summer 2007, respectively.

	SOM (%)						CaCO ₃ (%)						AS (%)					
	T1		T2		T3		T1		T2		T3		T1		T2		T3	
	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS
BB	9.27	6.05	9.25	6.75	8.88	7.47	52.12	56.64	52.34	56.08	52.27	55.04	36.93	33.01	34.43	26.55	34.05	27.35
AB	9.32	6.16	9.79	6.39	8.88	7.47	53.31	57.92	53.22	60.76	52.27	55.04	36.16	35.15	38.60	31.44	34.05	27.35
MAB	9.16	7.34	10.32	6.84	7.46	7.48	53.44	56.61	50.92	55.65	54.45	53.99	34.54	32.39	35.58	26.88	30.92	27.32
w04	9.96	6.86	9.39	6.79	8.34	7.12	52.23	57.03	52.33	57.00	51.23	56.04	34.54	33.33	33.48	27.41	35.62	27.66
s04	8.72	7.27	9.11	7.03	8.39	6.67	50.20	53.35	52.79	55.42	49.90	54.28	34.30	35.74	38.30	31.54	38.66	28.91
w05	8.68	6.47	8.85	5.94	8.62	7.14	49.98	55.01	51.84	57.25	49.69	53.49	35.64	31.95	31.73	22.35	39.08	24.49
s05	9.61	6.45	8.75	6.52	7.79	6.97	49.69	53.09	52.21	54.68	48.58	51.91	35.78	34.01	32.14	28.65	36.89	28.46
w06	9.48	6.53	8.94	6.82	8.94	6.86	49.30	55.17	51.97	54.06	50.37	54.16	34.82	31.43	31.03	27.78	36.07	27.10
s06	9.01	6.64	9.13	6.94	8.50	6.84	46.53	50.07	46.83	51.54	45.27	49.93	35.55	33.26	33.67	32.77	37.29	29.11
w07	9.47	7.27	8.41	6.36	9.52	6.45	44.83	50.40	46.69	50.46	44.57	50.26	40.58	36.16	33.84	29.32	37.50	28.11
s07	9.34	6.76	8.31	6.96	9.20	7.24	48.15	53.08	51.08	53.99	47.66	51.04	39.06	32.65	34.73	33.30	37.83	31.07
average	9.28	6.71	9.11	6.67	8.59	7.06	49.98	54.40	51.11	55.17	49.66	53.20	36.17	33.55	34.32	28.91	36.18	27.90
max	9.96	7.34	10.32	7.03	9.52	7.48	53.44	57.92	53.22	60.76	54.45	56.04	40.58	36.16	38.60	33.30	39.08	31.07
min	8.68	6.05	8.31	5.94	7.46	6.45	44.83	50.07	46.69	50.46	44.57	49.93	34.30	31.43	31.03	22.35	30.92	24.49

4.1.2.1. Soil Organic Matter (SOM)

Burned and unburned soils

The SOM content at La Concordia plots, ranged between 5.9% and 10.3%, corresponding these minimum and maximum values to the plots of T2 (**Table 4.1.2.1_1**). **Figure 4.1.2.1_1** shows the temporal evolution of the average values and the standard errors for this soil property on each treatment. According to these results, no statistical significant differences were reached in any sampling period between treatments. Overall, both the soils burned in 2003 and the unburned ones showed similar trends in which the SOM contents at short- and medium-term did not substantially vary suggesting little or no incorporation of organic matter (**Figure 4.1.2.1_1**). Analyses based on the microsites for each treatment (**Figure 4.1.2.1_2**) showed that before the repeated fires and in the three treatments (T1, T2 and T3), the SOM content of under canopy and bare soils, did not exhibit significant changes during the whole research. It appears that the low temperatures reached during repeated fires did not produce appreciable changes in the organic matter amount of these soils, as it has been observed in the unburned ones.

Several authors (Sanroque et al., 1985; Giovannini et al., 1988; Andreu et al., 1996; Giovannini and Luchessi, 1997; Boix-Fayós, 1997; Guerrero et al., 2001) found decreases in the SOM after medium and high intensity fires, although others stated that low intensity fires did not modify this parameter in the soil surface (Badía and Martí, 2003; Mataix-Solera and Doerr, 2004). According to these, Giovannini (1994) describes minor changes in SOM after low temperature fires. Badía and Martí (2003) also reported no changes in the SOM after burning on the muffle furniture at low temperatures. Terefe et al. (2008) describes minor changes in SOM until 200°C, and García-Corona et al. (2004) reported changes in SOM above 220°C. In the same way, Fernández et al. (1997) determines that in soils burned with low intensity fires, no changes in the SOM occurs.

At La Concordia plots, the low intensity fire of 2003 did not change the SOM content of the soil samples collected (**Figure 4.1.2.1_1**). Besides this, it is also possible that the short lapse of time between fires and the first rains after the 2003 experimental fires, only 10 days (Campo et al., 2006), prevented the ashes and partially burned organic material that were on the burned soil surface to be incorporated into them. The washing of all this material, together with the transport of most superficial soil, may be responsible that in the burned soils no variations were registered in the SOM contents. Gimeno-García et al. (2000), obtained important SOM losses in the sediment yielded nor in the soil samples after experimental fires. They measured SOM increases of one fold in respect to the non-burned soils and related the SOM decrease into the soil with the erosional features occurred four months after the 1995 fires in the same plots.

Thus, agreeing with these authors, the SOM wash out on first rains after fires could facilitate no changes in the SOM content of the burnt soil, although increases in the sediment yields occurs. In the unburned soils (T3), changes in the SOM amount were not observed being the SOM incorporation into these soils, very scarce or done very slowly.

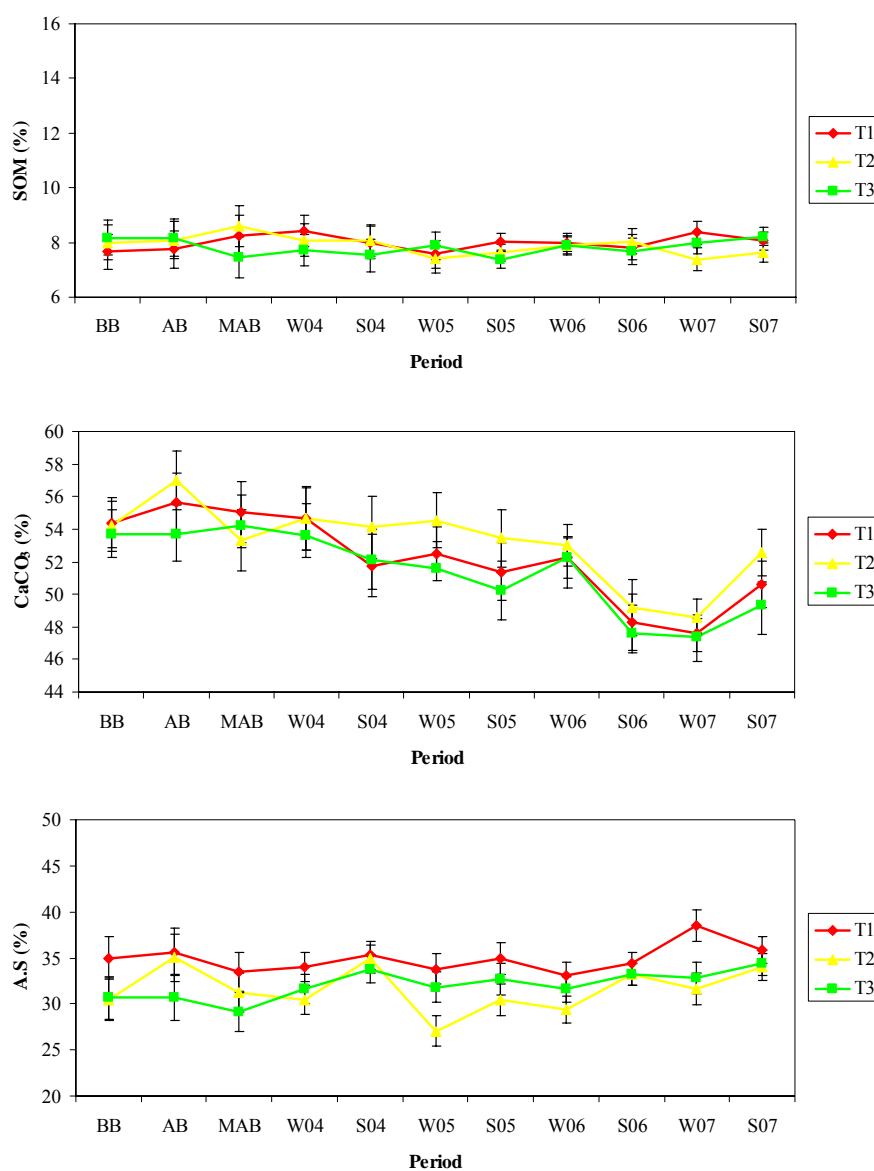


Figure 4.1.2.1_1. Soil properties during 2003-2007 years in La Concordia plots. T1, T2 means high and moderate intensity fires, and T3 no burnt plots. SOM, soil organic matter; CaCO₃, carbonate content; AS, aggregate stability; BB, before burnt; AB, after burnt; MAB, one month after burnt; S04, summer 2004; W04, winter 2004-05; S05, summer 2005; W05, winter 2005-06; S06, summer 2006; W07, winter 2007; S07, summer 2007. Standard errors are shown. n=12.

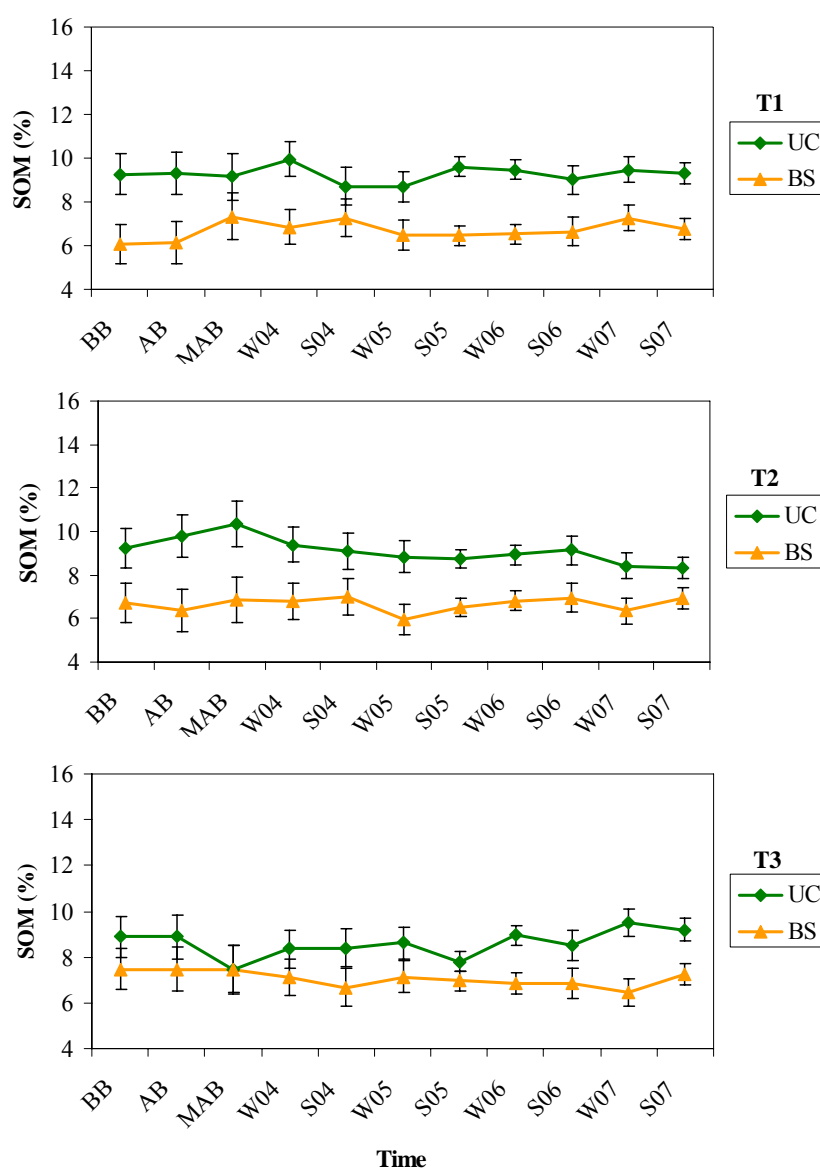


Figure 4.1.2.1_2. Soil organic matter (SOM, %) obtained by treatment and microsite. T1, high intensity fire, T2, moderate intensity fire and T3, control. UC; under canopy, BS; bare soil; BB, before burnt; AB, after burnt; MAB, one month after burnt; S04, summer 2004; W04, winter 2004-05; S05, summer 2005; W05, winter 2005-06; S06, summer 2006; W07, winter 2007; S07, summer 2007. n=6.

Microsites. Under canopy and bare soil

Results based on the explored microsite at La Concordia plots (UC, under canopy and BS, bare soil) (**Figure 4.1.2.1_2**), revealed statistical significant differences between the SOM content of the tested UC and BS on the T1, T2 and T3. Although, in the T3 these differences only occurs from the sampling period of winter 2006 to summer 2007. The major SOM content in the UC sites is due to the litter incorporation and, as it is observed in the **Figure 4.1.2.1_2**, high SOM

contents are always reached in the UC soils, independent of the treatment. Similar results were obtained by Campo et al. (2008b) and Gimeno-García et al. (2000), whose attribute these increasing tendencies to the incorporation of ashes and residual biomass partially burned into the soil.

The minor changes in SOM content after the fire impact and, the maintained differences between the UC and BS microsites until the 2007 year, implies that the fire did not homogenized soil surface due in part to the low temperatures reached (~182°C). On the T1 and T2, statistical significant differences between the SOM content of the UC and BS were maintained during the whole research (**Figure 4.1.2.1_2**). On the T3, the SOM content differs few between the UC and the BS microsites and similar values were measured during practically the whole research (**Figure 4.1.2.1_2**), denoting the good soil conditions in the non burned soil.

4.1.2.2. Calcium Carbonate (CaCO₃)

The soil genesis on La Concordia implies a high CaCO₃ content due to the parent material (Jurassic limestones) (Campo et al., 2008a). Similarly to the SOM, for CaCO₃ contents there were not statistically significant differences between fire treatments (**Figure 4.1.2.1_1**), although differences were observed between the two studied microsites (**Figure 4.1.2.2_1**).

Higher CaCO₃ content were observed in bare soils (~54%) than in soils under canopy (~50%) (**Table 4.1.2_1**). In both environments, the large soil stoniness greatly contributed to preserve these high contents because of the dissolution and re-precipitation of calcite, typical of superficial soils horizons developed on carbonated rocks (Duchaufour, 1984; Gimeno-García, 1999).

Immediately after the fires, the little variations measured in the CaCO₃ values on burned soils were not significantly different (**Figure 4.1.2.1_1**). However, following fire (AB), on T2, increases in the CaCO₃ contents were observed in both microsites and, statistical significant differences between UC and BS were reached (**Figure 4.1.2.2_1**). As stated by Christensen (1973), the high content on alkaline metal carbonates found in ashes deposited on soil after fires could be a source of CaCO₃, particularly on soils under the coppice (under canopy, UC). In the same way, similar results were reported by Campo et al. (2008b), who also describes following 1995 fires, small increases in the CaCO₃ content of the vegetated areas and, stated that calcium carbonate coming from ashes and the parent material, together with that accumulated in surface by the ascent of salts due to evaporation processes, could be responsible of this increase.

During the following sampling periods (**Figure 4.1.2.2_1**), the tendency did not change and major levels of CaCO₃ contents were always obtained in the interspaces between plant (BS).

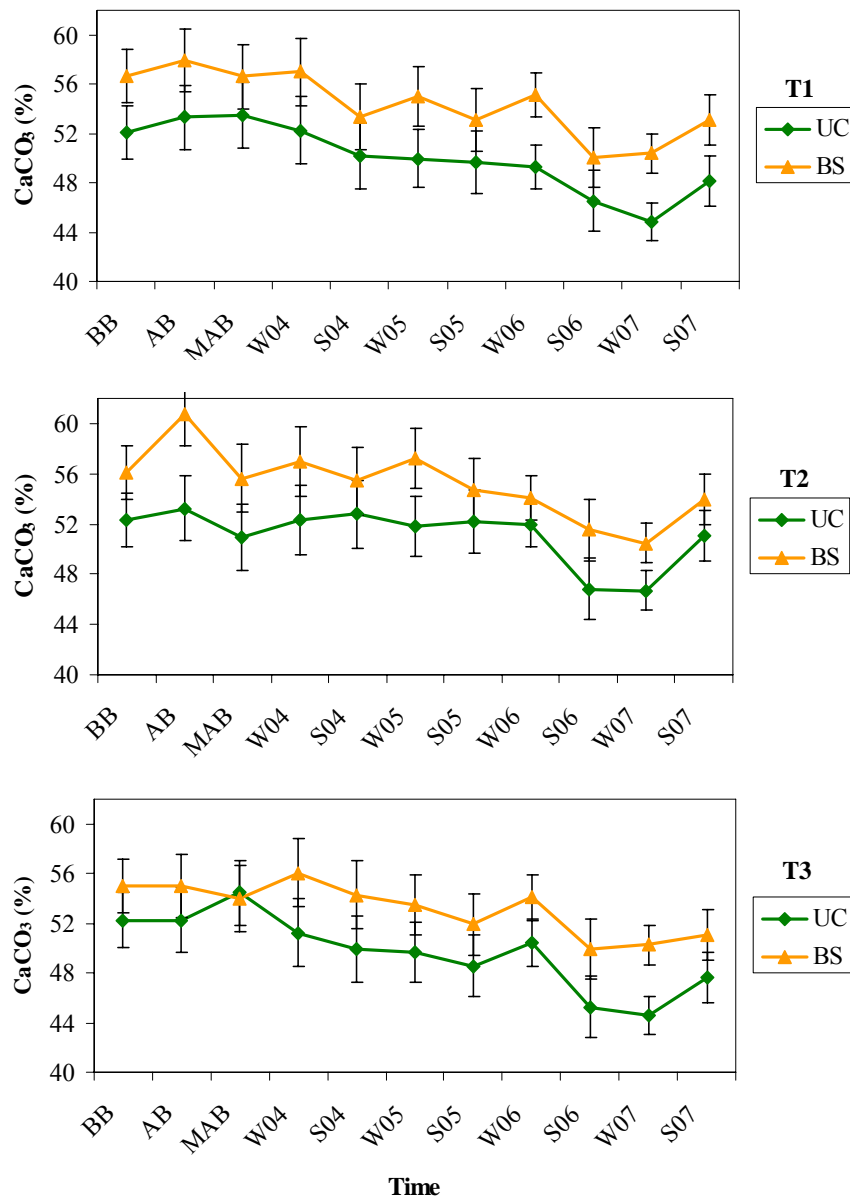


Figure 4.1.2.2_1. Carbonate content (%) obtained by treatment and microsite. T1, high intensity fire, T2, moderate intensity fire and T3, control. UC; under canopy, BS; bare soil; BB, before burnt; AB, after burnt; MAB, one month after burnt; S04, summer 2004; W04, winter 2004-05; S05, summer 2005; W05, winter 2005-06; S06, summer 2006; W07, winter 2007; S07, summer 2007. n=6.

4.1.2.3. Aggregate Stability (AS)

Aggregate stability is one of the key characteristics of soil resistance to post-fire erosion. The most important binding agents involved in aggregation includes organic matter, calcium carbonates, organo-metallic compounds, microbial mucilage, etc (Tisdall and Oades, 1982; Le Bissonnais, 1996; Boix-Fayós et al., 2001). The heating of soil by fire tends to alter these agents and therefore, the stability of aggregates (Giovannini et al., 1990; Kutiel and Inbar, 1993;

Andreu et al., 1996; DeBano, 2000). According to different authors (Giovannini, 1994; Pardini et al., 2004; Six et al., 2004), the heating of soil up to 220°C do not modify soil characteristics significantly, but between 220°C and 460°C the combustion of some cementing agents and other organic substances occurs. In this way, temperatures higher than 460°C during enough time, provoke the total combustion of soil organic matter and the decomposition of the carbonates. However, the macroaggregation can be increased through the aggregation of clay and silt components into sand-sized particles (Giovannini, 1994; Fox et al., 2007).

At La Concordia plots, different tendencies, depending on treatments and along the studied period, have been observed on the AS (**Figure 4.1.2.1_1**). On the T3 no changes were detected from 2003 to 2007, and the lower AS was reached in this treatment (**Table 4.1.2_1**). The values on T1 displayed also few variations with the time, showing also intra-annual changes, with higher values in the summer than in the winter season, although most of the seasonal changes were not significant, agreeing with the results obtained by Molina et al. (1994) on burned Mediterranean soils. On the burnt soil of T2, major changes appeared and increases occurs immediately after the burnt, augmenting the intra-annual seasonal variations, as shown the statistical significant differences observed between sampling periods (**Figure 4.1.2.1_1**). The AS enhanced by low-moderate intensity fires has been also reported by different authors in acidic soils (Díaz-Fierros et al., 1989; Chenu et al., 2000; Hallett et al., 2001; Fox et al., 2007), and in carbonated ones after low-moderate fires (Boix-Fayós, 1997; Mataix-Solera and Doerr, 2004; Arcenegui et al., 2008). In these cases, a significant augment of the AS was measured and attributed to the formation of hydrophobic films on the external surface of the aggregates, therefore, the AS can be enhanced by increases on the hydrophobic soil behaviour (Mataix-Solera and Doerr, 2004; Goebel et al., 2007).

Following this idea, Arcenegui et al. (2008) stated the importance of the specific soil properties, the mineralogy of the clay fraction (Giovannini et al., 1988), vegetation type, fire severity (Guerrero et al., 2001), quality and quantity of fuel and the formation of hydrophobic compounds (García-Corona et al., 2004), on the soil surface AS patterns. On the T1, no statistical significant differences were detected between UC and BS in any sampling period, although major values were measured in UC soil (**Figure 4.1.2.3_1**). Since high SOM is associated with high AS values (Mataix-Solera and Doerr, 2004; Fox et al., 2007), forest soils with high SOM display a high level of AS (**Table 4.1.2_1**). On T2, results showed that the statistically significant differences observed on AS during the whole period (2003-2007), were mainly related to the presence or absence of vegetation for all fire treatments (**Figure 4.1.2.3_1**). Before fires, UC soils presented higher AS values (~34%) than BS (~27%) and, after the fires, AS were enhanced on both treatments (**Table 4.1.2_1**). The high stabilities measured in soils under canopy could be explained as consequence of the incorporation of organic matter into the soil and its role as cementing agent in a more protected environment (Tisdall and

Oades, 1982; Amézqueta, 1999) and / or because the formation of hydrophobic films on the external surface of the aggregates (Mataix-Solera and Doerr, 2004). Meanwhile on the BS, increases in AS could be understood because of the hardening of soil aggregates, possibly due to changes on clay lattice layers or in iron oxides crystallinity at temperatures higher than 220°C (Giovannini and Lucchesi, 1997; Guerrero et al., 2001).

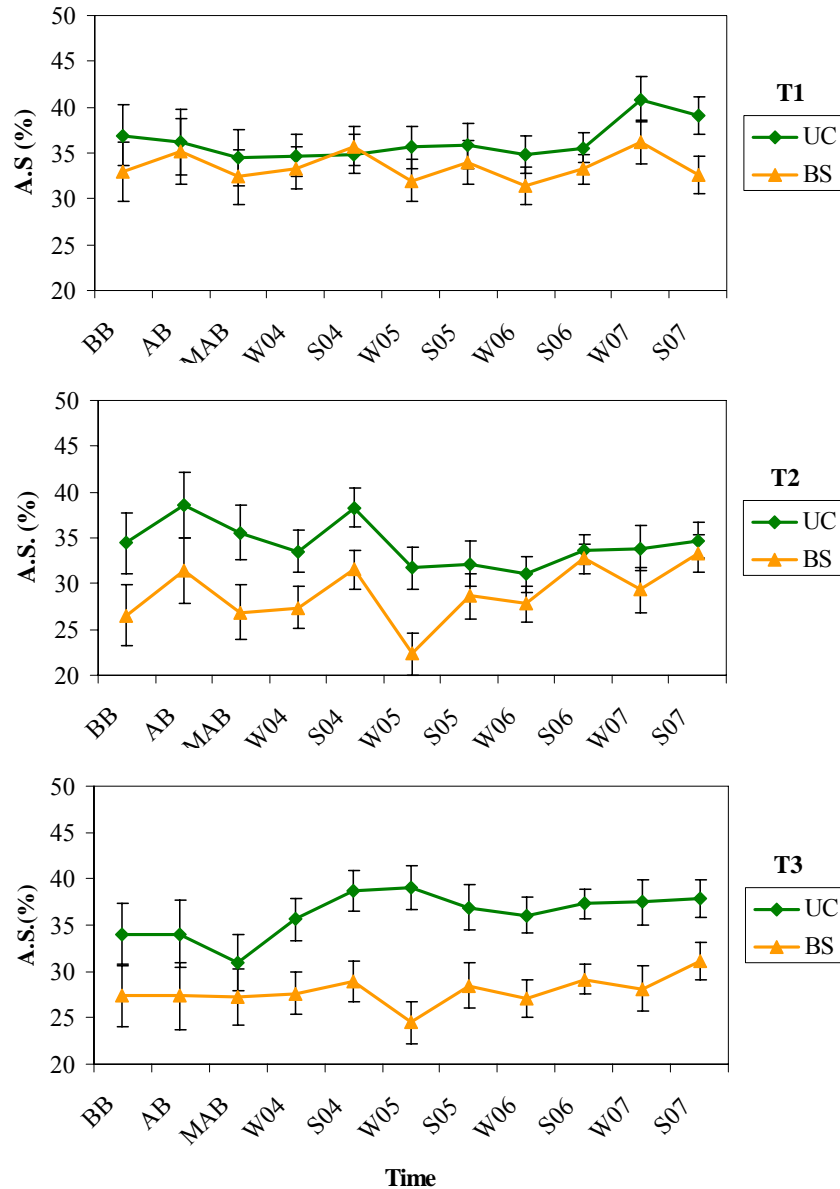


Figure 4.1.2.3_1. Aggregate stability (AS, %) obtained by treatment and microsite. T1, high intensity fire, T2, moderate intensity fire and T3, control. UC; under canopy, BS; bare soil; BB, before burnt; AB, after burnt; MAB, one month after burnt; S04, summer 2004; W04, winter 2004-05; S05, summer 2005; W05, winter 2005-06; S06, summer 2006; W07, winter 2007; S07, summer 2007. n=6.

4.1.2.4. SOM, CaCO₃ and AS relationships

Cementing agents on the soil particle aggregate stability are linked to the SOM quality and quantity, water repellence, aggregate size, type of fire (Mataix-Solera and Doerr, 2004; Arcenegui et al., 2008), carbonate content (Campo et al., 2008a), and clay mineralogy (Giovannini et al., 1990; Fox et al., 2007).

From all the pool of samples and sampling periods, a significant and direct relationship was obtained between SOM and AS, agreeing with the results obtained by Campo et al. (2008a). It was also observed a complementary role of carbonates with aggregation with a direct and negative correlation coefficient (**Table 4.1.2.4_1**).

Analyses based on the samples from BB period, for the T2 and T3, displayed similar trends for all the pool of samples. On these treatments, the AS correlates positively with SOM and negatively with CaCO₃. On the T1, AS did not correlate neither with SOM nor with CaCO₃, which could be due to the low number of samples analyzed.

When correlation analyses were done to evaluate the relationships between AS and cementing agents (SOM and CaCO₃), from the AB period to summer 2007, the Pearson's coefficient corroborate a positive relationship between SOM and AS, and also the complementary role of the CaCO₃ in soil particle aggregation (**Table 4.1.2.4_1**). According to Campo et al. (2008a), the high levels of CaCO₃ in these soils seem to play a role in the aggregation when decreases and changes in the SOM occur after the impact of fires. In the T2 and for the AB-s07, it is observed an increase in the correlation coefficient between AS and CaCO₃, and also a decrease in the relationship between SOM and AS (**Table 4.1.2.4_1**), which could indicate the positive role of the CaCO₃ in the soil particle aggregation after the pass of fire.

Correlations coefficients for all the studied periods and treatments, based on each microsite (UC and BS) (**Table 4.1.2.4_2**), confirms the high relationship between SOM and AS and also between CaCO₃ and AS, on both microenvironments. In the BB period, the same tendency occurs, and from the AB to the summer 2007 a less significant SOM-AS relationship was registered. Pearson's correlation coefficient between AS and CaCO₃ did not change, which confirms the combined effect of the CaCO₃ content and SOM as binding agents of the soil aggregates on both microenvironments (Campo et al., 2008a).

Analyses based on the microenvironment of each treatment (**Table 4.1.2.4_2**) followed the same trend, and positive correlation coefficients between SOM and AS were always reached on both microenvironments. Opposite, between AS and CaCO₃, a negative and significant correlation coefficient is observed for the whole period. Between UC and BS sites, similar correlation coefficients between SOM and AS, and between CaCO₃ and AS were reached and thus, no significant variations in the aggregates cementing agents occurred after the low intensity fire.

Table 4.1.2.4_1. Pearson's correlations coefficients obtained between soil organic matter (SOM, %), Calcium carbonate (CaCO₃, %) and aggregate stability (AS, %), in T1 (high intensity fire), T2, (moderate intensity fire) and T3 (non-burned) fire treatments. All samplings means all the studied periods and samples (n=384). BB, before 2003 burnt (n=36). AB-s07, all sampling periods from after burnt until summer 2007 (n=344).

	(T1+T2+T3)		T1		T2		T3		
	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	
All samplings	0.581**	-0.533**	0.489**	-0.525**	0.684**	-0.632**	0.591**	-0.546**	
BB	AS	0.724**	-0.662**	-	-	0.995**	-0.914*	0.845**	-0.818*
AB-s07		0.563**	-0.524**	0.484**	-0.558**	0.644**	-0.598**	0.576**	-0.530**

* Significant correlation at 0.05 level. ** Significant correlation at 0.01 level. (-) Not significant

Table 4.1.2.4_2. Pearson's correlations coefficients obtained between soil organic matter (SOM, %), calcium carbonate (CaCO₃, %) and aggregate stability (AS, %), in T1 (high intensity fire), T2, (moderate intensity fire) and T3 (non-burned) fire treatments. UC, under canopy. BS, bare soil. All samplings means all the studied periods and samples (n=384). BB, before 2003 burnt (n=36). AB-s07, all sampling periods from after burning until summer 2007 (n=344). *, significant correlation at 0.05 level. **, significant correlation at 0.01 level. -, no correlation.

	Global (T1+T2+T3)				T1				T2				T3			
	UC		BS		UC		BS		UC		BS		UC		BS	
	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃
All samplings	0.330**	-0.504**	0.411**	-0.335**	0.438*	-0.457*	-	-0.404*	0.545**	-0.511**	0.641**	-0.552**	-	-0.516**	0.603**	-
BB	AS	0.807**	-0.750*	-	-	-	-	-	0.999*	-	-	-	-	-	-	-
AB-s07		0.283**	-0.492**	0.400**	-0.322**	0.401*	-0.454*	-	-0.488**	0.479**	-0.475**	0.617**	-0.506**	-	-0.516**	0.557**

Regression coefficients between SOM, CaCO₃ and AS were also obtained (**Table 4.1.2.4_3**). Significant regressions coefficients were reached only in the BB soil samples, with a positive tendency between SOM and AS and, with a negative tendency between CaCO₃ and AS. In the T3, a remarkable data on the BB period were observed, showing in the UC microsite a negative significant relationship between SOM and AS (**Table 4.1.2.4_3**), and a positive significant relationship between CaCO₃ and AS, which could indicate the importance of the carbonate content in these soils as a link between particles.

4.1.2.5. Soil properties and artificial heating (muffle furnace)

To test changes on the main soil properties analyzed, soil samples taken from the outside of the plots on La Concordia experimental station were heated at different temperatures at the muffle furnace (see 3.6). Soil samples were taken under the canopy of *Quercus coccifera*, *Rossmarinus officinalis* shrubs, and on the bare soil. Results displayed that the main changes in the SOM appeared when burning temperatures up to 220°C, as was reported by Giovannini et al. (1988), Badía and Martí (2003), and Guerrero et al. (2001), in similar studies. At this temperature (220°C), SOM slightly decrease in the soil under *Rossmarinus* and on bare soil, although in the soil taken under *Quercus coccifera*, increases in the SOM were obtained at this temperature (**Figure 4.1.2.5_1**). The different tendencies in the SOM content after heating the *Rossmarinus* and *Quercus coccifera* soil samples, could be explained by the results obtained by Fox et al. (2007), whose stated the importance of the SOM composition in the different soil aggregate fractions. The SOM in the <0.4 mm fraction is made up essentially of humus, while the SOM of the coarser fractions is comprised of a combination of humus and free organic debris. After heat impact on soil, they found decreases in the SOM content that were dependent on the aggregate size and thus, the SOM type on the different size of aggregates, could imply differences in the SOM quantity after applying a heating gradient.

Above 220°C, and along the heat gradient (25°C, 170°C, 220°C, 380°C, 500°C, 700°C and 900°C), the SOM content decreased for the whole studied soils. Temperatures up to 500°C oxidized the SOM and, according to Giovannini et al. (1988), Fernández et al. (1997), and Terefe et al. (2008), the SOM practically disappear in burned soils at high temperatures.

For the CaCO₃ content, a slight increasing tendency, on the soil samples taken under *Rossmarinus* and on bare soil, was observed until 500°C. While, on the *Quercus* samples, a slight decrease occurs until 220°C and then, CaCO₃ content increase in almost 10% when temperature reached 500°C, showing similar values than on the *Rossmarinus* and bare soil samples (~60% of CaCO₃) (**Figure 4.1.2.5_1**). Analyses with extreme heat temperatures (750°C and 1000°C), displayed a decreasing tendency for the whole soil samples, due mainly to the decomposition of carbonates (**Figure 4.1.2.5_1**) (Campo et al., 2008b).

Table 4.1.2.4_3. Regression coefficients between soil organic matter and aggregate stability (SOM-AS), and between carbonate content and aggregate stability (CaCO₃-AS). T1 (high intensity fire), T2, (moderate intensity fire) and T3 (non-burned) fire treatments. UC, under canopy. BS, bare soil. All samplings means all the studied periods and samples (n=384). BB, before 2003 burnt (n=12). AB-s07, all sampling periods from immediately after burning until summer 2007 (n=344). +, means positive relationship, - means negative relationship at 0.05 level. A) and B) are analyses by treatment. C) and D) are analyses of the interaction treatment and microsite.

A) Global (T1+T2+T3)			B)						
	SOM	CaCO ₃	T1		T2		T3		
			SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	
All samplings	0.337 +	0.284 -	All samplings	0.229 +	0.276 -	0.468 +	0.4 -	0.35 +	0.298 -
BB AS	0.525 +	0.438 -	BB AS	0.287 +	0.104 -	0.989 +	0.836 -	0.713 +	0.669 -
AB-s07	0.317 +	0.275 -	AB-s07	0.234 +	0.312 -	0.415 +	0.358 -	0.331 +	0.281 -

C) Global (T1+T2+T3)					
	UC		BS		
	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	
All samplings	0.109 +	0.254 -	0.169 +	0.112 -	
BB AS	0.652 +	0.562 -	0.233 +	0.188 -	
AB-s07	0.08 +	0.242 -	0.16 +	0.104 -	

D)													
	T1				T2				T3				
	UC		BS		UC		BS		UC		BS		
	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	SOM	CaCO ₃	
All samplings	0.192 +	0.209 -	0.059 +	0.163 -	0.297 +	0.261 -	0.411 +	0.305 -	0	0.267 -	0.364 +	0.094 -	
BB AS	0.528 +	0.936 -	0.005 +	0.459 +	0.998 +	0.783 -	0.971 +	0.966 -	0.532 -	0.625 +	0.819 +	0.964 -	
AB-s07	0.161 +	0.206 -	0.074 +	0.238 -	0.23 +	0.225 -	0.38 +	0.256 -	0.001	0.266 -	0.31 +	0.062 -	

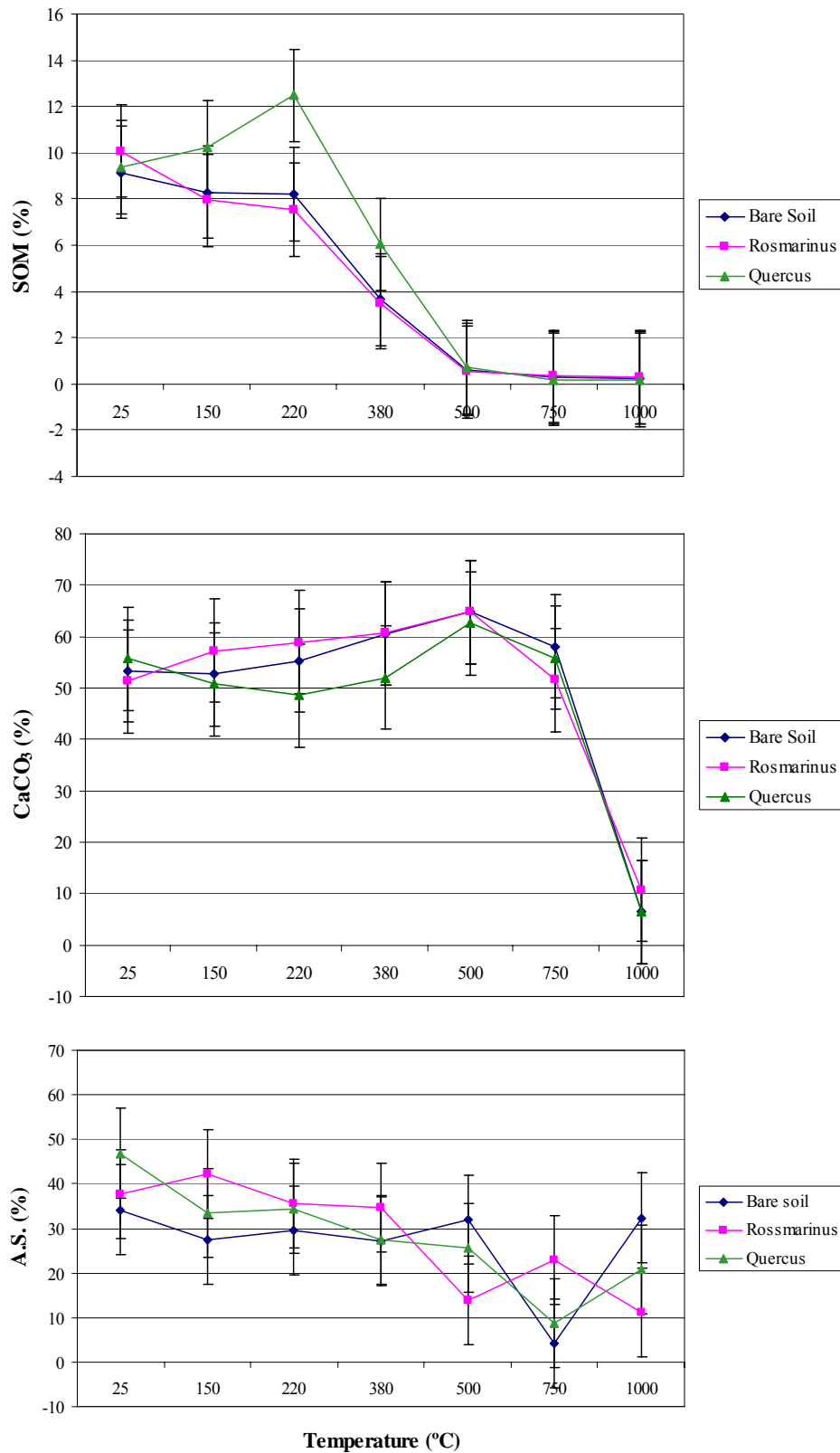


Figure 4.1.2.5_1. Soil organic matter (SOM, %), carbonate (CaCO₃, %) and aggregate stability (AS, %) at different burning temperatures in the muffle furnace. Soil samples taken from the under canopy of *Rosmarinus officinalis*, *Quercus coccifera* and on bare soil.

Regarding the AS of the heated soil samples, different patterns occur depending on the SOM type. On the *Quercus* soil samples, the application of temperatures from 25°C to 150-220°C implied a decrease of 10%, while for the *Rossmarinus* and bare soil no changes practically were recorded until 380°C (**Figure 4.1.2.5_1**). Above this threshold the main changes in the AS were detected and, contrary to others studies (Guerrero et al., 2001; Arcenegui et al., 2008), when the highest soil temperatures were reached, a decreasing tendency on the AS occurred.

Summarizing, the changes in SOM, CaCO₃ and AS of samples treated on the muffle furnace, occurs when temperatures ups to 220°C. Below this temperature no changes were tested.

pF curves and soil water content with the muffle furnace treatments

In the **Figure 4.1.2.5_2**, results show increases in SWC at low pF (pF 2 and pF 2.5) in the samples heated at high temperatures (500°C and 750°C). Otherwise, at pF 3.5 and 4.2, the SWC significantly decreased regarding the medium (380°C), low (220°C and 150°C) temperatures treatments and the control one. However, in the samples burned at 1000°C there was an evident linear response along the pF gradient (**Figure 4.1.2.5_1**). These samples showed the highest SWC levels. Higher soil surface temperature (except 1000°C) implies lower SWC at pF 3.5 and pF 4.2, which could be related with the microporosity reduction and the collapse of the clay platelets (Josa et al., 1994).

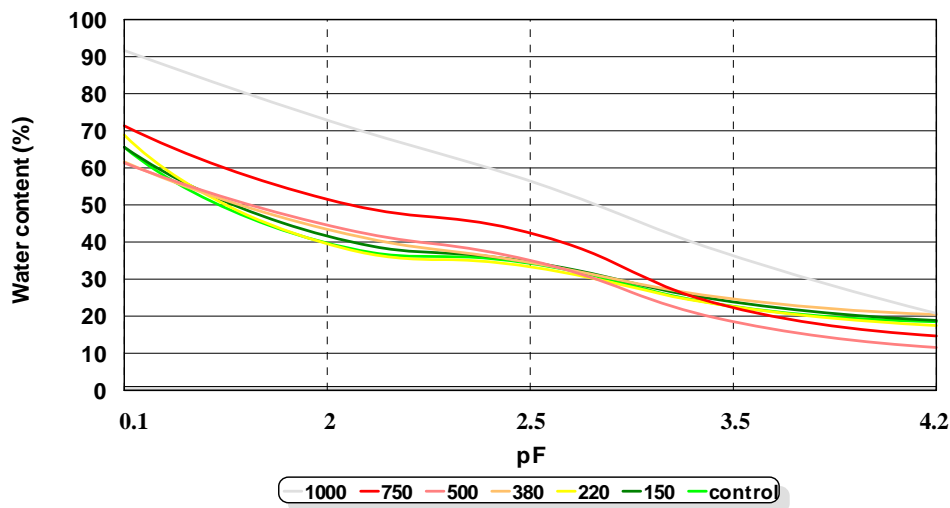


Figure 4.1.2.5_2. pF curves of soil water content from the soil samples heated in muffle furnace at different temperatures (treatments: control or not burnt, 150°C, 220°C, 380°C, 500°C, 750°C, 1000°C).

This change in the SWC at high temperatures implies structural changes on the size and geometry of the soil particles (Terefe et al., 2008) involved in the soil water storage (García-Corona et al., 2004), decreasing the ability to retain water at high pF values, where is the soil

water reservoir. Josa et al. (1994), in a laboratory study heating soil samples in a muffle furnace, calculated the SWC in the permanent wilting point at pF 4.2, and obtained a reduction of a 40% when temperature overcome 300°C, relating these changes to the microporosity reduction due both to partial organic matter destruction and to the collapse of the clay platelets. In the same way, Terefe et al. (2008), stated that at temperatures higher than 300°C, the collapse of the clay and the combustion of organic matter have as a result a progressive increase in sand and a decrease in the clay contents. According to this tendency, Badía and Martí (2003), in a laboratory study based on soil heating at different temperatures, also obtained a continuous increase of the sand fraction with increasing temperatures, corresponding to a simultaneous decrease of the clay fraction and a reduction of the percentage of water at the permanent wilting point. In the study at La Concordia experimental station, results obtained on the SWC agree with the finding of those authors, where temperatures above 300°C must change soil textural properties affecting directly to the SWC and thus, on the SWRC.

The changes in SWC promoted by heat were also studied depending on the microsites selected: under canopy of *Rosmarinus officinalis* and *Quercus coccifera*, and on bare soil interspaces (**Figure 4.1.2.5_3**). Statistical significant differences were tested between microsites in the whole heat treatments. According to Cerdà (1998) and Bellot (1999), depending on the shrubland type, soil properties as aggregate stability and soil water content can change owing to the influence of the litter and different organic matter compounds facilitated by shrubland Mediterranean species (Imeson et al., 1999; Martins et al., 1999; Rotondi et al., 2003).

Regarding the SWRC of the tested soil samples (**Table 4.1.2.5_1**), it is observed that the main changes in the SWRC occurred in high temperature treatments (750°C and 1000°C), when all organic matter is consumed (Fernández et al., 1997; García-Corona et al., 2004) and thus, structural patterns of soil particles change relative to the non burned soils (Terefe et al., 2008). When low temperatures affect the soil, changes in organic matter are less marked (Giovannini et al., 1988; García-Corona et al., 2004) and these temperatures could not affect the organic matter content, as reported Molina et al. (1994), as it was showed in the **Figure 4.1.2.5_2**. Then, the differences of the tested microsites in SWRC (**Table 4.1.2.5_1**), when heat arises 150°C, must be due to natural structural characteristics of the bare soil and the soils developed under shrubland vegetation.

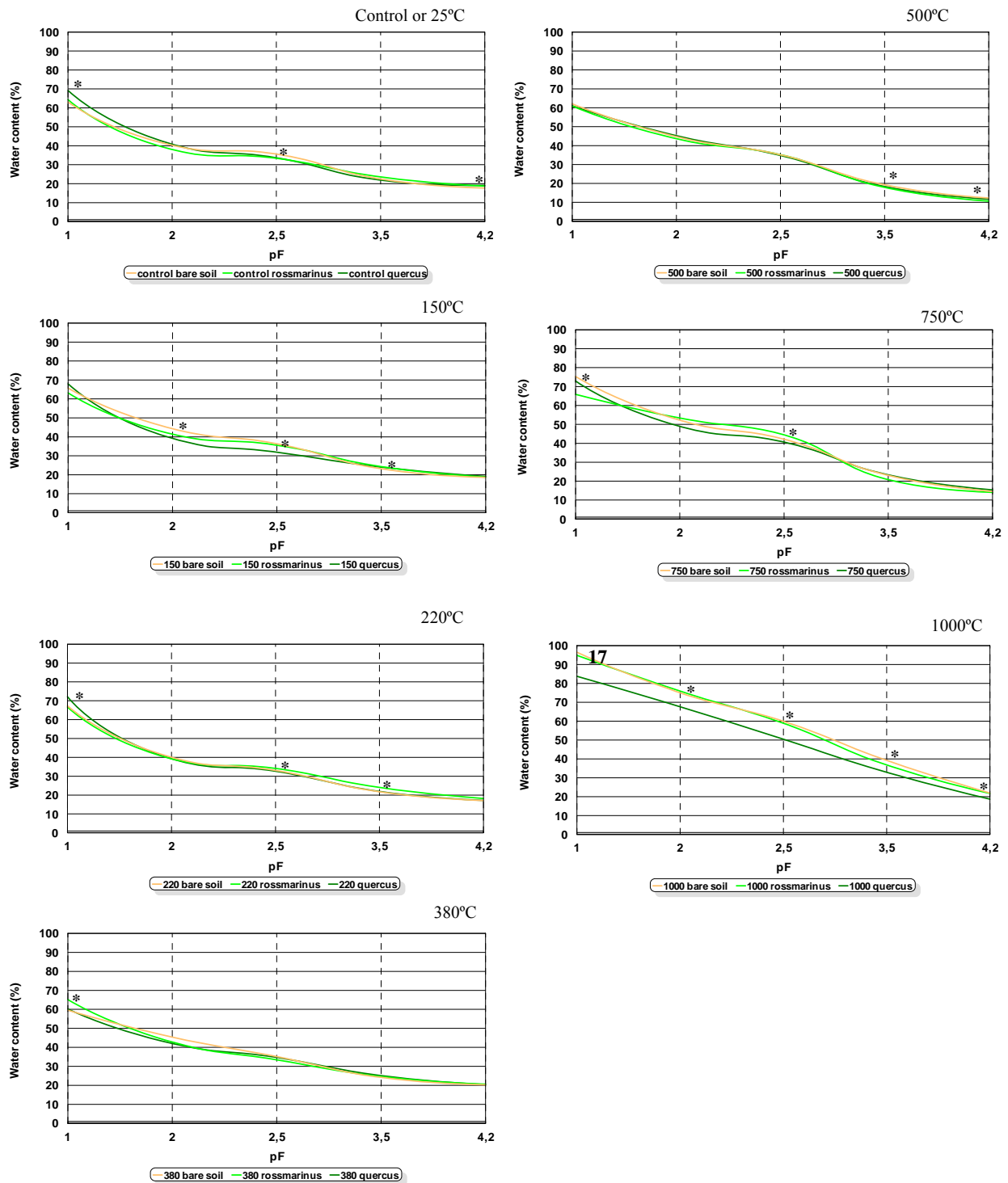


Figure 4.1.2.5_3. pF curves of soil water content (%) corresponding to the different temperature treatments by microsites.

Table 4.1.2.5_1. Values of soil water retention capacity (SWRC, %) obtained in the temperature treatments. SWRC pF 2-4.2, is the soil water retention capacity with field capacity at pF2. SWRC pF 2.5-4.2, is the soil water retention capacity with field capacity at pF 2.5.

		control	150°C	220°C	380°C	500°C	750°C	1000°C
SWRC pF2- pF4.2	Bare soil	22.56a	25.66a	22.92a	25.10a	32.46a	37.69ab	53.14ab
	<i>Rossmarinus</i>	19.35a	22.58b	21.05a	22.18a	32.97a	39.27a	54.18a
	<i>Quercus</i>	21.74a	20.09b	22.14a	21.64a	33.55a	33.60b	48.87b
SWRC pF2.5- pF4.2	Bare soil	17.95a	17.70a	15.98a	14.85a	22.88a	27.61ab	37.96a
	<i>Rossmarinus</i>	14.70b	16.80a	15.92a	12.38a	24.48a	30.36a	37.16a
	<i>Quercus</i>	14.57b	12.81b	15.49a	14.28a	23.08a	25.28b	31.71b

Values not sharing the same letter in a column indicate significant differences for the different treatment and vegetation cover using Tukey's test ($P < 0.05$).

4.1.3. Soil moisture

This chapter discuss the soil water retention capacity (SWRC) and the soil water content (SWC) extracted by pF curves, of La Concordia burned soil in 1995 experimental fire, with two fire intensities levels: high intensity (T1) and moderate intensity (T2), and an unaltered or control treatment (T3). Discussion focuses on its evolution until the repeated fire experience in 2003 (a low intensity fire). The short term effects on soil hydrological characteristics after 2003 fire will be also discussed; before, after and one month after the 2003 fire experiment. The natural soil surface hydrological properties recovery till the year 2007, will be also studied.

Assuming that our study is focussed in the 2003 fire experiment, the soil-water relationships were carefully studied in the 2003 experimental fire and, in consecutives sampling periods until the year 2007.

4.1.3.1. Soil Water Retention Capacity & Soil Water Content after 1995 fires (1995-2002)

The soils burned with T1 showed values of soil water retention capacity (SWRC) significantly higher than those of T2 and T3, when the SWRC is calculated between pF 2 and pF 4.2. Opposite, when the pF 2.5 is considered as the field capacity value, no differences between treatments appeared (Table 4.1.3.1_1).

To test post-fire changes in the soil water content (SWC), the pF curves on soils of T1, T2 and T3 were drawn (Table 4.1.3.1_2 and Figure 4.1.3.1_1). It is observed that at pF 2 there is a higher soil water content (SWC) on T1 relative to T2 and T3. By this, it seems that there is a portion of gravitational water held between the sand-sized particles derived from the re-

aggregation of finer particles produced by high temperatures at soil surface, as stated by Giovannini et al. (1990). When the SWRC is calculated in a basis of a field capacity value of pF 2.5, the gravitational water held by the re-aggregated sand-sized particles is generally avoided and statistical differences between fire treatments disappear (**Table 4.1.3.1_1**).

Table 4.1.3.1_1. Soil water retention capacity (SWRC, %) after the 1995 experimental fire.

1995	T1	T2	T3
SWRC pF2-4.2	22.5 a	16.7 b	15.8 b
SWRC pF2.5-4.2	10.5 a	13.6 a	9.9 a

T1, T2 and T3, corresponds to the high and moderate intensity fire and control treatment, respectively. SWRC pF 2-4.2, means the soil water retention capacity calculated between pF 2 and pF 4.2, and SWRC pF 2.5-4.2, means the soil water retention capacity between calculated pF 2.5 and pF 4.2 Values not sharing the same letter in rows indicate significant differences using Tukey's test ($P < 0.05$).

Table 4.1.3.1_2. Soil Water Content (%) obtained from the soil samples taken in the different fire treatments after the 1995 fire experience.

Treatments	pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
T1	46.6 a	37.8 a	25.9 a	22.7 a	15.3 a
T2	50.4 b	32.4 b	29.4 b	23.4 a	15.7 a
T3	47.5 ab	33.8 b	27.9 ab	23.2 a	17.9 a

T1 and T2, means high intensity and moderate intensity treatments, respectively. T3 is the control treatment. Values not sharing the same letter in a column indicate significant differences for the different treatment, using Tukey's test ($P < 0.05$).

The values of the pF curve (**Table 4.1.3.1_2**), revealed that the SWC retained between pF 2 and pF 2.5 is 50% higher for T1 relative to the T3 values. This fact could mean that there is a significant amount of water held at low pF values in soil of the T1.

According to Andreu et al. (2001), González-Pelayo et al. (2006) and Hubbert et al. (2006), the variations in SWC after fire impacts could indicate changes in some soil surface physical properties and hence, in soil porosity characteristics. This fact could be explained by considering that the ash particles in the burned plots clog the soil pores in the upper soil layer, thus the density of the larger pores is reduced and, as a consequence, the rate of water percolation throughout the soil is reduced and increases SWRC (Greene et al., 1990). The fact that the T1 presented the major values of SWRC, when the field capacity is calculated with pF 2, could imply changes in the distribution and aggregation of soil surface particles affected by a high intensity fire, as reported Campo et al. (2008b) and Terefe et al. (2008). Andreu et al.

(2001), after a wildfire in a comparable environment and soil, describes changes in particle soil aggregation (aggregate stability and percentage of macro/micro- aggregates), and in the volatilization and mineralization of the SOM (acting as a cementing agent between soil particles). In the same way, García-Corona et al. (2004) describes changes on the proportion of macro-aggregates and thus, in total porosity and water contents of soils affected by a thermal impacts above 220°C. These authors describe changes in the proportion of pores $>30\mu\text{m}$ and $<0.2\mu\text{m}$, the pore size implicated in the soil water retention capacity (McLaren and Cameron, 1996; Schjonning, 2002; Fies et al., 2002; Yeates et al., 2002). On the other hand, Terefe et al. (2008) in muffle furnace test and at temperatures higher than 300°C, describes increases on the sand-sized particles associated with decreases in the clay content and thus, affecting the soil water content. Following this idea, Josa et al. (1994) also in laboratory conditions (oven), heated soil samples at 50°C, 100°C, 200°C and 300°C, and they obtained at high temperatures, a wide reduction in the SWC at pF 4.2 (permanent wilting point), attributing these decrease to the microporosity reduction due both to partial organic matter destruction and to the collapse of the clay platelets. In the **Figure 4.1.3.1_1** it is also observed a reduction on the SWC at pF 4.2 of the soils of T1 and T2, and although there is a lack of statistical evidence, some changes in the macro and micro aggregates have been promoted by the fire that could affect the SWC and the SWRC.

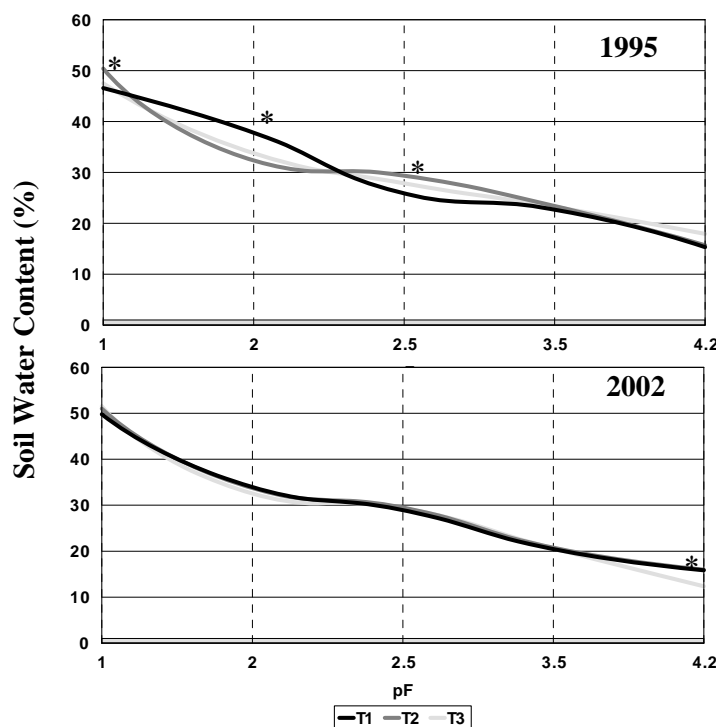


Figure 4.1.3.1_1. pF curves depending on the fire treatments (T1, T2 and T3) from the 1995 La Concordia experimental fire. Up, samples taken after the 1995 fire, down, samples taken almost eight years later (before the 2003 fire). *, mean statistical significant differences using Tukey's test ($P < 0.05$).

The SWRC of the soil in T2 did not differ statistically from the one obtained in T3, although it showed higher values (**Table 4.1.3.1_1**). Changes in the SWC and SWRC of burned samples could implicate that the fire affects the pore volume distribution in the upper soil layers and hence, could change soil surface physical properties as bulk density, porosity and the particle size distribution, as reported Hubbert et al. (2006).

On the pF curves, the value of pF 2 in soil analysis is considered by some authors (Bruand et al., 1996; Fiès et al., 2002; Kay and Van der Bygaart., 2002) as the effective pore size where the gravitational water is adhered to soil particles by cohesion and capillary forces. The increase of the soil water content at this pF value (**Table 4.1.3.1_2**) was probably held in the pores between the sand-sized particles associated with the re-aggregation of clay-sized particles. This sort of re-aggregation into sand-sized particles facilitates a decreasing in the surface volume ratio of soil particles and, consequently, in the reactive area of them (Giovannini and Lucchesi, 1997).

Agreeing with this hypothesis, on the bare soil of T1, Campo et al. (2008b) found an increasing trend in the mean weight diameter (MWD) and in the soil macroaggregate stability (SMS) of soil particles. Thus, in bare soil, some kind of re-aggregation occurred, increasing mass percentages on large size aggregates (>0.5 mm). According to Giovannini et al. (1990), Molina and Sanroque (1996), Giovannini and Lucchesi (1997) and Terman and Neller (1999), at temperatures higher than 220°C, re-aggregation of fine particles is possible, mainly because of the temperature effects on calcium carbonates, iron and aluminum oxides. This is likely due to dehydration of soil gels and transformations of the cementing Fe and Al oxides (Giovannini et al., 1986).

The soil aggregation after fire impact could imply that an amount of gravitational water is probably retained in the pore spaces generated by the re-aggregation of clay particles into sand size particles, a process described by Giovannini and Lucchesi (1997). When the SWRC is calculated at pF 2.5, the possible effect of the water held by the sand-sized particles is eliminated (water held at pF 2). Between pF 2 and pF 2.5, the water content in T1 is double than that on T3 (**Table 4.1.3.1_1**). Then, on T1, there is an important amount of water held in soil at low pF values. This water is probably retained in the voids generated by the re-aggregation of clay particles into sand size particles. Guber et al. (2003), classifying aggregates by size, using the average water content at pF 2, pF 2.5, and pF 4.2, found that the larger aggregates show the greatest variation of water content and the greatest values for this parameter.

Vegetation cover effect (under canopy and bare soil) on different fire treatments

Focusing on the SWRC at the different microsites (under canopy and bare soil) of each treatment, statistical significant differences between the UC and BS appeared only on samples taken on the T3, but neither in the T1 nor in T2 (**Table 4.1.3.1_3**). As was stated by different

authors (Boix-Fayós, 1997; Boix-Fayós et al., 2001), the pass of fire makes homogeneous some soil conditions, in contrast, on the non-burned soil, the differences between microsites could be due to the influence of others soil properties (clay, sand, aggregates, organic matter) that are implicated in the soil water content (SWC) and soil water retention capacity (SWRC). Likewise, Pardini et al. (2004) describes in Mediterranean shrubland areas, differences in properties of soils under the shrub canopy (UC) and on the clearing interspaces (BS), and attributes the major SWRC and SWC to high values of organic matter and clay proportion under the shrub canopy.

Table 4.1.3.1_3. Soil water retention capacity (SWRC, %) obtained after the 1995 experimental fire, depending on the microsite (UC and BS) on each treatment (T1, T2 and T3).

1995 fire	T1		T2		T3	
	UC	BS	UC	BS	UC	BS
SWRC pF2-4.2	23 a	22 a	17 a	16 a	13 a	18 b
SWRC pF2.5-4.2	9 a	12 a	14 a	13 a	7 a	13 b

T1 and T2 correspond to the high and moderate fire intensity treatments, respectively. T3 is the control treatment. SWRC pF 2-4.2, is the soil water retention capacity with field capacity at pF2. SWRC pF 2.5-4.2, is the soil water retention capacity with field capacity at pF 2.5. Values not sharing the same letter in rows on each treatment, indicate significant differences using Tukey's test ($P < 0.05$).

The **Figure 4.1.3.1_2** shows the soil water content (%) at each pF point from samples of the different treatments (T1, T2 and T3). Results showed that the SWC on the BS samples of T1 and T2 were higher than those of control (T3). The fire effect on bare soil, in relation to its hydrological properties, could bring about, initially, an increase in the water content mainly at low pF values (pF 0.1 and pF 2). This augment shows significant differences for pF 0.1 and pF 2 (**Figure 4.1.3.1_2**). Statistical analyses showed significant differences between burnt and control treatments for all pF points in UC, except for pF 0.1 and pF 3.5. In the BS samples, the differences between burned and control soils were only appreciable at low pF values. This difference probably depends, among others factors, on the structural changes on topsoil after the thermal impact. These structural changes are related with an increase in the macroaggregates fraction favoured by particle cementation processes (Molina et al., 1998; Llinares, 2001; Giovannini et al., 1990 and Campo et al., 2008a,b).

In the soil surface layers, the increase in the macroaggregate soil fraction, could explain the volume of water retained at low pF values by the soils affected by fire. At these tension forces, the amount of water depends primarily on the capillary effect and the pore-size distribution and hence, it is strongly affected by soil structure (Hillel, 1980; Mueller et al., 2003). The increase in the macroaggregate fraction on soil surface, accompanied by the decrease of the

microaggregate fraction immediately after the fire experiment, could produce an increase on the pore volume and thus on the soil water content at low pF, where large aggregates present the greatest variations in water content and its maximum values (Molina et al., 1998; Llinares, 2001; Guber et al., 2003).

The pF curves for T1 did not show significant differences between UC and BS (**Figure 4.1.3.1_2**). In the T2, statistical significant differences for pF 0.1 and pF 3.5 were obtained. On the T3, statistical significant differences were observed only at pF 4.2, and the BS samples showed the lowest water content (**Figure 4.1.3.1_2**). Those differences between UC and BS on the T3, could be due to a natural reorganization in the soil microaggregate fraction, because at this pF values (pF 4.2) the main factor that possibly determines the matrix water retention are the texture and the specific surface of the soil material that join water and soil by adsorption forces (Hillel, 1980). On the other hand, Nobel (1992) attributes this fact to the possibility that the high superficial stoniness covers the major part of the soil surface (in La Concordia plots soil surface stoniness has a mean of $59 \pm 3\%$), then, the evapotranspiration rates could be lower because rock fragments block the upward movement of water to the soil surface where evaporation can occur. Because of this, the water retained between these pF values (the soil water retention capacity, **Table 4.1.3.1_3**) is upmost in the bare soil. Bellot et al. (1999), in a similar Mediterranean environment, found that on the under canopy soil (UC) not all the rainfall is received by the soil surface since the shrubland canopy interception reduces soil water content due, among others factors, to the major evapotranspiration rates generated by vegetation.

Similarly, Doerr et al. (2000), Ferreira et al. (2000), Cerdà and Doerr (2005) and Verheijen and Cammeraat (2007), describes an hydrophobic soil behaviour on the UC sites functioning in water conservation by channelling water deep into the soil profile following preferential flow pathways (macropores fluxes), stating in this way, a high SWC on the soil surface layers of the BS areas. And finally, Cerdà (1998) and Bellot (1999), found that depending on the shrubland type developed on the same soil, soil properties as aggregate stability and soil water content, can change. So, in natural unburned areas the SWRC depends, mainly, on the vegetation type and on soil surface characteristics involved in the SWC.

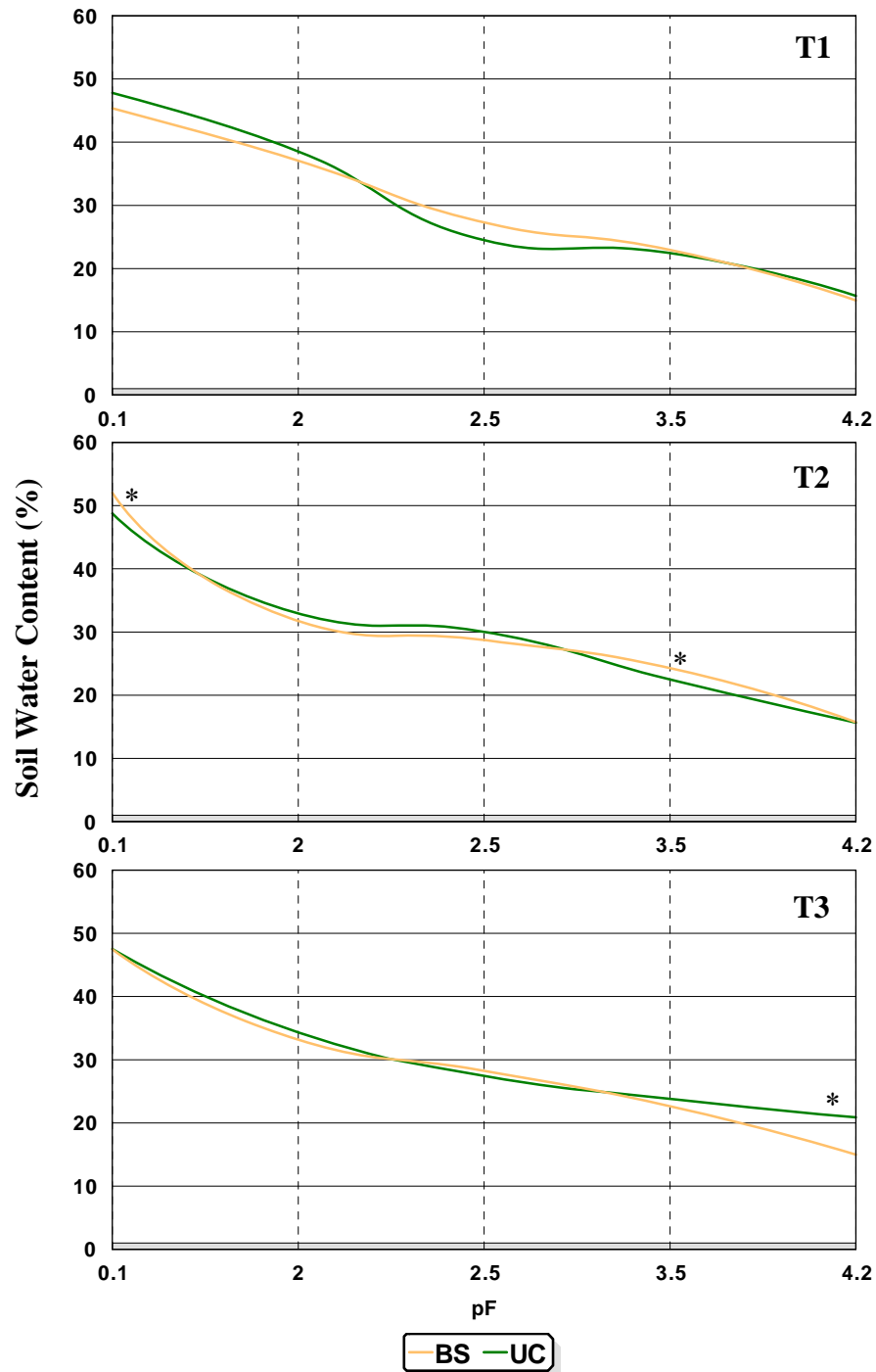


Figure 4.1.3.1_2. Soil Water Content (SWC, %) obtained from the post-fire samples (1995) in T1 (high intensity fire treatment), T2 (moderate intensity fire treatment) and T3 (control), and depending on the microsite (UC, under canopy and BS, bare soil). *, mean statistical significant differences using Tukey's test ($P < 0.05$).

SWRC and SWC in 2002, eight years after the early fire in 1995

The eight years between 1995 and 2003 fires, allow the soil and vegetation recovery on burned plots. In 2002, the levels of SWRC of the 1995 control treatment were reached, and the differences between both burnt treatments became minimal. However, statistical significant differences were obtained between the burnt (T1 and T2) and control (T3) treatments, with a higher SWRC in the T3 (**Table 4.1.3.1_4**). Josa et al. (1994), after controlled burns in NW Spain measured the SWRC and SWC before and one year after the fire. They obtained a complete recovery of these soil properties with no significant differences between the control and the burned soil samples.

Table 4.1.3.1_4. Values of SWRC obtained after the 1995 experimental fire and in 2002.

1995	T1	T2	T3
SWRC pF2-4.2	22.5 a	16.7 b	15.8 b
SWRC pF2.5-4.2	10.5 a	13.6 a	9.9 a
2002	T1	T2	T3
SWRC pF2-4.2	18.2 ab	17.8 a	20.2 b
SWRC pF2.5-4.2	13.1 a	13.6 a	17 b

T1, T2 and T3, corresponds to the high and moderate intensity fire and control treatment, respectively. SWRC pF 2-4.2, means the soil water retention capacity calculated between pF 2 and pF 4.2, and SWRC pF 2.5-4.2, means the soil water retention capacity between calculated between pF 2.5 and pF 4.2 Values not sharing the same letter in rows indicate significant differences using Tukey's test ($P < 0.05$).

It was observed a wide reduction on the water held between pF 2 and pF 2.5 in 2002. On the T1, the difference between pF 2 and pF 2.5 were reduced from 50% to 25%, while on T2 it was maintained (**Table 4.1.3.1_4**), showing in the burnt plots a substantially recovery on this soil property, with similar conditions to those of the control soil (T3). Boyer and Miller (1994), after biannual prescribed burns in USA, obtained slight decreases in the soil moisture retention capacity, but after two-three years of soil recovery, the soil moisture availability were equivalent to those of non-burned soil.

Regarding the pF curves and, as was stated before, the 1995 fire affected soil water content and major fluctuations were measured at low pF (**Figure 4.1.3.1_1**). On the other hand, the eight years recovery period allowed the soil-plant system returning to its initial values and so, the main differences between fire treatments and control appeared only at high pF values (**Figure 4.1.3.1_1**).

Table 4.1.3.1_5 reports the soil water content (at each pF point) between treatments depending on the microsite, and also the calculated pF values on the microsite depending on the treatments.

Table 4.1.3.1_5. Values of Soil Water Content (%) at different pF regarding the treatments (T1, T2 and T3) and microsities (UC and BS) at the end of 2002.

A)		Levels of comparision	pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
UC	T1		51.54a	34.51a	29.44a	21.17a	16.43a
	T2		53.31a	33.61ab	28.66a	20.57a	17.00a
	T3		51.98a	31.32b	28.59a	21.30a	13.31b
BS	T1		48.03a	33.41a	28.43a	19.74a	15.24a
	T2		48.76a	33.88a	30.32b	20.91a	14.94a
	T3		51.10a	33.81a	30.08ab	19.90a	11.39b

B)		Levels of comparision	pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
T1	UC		51.54a	34.51a	29.44a	21.17a	16.43a
	BS		48.03a	33.41a	28.43a	19.74b	15.24b
T2	UC		53.31a	33.61a	28.66a	20.57a	17.00a
	BS		48.76b	33.88a	30.32b	20.91a	14.94b
T3	UC		51.98a	31.32a	28.59a	21.30a	13.31a
	BS		51.10a	33.81a	30.08b	19.90b	11.39b

(UC) Under canopy; (BS) Bare soil. A) Significant differences in soil water content between fire treatments depending on microsities, and B) significant differences in soil water content between microsities depending on fire intensity treatments, for different pF values according to ANOVA's test. Values not sharing the same letter in a column indicate significant differences for the different treatment and vegetation cover using Tukey's test ($P < 0.05$).

Tukey's test indicated that main differences on the pF values occurred in the soil water content retained in the meso- and micro-pores spaces, at high pF (3.5 and 4.2), where the linking forces between water and soil are primarily due to the textural characteristics and fine earth (Hillel, 1980). In relation to this fact, Bruand et al. (1996), found a negative relationship between soil bulk density and soil water retention at pF 4.2, describing that soil samples with low values of bulk density and high percentage of clay minerals, showed higher values of water content at pF 4.2 than soil samples with less content of clays. In La Concordia experimental station, the soil surface characteristics of T1 and T2, in terms of SWC, showed the same trend than in T3, in which water content in the UC and BS differs only at high pF values (Table 4.1.3.1_5). The highest water contents were reached on the UC microenvironments, agreeing with the high SOM content. Thus, eight years after the early fire in 1995, the SWC and the SWRC were almost recovered in 2002, showing similar levels than the non-burned soil. Boix-Fayós (1997) compared SWC and SWRC in a Mediterranean soil (Lithic leptosol) burned two years before. In this study, none statistical significant differences were obtained between the burned and the non-burned soil, stating also the quick recovery rate of this soil property.

4.1.3.2. SWRC and SWC in the 2003 experimental fire

Fire treatment

In order to study changes in the SWC, and thus on the SWRC during the 2003 experimental fire, three sampling periods were performed: BB or before burnt, AB or after burnt, and MAB or one month after burnt. **Table 4132_1** displays the SWRC between fire treatments and at different values of field capacity (pF 2 and pF 2.5). On the BB sampling, no statistical significant differences were observed when calculations were made with both field capacity values (pF 2 and pF 2.5). It can be an example of the successful recovery of this soil property and then, the return to the pre-disturbance levels after the 1995 fires. In the same way, Boyer and Miller (1994), describes a quick SWRC recovery (two-three years) after a light fire in a pine forest. Boix-Fayós (1997) also reports the SWRC recovery two years after a fire disturbance in a comparable environment located in Alicante province and, Josa et al. (1994) after slash burning under olm-oak forest in NE Spain quantified the total recovery of the SWRC one year after fire disturbance.

Table 4.1.3.2_1. SWRC (%), calculated between pF 2 and pF 4.2 (up), and between pF 2.5 and pF 4.2 (down), for the fire treatments in 2003 experimental burnt (T1, T2 and T3). BB, AB and MAB, means before burnt, after burnt and one month after burnt, respectively. Values not sharing the same letter in rows indicate statistical significant differences ($P < 0.05$).

	Sample period	T1	T2	T3
SWRC pF 2-pF 4.2	BB	21.3a	23.2a	22.6a
	AB	23.6a	22.7a	25.6b
	MAB	24.8ab	26.1b	24.3a
SWRC pF 2.5-pF 4.2	BB	14.7a	15.6a	14.6a
	AB	16.4a	16.0a	17.0a
	MAB	16.7a	18.7b	16.5a

The 2003 fire impact, affected the SWC and on the AB soil samples, the SWRC values for T1 and T2 were homogenous but statistically lower than those of control plots. In the T1, the SWRC rose into 2.3% (**Table 4.1.3.2_1**) while the total SWC rose in 3.5%, focusing this augment at low pF values; pF 0.1, pF 2 and pF 2.5 (**Table 4.1.3.2_2**). In T2, the SWRC practically did not change, while total SWC was reduced into 3.5%, mainly at low pF values. Sanroque et al. (1985), Boyer and Miller (1994), Josa et al. (1994), Boix-Fayós (1997), Pardini et al. (2004) and Vadilonga et al. (2008), also measured a decrease in the water holding capacity of burned soils.

Table 4.1.3.2_2. Soil water content (SWC, %) in the 2003 experimental burnt. BB, AB and MAB, means before, after and one month after the fire, respectively. T1, T2 and T3 are high fire intensity, moderate fire intensity and no burnt, respectively.

Sampling period	pF	T1	T2	T3
BB	pF 0.1	49.3	49.1	47.6
	pF 2	36.2	38.2	37.5
	pF 2.5	29.7	30.6	29.6
	pF 3.5	19.6	20.6	19.8
	pF 4.2	14.9	15.0	14.9
	Average	29.9	30.7	29.9
AB	pF 0.1	52.8	45.9	47.8
	pF 2	38.2	37.2	39.4
	pF 2.5	31.0	30.5	32.0
	pF 3.5	20.4	20.4	20.2
	pF 4.2	14.7	14.2	14.6
	Average	31.4	29.6	30.8
MAB	pF 0.1	46.9	46.4	44.2
	pF 2	40.0	40.1	39.8
	pF 2.5	31.4	33.4	31.8
	pF 3.5	20.0	21.1	20.0
	pF 4.2	15.1	15.2	15.5
	Average	30.6	31.2	30.2

Data revealed that in La Concordia plots (T1 and T2), the fire promoted great variability on SWRC and SWC (**Table 4.1.3.2_1; Table 4.1.3.2_2**) (González-Pelayo et al., 2008), which could be linked with the changes in the distribution and aggregation of soil surface particles affected by fire (Campo et al., 2008a; Terefe et al., 2008). In relation to that, Tarrant (1956) after severe and slight burns in sandy clay loam and in a sandy loam soils, described reductions in the macroporosity pore volume and increases in the microporosity pore volume and bulk density. Valzano et al. (1997), after stubble burning in cropping systems, obtained a decline in soil hydraulic properties associated with the loss of macroporosity on the top-soil and, Hubbert et al. (2006) after controlled fire in chaparral, described increases in bulk density and reductions in the percentage of pore volume and gravitational water content in soil.

Fluctuations on the SWRC occurred in the samples taken one month after burning, the SWRC on T2 rose and achieved statistical significant differences regarding T3 (for both calculations; with field capacity of pF 2 and pF 2.5, **Table 4.1.3.2_1**), showing a high variability in the SWRC values. In this period, T1 and T2 showed an increase in the SWC at pF 2 and 2.5 (**Table 4.1.3.2_2**).

The **Figure 4.1.3.2_1** shows the pF curves extracted from BB, AB, and MAB sampling periods. From the results, it is observed a high variability in the SWC in the samples taken in the AB

period and at low pF values, where the gravitational water is adhered to the larger the soil pores (González-Pelayo et al., 2006). This fact implies major changes in the SWRC calculated between the pF 2 and pF 4.2 (**Table 4.1.3.2_1**). On the other hand, on the SWRC obtained between pF 2.5 and pF 4.2, none statistical significant differences were reached between fire treatment from BB and AB sampling periods, demonstrating that major changes after the low intensity fire of 2003, affected mainly the gravitational water component retained at low matrix forces (pF 2) on the soil surface.

The fire impact on soil imply changes in soil surface physical properties (Greene et al., 1990; Andreu et al., 2001), mainly in the soil aggregate fraction (1- 0.105 mm) that could form the voids where water is retained at low pF values (Boix-Fayós, 1997; Yeates et al., 2002). Some data reported by Boix-Fayós (1997) after fire impacts in similar soil and environment, showed a decrease in the clay content, resulted from increased aggregation of clay and silt components thereby apparently increasing the amount of sand (Molina and SanRoque, 1996). In the same way, Hubbert et al. (2006) after prescribed fires in chaparral, measured decreases in the clay content and increases on the percentage of silt fraction, ascribing these changes to the re-aggregation of soil particles due to fire impact (Giovannini, 1990; Giovannini and Lucchesi, 1997). Then, the fire impact must produce changes in the particle size aggregation (Terefe et al., 2008), which affects the soil porosity related with the permanent wilting point ($<0.2 \mu\text{m}$) and the field capacity ($>30 \mu\text{m}$) values (Rab, 1996; García-Corona et al., 2004). It could be responsible of the great variability appeared in the SWRC values reported after the 2003 fires and one month after (**Table 4.1.3.2_1**; **Table 4.1.3.2_2**).

Vegetation effects

The soil and vegetation recovery since 1995 fires, could promote that the SWRC on the soil of the fire treatments, reached the levels of the non burned soil (**Table 4.1.3.2_1**). The natural soil and vegetation recovery during these years (1995-2003), with the typical patchy mosaic pattern of Mediterranean semiarid areas (Cerdà, 1997a; Bochet et al., 1999; Gimeno-García et al., 2001; Bochet et al., 2006; González-Pelayo et al., 2010a), could favor different values of soil properties depending on the sampling microsite. The vegetation control on the SWRC could be observed by the results reported in the **Table 4.1.3.2_3**, where statistical significant differences between the UC and BS microsities on T2 and T3 treatments were observed. The pF curves extracted from the BB samples (**Table 4.1.3.2_4**) showed that on each treatment differences between microsities occurred at pF 4.2, where the pore space ($<0.2 \mu\text{m}$) retains hygroscopic water (Rab et al., 1996; Yeates et al., 2002) mainly due to the natural reorganization in the soil microaggregate fraction, and the textural and SOM characteristics (Hillel, 1980).

Table 4.1.3.2_3. Values of soil water retention capacity (SWRC, %) in the 2003 experimental fires.

		T1		T2		T3	
		UC	BS	UC	BS	UC	BS
BB	SWRC pF2-pF4.2	21a	21.6a	21.9a	24.5b	21.2a	24.0b
	SWRC pF2.5-pF4.2	14.4a	15.1a	14.5a	16.7a	14.3a	15a
AB	SWRC pF2-pF4.2	23.9a	23.2a	23.6a	21.9b	25.2a	26a
	SWRC pF2.5-pF4.2	16.4a	16.4a	17.1a	16.1a	16.8a	17.2a
MAB	SWRC pF2-pF4.2	25.1a	24.6a	26.0a	26.0a	23.3a	25.2b
	SWRC pF2.5-pF4.2	16.4a	17a	18.5a	18.9a	16a	17a

BB, AB, and MAB means before burnt, after burnt, and a month after burnt, respectively. T1, T2 and T3, corresponds to the high and moderate intensity fire and control treatments, respectively. UC is the under canopy microsite, and BS is the bare soil. SWRC pF 2-4.2, means the soil water retention capacity between calculated between pF 2 and pF 4.2, and SWRC pF 2.5-4.2, means the soil water retention capacity between calculated between pF 2.5 and pF 4.2. Values not sharing the same letter in rows indicate statistical significant differences ($P < 0.05$).

The burning of vegetation when fires affect the SWRC (Sanroque et al., 1985; Boix-Fayós, 1997; Pardini et al., 2004; Certini, 2005). In MAB sampling period at La Concordia plots, the differences in SWRC between the under canopy and bare soil microsites were reduced, and practically no statistical significant differences were reached in the post-fire sampling periods (AB, MAB). The unique difference appeared on T2 when the SWRC is calculated between pF 2 and pF 4.2 (**Table 4.1.3.2_3**).

Regarding the pF curves of the AB sampling period (**Table 4.1.3.2_4**), it is observed that fire affects mainly the soil water retention characteristics at low pF values, where larger aggregates present the greatest variation on the water content and its greatest values (Guber et al., 2003). In this way, on the SWC at pF 2, statistical significant differences between microsites were reached. At these low pF values, the soil organic matter and soil structure are involved in the water retention characteristics (Hillel, 1980; Oyonarte et al., 1998) and, after fires changes in the quality and quantity soil organic matter may affect pore spaces (Fernández et al., 1997; Giovannini and Lucchesi, 1997; Williamson et al., 2004) and thus, the soil water retention characteristics.

The SWRC measured in the MAB period (**Table 4.1.3.2_3**) followed the same trend than in the AB period and, non statistical significant differences were reached between microsites for the T1 and T2. On T3, differences regarding UC and BS were obtained only when the SWRC was calculated between pF 2 and pF 4.2. When the SWRC was calculated between pF 2.5 and pF 4.2, statistical differences disappear.

Table 4.1.3.2_4. SWC (%) at different pF values, obtained on the treatments (T1 or high intensity fire, T2 or moderate intensity fire and T3 or control) and vegetation cover (UC, under canopy and BS, bare soil) of the soil samples taken before 2003 fire (BB), after 2003 fire (AB) and one month after 2003 fire (MAB). On each table, statistical significant differences depending on the levels of comparison: up) significant differences in soil water content between fire treatments depending on vegetation cover, and down) significant differences in water content between vegetation cover depending on fire intensity treatments according to ANOVA's test. Values not sharing the same letter in a column indicate significant differences for the different treatment and vegetation cover, using Tukey's test ($P < 0.05$).

BB						
Levels of comparison		pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
UC	T1	50.61a	36.05a	29.72a	19.43a	15.29a
	T2	49.58a	37.54a	30.13a	20.44b	15.63a
	T3	47.61a	36.62a	29.67a	19.90a	15.38a
BS	T1	48.00a	36.26a	29.77a	19.86a	14.63a
	T2	48.70a	38.91b	31.08a	20.68a	14.41a
	T3	47.61a	38.48a	29.54a	19.70a	14.38a
Levels of comparison		pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
T1	UC	50.6a	36.05a	29.72a	19.43a	15.29a
	BS	48.01a	36.26a	29.77a	19.86a	14.63b
T2	UC	49.58a	37.54a	30.13a	20.44a	15.63a
	BS	48.70a	38.91a	31.08a	20.68a	14.41b
T3	UC	47.61a	36.62a	29.67a	19.90a	15.38a
	BS	47.61a	38.48a	29.54a	19.70a	14.38b
AB						
Levels of comparison		pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
UC	T1	54.34a	39.07a	31.66ab	20.72a	15.34a
	T2	46.36b	38.59a	30.97a	20.18a	14.41b
	T3	48.38b	39.18a	32.25b	20.45a	14.93ab
BS	T1	51.31a	37.35a	30.45a	20.05a	14.01a
	T2	45.53b	35.86a	30.03a	20.67a	13.96a
	T3	46.97b	39.71b	31.66a	19.99a	14.32a
Levels of comparison		pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
T1	UC	54.34a	39.07a	31.66a	20.72a	15.34a
	BS	51.31a	37.35b	30.45a	20.05a	14.01b
T2	UC	46.36a	38.59a	30.97a	20.18a	14.41a
	BS	45.53a	35.86b	30.03a	20.67a	13.96a
T3	UC	48.38a	39.18a	32.25a	20.45a	14.93a
	BS	46.97a	39.71a	31.66a	19.99a	14.32b
MAB						
Levels of comparison		pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
UC	T1	46.41a	40.44a	31.69a	19.94a	15.51a
	T2	47.67a	39.84a	33.15a	21.19a	15.67a
	T3	44.32a	39.18a	31.87a	19.89a	15.91a
BS	T1	47.33a	39.33a	31.19a	19.98a	14.61a
	T2	45.17a	40.38a	33.71b	20.95a	14.86a
	T3	43.98a	40.40a	32.28a	20.06a	15.15a
Levels of comparison		pF 0.1	pF 2	pF 2.5	pF 3.5	pF 4.2
T1	UC	46.41a	40.44a	31.69a	19.94a	15.51a
	BS	47.33a	39.33a	31.19a	19.98a	14.61b
T2	UC	47.67a	39.84a	33.15a	21.19a	15.67a
	BS	45.17a	40.38a	33.71a	20.95a	14.86a
T3	UC	44.32a	39.18a	31.87a	19.89a	15.91a
	BS	43.98a	40.40b	32.28a	20.06a	15.15a

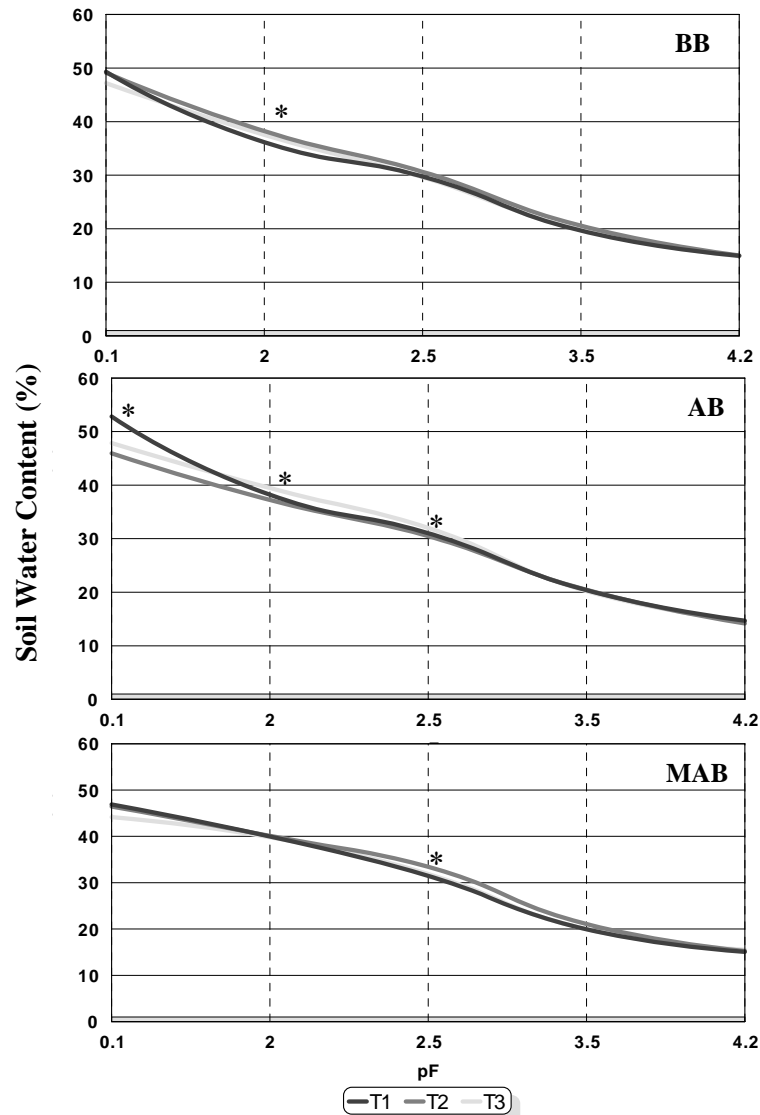


Figure 4.1.3.2_1. pF curves in the 2003 experimental burnt for the different treatments. Soil water content (%) measured Before Burned (BB), After Burned (AB), and one Month After Burned (MAB). *, indicates statistical significant differences between treatments according to Tukey's test ($P < 0.05$). T1 means high intensity fire, T2 means moderate intensity fire, and T3 is control.

4.1.3.3. Evolution of Soil Water Retention Capacity (SWRC) and Soil Water Content (SWC) from year 2003 until summer 2007

The variability dynamics of SWC in Mediterranean soils is seasonally dependent (Cerdà, 1997b). It is demonstrated by the high variability derived from the results in the SWRC from the year 2004 until year 2007 (Table 4.1.3.3_1), where fluctuations are inherent to the season weather (Figure 4.1.3.3_1).

Regarding the SWRC calculated with a pF 2 of field capacity, statistical significant differences between treatments were observed in the summer 2004 and in winter 2006 sampling periods (**Table 4.1.3.3_1**). In the next ones (summer 2005, summer 2006, summer 2007 and winter 2007), the SWRC from T1 and T2 were recovered and reached similar values than T3. For SWRC calculated in a basis of field capacity of pF 2.5, statistical differences were reached during almost all the sampling periods, although in the last one (summer 2007), the SWRC characteristics were recovered and none statistical significant differences between the fire treatments and the control one appeared (**Table 4.1.3.3_1**). Calculation of field capacity value is dependent on the soil textural characteristics, and depending of the percentage of its components (sand, silt and clay) and structure, its values vary (Ingelmo et al., 1986). The fact that major differences appeared when the SWRC is calculated with the pF 2.5, could be due because at this level, meso- and micropores of soil are involved on water retention (Ingelmo et al., 2000), and when calculation is done with pF 2, macropores water retention forces could also take part on the SWRC. By this, the increasing number of significant differences when pF 2.5 of field capacity, showed the major fluctuation on the meso- and micro-pores spaces after the fire impact, and denotes the importance of macro-pores water retention forces when the SWRC is calculated with pF 2.

The pF curves from winter 2004 to summer 2007 are presented in **Figure 4.1.3.3_2**. In all the cases, some differences appeared between fire treatments (T1 and T2) and control (T3) at different pF values, although major fluctuations (86%) occurred at pF levels lower than pF 2.5, where gravitational and capillary water are adhered to the soil particles by capillary and cohesion forces (Ingelmo et al., 1986), which are mainly dependent on soil organic matter and structural soil properties (Hillel, 1980). In the same way, on prescribed burns in heathlands, Mallik et al. (1984) and Mallik and Fitzpatrick (1996), describes an increase on soil porosity and, as a result, major soil water contents on burned soils, which are related to the changes in the soil porosity range involved at low pF values. The burnt effects on soil can affect, mainly, the soil porosity characteristics involved in the pF range lower than pF 2.5 (field capacity).

Regarding the seasonality, it is remarkable the major variability in the SWC in summer period, which agrees with the findings of Cerdà (2002), who in a seasonal study on infiltration and water content of carbonated soils, measured great water content variability when dry soil conditions during summer samplings. The SWC recovery during these years (2003-2007) can be indicated by the decreased in the number of statistical significant differences between treatments when increasing time after burnt. In the last sampling periods (winter 2007 and summer 2007) minimal differences in the SWC between treatments (T1, T2 and T3) were reached at the different pF points (**Figure 4.1.3.3_2**), reflecting the complete recovery of this parameter.

Results have shown a quick recovery on the SWC and SWRC of burned soils. Other authors (Martins et al., 1991; Josa et al., 1994; Boyer and Miller, 1994; Boix-Fayós, 1997) also obtained

quick recovery rates on the SWC measured after burns, indicating the importance of the vegetation recovery and thus, its positive influence in this parameter and on SWRC.

Table 4.1.3.3_1. Soil water retention capacity (%) calculated between pF 2 and pF 4.2, and between pF 2.5 and pF 4.2, for the fire treatments (T1, T2 and T3) and sampling periods. w04 (winter 2004), s04 (summer 2004), s05 (summer 2005), w06 (winter 2006), s06 (summer 2006), w07 (winter 2007), s07 (summer 2007). Different letter in rows indicate statistical differences according to Tukey's test ($P < 0.05$).

	Sampling	T1	T2	T3
SWRC pF2-pF4.2	w04	22a	20.5a	21.6a
	s04	24.2a	22.1b	22.4b
	s05	21.7a	21.8a	21.2a
	w06	21.3a	22.9b	20.4a
	s06	22.6a	22.4a	22.9a
	w07	25.1a	25.2a	24.8a
	s07	22.7a	22.8a	23.8a
	SWRC pF2.5-pF4.2	w04	17.4ab	16.2b
s04		17.5a	17.5a	16.7a
s05		19.4a	17.1b	16.7b
w06		15.4a	15.5a	14.1b
s06		17.8a	15.7b	16.1b
w07		15.4a	17.1b	17.6b
s07		14.7a	15.5a	14.1a

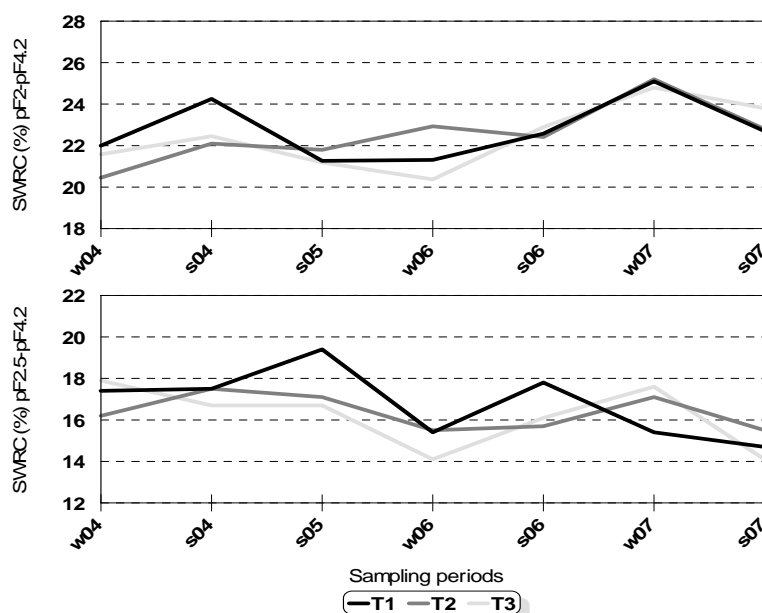


Figure 4.1.3.3_1. Soil water retention capacity (%), calculated between pF 2 and pF 4.2 (up), and at pF 2.5 and pF 4.2 (down), for the different fire treatments (T1 or high intensity fire, T2 or moderate intensity fire, and T3 or control) and sampling periods. w04, s04, s05, w06, s06, w07, s07, means winter 2004, summer 2004, summer 2005, winter 2006, summer 2006, winter 2007 and summer 2007, respectively.

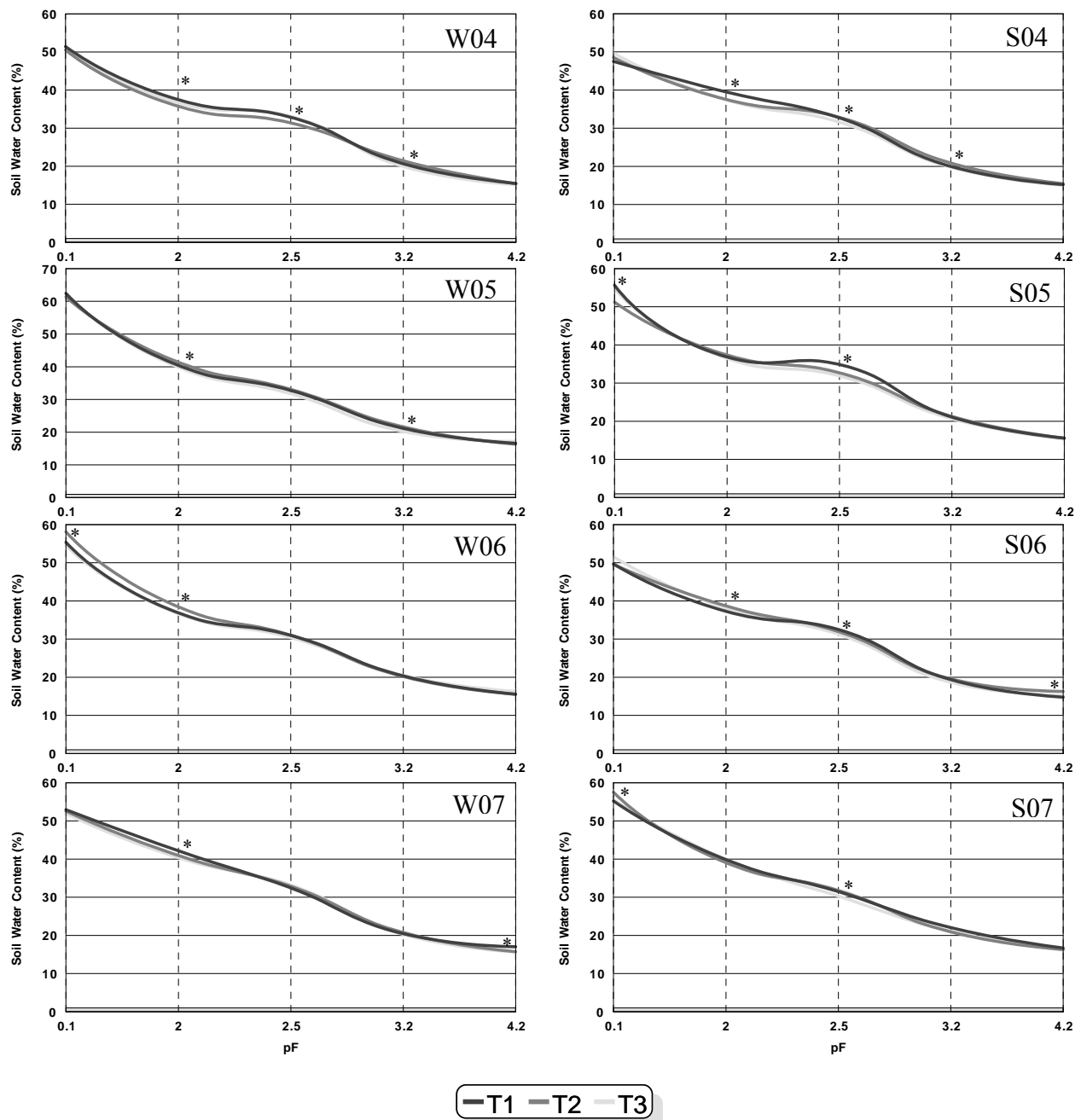


Figure 4.1.3.3_2. Soil water content (SWC, %) extracted from the pF curves obtained of the different treatments and sampling periods. T1, T2 and T3, means high intensity fire, moderate intensity fire, and no burned treatments, respectively. w04, s04, s05, w06, s06, w07, s07, means winter 2004, summer 2004, summer 2005, winter 2006, summer 2006, winter 2007 and summer 2007, respectively. *, means statistically significant differences ($P < 0.05$).

4.1.4. Soil moisture characterization

One of the main reasons for investigating the seasonal dynamics of soil moisture-runoff relationship is to improve the understanding of the hydrological behaviour in the study zone. The resulting combination of hydrological processes generates a response depending on the slope characteristics, and also of those every rainfall event, showing the non-linearity of its hydrological response (Gallart et al., 2002; Latrón et al., 2008). In Mediterranean semi-arid environments, evapotranspiration usually exceeds precipitation, leaving the soil mainly in the dry state. In these conditions, the soil moisture patterns are disordered and dependent on local circumstances (Williams et al., 2003). In our study, accurate analyses with soil moisture sensors placed at different soil depths (8, 20, 30 and 40 cm depth), were performed to obtain the soil hydrological response to individual rainfall events and show the non-linearity behaviour between rainfall and runoff values (García-Ruiz et al., 2005; Latrón et al., 2008).

4.1.4.1. Soil moisture curves-response in a semiarid environment

Analysing continuous data sets of soil moisture records during the selected period of 2003 to 2007 in La Concordia, we could discriminate three types of hydrographs based on rain characteristics (intensity, volume and duration) and on soil moisture behaviour (**Figure 4.1.4.1_1**).

Despite of the non continuous recording of the soil moisture data, statistical analyses (n=33) confirmed these trends (**Table 4.1.4.1_1**) and, according with Andreu et al. (2010), from the all variables studied, the rain volume, the rain intensity, the maximum soil moisture (at more than 20 cm depth), and the ratio antecedent soil moisture/maximum soil moisture, were the key factors implicated in the soil moisture curve-response (**Table 4.1.4.1_2**).

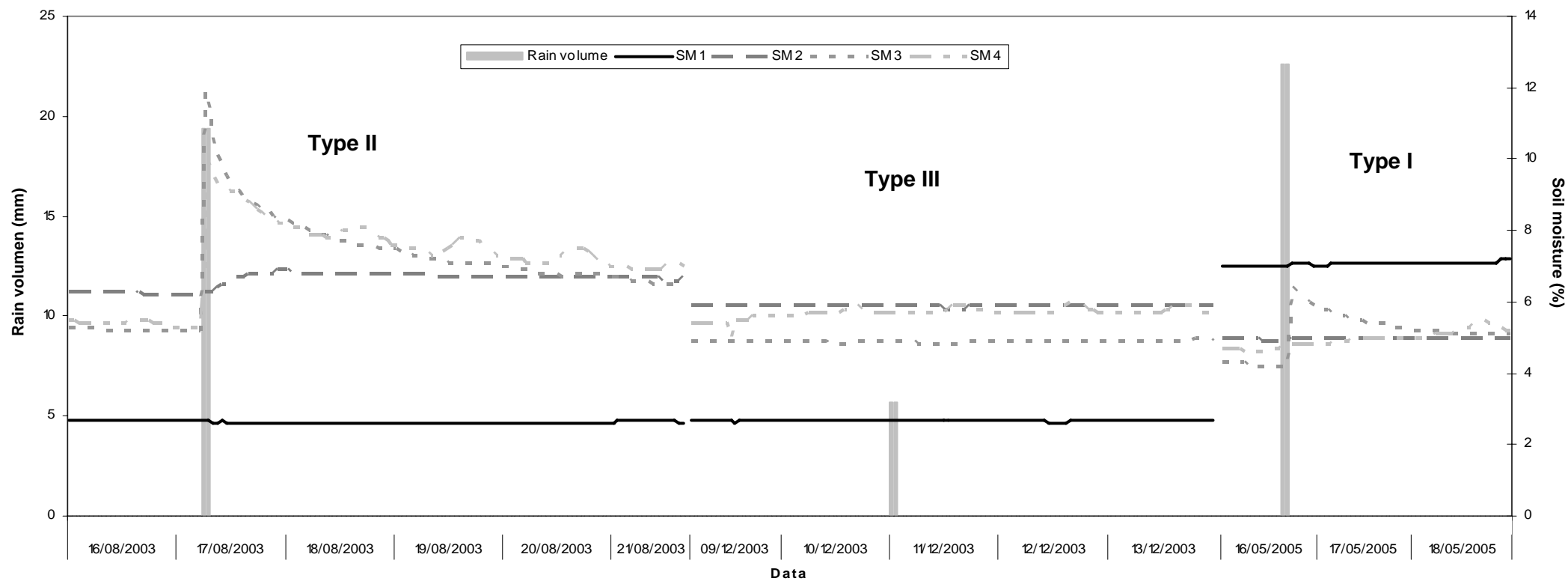


Figure 4.1.4.1_1. Examples of the different types of soil moisture curve-response observed in La Concordia plots. Rain volume (mm). SM1, SM2, SM3. SM4 means soil moisture (%) at 8 cm 8 (no works), 20 cm, 30 cm and 40 cm, respectively.

Table 4.1.4.1_1. Average values of the rain and soil moisture parameters of the selected rain events according to the soil moisture response (2003-2007).

	Type I	Type II	Type III
Number of rainfall events	10	6	17
Rain volume (mm)	18.46 (2.1)ab	26.8 (8.5)a	11.3 (1.6)b
Rain volume range	8.5-25.4	6.1-67.1	0.3-24.2
Rain intensity (I_{30} , mm h ⁻¹)	11.6 (3.9)ab	21.3 (5.6)a	8.5 (1.6)b
Rain intensity range	2.4-35.2	2.2-37.4	0.3-23.4
Rain duration (min)	1263 (327)a	960 (711)a	460 (85)a
Average Antecedent soil moisture (%)	6.24 (0.49)a	6.93 (1.9)a	6.1 (0.48)a
Average Maximum soil moisture (%)	8 (0.83)a	14.15 (3)b	6.5 (0.56)a
Ratio Antecedent/Maximum soil moisture	0.80 (0.04)a	0.54 (0.06)b	0.95 (0.007)c

Typical errors are between brackets. Average values in rows with different letter indicate statistical significant differences according to Tukey's test ($P < 0.05$).

These curve-responses greatly depend on the rain characteristics and on the antecedent and the maximum soil moisture. Analysing these parameters, three kinds of curves-responses were described at La Concordia soils:

-Type I. It usually occurs in winter and spring time (**Figure 4.1.4.1_2**), where an average rainfall volume of 18 mm (range of 8.5-25.4), and average rain intensity of 11.6 mm h⁻¹ (range of 2.4-35.2) were recorded (**Table 4.1.4.1_1**). The response to the rainfall events is characterized by a quick increment of the soil moisture registered at 30 cm depth immediately after rains. Later, the soil moisture has a longer smoothly decreased rate (**Figure 4.1.4.1_1**), which it is translated in a water reservoir into the soil (Andreu et al., 2010). The correlation between average antecedent and average maximum soil moisture is lineal with R^2 of 0.64 (P-value of 95%) (**Figure 4.1.4.1_3**). The rate antecedent/maximum soil moisture ranges between 0.57-0.92, with an average of 0.80, which indicates that instead of having runoff production during these rainfall events, there is water storage in the soil (**Table 4.1.4.1_3**).

-Type II. This soil moisture curve-response occurs mainly during spring and summer time (**Figure 4.1.4.1_2**), where aggressive storms are characteristics of these areas (Millán et al., 1998). In this way, the meteorological station placed at La Concordia recorded an average rainfall volume of 26.8 mm (in a range of 6.1-67.1), and an average I_{30} of 21.3 mm h⁻¹ (range of 2.2-37.4) when this soil moisture curve-response were observed (**Table 4.1.4.1_1**). When aggressive rainstorms, soil moisture responds in this way: first, there is a very quick increase to

reach maximum values (around one/two hours); after that, a rapid decline occurs and an immediate soil moisture recharge and runoff production take place (**Figure 4.1.4.1_1**) (**Table 4.1.4.1_3**). Similarly with the curve type I, the correlation between antecedent and maximum soil moisture in the curve type II is linear with R^2 of 0.81 (P -value of 95%) (**Figure 4.1.4.1_3**). Rain events with aggressive rain intensities characterized this soil moisture curve-response. The antecedent soil moisture is usually higher than 6%, and the maximum soil moisture values are reached when this curve is recorded. The ratio antecedent/maximum soil moisture is 0.54 (**Table 4.1.4.1_1**) and it is in a range of 0.39-0.83. This ratio indicates that after rain there is a quick soil moisture recharge and also a fast runoff response (**Table 4.1.4.1_3**).

-Type III. This curve-response appears when soft rain intensities and low volumes are collected. It is independent of the seasonability (**Table 4.1.4.1_1**) (**Figure 4.1.4.1_2**). At La Concordia experimental field station, rainfall events with average rain intensities of 8.5 mm h^{-1} and volumes of 11 mm characterized these responses. Agreeing with Andreu et al. (2010), the soil moisture increment is minimal also when runoff production occurs and, soil moisture content is practically constant during consecutive days (**Figure 4.1.4.1_1**). Despite the fact of the low rainfall aggressivity, there is runoff production, which could respond to the soil moisture saturation excess and thus, overlandflow (Lana-Renault et al., 2007; Latrón and Gallart, 2008), and also to the hydrological patchy connectivity of the slope (Bracken and Croke, 2007). Cammeraat (2002 and 2004), demonstrated that hydrological connectivity is dominated by the rainfall magnitude, frequency and duration and thus, the amount of runoff arriving at the base of the slope depends on the high soil water content and the spatial connectivity of the runoff source areas (Johansen et al., 2001; Huffman et al., 2001). In La Concordia soils, the average rate antecedent/maximum soil moisture for this curve-response is 0.95 (in a range of 0.89-0.98, **Table 4.1.4.1_3**), which denotes the low soil moisture variability and the maintenance of a constant value (**Figure 4.1.4.1_1**). Correlation analyses between antecedent and maximum soil moisture respond to a linear model with an R^2 of 0.99 (P -value of 95%), showing the low variation in moisture content (**Figure 4.1.4.1_3**).

Table 4.1.4.1_2. Spearman's correlations coefficients between rainfall parameters (rain volume, duration, I_{30}), runoff yield (R), sediment yield (S), antecedent (Ant) and maximum (Max) soil moisture at 8, 20, 30, 40 cm depth, and the ratio antecedent/maximum soil moisture at the same depths (Ratio 8, 20, 30, 40). Correlations based on the fire treatments (T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control).

				Runoff			Sediment yield		
	Rain vol.	Duration	I_{30}	T1	T2	T3	T1	T2	T3
Rain vol.	1								
Duration	-	1							
I_{30}	0.517**	-	1						
R T1	0.626**	-	0.584**	1					
R T2	0.622**	-	0.587**	0.986**	1				
R T3	0.607**	-	0.489**	0.883**	0.876**	1			
ST1	-	-	0.496**	0.776**	0.771**	0.614**	1		
S T2	-	-	0.549**	0.800**	0.804**	0.635**	0.989**	1	
S T3	0.438*	-	0.514**	0.567**	0.565**	0.439*	0.518**	0.576**	1
Ant 8	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.387*
Max 8	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.380*
Ratio 8	-	-0.376*	-	-	-	-	-	-	-
Ant 20	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Max 20	-	-	-	0.345*	-	0.423*	-	-	-
Ratio 20	-0.429*	-	-	-0.421*	-0.383	-0.37	-	-	-
Ant 30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Max 30	-	-	-	0.448	0.416*	0.553**	0.438*	0.397*	-
Ratio 30	-0.461*	-	-0.35	-0.643	-0.619**	-0.637**	-0.539**	-0.517**	-0.425*
Ant 40	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Max 40	0.436*	-	-	0.499**	0.473**	0.599**	0.375*	-	-
Ratio 40	-0.630*	-	-	-0.670**	-0.66	-0.679**	-0.427*	-0.420*	-0.370*
Average Ant	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Average Max	-	-	-	-	-	0.415*	-	-	-
Average Ratio	-0.568**	-	-	-0.650**	-0.633*	-0.689**	-0.421*	-0.408*	-0.470*

* Positive correlation at 0.05 level. ** Positive correlation at 0.01 level. (-) Non significance

The soil moisture characterization in semi-arid areas is established by different authors (Ceballos and Schnabel, 1998; Gallart et al., 2002; Castillo et al., 2003; García-Ruiz et al., 2005; Kim and Kim, 2007; Lana-Renault et al., 2007; Latrón and Gallart, 2008; Latrón et al., 2008; Andreu et al., 2010). Latrón and Gallart (2008) classifying the soil moisture curves-response at a catchment scale into three types of behaviour. They found a correspondence between rain characteristics, season, soil water potential dynamics and soil water table. At slope scale, Kim and Kim (2007) describe similar soil moisture curves-responses than that obtained in La Concordia soils but, in this case, they achieved curves type II and type I in the upper and low part of the slope, respectively. In studies on the *Dehesa* system in the west Iberian Peninsula,

Ceballos and Schnabel (1998) demonstrated the importance of the antecedent soil moisture conditions of the catchment explaining the hydrological processes. When saturation occurs on the valley bottom, the low variability in soil water content and saturation excess promotes runoff, while in non saturation conditions, there is a great dispersion in the soil water content owing to the variability on its water retention characteristics and thus, runoff is functioning by Hortonian overland flow (Horton, 1940). In the same way, Dick et al. (1997) in the Colorado Plateau in Utah (USA), measured the largest runoff after a low-intensity storm of long duration, which occurred when antecedent soil moisture was high, demonstrating the runoff functioning by saturation excess in wetted soils as it is described by the curves-response type III. Castillo et al. (2003), in a simulation approach, stated that the antecedent soil water content is an important factor controlling the runoff during medium and low intensity storms, when runoff mechanism is based in the saturation excess runoff. On the other hand, Lana-Renault et al. (2007), with empiric data and at a catchment scale, determines the three types of soil moisture curves-response depending on the rainfall characteristics and on the antecedent soil moisture. They explain that when dry soil conditions in the valley bottom, the infiltration excess (Hortonian overland flow) is likely to be the main mechanism in runoff processes, while in wet conditions both saturated excess runoff and subsurface flow are the dominant processes.

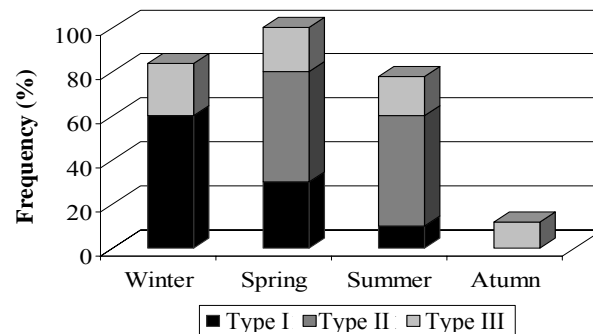


Figure 4.1.4.1_2. Frequency distribution of the recorded soil moisture curves-response occurred at La Concordia soil (n=33) during 2003-2007.

Table 4.1.4.1_3. Characteristics of the 33 representative erosive rain events and soil moisture, recorded in the La Concordia plots.

Date	Rain volume (mm)	Duration (min)	I ₃₀ (mm h ⁻¹)	Runoff yield (L m ⁻²)			Sediment yield (T ha ⁻¹)			Ratio antecedent/maximum soil moisture	Curve Type
				T1	T2	T3	T1	T2	T3		
09/05/2003	67.1	4500	9.6	0.22	0.23	0.13	0.00	0.00	0.00	0.39	II
17/08/2003	19.4	60	21	1.79	2.44	0.08	22.58	13.09	0.00	0.60	II
22/08/2003	25.5	290	35.6	3.71	3.75	0.09	40.24	45.13	0.08	0.46	II
04/09/2003	22.6	580	21.8	4.01	4.30	0.14	38.39	112.63	0.17	0.45	II
11/12/2003	5.7	680	2.2	1.00	1.03	0.07	0.25	0.21	0.00	0.93	III
24/02/2004	24.2	1420	3.4	0.05	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.97	III
29/03/2004	19.8	990	6.2	0.23	0.40	0.07	0.49	0.20	0.00	0.57	I
08/04/2004	12.9	760	10.8	0.10	0.15	0.03	0.02	0.03	0.00	0.89	III
15/04/2004	15.8	620	9.8	0.31	0.35	0.02	0.30	0.17	0.00	0.89	III
07/02/2005	18.1	830	14.4	0.40	0.75	0.04	0.00	0.00	0.00	0.95	III
23/02/2005	20.9	3000	3.6	0.04	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.76	I
02/03/2005	0.3	60	0.3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	III
02/04/2005	9.2	700	5.2	0.07	0.11	0.02	0.00	0.00	0.00	0.96	III
08/04/2005	10.0	230	6.6	0.02	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.97	III
13/05/2005	4.4	400	4.6	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	III
16/05/2005	22.6	350	34.4	3.00	3.92	0.07	0.20	0.34	0.00	0.86	I
22/06/2005	22.4	230	23.4	0.49	0.89	0.03	0.01	0.01	0.00	0.93	III
09/07/2025	7.8	330	1.4	0.04	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.96	III
01/08/2005	23.2	370	35.2	3.35	4.01	0.05	0.23	0.84	0.00	0.85	I
07/09/2005	13.2	390	12.8	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.93	III
13/09/2005	7.3	70	14.4	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.94	III
20/12/2005	3.2	500	2.8	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	III
09/01/2006	22.2	1180	9.0	0.10	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	0.78	I
18/03/2006	8.2	1470	4.0	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	I
17/04/2006	19.3	360	6.8	0.05	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.97	III
28/04/2006	10.6	40	19.6	0.16	0.17	0.05	0.00	0.01	0.00	0.98	III
22/12/2006	7.8	200	6.2	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.98	III
26/01/2007	25.4	620	6.4	0.17	0.30	0.03	0.00	0.00	0.00	0.86	I
04/02/2007	8.5	1040	2.4	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.91	I
01/04/2007	24.3	3190	2.6	1.08	0.74	0.09	0.01	0.01	0.00	0.61	I
07/04/2007	6.1	170	2.2	0.48	0.58	0.07	0.00	0.00	0.00	0.47	II
25/05/2007	20.0	160	37.4	1.81	1.27	0.09	0.05	0.04	0.00	0.83	II
05/06/2007	9.5	420	12.4	0.18	0.18	0.02	0.00	0.00	0.00	0.92	I

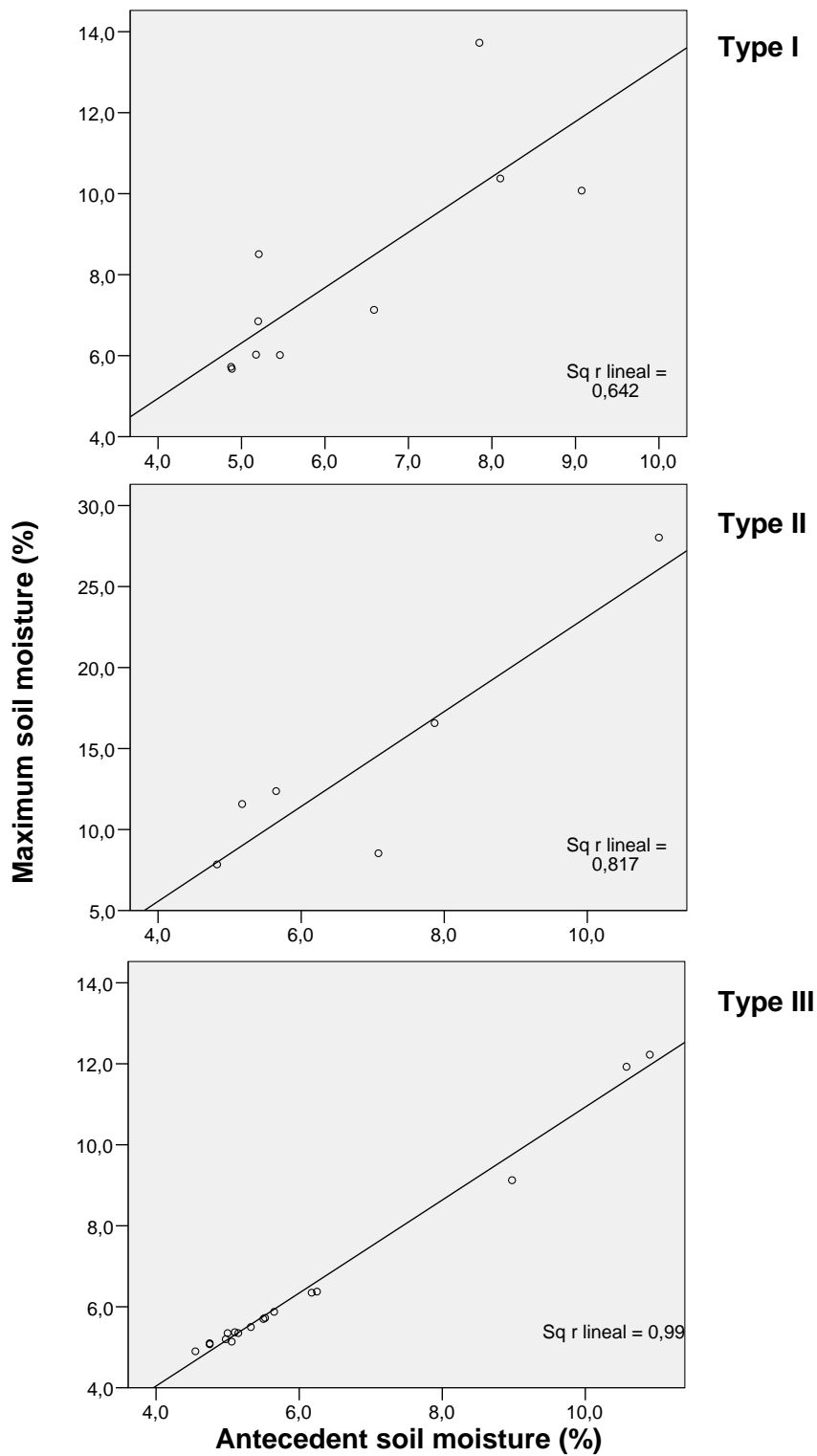


Figure 4.1.4.1_3. Correlation analyses between average antecedent soil moisture and average maximum soil moisture on each type of soil moisture curve-response (n=33).

Thus, the strong non-linearity in the rainfall-runoff relationship is confirmed, suggesting also the existence of a threshold effect, as was also observed by García-Ruiz et al. (2005). These authors showed different runoff generation mechanism depending on the rainfall event type and on previous soil water content, as was also described in La Concordia plots (**Figure 4.1.4.1_1**). In our case, Spearman's correlation analyses (**Table 4.1.4.1_2**) revealed that rain volume and rain intensity are positively correlated with runoff production, agreeing with the results obtained by Andreu et al. (2010), but statistical analyses also demonstrated that the rain volume, not the rain intensity, correlates positively with the maximum soil moisture reached at 40 cm depth and also, but negatively, with the ratio antecedent/maximum soil moisture (**Table 4.1.4.1_2**). In the same way, runoff production also correlates positively with the maximum soil moisture reached at the deep soil layers (40 cm and 30 cm), and negatively with the ratio antecedent/maximum soil moisture (**Table 4.1.4.1_2**). These results confirmed that the maximum soil moisture content and the soil water content in the deep soil layers (30 cm and 40 cm), governs runoff functioning when saturation excess runoff (Lana-Renault et al., 2007), but when intensive short rainfall events occurs during the dry period, runoff is dominated by infiltration excess runoff (Yair and Kossovsky, 2002; Calvo-Cases et al., 2003; González-Pelayo et al., 2010b). The negative but significant correlation between the antecedent/maximum soil moisture ratio at 20 cm, 30 cm and 40 cm and rain volume, runoff and sediment production (**Table 4.1.4.1_2**), indicates the importance of the antecedent water content on the deep soil layers, as a parameter controlling runoff. When the rate antecedent/maximum soil moisture is close to 1 (due to the high antecedent soil moisture), rains of low volumes could produce runoff because of the saturation excess runoff (**Table 4.1.4.1_3**). On the other hand, when the rate is close to 0.5, major volumes of rain were necessary to produce runoff in plots (**Table 4.1.4.1_3**), and the rain intensity governs the runoff production.

4.1.4.2. Some other soil properties

Soil moisture in semi-arid ecosystems is controlled by the balance between precipitation, evapotranspiration and lateral redistribution by surface and subsurface flows, although topography, soil infiltration, soil properties and the vegetation patterns influence water storage. In these ecosystems, soil should be mainly in the dry state, being the soil moisture patterns more related to the wilting point, also influenced by soil properties (Grayson et al., 2006).

The importance of soil properties on water retention and water storage is stated by different authors (Boix-Fayós, 1997; Ceballos and Schnabel, 1998; Famiglietti et al., 1998; Eldridge et al., 2000; Grayson et al., 2006). In order to characterize the soil profile, the **Table 4.1.4.2_1** shows the results extracted from some selected properties related to the water functioning: the SOM (soil organic matter) content, carbonates, aggregate stability, pH, SWRC (soil water

retention capacity, %), mean weight diameter (MWD, mm), mean microaggregate diameter (MMD, μ), and mean microaggregate stability (MSA, %).

Results on the soil pH and CaCO₃ show few variations with soil depth. The alkaline characteristics of the soil agrees with the values of carbonate content in the soil profile (average of 53%), although the samples taken at 20 cm depth, showed a decrease in this parameter and also in pH. However, no statistical significant differences were observed.

Table 4.1.4.2_1. Some soil properties of the samples taken at different soil depths in La Concordia Experimental Station (8, 20, 30 and 40 cm.). SOM, soil organic matter (%); CaCO₃, carbonate content (%); AS, aggregate stability (%); pH; SWRC, soil water retention capacity (%); MWD (mean weight diameter, milimeters); MMD (mean microaggregate diameter, micra) and MSA (mean microaggregate stability, %).

	8 cm.	20 cm.	30 cm.	40cm.
SOM (%)	6.32a	7.58b	5.14c	4.83d
Ca CO ₃ (%)	56.12a	48.78b	54.28c	55.26ac
AS (%)	25.97a	48.54b	49.18bc	43.37d
pH	7.56a	7.44a	7.56a	7.71a
SWRC (%)	19.13a	17.14b	16.38bc	23.24d
MWD (mm)	0.78	0.82	0.79	0.76
MMD (μ)	15.13	14.63	13.04	13.38
MSA (%)	19.65	22.29	18.62	30.97

Average values with different letter in rows indicate statistical significant differences according to Tukey's test ($P < 0.05$).

The SOM content displayed significant variations with soil depth, reaching minimum values of 4.8% at 40 cm depth, and maximums of 7.5% at 20 cm depth (**Table 4.1.4.2_1**). On the aggregate stability, huge differences were reached between soil samples from 8 cm depth and the ones from 20, 30 and 40 cm depth, increasing the aggregate stability with the soil depth. Soil properties that directly influence soil water storage are the soil water content and the soil water retention capacity, both subjected to the soil texture class (Boix-Fayós, 1997; Rawls et al., 2003; Grayson et al., 2006). Statistical significant differences in the SWRC were obtained in function of the soil depth, being higher in the deepest layer (40 cm **Table 4.1.4.2_1**), indicating good characteristics for the soil water storage.

For a better soil profile characterization, analyses based on the particle size distribution (**Figure 4.1.4.2_1**), mean weight diameter (MWD), mean microaggregate diameter (MMD) and mean microaggregate stability (MSA) were done (**Table 4.1.4.2_1**). Relative to the particle size distribution, major differences between soil samples at different depths occurs in the fine soil

particles (<0.05 mm) and on the coarse ones (2-1 mm) (**Figure 4.1.4.2_1**), highlighting that in the finer soil particles (<0.05 mm) the deepest soil samples (30 cm and 40 cm) showed the highest values, agreeing also with the higher SWRC (**Table 4.1.4.2_1**) and soil water content (**Figure 4.1.4.2_1**).

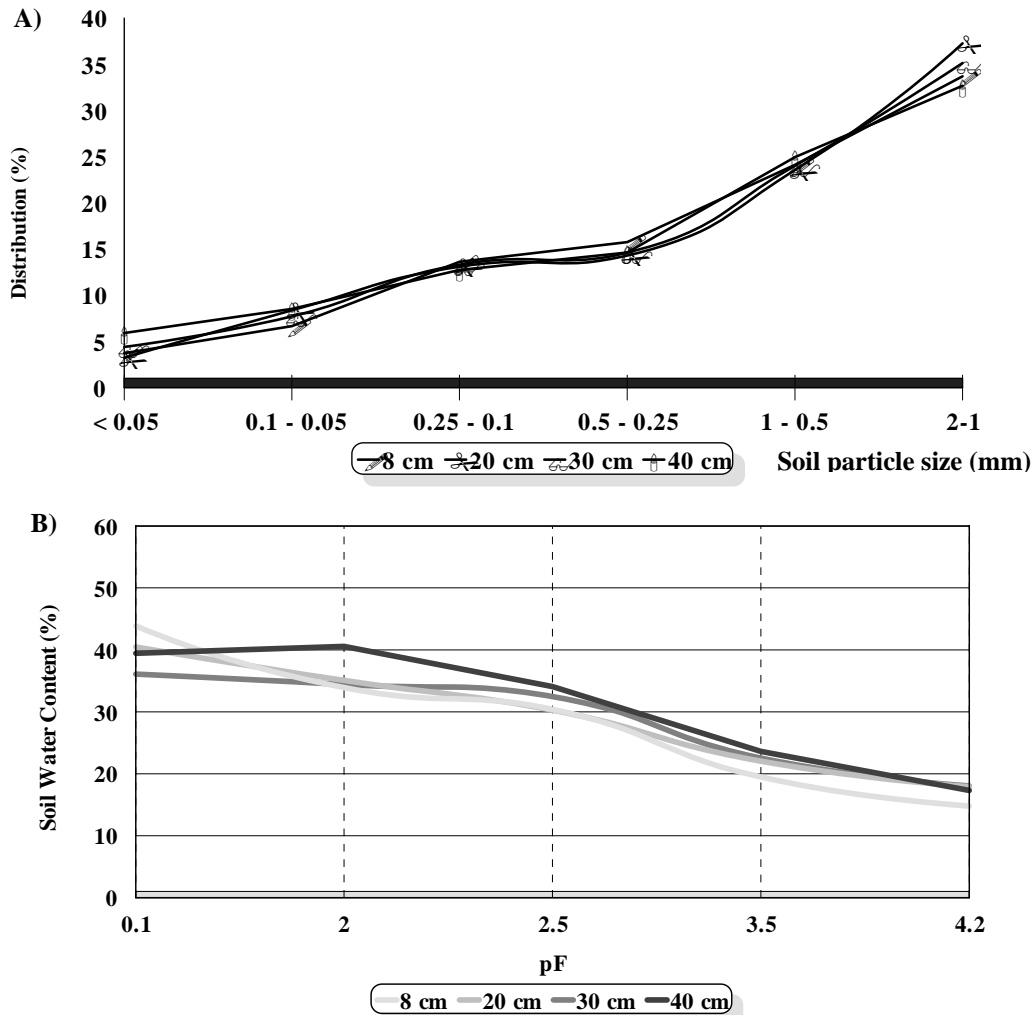


Figure 4.1.4.2_1. A) Particle size distribution on the soil profile (soil samples from 8, 20, 30, and 40 cm.); B) Soil water content extracted by means of pF curves depending on the soil depth (soil samples from 8, 20, 30, and 40 cm).

Analyses on the mean microaggregate diameter, (MMD) displayed decreases in its diameter and increases in the mean microaggregate stability (MSA) with soil depth (**Table 4.1.4.2_1**). Therefore, the deep soil layers at La Concordia have better conditions than the surface ones for soil water storage. Calvo-Cases et al. (2003) pinpointed the importance of the soil water retention characteristics related with the moisture storage in the deep soil layers and, they related the non-uniform infiltration process (flow by macropores and cracks) with the greatest moisture content in the deep soil layers. On the other hand, Wang et al. (2007) in a study based

on soil moisture patterns in semi-arid areas of China, related soil physical properties, as the particle size distribution, with the soil water storage at different soil depths, and results showed that variations in percentages of finer soil particles affects the water-holding capacity. Boix-Fayós et al. (1998, 2001), demonstrated that SOM, clay and calcium carbonates influences soil aggregate stability, suggesting that small aggregate sizes facilitate soil water infiltration and are involved in the soil water retention capacity.

4.1.4.3. Soil water recharge

In semi-arid areas, patterns of soil moisture are very irregular (Gómez-Plaza et al., 2000) and highly dependent on evapotranspiration rates and topographic effects (Williams et al., 2003). The set of soil moisture sensors installed in La Concordia Experimental Station, recorded the soil water content at four soil depths (8 cm, 20 cm, 30cm, and 40 cm) on every rainfall event. As was discussed above, three soil wetness curves-responses characterized the soil moisture behaviour during 2003-2007 (**Figure 4.1.4.1_1**). In order to know where the water stock along the soil profile is located, the **Figure 4.1.4.3_1** shows the frequency of the rates antecedent/maximum soil moisture at the different soil depths, showing a great dispersion of the soil moisture data at 30 and 40 cm depth. The major fluctuations in the soil water content were measured at 30 and 40 cm depths, with an average rate of antecedent/maximum soil moisture of 0.8 (**Table 4.1.4.3_1**). Abu-Awwad (1997), studying the soil water content in semi-arid conditions by means of TDR probes, recorded the major changes in soil moisture and the higher water content at 20-40 cm depth.

Table 4.1.4.3_1. Values of soil moisture content at different depths (8, 20, 30 and 40 cm) from 2003 to 2007 in La Concordia plots. Ant, means antecedent soil moisture. Max, means maximum soil moisture. Rate, means antecedent/maximum soil moisture.

	8 cm. depth			20 cm. depth			30 cm. depth			40 cm. depth		
	Ant	Max	Rate	Ant	Max	Rate	Ant	Max	Rate	Ant	Max	Rate
Max	17.3	20.2	1.0	10.7	23.6	1.0	8.2	18.0	1.0	9.0	13.8	1.0
Min	2.6	2.7	0.4	4.0	4.6	0.4	3.9	4.1	0.3	4.4	5.0	0.4
Increment	14.7	17.5	0.6	6.7	19.0	0.6	4.3	13.9	0.7	4.6	8.8	0.5
Average	7.9	9.0	0.9	6.0	7.7	0.9	5.2	6.9	0.8	5.5	7.4	0.8

The **Figure 4.1.4.1_1** represents the three soil moisture curves-responses characteristics of the soil of La Concordia experimental station. The sensor located at 8 cm depth (SM1) showed some errors at the beginning of the study, so data from this soil moisture sensor was omitted for subsequent analyses. Studying the whole of the data, we can extract the **Figure 4.1.4.1_1** as representative of the soil moisture curves-responses during all the study time. The maximums

soil water content in the curves-responses type I and II, when maximum rainfall volumes were collected, were obtained at 30 and 40 cm depth, agreeing with the results obtained by Abu-Awwad (1997) and Warren et al. (2005), whose describe soil moisture increases with soil depth in semi-arid climate. On the other hand, when curves-responses type III were observed (low rainfall amount and low rain intensity), similar values of soil moisture were recorded at 20 cm and 40 cm depth before and after the rains (**Figure 4.1.4.1_1** and **Figure 4.1.4.3_2**). Cammeraat (2002) describes in Mediterranean areas that low intensity and long duration rain events generate runoff when the local soil storage capacity is exceeded. Therefore, the curve-response type III displays homogeneous soil moisture values before, after the rains and along the soil profile is (**Figure 4.1.4.3_2**). Runoff functions depend on a threshold of the antecedent soil moisture (García-Ruiz et al., 2005) and on the soil water content retention characteristics (Ceballos and Schnabel, 1998) in an excess saturation runoff (Lana-Renault et al., 2007).

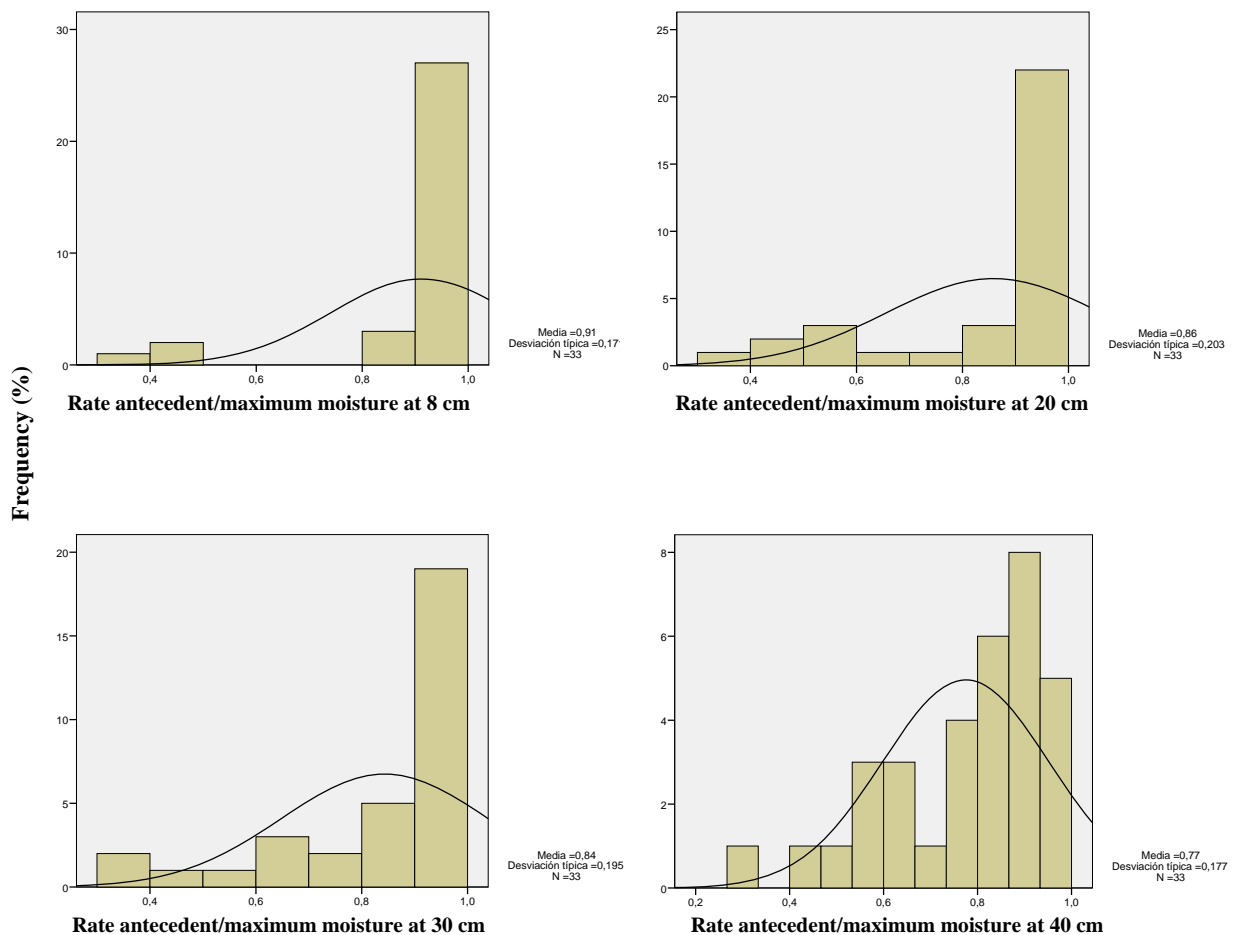


Figure 4.1.4.3_1. Histograms based on the frequency of the rate antecedent/maximum soil moisture at different depths (8, 20, 30, 40 cm.) of La Concordia soils.

The soil moisture profile of the different curves-responses was characterized on every rainfall event. It is observed, in all the cases, the low variation in the water content at 20 cm depth, indicating the possible water fluxes by macropores and cracks and the existence of channels where water flow by gravity and tension forces to the deep soil layers (Calvo-Cases et al., 2003). Regarding the deep TDR sensors, major variations occurred when curves type I and II at 30 and 40 cm depth, reaching also the maximum soil water contents. On the curves type III, no soil moisture variation occurs at any soil depth, reaching also maximum values at 20 and 40 cm depth (**Figure 4.1.4.3_2**).

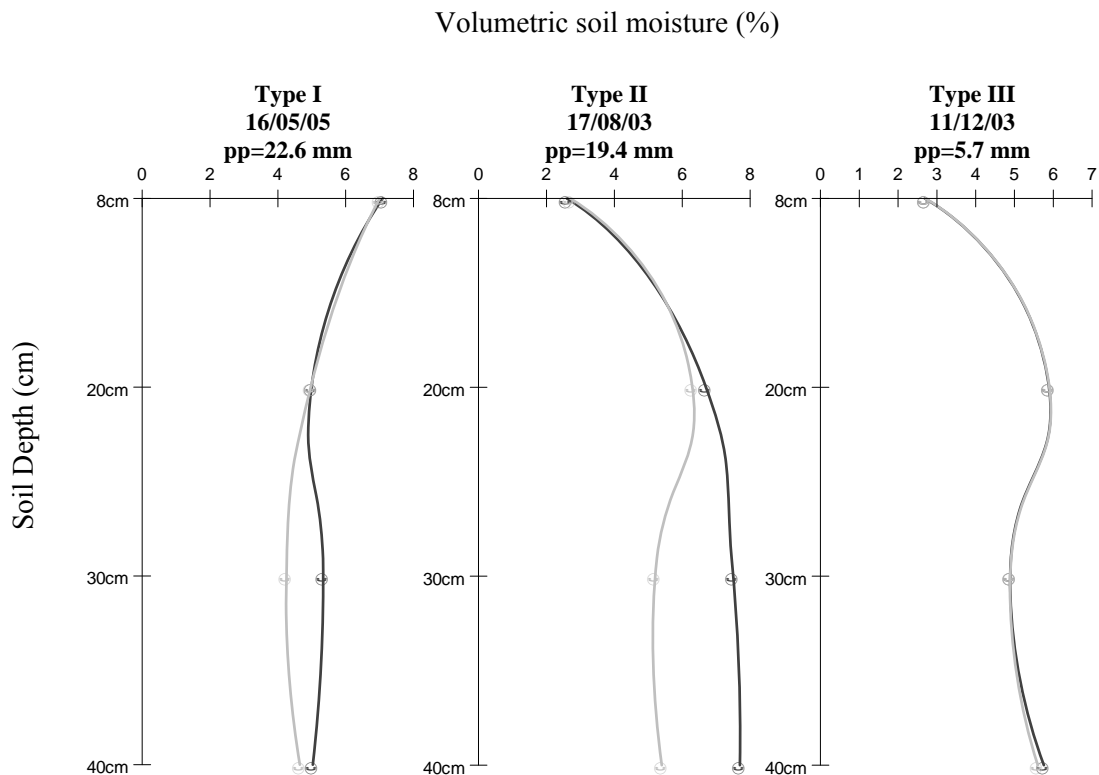


Figure 4.1.4.3_2. Soil moisture content in the soil profile (8-40 cm) of La Concordia plots. Before (grey line) and after (black line) rain events classified depending the soil moisture curves-responses: type I (left), type II (centre) and type III (right). pp, means precipitation volume (mm).

Therefore, it seems that deep soil layers on La Concordia offer better conditions for soil water retention capacity. In addition, two runoff mechanisms are functioning in this area dependent on the rain characteristics, on the previous soil water content and on the soil water retention characteristics of the soil profile. On one hand, wet periods (curves-response type III) where runoff is produced due to the saturation excess on the deep soil layers. The soil profile is fill up from down to up and when its water retention capacity is exceeded, runoff saturation excess takes place (Lana-Renault et al., 2007). On the other hand, when dry periods (curves-response type I and II), no completely saturation occurs in the profile before runoff production and, it is

more dependent on the rain characteristics (rain intensity and volume) than on the previous soil water content, thus runoff is functioning by the Hortonian overland flow mechanism (discontinuous or mixed discontinuous) (Calvo-Cases et al., 2003).

4.1.5. Effects of fire and presence/absence of vegetation on the steady state infiltration (MDI)

This chapter shows the results of the 2003 fire impact on the soil-water infiltration, at point (presence/absence of vegetation), treatment (T1, T2 and T3) and time scale (from 2003 to 2007 years).

On each test, the infiltration rates were calculated for the steady-state (minute 20) and on the early soil-water infiltration steps, 2nd minute (MDI2) and 5th minute (MDI5). Discussion will be focussed on the effects of fire treatments on the presence/absence of vegetation and its temporal evolution.

4.1.5.1. Fire effects

The fire impact on soil surface generated a decrease in the steady-state infiltration rates; T1, from 19.6 to 17.2 mm h⁻¹, and T2, from 22.3 to 21.5 mm h⁻¹, even though there is no significant statistical evidence (**Table 4.1.5.1_1**).

According to Martin and Moody (2001), the burnt/not burnt ratio on the SSI, provides a relative measurement of the fire effects on soil infiltration, and it is useful for comparing disparate sites. In this study, ratios of 0.88 in T1 and 0.96 in T2 were measured, which agrees with the observation of Kutiel et al. (1995), whom obtained ratios ranging from 0.85 to 1, in Mount Carmel forest, Israel. On the other hand, Imeson et al. (1992), in studies in a post-fire Mediterranean forested plain (Catalonia, Spain), obtained infiltration rates between 15 and 20 mm h⁻¹ in a post-fire environment, showing the characteristic water infiltration curve which seems to be related with humus type and fire impact.

In relation to the infiltration capacity (IC), previous to the fire, similar values were reached in T1, T2 and T3. The decline occurred after the fire disturbance was clear in the T1 and T2, and the IC decreased by 50% and 33%, respectively (**Table 4.1.5.1_1**). Meanwhile, in T3 the IC did not change and, despite the fact that the IC was approximately the double, the SSI (21.7 mm h⁻¹) was almost the same as the one obtained in T1 and T2.

In contrast to the decrease in the infiltration rate, the post-fire IC reduction was clear. Robichaud (2000) and Rulli et al. (2006), also found a decline of hydraulic conductivity from pre- to post-fire soil conditions of about 40% and 60%, respectively. The first suggested that it was caused by the development of fire induced water repellent conditions. Imeson et al. (1992)

also noticed a drop in the IC after fire and argued that it was due to the ground cover reduction, the formation of a water repellent layer and that the soil pores being clogged by the ash particles and/or fine sediment.

Table 4.1.5.1_1 Steady-state infiltration (SSI) and infiltration capacity (IC), obtained by the minidisk infiltrometer method, depending on the different fire treatments (T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity and T3, unburned). BB means before burnt. AB means after burnt. N=72.

		T1	T2	T3
SSI (mm/h)	Summer BB	19.6	22.3	21.7
	Summer AB	17.2	21.5	21.7
	Ratio AB/BB	0.88	0.96	1.00
IC (mm/h)	Summer BB	166.2	119.4	158.7
	Summer AB	79.3	86.1	158.7
	Ratio AB/BB	0.48	0.72	1.00

It was observed that values lower than 1 in the SSI and IC ratios, and the post-fire soil surface conditions, are related to the runoff yield at the plot scale, which increased in one order of magnitude relative to pre-fire values (see 4.1.6.1. Runoff and sediment yield after the 2003 fire). On the other hand, the reduction in a half of the IC in the T1 and T2, regarding to T3 and the pre-fire values, could also be an indicator of the fire impact on the hydrological soil surface properties. The importance of the IC is associated with the first steps of the infiltration process, because when the soil is dry and a rainstorm occurs, the IC is one of the relevant parameters for the runoff production (González-Pelayo et al., 2010a).

4.1.5.2. Vegetation effects

4.1.5.2.1. Natural undisturbed treatment

The patchiness of vegetation on the plots of “La Concordia” describes the variability of topsoil properties. The interspaces between plants (BS) in T3, displayed greater SSI and IC than the UC soil (**Table 4.1.5.2.1_1**). The statistical analysis did not detect differences in the SSI, but the greatest values in the bare soil could be related to the difference in the infiltration capacity between both microsites, with 60% more IC in BS than in the UC soils (**Table 4.1.5.2.1_1**).

To check the natural water repellence gradient on the UC soil, the **Figure 4.1.5.2.1_1** draws the infiltration rate over time for the vegetated and non-vegetated soil. The curve can be divided into two sections. Primarily, the initial exponential decrease in the first five minutes (maximum soil sorptivity), and secondly, a linear infiltration behaviour (from 5th minute to 20th minute) as the soil moisture increases. Hence, in the first step (infiltration rates at 5th minute), statistically

significant differences ($p < 0.05$) between microsites (UC/BS) were obtained: 24.5 mm h^{-1} in UC and 44.1 mm h^{-1} in BS. As the infiltration test runs, the soil wetness increases and when the steady-state (20th minute) was reached, no statistically significant differences between microsites were observed: 17.9 mm h^{-1} in UC and 25.4 mm h^{-1} in BS. Therefore, on the compared microsites (UC and BS), the main differences on the infiltration trials occurred in the first five minutes of the test, which could be considered as the influence of water repellence on the UC microsites.

Table 4.1.5.2.1_1 Steady-state infiltration rate (SSI, mm h^{-1}) and infiltration capacity (IC, mm h^{-1}) measured by means of minidisk infiltrometer method (MDI). BB and AB mean before and after the 2003 experimental fire, respectively. UC, under canopy and BS, bare soil. $n=72$.

		T1		T2		T3	
		UC	BS	UC	BS	UC	BS
SSI (mm h^{-1})	BB	16.3	23.0	24.1	20.5	17.9	25.4
	AB	12.3	22.1	19.0	24.0	17.9	25.4
	Ratio AB/BB	0.76	0.96	0.79	1.17	1.00	1.00
IC (mm h^{-1})	BB	136.0	196.5	102.8	136.0	90.7	226.7
	AB	45.3	113.4	45.3	127.0	90.7	226.7
	Ratio AB/BB	0.33	0.58	0.44	0.93	1.00	1.00

The different infiltration behaviour between vegetated and bare soils appears to be related to the first steps of water entry into the soil (**Figure 4.1.5.2.1_1**), when soil sorptivity is maximum (Moody et al., 2009). Consequently, at the 5th minute of the infiltration test, double values were found in BS relative to the UC ones. However, at the 20th minute (steady-state) no differences were found. The diverse soil surface properties of vegetated and non vegetated sites (Kutiel et al., 1995; Bochet et al., 2006), might to be implicated during the first stages of the infiltration test. Similar soil behaviour was described by Letey (2001), which related the soil sorptivity with the water entry into soil, and partially linked the low water infiltration with water repellent soil conditions facilitated by litter and magnified by the fire impact. Taking into account comparable soils, Arcenegui et al. (2007) and Mataix-Solera et al. (2007), reported natural soil water repellence in the upper soil layers, in alkaline soil conditions, under Mediterranean shrubs. They noted that the type and quantity of litter controls the persistence of hydrophobicity and thus, directly influence the infiltration processes. Verheijen and Cammeraat (2007) and Gimeno-García et al. (2011), also determined a repellence gradient from shrub species tussocks to the plant interspaces (BS). Consequently, this natural hydrophobic soil gradients, could affect the hydrological response of Mediterranean slopes characterized by patchy shrubland vegetation. Thus, the more hydrophobic soil surface conditions under the bushes canopy (Arcenegui et al.,

2007; Mataix-Solera, et al., 2007; Verheiten and Cammeraat, 2007), retards soil water infiltration by the micropores fluxes (involved in the minidisk measurements), mainly in the first stages of the infiltration test, where the highest infiltration capacity (IC) has been reached in this study.

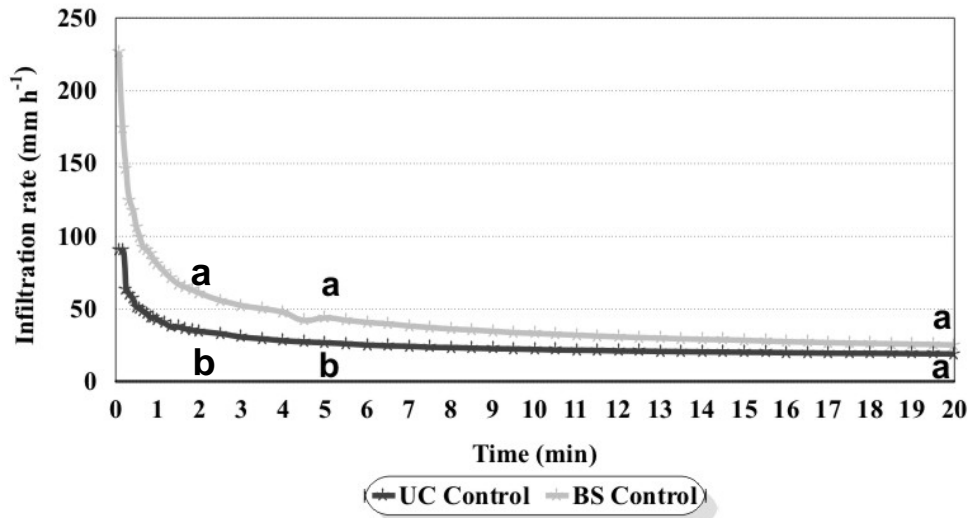


Figure 4.1.5.2.1_1_1. Average infiltration rate (mm h^{-1}) over time in the T3 (control treatment). UC, under canopy. BS, bare soil. Different letters among UC and BS curves, denotes that average for samples points in time (at 2 minute or MDI2, 5 minute or MDI5 and at 20 minute, MDI20 or steady-state), are significantly different ($P < 0.05$).

At the end of the infiltration tests, at the steady-state, similar values on the vegetated (UC) and non vegetated (BS) microsities were reached (**Figure 4.1.5.2.1_1**). It could be related to the decrease of hydrophobic soil behaviour with its wettable (DeBano et al., 1998). Cammeraat and Imeson (1999) and Robichaud (2000), also noticed linear water infiltration behaviour as the soil moisture increases. In vegetated soil with dry conditions, in the first 5 minutes, hydrophobicity could play a role in the decrease of the infiltration capacity and, as a result, in the SSI. Nevertheless, when the steady-state was reached and the soil water content increases, the stable water infiltration rate depends on other soil properties.

4.1.5.2.2. Post-fire changes

Robichaud and Waldrop (1994) define fire impact as a magnitude in the alteration of soil properties, which highly depends on the amount of vegetation residue and litter consumption. The study of the variations in the SSI and IC could also reflect this effect. Relative to the SSI, differences between microsities (UC and BS) were obtained in the pre-fire infiltration trials on

T1 and T2. In T1, a 30% less water infiltration was obtained under shrubland compared with that on the bare soil. In T2, the IC and the SSI were always larger in the BS microsities than in the UC ones, which only exceeded those of BS (24 mm h⁻¹ in UC and 20 mm h⁻¹ in BS) (**Figure 4.1.5.2.2_1**) in the last minutes of the test.

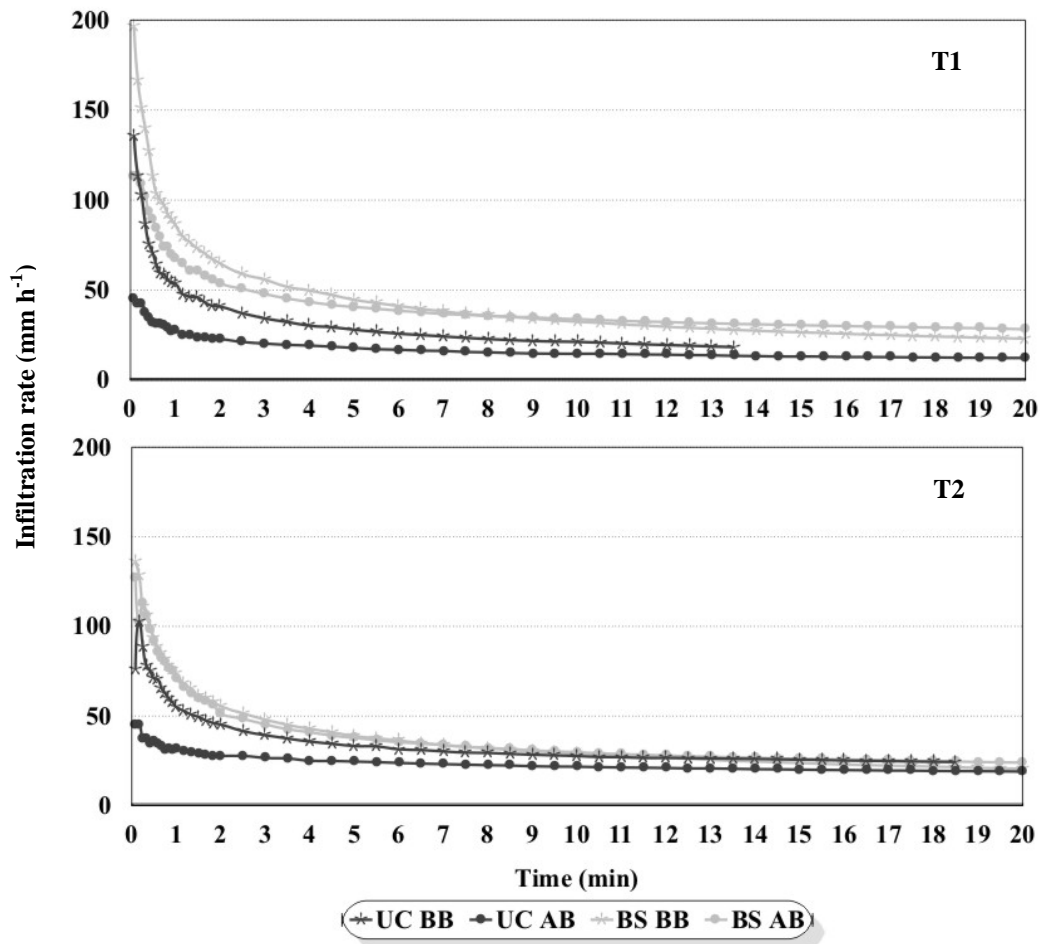


Figure 4.1.5.2.2_1. Temporal evolution of infiltration rate (mm h⁻¹). T1 (up) and T2 (down) are high and moderate fire intensity treatments, respectively. UC, under canopy. BS, bare soil. BB, before burnt. AB, after burnt.

The fire impact produced a decrease in infiltration, mainly in the UC microsities. In the UC soil of T1 and T2, the ratios after burned/before burned (AB/BB) were of 0.76 and 0.79 respectively. Comparing microsities (UC and BS), the post-fire differences also increased in T1 (14%) and T2 (6%) (**Table 4.1.5.2.1_1**). On the UC microsities, a marked decrease in the initial stages (at 2nd and 5th minute) was found (**Table 4.1.5.3_1**). Although, at the SSI (20th minute), the difference regarding the pre-fire values were substantially reduced (**Figure 4.1.5.2.2_1**). Results on the IC are clear, showing a decrease of almost 67% in T1 and 42% in T2 (**Table 4.1.5.2.1_1**) that directly affected the water infiltration in the initial stages.

Multiple factors bring about the reduction in SSI in burned soils in relation to unburned ones (Martin and Moody, 2001). Letey (2001) and Shakesby and Doerr (2006), describe reductions in soil infiltration by water repellence induced by fire. Neary et al. (1999) and Martin and Moody (2001), reported sealing processes on pores by fine soil and ash particles, altering soil superficial porosity. On the other hand, Mataix-Solera and Doerr (2004) observed that finer aggregate fractions exhibited a higher degree of hydrophobicity than the coarsest fraction on a calcareous Mediterranean burnt soil. Equally, Campo et al. (2008b) describes, on UC microsites after the early 1995 fires, a decreasing trend on the macro-aggregate quantity and an increase of the micro-aggregate one. As a consequence, in burned soils under shrubland canopies, the probable increase of the hydrophobic micro-aggregate fraction combined with the ashy residue, which could plug soil pores, implied a decrease in the infiltration capacity and, hence, on the steady-state infiltration (**Table 4.1.5.2.2_1**).

The results obtained on the bare soil indicate a small fire influence in these areas. The statistical analysis did not detect significant changes between pre- and post-fire conditions on the SSI and on the IC (**Table 4.1.5.2.2_1**). In addition, on BS of T2, a slight increase occurred in the SSI. A different response took place on T1, where no increase in the SSI occurred, and the change relating to post-fire conditions was minimal (**Table 4.1.5.2.2_1**). The burned/unburned SSI ratio on T1 bare soil was of 0.96, while on the infiltration capacity the mean ratio was of 0.6. On T2, the SSI ratio showed an increase, but the infiltration capacity practically did not change after the fire disturbance.

In relation to this fact, Pierson et al. (2001), after a rangeland firestorm in a bush forest range in northwest Nevada (USA), concluded that fire had little influence on the infiltration of the plant interspaces. Furthermore, Robichaud and Waldrop (1994), describe that the fire progression on the slope creates a mosaic pattern of duff consumption and unburned areas, due to the spatial variability of the duff thickness and vegetation cover on the slope, and thus some non-vegetated areas are not affected by the thermal impact. On bare soil microsites, the major infiltration capacity and SSI could be explained by the lack of stand vegetation acting as a hydrophobic source by the partial decomposition of organic matter after a light fire (Letey, 2001).

4.1.5.3. Infiltration stages on the 2003 experimental burnt

The fire impact on UC and BS environments promoted a decline in water infiltration and infiltration capacity. After the fire, on the UC site of the T1 and T2, the water infiltration rate measured at 2nd minute (MDI2) decrease almost in a half relative to the pre-fire levels (from 40 to 21 mm h⁻¹ in T1 and from 45 to 27 mmh⁻¹ in T2). On the other hand, on the BS sites of T1 and T2, the soil water infiltration was always higher than in the UC soil. The slight fire impact in these areas (BS) promoted a minor decrease in the water infiltration, one third in the T1 and

practically no change in the T2 (**Table 4.1.5.3_1**). This diminution in the MDI2 of the UC soil of T2, enlarged the differences between the rates reached in the microsities (UC and BS), being the UC microsite the most affected by fire.

Table 4.1.5.3_1. Infiltration rate (mmh^{-1}) measured at minute 2 (MDI2), 5 (MDI5) and 20 (MDI20, steady-state), by means of minidisk infiltrometer method (MDI). BB and AB mean before and after the 2003 experimental fire, respectively. UC, under canopy and BS, bare soil. T1 and T2 are high and moderate fire intensity treatments, respectively. T3 are the non burned plots. $n=72$.

Study Period	Infiltration rate (mm h^{-1})					
	T1		T2		T3	
	UC	BS	UC	BS	UC	BS
BB _{MDI 2}	40.81	64.86	45.21	55.42	30.73	61.08
AB _{MDI 2}	21.93	40.61	27.71	53.78	30.73	61.08
Ratio _{MDI 2} AB/BB	0.54	0.63	0.61	0.97	1.00	1.00
BB _{MDI 5}	28.01	44.58	33.25	38.79	24.53	44.08
AB _{MDI 5}	17.88	31.13	24.58	37.78	24.53	44.08
Ratio _{MDI 5} AB/BB	0.64	0.70	0.74	0.97	1.00	1.00

The MDI5 confirmed the importance of the fire impact relative to the first stages of the water infiltration tests, especially in the T1. In this treatment, the fire impact also influences the rates obtained in the BS sites, favouring a similar decrease in the MDI5 on both microsities (**Table 4.1.5.3_1**). The post-fire differences on MDI5 between the UC and BS practically did not change in relation to the pre-fire levels. On the UC soil of T2, a similar trend was observed with a reduction, relative pre-fire values, of almost a 25%. Meanwhile, on the burned BS of T2, there was not a decrease in the MDI5. In summary, the pass of fire increased the difference between the infiltration rates (MDI2 and MDI5) of both microsities (UC and BS) (**Table 4.1.5.3_1**).

The effect of the fire impact altered the soil water infiltration as is shown in the early stages of the test in the burned UC soil. In this phase, when the soil is in dry conditions, the sorptivity plays an important role in water infiltration. The sorptivity is related with the hydraulic conductivity, and its values are maximum in dry soil conditions (Kutilek and Nielsen, 1994). Moody et al. (2009), describes that water repellence influences the soil sorptivity and the hydraulic conductivity, which are inversely linked with the degree of water repellence. In the early stages after the beginning of infiltration, soil sorptivity controls it, meanwhile for longer times, the hydraulic conductivity limits infiltration. Data reflected a significant decrease in the MDI2 and MDI5 on the UC soils of T1 and T2, and on the BS of T1 (**Table 4.1.5.3_1**), which could be related with the reduction in the sorptivity, mainly, on the UC sites (**Table 4.1.5.3_2**).

Table 4.1.5.3_2. Soil sorptivity (cm s^{-1}) obtained by means of minidisk infiltrometer method (MDI). BB and AB mean before and after the 2003 experimental fire, respectively. UC, under canopy and BS, bare soil. T1 and T2 and are high and moderate fire intensity treatments, respectively. T3 is the control treatment. $n=72$.

Study period	Sorptivity (cm s^{-1})					
	T1		T2		T3	
	UC	BS	UC	BS	UC	BS
BB	0.091	0.143	0.075	0.106	0.046	0.139
AB	0.032	0.065	0.028	0.103	0.046	0.139
Ratio AB/BB	0.35	0.45	0.37	0.97	1.00	1.00

The fire effects provoke a decline of the water infiltrated into de soil. This decline in the first two minutes of the tests could be due to the increase in the post-fire soil water repellence. After the fire, in the UC soil of T1 and T2, the volume of water infiltrated in the first two minutes, was almost half than those obtained in the tests before the fire. Meanwhile, on the test on BS, the reduction was by a 35% in T1 and by a 7%, in T2.

On the control soil (T3), the results on the MDI2 and MDI5, showed statistically significant differences between the UC and BS rates (**Figure 4.1.5.2.1_1**), being always highest the values on the non-vegetated spaces (BS). This fact could be attributed to the hydrophobic soil surface component of the vegetated patches when dry soil (Verheiten and Cammeraat, 2007; Martínez-Zavala et al., 2009a), which decreases its persistence when the soil moisture increases (DeBano et al., 1998). At the steady-state (MDI20), no influence of the water repellence was found, with non statistical differences between the infiltration rate obtained on the UC and BS (**Figure 4.1.5.2.1_1**).

The trials carried out on the control treatment confirmed the same trend than in the burned ones. The volume of water infiltrated into the first two minutes in the BS, was the double than the water infiltrated in the UC soil (**Table 4.1.5.3_1**). This result agrees with the sorptivity soil values, where reductions in the post-fire test were recorded. So, one factor implicated in the minor sorptivity of soils under the shrubs canopies (**Table 4.1.5.3_2**), could be the natural soil hydrophobic characteristics (Verheiten and Cammeraat, 2007; Martínez-Zavala et al., 2009a).

In summary, the impact on the soil surface of a low intensity fire produced, at least and in a short term, a decline in the infiltration capacity and, consequently, on the soil water infiltration. They effects were observed, mainly, on the first stages of the infiltration tests carried out on the UC soil. The reductions on the soil sorptivity and on the infiltration capacity, and the slight rise in the soil surface hydrophobic characteristics, led to a decrease in the steady-state infiltration rates. On bare soil, the lack of vegetation, the less SOM and the higher rock fragment content, could promote a higher water infiltration rate, relative to the UC soil, before and after the fire

perturbation, and in the two defined steps of the infiltration test (MDI2 and MDI5). This fact favoured that the higher infiltration rates were obtained on the BS.

4.1.5.4. Seasonal infiltration rate variations. From 2003 to 2008

Infiltrations rates have been measured during 6 years, since 2003 to 2008, differentiating between wet (winter) and dry (summer) periods and depending on the treatment (T1, T2 and T3) and microsite (UC and BS). A total of 324 test has been done, 36 (18 on the UC soil and 18 on the BS) on each defined period (n=9).

The MDI methodology is a non-destructive one, by this, it allows us to repeat the measurements in the same soil spot, being comparable if they are done with the same soil moisture conditions (González-Pelayo et al., 2010a). Due to the high soil moisture variability along the year, on the dry (summer) and the wet (winter) periods, different infiltration rates must be obtained (Cerdà, 1996). Thus, along the study period, 2003-2008, six samplings in the summer seasons have been described: BB (2003 before burnt), AB (2003 after burnt), summer 2004 (S04), summer 2005 (S05), summer 2006 (S06), summer 2007 (S07). On the other hand, the sampling periods in the winter seasons were, winter 2004-05 (W04), winter 2005-06 (W05), and winter 2007-08 (W08). The **Figure 4.1.5.4_1** shows the steady-state infiltration rates obtained for the different periods (from 2003 before burnt to winter 2008), treatments (T1, T2 and T3) and microsites (UC and BS). According to Cerdà (1996) and Cerdà and Doerr (2005), it is observed differences in the infiltration rates depending on the dry and wet seasons. The average infiltration rate in the wet seasons (winter) ranges from 5.98 mm h⁻¹ in the soil UC of T3 (winter 2004-05, W04) to 14.9 mm h⁻¹ in the BS soil of T1 (winter 2007-08, W08). Opposite, in the summer seasons, the average infiltration rate varies between 12.4 mm h⁻¹ in the UC soil of T3 (summer 2004, S04), and 24.6 mm h⁻¹ in the UC soil of T1 (summer 2005, S05).

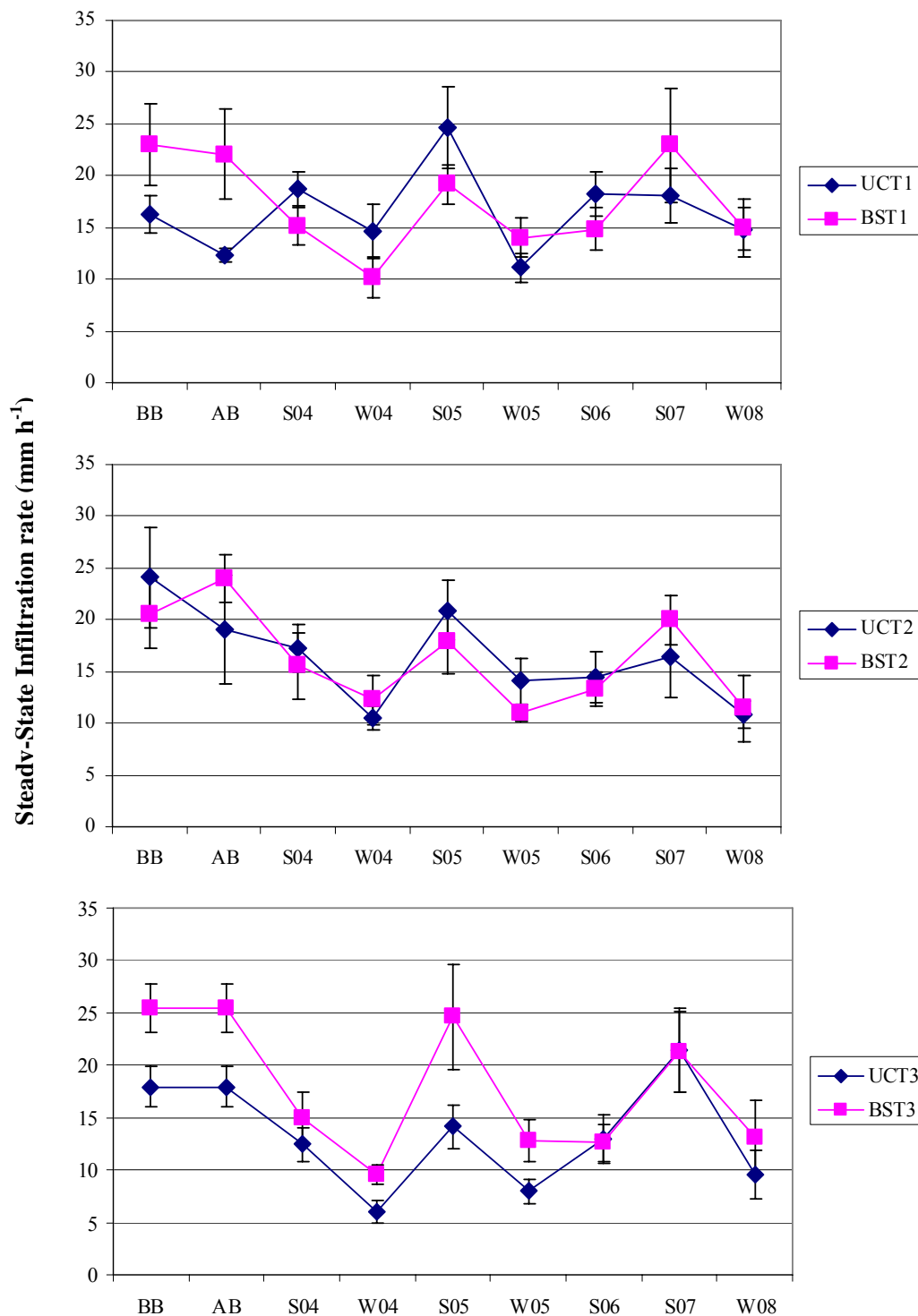


Figure 4.1.5.4_1. Values of steady-state infiltration rates (mmh⁻¹) obtained in the different studied periods. UC, under canopy. BS, bare soil. T1, T2 and T3 are fire intensity treatments (high, moderate and control, respectively). BB, before burnt. AB, after burnt. S04, summer 2004. W04, winter 2004. S05, summer 2005. W05, winter 2005. S06, summer 2006. S07, summer 2007. W08, winter 2007-2008. Bars means standard errors.

The statistical analyses displayed a marked difference depending on the wet or dry seasons. In all the cases (T1, T2 and T3), major steady-state infiltration rates were obtained in the dry periods compared with the wet ones (**Figure 4.1.5.4_1**). According to Thornes (1994), in climates with contrasting seasons the infiltration rates will vary in time due to the influence of the antecedent soil moisture. In the same way, Cammeraat and Imeson (1999) and Cerdà and Doerr (2005) connected the high infiltration rates obtained in dry periods with the low antecedent soil moisture content in the summer season, and contrary, the low infiltration rate in the wet season with the high antecedent soil moisture content.

Results in La Concordia, showed a high variability on the steady-state infiltration rates obtained in the following years after the fire. Before the fire (BB), in the T1 and T3, there was a natural tendency of major infiltration rate in the BS. In the T2, similar infiltration rate has been reached in both microsites (**Figure 4.1.5.4_1**). After the fire, in the AB period, reductions in the infiltration capacity and rate occurred, mainly in the UC sites (**Table 4.1.5.2.1_1**). Contrary to the pre-fire results, one year after the fire (summer 2004) the tendency changed in the fire treatments and greater infiltration rates, but lower infiltration capacity, were obtained in the UC soil, despite the lack of statistical evidence (**Table 4.1.5.4_1**). This trend was maintained until the summer 2007, where greater infiltration was reached in the BS microsites, and the former pre-fire levels were recovered in the burnt plots.

Table 4.1.5.4_1. Steady-state Infiltration rate (SSI, mm h⁻¹) and infiltration capacity (IC, mm h⁻¹) measured by means of minidisk infiltrometer method (MDI). T1, T2 and T3 are fire intensity treatment (high, moderate and control, respectively). S04, summer 2004. W04, winter 2004-05. S05, summer 2005. W05, winter 2005-06. S06, summer 2006. S07, summer 2007. W08, winter 2007-08. UC, under canopy and BS, bare soil. n=252.

	Infiltration rate (mm h ⁻¹)						Infiltration capacity (mm h ⁻¹)					
	T1		T2		T3		T1		T2		T3	
	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS	UC	BS
S04	18.7	15.2	17.2	15.6	12.4	14.9	128.5	98.2	120.9	143.6	113.4	105.8
W04	14.7	10.1	10.6	12.2	6.0	9.6	93.7	72.5	90.7	90.7	55.9	98.2
S05	24.6	19.2	20.9	17.8	14.1	24.6	173.8	184.4	148.1	151.1	93.7	184.4
W05	11.1	14.0	14.1	11.0	8.0	12.8	87.7	111.8	120.9	128.5	57.4	72.5
S06	18.2	14.8	14.5	13.3	13.0	12.6	105.8	123.9	111.8	107.3	80.1	98.2
S07	18.0	23.0	16.4	20.0	21.4	21.3	143.6	188.9	107.3	128.5	140.6	123.9
W08	14.8	14.1	10.8	11.5	9.5	13.0	54.4	77.1	52.9	75.6	45.3	99.7

On the T3, a marked difference between the infiltration rates of the tested microsites (UC and BS) was maintained from the summer of 2003 (BB) until winter 2005 (**Table 4.1.5.4_1**). In this period, the infiltration rates and infiltration capacity on the BS were always higher than the ones

in the UC soil (**Figure 4.1.5.4_1_3** and **Table 4.1.5.4_1**). On the other hand, from summer 2006 to winter 2008 (including the summer 2006), the differences between microsites (UC and BS) decreased and similar infiltration rates and infiltration capacity were obtained. In T3, the infiltration tests during the described periods, except in the summer 2006 and summer 2007, showed a clear tendency of great water infiltration in the BS soil than in the UC one.

The infiltration pattern in burnt areas (T1 and T2), changes in relation to the non-affected ones (T3). The **Figure 4.1.5.4_1** shows similar steady-state infiltration rate conditions for the T1 soils from summer 2004 until the end of the study, while on T2 the same steady-state occurs from the early tests (2003) until the last sampling period.

Studies carried out by Cerdà (1996) and Cerdà (2002), in a comparable soil and study site in the province of Valencia, stated that large seasonal variability exists in bare soil areas on the crack formation and thus on the soil water infiltration. In summer time cracks are shallow and wide, meanwhile in the wet seasons the cracks are smaller and shallower. This fact together with the natural and/or fire induced soil water repellence in the soil under the UC shrubs (Arcenegui et al., 2007; Mataix-Solera, et al., 2007; Verheiten and Cammeraat, 2007; Gimeno-García et al., 2011), which impeded the soil water infiltration mainly in the early stages of the infiltration tests (González-Pelayo, et al., 2010a), could explain the occurrence of high infiltration rates in the BS microsites.

4.1.6. Soil water repellence in La Concordia. Before and after the 2003 fire

The WDPT test (Bisdorn et al., 1993) was applied on La Concordia soils to check before and after the 2003 fire, the hydrophobic characteristics of this soil developed in two microsites, under the canopy of shrubland (UC) and on the bare soil interspaces (BS).

Analysing the data of all the soil samples, the persistence of soil water repellence on the composite fraction of the control (non-burned) soil, did not varied among the soil beneath the plant canopy and plant interspaces (**Figure 4.1.6_1**). On soil surface samples, wettable characteristics in soil under all shrub species and bare soil were described, and no water repellence characteristics were found using this test.

Some authors correlate SOM and water repellence in mediterranean soils (Mataix-Solera et al., 2007; Arcenegui et al., 2008; Martínez-Zabala et al., 2009a; Gimeno-García et al., 2011) stating the importance of the SOM quantity and quality on the hydrophobicity persistence (Franco et al., 2000). In La Concordia soils, no water repellence was measured before the fire impact, although after the burnt, the fire promotes slight water repellence in the 80% of the soil samples taken on the UC microsites, and 20% in the bare soil areas (**Figure 4.1.6_1**), according to Bisdorn et al. (1993) classification. Hubbert et al. (2006), seven days after prescribed burns in chaparral areas, measured increases in soil hydrophobicity reaching moderate to extreme water

repellence classes under the shrubland canopies. Otherwise, on the plant interspaces with little or no litter accumulation, they observed very low to no water repellency, postulating the importance of the burned SOM as a source of hydrophobicity on soils. They also describes the return to pre-fire values 76 days after the burnt, attributing this decrease to climatological physical and biological factors as lack of rain, very steep slope (which facilitate the movement of unstable surface soils) and bio-turbation by micro-, meso- and macro-fauna. Arcenegui et al. (2008) also describes post-burnt increases in the soil water repellence and a positive relationship between hydrophobicity and aggregate stability, pinpointing that the finer soil fractions consistently exhibited a higher degree of hydrophobicity than the coarsest ones. This is in contrast to the widely accepted concept that coarse-textured soils are more likely to develop hydrophobicity (DeBano, 1981; Crockford et al., 1991 and Dekker and Ritsema, 1994). Otherwise, Bisdom et al. (1993), who investigated sandy soils from a range of vegetation types, also found the finer sized fractions to be the most hydrophobic. They suggested that slight to moderate hydrophobicity could be caused by the presence of hydrophobic particles in a soil matrix. In the same terms, McGhie and Posner (1981) have demonstrated that a comparatively small amount of fine, organic hydrophobic material can induce hydrophobicity in a soil sample. Such fine material would then naturally accumulate in the finer sieve fractions. In our case, none of soil samples from fraction 2-0.25 mm diameter exhibited water repellency. Thus, and according to Mataix-Solera and Doerr (2004) and Gimeno-García et al., 2011, it is plausible that water repellence in the soils of La Concordia investigated here, is not only caused by a hydrophobic coating on individual particles, but also by the presence of fine, hydrophobic interstitial matter. Although, the low hydrophobic degree reached in La Concordia samples with the WDPT, induced us to use other method for contrasting results.

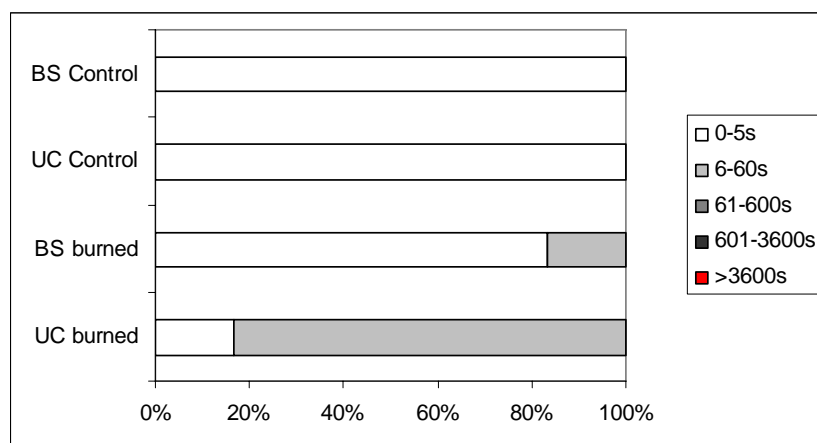


Figure 4.1.6_1. Relative frequency of water repellency classes (s) for 0.25-0.05 mm soil fraction of burned and unburned (control) samples beneath the shrubland canopy and on bare soil on La Concordia plots (n=31).

The methodology is based in the Minidisk infiltrometer (MDI). Lewis et al. (2006) and Robichaud et al. (2008), describes the MDI as a useful tool to characterize the soil water repellence. They selected, in an arbitrary way, a time interval of 1 minute between when the minidisk is putted in contact with the soil surface, and the measurement (mL) to characterize the soil water repellence. In our case, the MDI2 (the infiltration rate at the time interval of two minutes), could be also an arbitrary measurement of the soil water repellence. The **Figure 4.1.6_2** draws the soil water repellence obtained by means of MDI test, on the before and after the burnt sampling. The test done before the burnt, showed the UC soil in the T1, as the more hydrophobic one, with an average value of 11 mL of water infiltrated in the first two minutes. On the BS, a value of 16 mL into two minutes was obtained. Relative to the T2, similar trends were observed, with an average of 12 mL for the UC soil, and 15 mL for the BS one. On the control soil, less water infiltrated in the first two minutes was accounted on the UC soil than on the BS one.

Post-fire results highlighted the major water repellence in the UC soil samples of T1 and T2, which agrees with Arcenegui et al. (2008), who found augments in the hydrophobic character of burned soil samples and, Verheijen and Cammeraat (2007) which determined a repellence gradient from shrub species tussocks to the plant interspaces (BS).

Water repellence during 2003-2007, was also monitored by means of the MDI test (**Figure 4.1.6_2**). Results show the dissimilar soil water wettable on the UC and bare soil microsites, where a marked difference between the UC and BS on the BB and AB sampling periods was checked. Immediately before and after the fire impact, the UC soil displayed a greater hydrophobic component than the BS, which agrees with the major infiltration rate reached on the BS microsites (**Figure 4.1.5.4_1**). On the other hand, from summer 2004 to summer 2006, the same soil water repellence levels were measured in the UC and BS microsites of T1 and T2. It also agrees with the lack of statistical significant differences between the infiltration rates on the UC and BS sites during these years (**Figure 4.1.5.4_1**), and the homogenization of the soil surface characteristics, as reported Boix-Fayós (1997) in a Mediterranean burned soil. In this way, and according to González-Pelayo et al. (2010a), the role of water repellence explains partially the results of the infiltration rate and infiltration capacity on different soil cover (UC and BS), specially when short time interval from fire was considered. The MDI is presented as a useful tool for soil hydrophobic persistence evaluation.

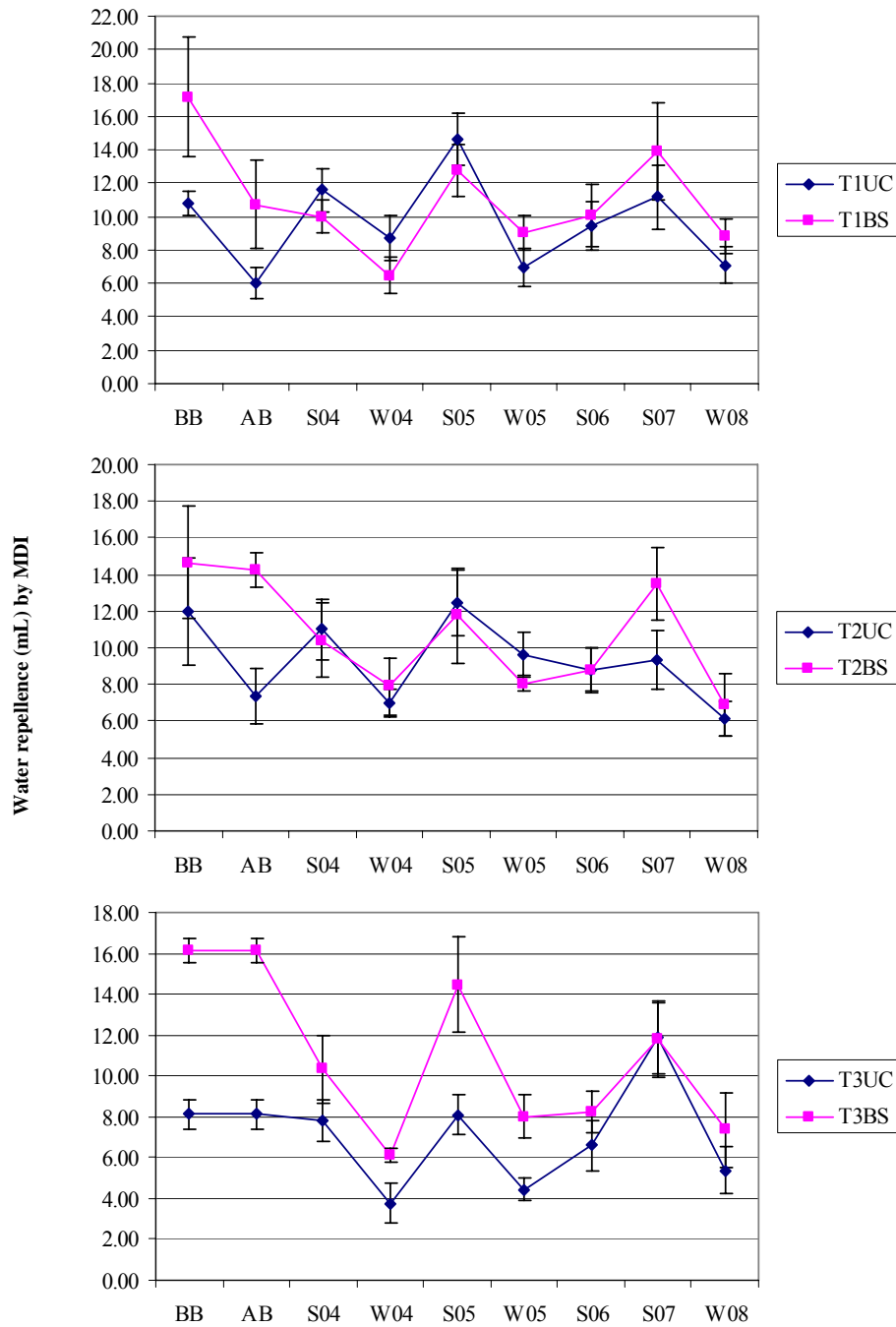


Figure 4.1.6_2. Soil water repellence by means of MDI test. Volume (mL) means the water volume infiltrated in 2 minutes. T1, T2 and T3 are fire treatments. UC and BS are under canopy and bare soil sites, respectively. BB, before burnt. AB, after burnt. S04, summer 2004. W04, winter 2004. S05, summer 2005. W05, winter 2005. S06, summer 2006. S07, summer 2007. W08, winter 2007-2008. Bars means typical errors.

4.1.7. Soil erosion

Forest fires in Mediterranean ecosystems have occurred for centuries, creating the current mosaics of vegetation communities (Trabaud, 1994), being fire a part of the landscape modelling. The elimination of the vegetation, which is often structured in a spotted or banded spatial configuration, affects both, the evapotranspiration and soil infiltration processes that can influence water storage (Neary and Ffolliot, 2005), a key property to understand the evolution of runoff and erosion processes (Calvo-Cases et al., 2003).

On the other hand, in the western Mediterranean area, the majority of wildfires usually takes place in the dry summer period (Millán et al., 1998; Andreu et al., 2001), held by the high temperature reached at soil surface and by the low moisture conditions in biomass and soil. Under these circumstances, soil water content reaches minimum values making easy the vegetation and the forest litter consumption by fire. This process provokes structural changes in the soil surface physical properties (Andreu et al., 2001) and, as has been shown before, on some soil properties, mainly related to soil water holding capacity and infiltration rates. In fact, hydrological and erosive parameters can be increased as much as one to three orders of magnitude (Inbar et al., 1998; DeBano, 2000; Robichaud and Hungerford, 2000; Benavides-Solorio and MacDonald, 2001; Campo et al., 2006; Mayor et al., 2007; González-Pelayo et al., 2010b). In that way, the repeated fire incidence in Mediterranean landscapes could lead the soil system to a degradation stage.

After a fire, in a comparable Mediterranean area in climate conditions, soil type and slope steepness, Inbar et al. (1998) suggested that the time to return to pre-fire erosion values was five to ten years. Moody and Martin (2001b), proposed three to four years as the relaxation time for sediment concentration. Time to reach the soil steady-state conditions depends on a wide range of factors that can control runoff and erosion rates, including, fire severity, percentage of bare soil, rainfall intensity, soil water repellency, soil texture, slope and aggregate stability (Inbar et al., 1998; Pierson et al., 2001). In addition, climate conditions are other key factors in Mediterranean environments. A repeated fire impact, when the ecosystem is in a recovery phase, magnifies into two orders of magnitude the soil losses during the first rainy season (Campo et al., 2006). Studies in other Mediterranean areas have identified the first two rainy seasons as the most critical period for post-fire flooding and sedimentation (Robichaud et al., 2000).

The study of experimental fires with time series of data of at least two years can help to identify the effect of a repeated fire impact on the water erosion processes (Robichaud et al., 2000; González-Pelayo et al., 2010b). This chapter is focused in two aspects: a) at short term, monitoring the evolution of runoff and soil loss, 18 months before, and during the first two rainy seasons after a repeated fire; and b) at medium term, monitoring the erosive parameters

during four years after the fire (2005-2007). The effect of climatic parameters involved in runoff and soil loss processes will be discussed.

4.1.7.1. Short term effects. Runoff and sediment yield before and after the fire (2002-2004)

Rainfall characteristics and runoff from 2002 to 2004

The precipitation in the Mediterranean areas shows a wide inter-annual variability, with intense and prolonged dry periods in summer and heavy rainfalls in spring and autumn. Forest fires have become a usual phenomenon during summer in many European Mediterranean countries (Andreu et al., 2001; Cerdà and Lasanta, 2005), due mainly to the low fuel moisture content and the increasing human activity pressure (tourism, second residences, etc.).

The study of the short term fire effects on soil is focussed into the first two years after fire impact. In the studied period of 2002-2004, a total of 37 erosive rainfall events with runoff production were registered. The rainfall characteristics allowed us to differentiate four different periods based on the intensity (I_{30}), volume and duration of the rainfall events: I) before fire, from year 2002 until spring 2003 (March 2002 to May 2003), with low intensity rainfalls; II) summer and autumn of 2003 (June 2003 to November 2003), with intense rainfall events; III) winter 2003 to spring 2004 (December 2003 to early May 2004), characterized also by low intensity rainfall events; and IV) summer and autumn 2004 (later May 2004 to December 2004), with the highest rainfall intensities.

Aggressive rainfall events occurred in August 2003, where ten days after the experimental fire, a single erosive rain event reached an I_{30} of 65.4 mm h^{-1} , and in addition, the next three rainstorms reached I_{30} from 20 to 40 mm h^{-1} , and, in the late summer of 2004, where after a period of scarce rains, two storm events of increasing rainfall intensity occurred, achieving I_{30} records of 35.6 mm h^{-1} and 91.9 mm h^{-1} (**Table 4.1.7.1_1 and Figure 4.1.7.1_1**).

The runoff and sediment production in the burnt plots were strongly influenced by the peaks of rainfall intensity. In periods I and III, the thresholds to produce runoff and soil loss were 1.8 mm h^{-1} and 2.2 mm h^{-1} , respectively. While, in periods II and IV those thresholds were 3.4 mm h^{-1} for runoff and 4.6 mm h^{-1} for soil losses. This I_{30} threshold to generate runoff is much lower than the 10 mm h^{-1} defined by Inbar et al. (1998) in Mount Carmel, Israel, a comparable Mediterranean forest area characterized by similar bedrock (Jurassic limestone), soil type (Rendzina), and slope steepness (30%). Moody and Martin (2001b) also defined an I_{30} threshold of 10 mm h^{-1} to generate runoff but it depended on a wide range of factors such as vegetation cover, slope angle and elapsed time since fire.

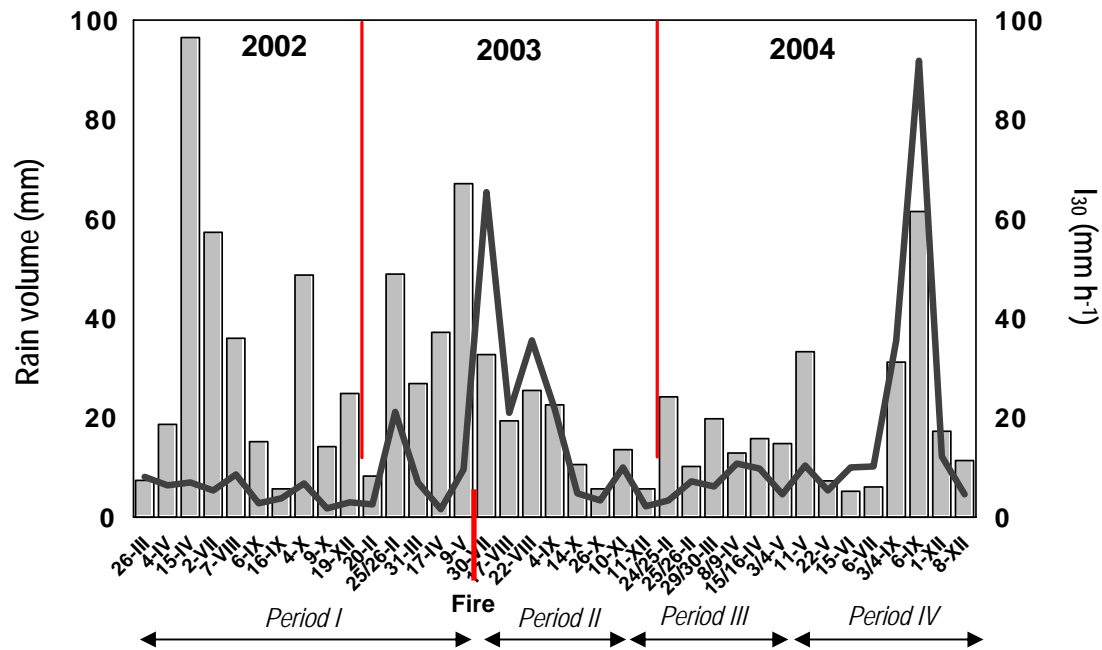


Figure 4.1.7.1_1. Erosive rain events occurred during the period 2002-2004. Rain volume in bars and I_{30} in line.

In the case of the former experimental fire (1995) in “La Concordia”, and one year later, Gimeno-García et al. (2007) measured a 77% more runoff production in burnt plots than in the control ones: $19.4 \text{ L m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ on T1, $14.7 \text{ L m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ on T2, and $3.8 \text{ L m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in T3. Before the 2003 repeated fire, the rainfall characteristics in year 2002 showed the highest accumulated rainfall volume of the decade (556 mm), but with lowest rainfall intensities (average I_{30} of 5.37 mm h^{-1} ; **Figure 4.1.7.1_1**). This fact, together with the 30-40% vegetation recovery since 1995 and the negative exponential relationship between plant cover and runoff (Gimeno-García et al., 2007), facilitated a decrease in runoff rates until the year 2002-2003 (period I): 6.5 L m^{-2} in the burnt plots and 1.8 L m^{-2} in the control ones. Consequently, eight years after the 1995 fire, the runoff yield was reduced, although, between the burnt and the control treatments a difference of 70% still remained (**Figure 4.1.7.1_2**).

Once the repeated fires in 2003 were carried out, the runoff generation increased. Differences between fire treatments (T1 and T2) and control (T3) reached 95% at the end of period II, with 23.9 L m^{-2} of runoff yield in the burned plots and 1.1 L m^{-2} in the control ones. The differences between fire intensity treatments were also enhanced and in T2 almost 12% more runoff than in T1 was generated: 22.5 L m^{-2} in T1 and 25.4 L m^{-2} in T2. The importance of the peak of rainfall intensity in runoff production was clear during the first rainfall event that occurred ten days after the 2003 fire (I_{30} of 65.4 mm h^{-1}). During this rainfall event, T1 and T2 yielded runoffs of 6.8 L m^{-2} and 9.6 L m^{-2} , respectively, which corresponded to 33% of the runoff generated in the whole period II. The control plots only produced 0.95 L m^{-2} . In addition to this early event,

three consecutive rainfalls with I_{30} of 21 mm h^{-1} , 65.6 mm h^{-1} and 21.8 mm h^{-1} were recorded and, together with the former one, they accounted for 76% of the runoff produced in the whole period II.

Table 4.1.7.1_1. Erosive rainfall characteristics of the defined periods. Values not sharing the same letter in rows indicate statistical significant differences between periods, using Tukey's test ($P < 0.05$).

Season	2002- spring 2003	Summer- autumn 2003	Winter 2003- spring 2004	Summer-autumn 2004
Periods	I	II	III	IV
Total rain volume (mm)	759 a	227 b	274 b	191 b
Erosive rain volume (mm)	513 a	130 b	103 b	173 b
Number of erosive rain events	15	7	7	8
Average I_{30} (mm h^{-1})	6.4 a	23.14 b	6.31 a	22.5 b
Range of variation of I_{30} (mm h^{-1})	1.8-21.2	3.4-65.4	2.2-10.8	4.6-91.8
Mean Duration (minutes)	1436.4 a	242.5 b	1029.1 a	419.75 b
Range of variation of rain duration (minutes)	185-5450	30-580	620-1420	38-770

The runoff yield during period III was the lowest of the four 2002-2004 periods: 2.8 L m^{-2} in the burnt plots (average of T1 and T2) and 0.3 L m^{-2} in T3. These negligible yields were mainly due to the small rainfall volume received during winter 2003 and spring 2004 (130 mm). In addition, the range I_{30} values never exceeded 11 mm h^{-1} . Due in part to the rainfall characteristics, differences in runoff between the fire and control treatments fell in one order of magnitude (from 23.9 L m^{-2} in period II to 2.8 L m^{-2} in period III). Between fire treatments, the difference was only 0.5 L m^{-2} : 2.5 L m^{-2} in T1 and 3.0 L m^{-2} in T2, an insignificant difference for the usual variability of experimental field measurements in Mediterranean landscapes.

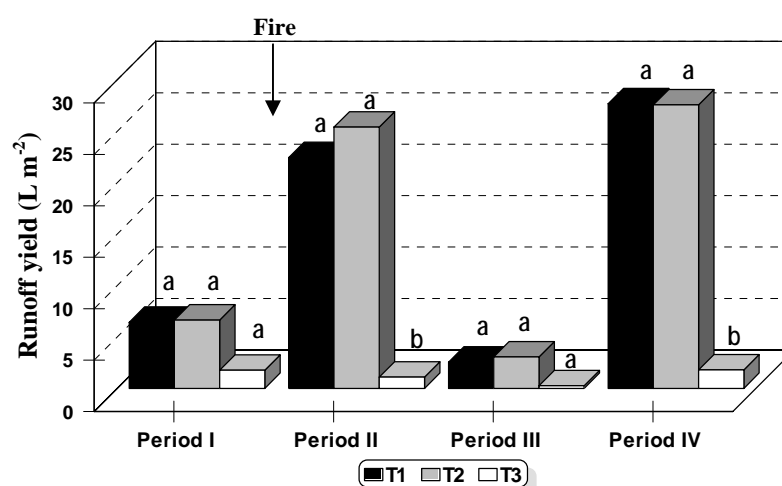


Figure 4.1.7.1_2. Runoff yield (L m^{-2}) recorded during the defined periods, for a total of 37 rainfall events. Values not sharing the same letter for fire treatments in each period, indicate statistical significant differences according to Tukey's test ($P < 0.05$). T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

On the other hand, the rainfall characteristics of periods II and IV were statistically comparable (**Table 4.1.7.1_1**). On both periods, similar runoff amount was produced. In the summer and autumn 2004 (period IV), the runoff yield in T3 was low (1.8 L m^{-2}), whereas the values of T1 and T2 were high and similar: 27.7 L m^{-2} in T1 and 27.6 L m^{-2} in T2. Focussing on the two large storm events in this period, on the 4th and 6th of September 2004 (I_{30} of 35.6 mm h^{-1} and 91.9 mm h^{-1} , respectively), the runoff generated in the burnt plots, 25.5 L m^{-2} , represented 92% of the total runoff yield for the whole period. In the control plots, 1.6 L m^{-2} were collected, which also corresponded to 90% of the runoff measured in this period.

As reported Andreu et al. (2001), the maximum runoff was reached during the early storms occurred after the fire event, being usually the fourth initial months after the fire the most critical period for runoff production (Rubio et al., 1995). It is reflected by the runoff generated in response to the rainfall event of the 30th July 2003 (I_{30} of 65.4 mm h^{-1}), where 8.2 L m^{-2} were collected in the burnt plots (one order of magnitude greater than the control plots), while the total runoff in period II (summer-autumn 2003) was 23.9 L m^{-2} . In similar conditions, Andreu et al. (2001) collected 1.5 L m^{-2} in response to a single rainfall event, which occurred five months after a natural fire in the same mountain range, and Gimeno-García et al. (2007) collected low runoff yields in the burnt plots (between 0.1 L m^{-2} and 0.35 L m^{-2}) in response to two rainfall events (I_{30} of 20.8 mm h^{-1} and 14.5 mm h^{-1}) occurred two months after the 1995 fire, when the soil surface was still covered by a thick layer of ashes and charred vegetation.

In 2003, the standing biomass present in the plots was much less than that before the 1995 fire (only 0.45 kg m^{-2} , with a percentage of vegetation cover between 30-40%; Gimeno-García et al., 2007), being a low severity fire. Therefore, in contrast to the 1995 fire, in 2003 the burning left the soil surface mainly bare and only covered by a very thin and discontinuous ash layer, which was not enough to absorb drop impacts. This situation, together with the occurrence of the first rainfall event of high intensity (ten days after), resulted in a runoff increase of at least one order of magnitude. Similar post-fire increase in runoff erosion was also identified by Inbar et al. (1998), Benavides-Solorio and MacDonald (2001), and Kunze and Stednick (2006), in semiarid areas of Israel and USA.

Soil losses

One year after the 1995 fire, the average soil loss in the burned plots was 4.3 T ha^{-1} (5.6 T ha^{-1} in T1 and 3.2 T ha^{-1} in T2), while T3 only produced 0.085 T ha^{-1} (Gimeno-García et al., 2007). In contrast, before the 2003 repeated fire (during period I), the sediment yielded in the burnt plots amounted to 0.021 T ha^{-1} , while in T3 it was negligible, $0.00005 \text{ T ha}^{-1}$ (**Figure 4.1.7.1_3**).

Immediately after the 2003 repeated fire (period II), the sediment produced increased substantially. Ten days after this fire, the burnt plots lost around 3.19 T ha^{-1} of soil in the first erosive rainfall event with a I_{30} of 65 mm h^{-1} , representing the 70% of the total yields for the period II. The control plots only lost 0.0044 T ha^{-1} . In the whole period II, total soil losses reached 4.05 T ha^{-1} in T1, 5.14 T ha^{-1} in T2, and 0.0068 T ha^{-1} in T3 (**Figure 4.1.7.1_3**). Similar soil losses have been measured after a fire impact in Mediterranean environments, in fact, this values were comparable to those obtained by Inbar et al. (1998) and Campo et al. (2006), where under natural rainstorms, occurred within the first year after fire, describe a two order of magnitude increase in the erosion rates. Mayor et al. (2007), calculated an erosion rate of $3.5 \text{ T ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ in a *Pinus halepensis* burnt forest in Alacant (Southeast Spain), and Gimeno-García et al. (2000), seventeen months after the first fire in 1995 at La Concordia station, obtained soil losses of 3.2 T ha^{-1} in T1, and 4.1 T ha^{-1} in T2.

In period III, no appreciable soil losses were recorded in T3. The burnt plots generated, on average, only 0.009 T ha^{-1} . These low rates could be related to the fact that the average elapsed time between two consecutive rainfall events of low rain intensity was only a few days (**Figure 4.1.7.1_1**). This situation led to a less variable soil moisture regime, and together with the weak rainfalls recorded, a higher infiltration rates were kept decreasing soil erosion (González-Pelayo et al., 2006). Benavides-Solorio and MacDonald (2001) also found an inverse relationship between soil moisture and sediment production after high intensity fires.

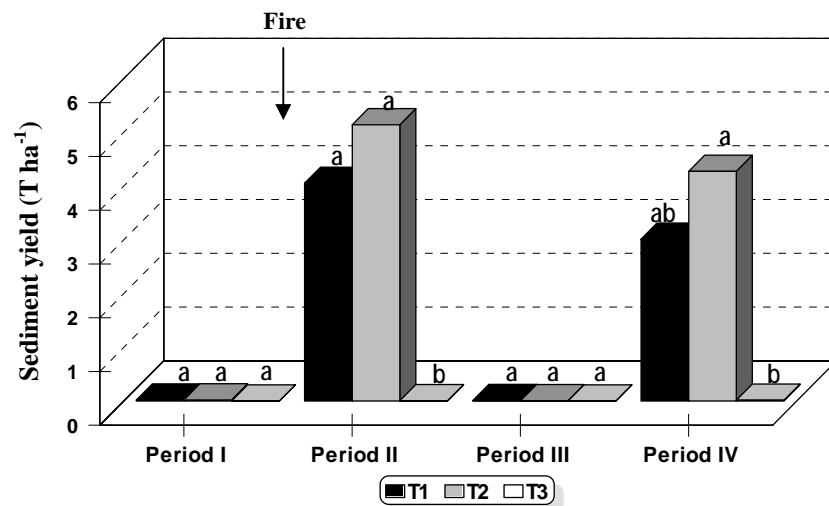


Figure 4.1.7.1_3. Sediment yield (T ha^{-1}) collected during the defined periods, for a total of 37 rainfall events. Values not sharing the same letter for fire treatments in each period, indicate statistical significant differences according to Tukey's test ($P < 0.05$). T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

In period IV, the erosion rates were similar to those obtained in period II. Differences of two orders of magnitude were reached between fire and control treatments. Sediment production in burnt plots was 3.64 T ha^{-1} (3.01 T ha^{-1} in T1 and 4.27 T ha^{-1} in T2), whereas in T3, soil losses were of 0.015 T ha^{-1} . The similar rainfall aggressiveness recorded in periods II and IV (high I_{30} values and short events duration, **Table 4.1.7.1_1**), revealed that the major erosion occurred during single rain events of peak intensities up to 20 mm h^{-1} . Concerning the rainstorms of the 4th and 6th of September 2004 (I_{30} of 35.6 and 91 mm h^{-1} , respectively), the sediment collected in the burnt plots was 3.6 T ha^{-1} , which represents 98% of the total sediment generated during the whole period IV. By contrast, soil loss in the control treatment (T3) was insignificant (0.015 T ha^{-1} , which represented the 99% of the soil loss in this period). Soto et al. (1994), in a two years study after a controlled fire, measured 90% of soil loss in only one rainfall event of 26 mm h^{-1} . Campo et al. (2006), at La Concordia Experimental Station, measured 1.8 T ha^{-1} during the early rainfall event after the 1995 experimental fire. Thus, as indicated by Benavides-Solorio and MacDonald (2005), stronger rainstorms (high I_{30} levels) can initiate post-fire erosion even when there is relatively little bare soil.

Therefore, one reason of the enhanced soil erosion after the 2003 fire could be the soil surface morphological change suffered that reduced the litter and aboveground standing biomass (Imeson et al., 1992). This fact, together with the high rainfall intensity and the short time between the fire and heavy storms were the key factors of the soil loss magnification.

Rainfall evolution related with erosion processes

The statistical relationships between rainfall characteristics and the erosive parameters have shown the importance of the fire season relative to the erosive response. Intensive rainfalls in the Mediterranean area are concentrated in summer and autumn, periods with frequent forest fires (Millan et al., 1998). A wildfire impact before the high intensity storms could cause environmental degradation due to the produced runoff and soil losses. This temporal rainfall concentration is a relevant factor affecting soil erosion in this type of ecosystems (González-Pelayo et al., 2006).

The correlations between rainfall parameters (volume, duration and I_{30}), and the runoff collected in the different periods are displayed in **Table 4.1.7.1_2**.

In the whole study period (2002-2004), significant correlations between I_{30} and runoff were observed. However, the analysis between rainfall characteristics and runoff on each described period showed that in the former one (period I), runoff production in burnt plots were more controlled by the rainfall volume than by the average rainfall intensity, even though both parameters showed similar correlations. In period II, average I_{30} was positively correlated with runoff only in T2 and T3, although the statistical significance level for T1 was very close to

95% ($R = 0.738$ with $P = 0.058$). In period III, the runoff levels were not correlated with rainfall parameters. During period IV, the runoff yields in the burnt and control plots were highly correlated with the average I_{30} and rainfall volume.

Table 4.1.7.1_2. Pearson's correlations coefficients between rainfall parameters (rain volume, duration, I_{30}) and runoff yield, calculated by treatments, on the whole studied time (2002-2004), and on each defined period. T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

	Period	Treatment	Rain volume	Duration	I_{30}
Runoff yield	2002-2004 ($n=37$)	T1	0.327*	-0.164 (ns)	0.916**
		T2	0.319 (ns)	-0.180(ns)	0.947**
		T3	0.546*	0.310 (ns)	0.826**
	I ($n=15$)	T1	0.684**	0.192 (ns)	0.602*
		T2	0.625*	0.124 (ns)	0.647*
		T3	0.772**	0.295 (ns)	0.392 (ns)
	II ($n=7$)	T1	0.737(ns)	-0.359 (ns)	0.738 (ns)
		T2	0.811*	-0.466 (ns)	0.862*
		T3	0.691(ns)	-0.518 (ns)	0.826*
	III ($n=7$)	T1	-0.829 (ns)	-0.451(ns)	-0.375 (ns)
		T2	-0.793 (ns)	-0.422 (ns)	-0.341 (ns)
		T3	-0.53 (ns)	-0.267 (ns)	-0.292 (ns)
IV ($n=8$)	T1	0.895*	-0.003 (ns)	0.997*	
	T2	0.890*	-0.011 (ns)	0.997*	
	T3	0.858*	0.107 (ns)	0.964*	

* Positive correlation at 0.05 level. ** Positive correlation at 0.01 level. (ns) Non significance

A key parameter related to soil losses was the rainfall intensity (**Table 4.1.7.1_3**). The correlations showed a high and positive relationship, in all treatments, between average I_{30} and sediment production. Periods II and IV, when the most aggressive rainfall conditions were recorded, showed strong positive correlations between rainfall volume, average I_{30} and soil losses. Whereas, in periods when only weak rainfalls occurred (periods I and III) there were no statistically significant correlations between rainfall characteristics and sediment production, due in part, to the low average I_{30} values recorded during these rainy seasons and thus, by the lack of soil loss in the plots.

Summarizing, statistical analysis showed positive correlations of runoff and soil loss with rainfall intensity, only in the periods when high I_{30} values were recorded (**Table 4.1.7.1_2 and 4.1.7.1_3**). Rainfall intensity is the decisive factor controlling soil loss on burnt plots, and rainfall volume must be a secondary factor on erosion in a post-fire Mediterranean ecosystem (Andreu et al., 2002). A positive correlation at 0.01 level has been obtained between runoff and sediment yields for the whole studied period (from 2002 to 2004), mainly when the most aggressive rainfall conditions were recorded (**Table 4.1.7.1_4**).

Table 4.1.7.1_3. Pearson's correlations coefficients between rainfall parameters (rain volume, duration, I₃₀) and sediment yield, calculated by treatments, on the whole studied time (2002-2004), and on each defined period. T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

	Period	Treatment	Rain volume	Duration	I ₃₀
Sediment yield	2002-2004 (n=37)	T1	0.241 (ns)	-0.184 (ns)	0.912**
		T2	0.256 (ns)	-0.182 (ns)	0.932**
		T3	0.312 (ns)	-0.113 (ns)	0.891**
	I (n=15)	T1	0.097 (ns)	-0.249 (ns)	0.268 (ns)
		T2	0.104 (ns)	-0.252 (ns)	0.238 (ns)
		T3	0.019 (ns)	-0.219 (ns)	0.127 (ns)
	II (n=7)	T1	0.772*	-0.528 (ns)	0.920*
		T2	0.800*	-0.358 (ns)	0.904*
		T3	0.811*	-0.291 (ns)	0.901*
	III (n=7)	T1	0 (ns)	-0.252 (ns)	0.028 (ns)
		T2	-0.367 (ns)	-0.452 (ns)	-0.047 (ns)
		T3	0 (ns)	0 (ns)	0 (ns)
IV (n=8)	T1	0.881**	0.001 (ns)	0.996**	
	T2	0.884**	-0.011 (ns)	0.996**	
	T3	0.852**	0.083 (ns)	0.969**	

* Positive correlation at 0.05 level. ** Positive correlation at 0.01 level. (ns) Non significance

Table 4.1.7.1_4. Pearson's correlations coefficients between runoff and sediment yield. Calculated by treatments, for 2002-2004 years, and for each defined period in this elapsed time (I, II, III, IV). T1 = high fire intensity, T2 = moderate fire intensity, T3=control.

	Period	Treatment	Sediment yield		
			T1	T2	T3
Runoff yield	2002-2004 (n=37)	T1	0.801**		
		T2		0.913**	
		T3			0.930**
	I (n=15)	T1	0.513*		
		T2		0.551*	
		T3			0.518*
	II (n=7)	T1	0.751*		
		T2		0.910**	
		T3			0.927**
	III (n=7)	T1	--		
		T2		--	
		T3			--
IV (n=8)	T1	0.997**			
	T2		0.999**		
	T3			0.999*	

* Positive correlation at 0.05 levels. ** Positive correlation at 0.01 levels.

The relationships of rainfall intensity with runoff and sediment yield (**Figure 4.1.7.1_4**) showed significant correlations ($p < 0.05$). The I_{30} threshold $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ favoured the magnification of the runoff and sediment yield in the burned plots. When the rainfall intensity exceeded this value, runoff in burned plots increased by one order of magnitude compared to the control plots, whereas the sediment yield increased by two orders of magnitude (**Figure 4.1.7.1_4**). In the same study area, Gimeno-García et al. (2007) attributed 96% of soil losses to five rainfall events with I_{30} exceeding 20 mm h^{-1} during the first post-fire year. Castillo et al. (1997) measured the maximum soil losses in plots without vegetation when rainfall intensity was more than 20 mm h^{-1} . Cannon et al. (2001), in burned areas of New Mexico, highlight the threshold of 20 mm h^{-1} of I_{30} , as a rain intensity value that magnifies the sediment-runoff concentrations. Like in these studies, in our plots, 98% of soil loss after the 2003 fire was produced as a consequence of four rainfall events with I_{30} exceeding 20 mm h^{-1} . Therefore, $I_{30} > 20 \text{ mm h}^{-1}$ may exceed the average infiltration rate of the burned soil, or exceed the level when runoff becomes dominated by sheet flow (Moody and Martin, 2001a). In other burnt areas, the threshold can be different. For example, Inbar et al. (1998), Moody and Martin (2001b) and Kunze and Stednick (2006) identified an I_{30} threshold of 10 mm h^{-1} .

Summary. Short term effects

Eight years after the first fire occurred in 1995, vegetation recovery and top-soil improvement led to reduced erosion rates, almost reaching the conditions before the burning. However, after the second fire in 2003, rainfalls of high intensity resulted in a marked increase in runoff yield on the burnt plots, from 6.5 to 23.9 L m^{-2} . Soil loss and sediment delivery also significantly increased from 0.021 T ha^{-1} to 4.6 T ha^{-1} , due to degraded vegetation cover and increased bare soil surfaces.

During March 2002-December 2004, four periods were statistically differentiated according to the characteristics of rainfalls, mainly intensity and duration. Significant linear correlations ($R^2 > 0.8$) between I_{30} values, runoff and soil loss in the burnt plots were found, showing that soil erosion was accelerated due to heavy rainfalls. One year after the second fire, the soil loss difference between the burnt and control plots was still of two orders of magnitude. The ratio of the erosion rates at the burnt plots and that of the control ones decreased from 248 (period II) to 148 (period IV), which could be explained mainly by a few higher intensity rainstorms during period IV.

The first two rainy seasons with intense storms after the 2003 fire were the periods when the soil was more prone to erosion. Rainfall intensity exceeding 20 mm h^{-1} significantly enhanced runoff and soil loss in the burnt plots. Such heavy rainfall events produced over 90% of the total sediment yield during 18 months after the 2003 fire. As it has been observed, in a

Mediterranean-shrub ecosystem, repeated fire events at least every eight years could cause progressive degradation and increase the risk of desertification.

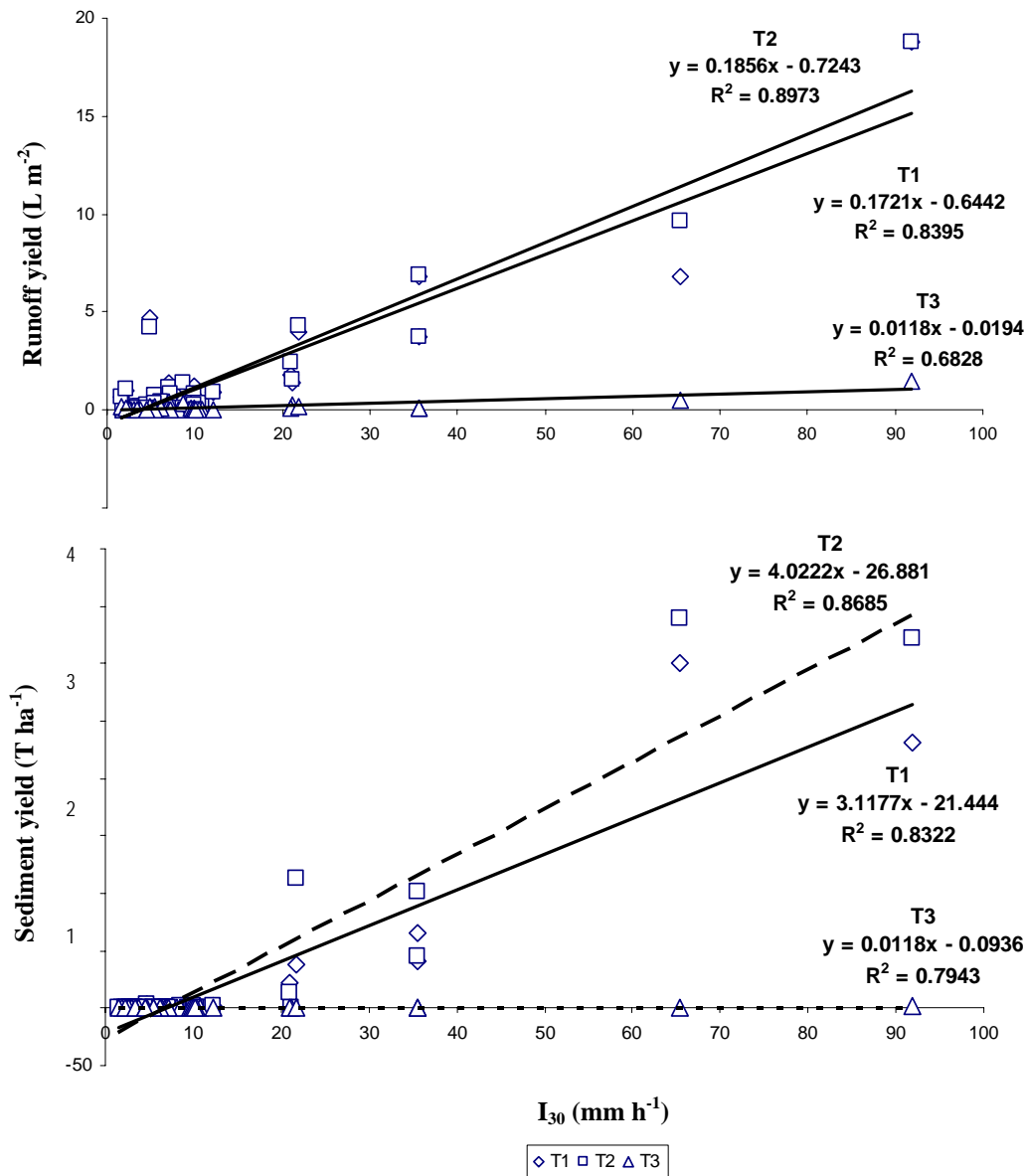


Figure 4.1.7.1_4. Relationships between runoff yield, sediment yield and average I_{30} for the whole studied period. n=37. T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

4.1.7.2. Medium term effects on runoff and sediment yield. From 2005 until 2007

In order to evaluate the soil erosion in La Concordia experimental station, after two experimental fires, and the soil and vegetation recovery 4 years since the fire of summer 2003, results on runoff and sediment yields will be discussed based on the effects of climatic parameters recorded from January 2005 to December 2007.

Rainfall characteristics and runoff from 2005 to 2007

Numerous studies, on similar conditions, showed that the period of enhanced water erosion in burned slopes is relatively short and occurred primarily in the first years after the fire impact (Robichaud et al., 2000; Debano, 2000; Moody and Martin, 2001b; Vega et al., 2005; Gimeno-García et al., 2007). In Mediterranean areas, where wildfires mainly occurs in summer dates (Andreu et al., 2001; Cerdà and Lasanta, 2005), torrential rainfall events are common increasing soil susceptibility to water erosion in the former months after wildfires (Rubio et al., 1995). Rubio and Calvo (1996) suggested an erosion pattern based on the fire intensity impact on soil and the intrinsic characteristics of the rainfall events. Latest studies suggest an increasing time duration on the research focused on the fire effects on soil erosion (Mayor et al., 2007; Ferreira et al., 2008), based on the soil loss magnification depending on the rainfall patterns (mainly peak rain intensities) (Shakesby et al., 2006). In this way, Robichaud et al. (2006) in severely burned hillslopes, found in a time period of four years, an erosion rate of $16 \text{ T ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ in the first year, $0.66 \text{ T ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ in the second year, $0.39 \text{ T ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ in the third year, and an increase to $2.1 \text{ T ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ in the fourth year. They argued that the soil erosion magnification in the last studied year was produced by an aggressive rainfall event with 38.1 mm h^{-1} of intensity occurred in the summer of the fourth studied year. Thus, despite the soil loss reduction along post-fire years, this tendency could be punctually altered by aggressive rainfalls (Shakesby et al., 2006), common in Mediterranean areas (De Luis et al., 2001).

The rain characteristics recorded on the experimental station of La Concordia reflects the characteristic rainfall variability of Mediterranean areas, with periods of intense rainfall and periods of soft rains distributed along a year (González-Pelayo et al., 2010b). In fact, the rainfall events recorded during this period 2005-2007 could be also classified depending on the rainfall aggressiveness (rain intensity and event duration), following the same procedure than those used in 4.1.7.1. During these years, a total of 40 erosive rainfalls with runoff production were registered, and its characteristics allowed us to differentiate seven periods based on the intensity, volume and duration of the rainfall events (**Table 4.1.7.2_1 and Figure 4.1.7.2_1**): V) spring time in 2005 (7th February to 13th May 2005), where low rainfall intensities were recorded; VI) summer and autumn of 2005 (16th May to 14th November) with an average rain intensities up to 18 mm h^{-1} and two consecutive rain events of 34 mm h^{-1} and 23 mm h^{-1} recorded on 16th May and 22nd June 2005, respectively; VII) winter 2005 to earlier spring of 2006 (20th December 2005-17th April 2006) characterized also by low rain intensities (the maximum I_{30} value was lower than 9 mm h^{-1}) and long rain events duration (998 minutes on average); VIII) summer of 2006 (28th April to 14th September 2006), where few aggressive rain storms ($n=3$) displayed an average rain intensity of 18 mm h^{-1} and an average time duration of 520 minutes; IX) autumn 2006 to spring 2007 (18th October 2006 to 7th April 2007) characterized also by a

soft rain regime, average I_{30} of 4.3 mm h^{-1} and average time duration of 1038 minutes; X) late spring to summer 2007 (28th April to 21st September 2007) where peak rain intensities of 37 mm h^{-1} and 30 mm h^{-1} , promoted an average I_{30} of 24 mm h^{-1} and an average time duration of 390 minutes; XI) autumn 2007 (4th October to 22nd December 2007) classified as a period of soft rainfall with an average rain intensity of 5 mm h^{-1} , and an average time duration of 830 minutes (**Table 4.1.7.2_1**).

As stated Cerdà (2002) and Valeron and Meixner (2010), the runoff and sediment production in burnt shrubland areas, is strongly influenced by the peaks of rainfall intensity and the previous soil water content. In fact, in La Concordia plots during periods characterized by soft rainfall intensities (V, VII, IX, and XI), the thresholds to produce runoff were of 0.3 mm h^{-1} , 2.8 mm h^{-1} , 2.2 mm h^{-1} , 1.8 mm h^{-1} , respectively, and the previous soil water content on soil surface ranged between 7.2% and 12.6%. On the other hand, when the most aggressive rainfalls (VI, VIII, X) occurred, rain intensities of 11.4 mm h^{-1} with a previous soil water content of 6.6%, 8.8% and 9.3%, respectively, was enough to generate runoff and soil loss in the burned plots.

Runoff measured at the end of period IV (summer 2004), were of 27 L m^{-2} in burned plots and 1.8 L m^{-2} on the control ones, describing a one order of magnitude difference between treatments (**Figure 4.1.7.1_2**). These data were recorded in the aggressive rainy period from May to December 2004, where two storms events accounted the 92% of the total runoff in this period IV.

Focussing on the third year after the repeated fire, from January to May 2005 (period V), where soft rainfall characteristics were described, regarding the rain intensity and time event duration, a decrease into two orders of magnitude on the runoff was observed. Despite that, the difference between burned and control plots was of 87%, the scarce runoff collected (0.8 L m^{-2} on average in T1 and T2, and 0.1 L m^{-2} on T3, **Figure 4.1.7.2_2**) in all the plots, hide the real differences between burned and control treatments (only 0.7 L m^{-2}), and non statistical significant differences were obtained.

Regarding the period VI (16th May to 14th November 2005), characterized by heavy storms of increasing I_{30} (average of 18 mm h^{-1}), the runoff collected in burned plots reached 10.8 L m^{-2} , on average of T1 and T2. Between fires intensity treatments similar values were collected, and no statistically significant differences were obtained (10.7 L m^{-2} in T1 and 11 L m^{-2} in T2). While on T3, the runoff was scarce (0.36 L m^{-2}) showing the importance of the rain intensity peaks on the runoff production in the burned plots (Inbar et al., 1998; Castillo et al., 2003; Gimeno-García et al., 2007). In this way, the rainstorms of 16th of May and 1st August 2005 (I_{30} of 34 mm h^{-1} and 35 mm h^{-1} , respectively) explained the 65% of the generated runoff in burned plots. Likewise, in T1 and T2, increases into almost two orders of magnitude, regarding the control plots, and the previous values from period V, were reached.

Table 4.1.7.2_1. Erosive rainfall characteristics of the defined periods into the years 2005-2007 (n=40). Values not sharing the same letter in rows indicate statistical significant differences between periods, using Tukey's test ($P<0.05$).

Season	Spring 2005	Summer-Autumn 2005	Winter 2005-early Spring 2006	Summer 2006	Autumn 2006-early Spring 2007	Late Spring-Summer 2007	Autumn 2007
dates	7 February - 13 May 2005	16 May- 14 Nov 2005	20 Dec 2005 - 17 April 2006	28 April - 14 Sept 2006	18 Oct 2006 - 7 April 2007	28 April - 21 Sept 2007	4 Oct - 21 Dec 2007
Periods	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Total rain volume (mm)	89.8	260	132.7	83.4	176.3	133.6	111.3
Number of erosive rain events	6	8	5	3	8	5	5
Erosive rain volume (mm)	62.9	154.0	87.7	49.5	106.7	121.3	95.6
Average soil surface water content (%)	7.2	6.6	12.6	8.8	8.7	9.3	no data
Average I_{30} (mm/h)	5.8a	18.1b	6.2a	18.3b	4.4a	23.8b	5.2a
Range of variation of I_{30} (mm/h)	0.3-14.4	1.4-35.2	2.8-9	14-21.2	2.2-7.4	12.4-37.4	1.8-7.4
Mean Duration (min.)	870a	344a	998a	520a	1039a	390a	830a
Range of variation of rain duration (min.)	60-3000	70-730	360-1480	40-830	170-3190	160-570	140-2130

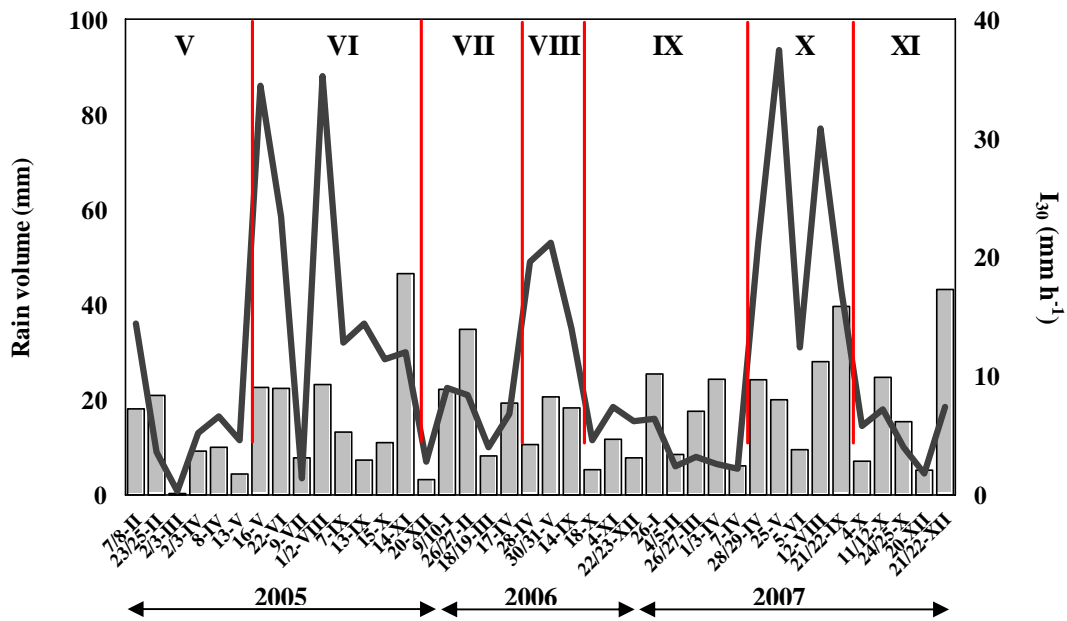


Figure 4.1.7.2_1. Erosive rain events occurred during the studied periods from 2005 to 2007 (rain volume in bars and I_{30} in line).

The period VII (20th December 2005-17th April 2006) could be described by five erosive rain events of soft rain intensities and long time durations (**Table 4.1.7.2_1**). The runoff collected during this period was the least one in the total time spell (0.37 L m⁻² in T1, 0.44 L m⁻² in T2, and 0.13 L m⁻² in T3) due in part, to the low average rain intensity reached in this winter-early spring period (6.2 mm h⁻¹ on average), where peak rain intensities never exceed 9 mm h⁻¹, and total rainfall volume accounted 87.7 mm. Relative to the previous period, the yields fell into two orders of magnitude.

Following spring, in summer 2006 (period VIII), and although the average rain intensity reached 18 mm h⁻¹, the scarce number of erosive rains (n=3) reached only 49 mm of rainfall volume (**Table 4.1.7.2_1**). This fact promoted runoff yields of only 0.53 L m⁻² on average in T1 and T2, and 0.07 L m⁻² in the T3. In doing so, and instead of the scarce rain volume, differences of one order of magnitude were reached between the fire treatments and the control one, highlighting the importance of the intense rain events on the peak flow as reported Robichaud et al. (2006).

The next rainfall period goes from 18th October 2006 to 7th April 2007 (period IX) and, as occurred in the previous period VII, the rain regime during these dates were characterized also by low rainfall intensities (peak I_{30} of 7.4 mm h⁻¹), long event durations, and a collected erosive rain volume of 106 mm (**Table 4.1.7.2_1**). These climatic characteristics yields 1.8 L m⁻² of runoff on the fire treatments (average of the T1 and T2) and 0.25 L m⁻² in the T3, accounting a difference of 86% between them, the same than in the period V and, as occurred in the previous

period VIII, a difference of one order of magnitude between average T1, T2 and T3, was maintained.

In the late spring and summer of 2007 (period X), five erosive rain storms (21.2 mm h⁻¹, 37.4 mm h⁻¹, 12.4 mm h⁻¹, 30.8 mm h⁻¹, and 17.2 mm h⁻¹ of rain intensity) generated a total erosive rainfall volume of 121 mm, and 390 minutes of average event duration (**Table 4.1.7.2_1**). The peak rainfall intensities on 25th May 2007 (37.4 mm h⁻¹) and 12th August 2007 (30.8 mm h⁻¹) explained the 60% of the generated runoff in the burned plots during this period X, while in the control ones it explained the 35% of the yields. In this aggressive rainy period, the T1 and T2 yield 6 L m⁻² and 5.6 L m⁻², respectively. In the T3, the measured runoff was of 0.4 L m⁻². It is important to underline that despite of the high rain aggressiveness, differences of one order of magnitude were maintained between runoff yields of the fire treatments and the control ones.

The last studied period (XI), goes from 4th October to 22nd December 2007, and the rainfall characteristics were comparable to those of periods V, VII, and IX, where soft rain intensities and long event duration were recorded (**Table 4.1.7.2_1**). The runoff production in the T1 and T2 were 0.78 L m⁻² and 0.99 L m⁻², respectively, while in the T3, yields of 0.11 L m⁻² were collected. All the values were in the same order of magnitude, reflecting the likely soil surface recovery into almost four years study time (2003-2007). As it was observed, runoff production is highly dependent from rain intensity and volume (Andreu et al., 2002; Spigel and Robichaud, 2007), and thus, the rainfall events of 11th and 22nd December 2007, with an average I₃₀ of 7.2 and 7.4 mm h⁻¹, respectively, and a total of rainfall volume of 67 mm, explained the 69% of the total runoff generated in period XI.

The patterns of runoff production in the experimental station of La Concordia agrees with the findings of Ferreira et al. (2000), who describes in eucalyptus and pine stands areas of Portugal, runoff patterns based in the saturated overland flow when rainfall is characterized by a soft regime (high rainfall amount and high antecedent soil moisture, mainly in winter time), and patterns based on the Hortonian overland flow in summer time, when the most aggressive rainstorms are present in Central Portugal areas, the antecedent soil moisture is low and potential water repellence is high. They suggested a spatial mosaic of both Hortonian and saturated overland flows based on the spatial pattern of the antecedent soil moisture and the influence of soil hydrophobicity and plant cover, as also stated Vega et al. (2005) and Valeron and Meixner (2010).

In La Concordia plots, the recorded rainfall variability from 2005 to 2007 showed different features (**Figure 4.1.7.2_1**), allowing disparate soil moisture conditions depending on the rain regime (**Table 4.1.7.2_1**). The overland flow functioning during low-intensity rain periods (V, VII, IX and XI), is more dependent on rainfall volume and time event duration than on the rainfall intensity (**Table 4.1.7.2_2**), and thus, the antecedent soil moisture content in the upper soil horizon could control the runoff generation (Cammeraat, 2002 and 2004; Bracken et al.

2008; Turnbull et al., 2010). This assumption was corroborated by Dick et al. (1997) in the Colorado Plateau in Utah (USA), where after a low-intensity storm of long duration, which occurred when antecedent soil moisture was high, they obtained the largest flow event in their study. Cerdà (2002) also describes high and quick overland flow production in winter periods, relating with the antecedent soil moisture conditions. Castillo et al. (2003) pointed out the role of the rainfall characteristics on the antecedent soil moisture conditions, describing the saturation of the uppermost soil horizon as important factor on increasing runoff when the less intense rainstorms occurred. In the same way, Gallart et al. (2002) suggested that there is a switching mechanism from dry to wet state for runoff generation in Mediterranean areas, which are strongly related to soil profile properties. Following this argument, Puigdefabregas et al. (1998) and Calvo-Cases et al. (2003) also suggested that the influence of the antecedent soil moisture on runoff production has a spatial pattern depending on the plant cover and soil surface properties. So, areas with higher infiltration rates would produce runoff only when rainfall intensity or soil water content is sufficiently high, while areas having low infiltration rates would produce runoff earlier at low rainfall intensities. Summarizing, at the plot scale, the runoff functioning when low-intensity storms is more dependent on the rainfall amount, rain event duration and antecedent soil moisture, than on the rain intensity (Dick et al., 1997; Castillo et al., 2003; Boix-Fayós et al., 2005; Bracken et al., 2008) (**Table 4.1.7.2_2**).

Cammeraat (2002), in a study area in south-east Spain, verify that the spatial and temporal variation in runoff response on rainfall is strongly related to the recurrence period of the rainfall events. He found that in winter time, the rain intensity threshold to produce runoff was 1.6-1.8 mm per 10 min, while in summer it was of 3.2-3.6 mm per 10 min. These values agrees with that obtained in soft (mainly in winter) and heavy (mainly in summer-autumn) rainy periods described in “La Concordia” experimental station, and highlight the importance of the antecedent soil moisture on the hydrological connectivity at the patchy scale (Bracken and Croke, 2007; Turnbull et al., 2010), and thus, on the runoff production when low-intensity storms. Therefore, and according with Cammeraat (2002 and 2004), at the plot level, when antecedent soil moisture is high, hydrological connectivity is dominated by the rainfall magnitude, frequency and duration characteristics, and so, the amount of runoff arriving at the base of the slope (in our case, the plots collector) depends on the spatial connectivity of the runoff source areas (Johansen et al., 2001; Huffman et al., 2001).

Table 4.1.7.2_2. Pearson's correlations coefficients between rainfall parameters (rain volume, duration, I_{30}) and runoff yield, calculated by treatments, for the years 2005-2007, and for each defined period in this time. T1 = high fire intensity, T2 = moderate fire intensity, T3=control.

Runoff yield	Period	Treatment	Rain volume	Duration	I_{30}
2005-5007 (n=40)		T1	0.560**	-0.074	0.681**
		T2	0.442**	-0.120	0.758**
		T3	0.622**	0.065	0.434**
V (n=6)		T1	0.545	0.044	0.915*
		T2	0.576	0.072	0.917*
		T3	0.617	0.034	0.913*
VI (n=8)		T1	0.791*	0.640	0.635
		T2	0.499	0.309	0.867**
		T3	0.958**	0.859**	0.172
VII (n=5)		T1	0.959*	0.481	0.806
		T2	0.947*	0.454	0.732
		T3	0.910*	0.520	0.682
VIII (n=3)		T1	0.189	-0.197	0.961
		T2	0.482	0.114	0.830
		T3	-0.544	-0.821	0.894
IX (n=8)		T1	0.477	0.686	-0.434
		T2	0.432	0.471	-0.359
		T3	0.378	0.51	-0.398
X (n=5)		T1	0.638	-0.528	0.684
		T2	0.612	-0.484	0.630
		T3	0.260	0.376	0.182
XI (n=5)		T1	0.859	0.943*	0.450
		T2	0.867	0.882*	0.519
		T3	0.468	0.424	0.160

* Positive correlation at 0.05 level. ** Positive correlation at 0.01 level.

Regarding the overland flow, average rain intensities were positively correlated in the period V, while, in the other studied periods no correlations were found (**Table 4.1.7.2_2**). On the other hand, periods VI, VIII and X, were characterized by heavy storms with an average I_{30} that ranges between 18.1 mm h^{-1} to 23.8 mm h^{-1} (**Table 4.1.7.2_1**). The high-intensity storms characterized periods VI, VIII, X, achieving the major runoff generation. According to Inbar et al. (1998), Moody and Martin (2001a), Andreu et al. (2002), Benavides-Solorio and McDonald (2005), Kunze and Stednick (2006), Robichaud et al. (2006) and Spigel and Robichaud (2007), the runoff generated during dry periods along the year is mostly rain intensity dependent. In this situation, firstly Hortonian fluxes, and secondly saturated overland flow, are the driving forces of the runoff along the slope (Calvo-Cases et al., 2003), and the collected runoff is highly dependent, firstly on a threshold of peak rain intensities, and secondly on the antecedent soil moisture in relation to the infiltration driving forces, sorptivity and hydraulic conductivity (Cammeraat, 2004). On period VI, two storm events of high intensity (16th of May and 1st August 2005 with I_{30} of 34 mm h^{-1} and 35 mm h^{-1} , respectively), explained the 65% of the

generated runoff in the burned plots. In the same way, four years after the 2003 experimental fire, in the year 2007 (period X), the peak rain intensities on 25th May 2007 (37.4 mm h⁻¹) and 12th August 2007 (30.8 mm h⁻¹) explained the 60% of the generated runoff in the burned plots during this period X, while in the control ones it explained the 35% of the yields. These results are consistent with that obtained by Kunze and Stednick (2006), which describes after a wildfire in the Colorado Front Range, the peak rain intensities of two storm events of high intensity as a crucial factor in runoff generation, explaining the 78% of the generated runoff. Mayor et al. (2007) in a burned Mediterranean pine stands, obtained two thirds of the total post-fire runoff only in two storms of high rainfall intensity. Moody and Martin (2001a,b) and Cannon et al. (2001) also correlated rain intensity (I_{30}) with peak discharges and sediment-runoff concentrations, and Inbar et al. (1998), Shakesby et al. (2006) and Ferreira et al. (2008), attributes major importance to the peak discharges because tend to be more sensitive hydrological responses to wildfire than the changes in the total flow. Our data corroborate these findings, and during the studied period (2005-2007), four rainstorms of peak rain intensities: 16th of May 2005 (I_{30} of 34.4 mm h⁻¹), 1st August 2005 (I_{30} of 35.2 mm h⁻¹), 25th May 2007 (I_{30} of 37.4 mm h⁻¹) and 12th August 2007 (I_{30} of 30.8 mm h⁻¹), explained the 50% of the overland flow generated (40 rain events, **Figure 4.1.7.2_2**) in the fire treatments (T1 and T2).

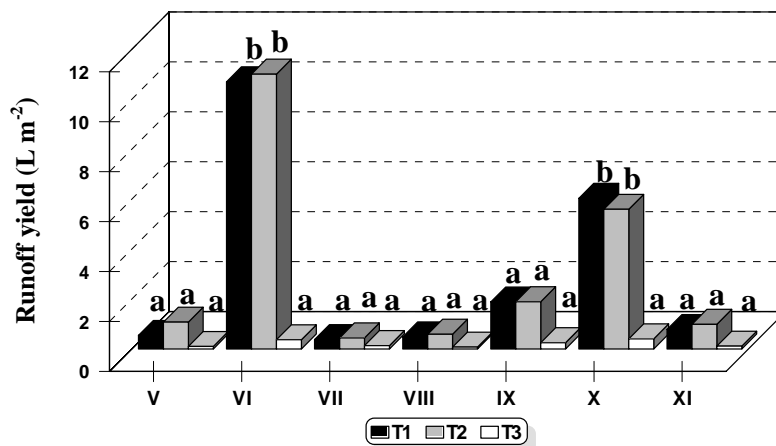


Figure 4.1.7.2_2. Runoff yield (L m⁻²) recorded during the defined periods V, VI, VII, VIII, IX, X and XI), for a total of 40 rainfall events. Values not sharing the same letter for fire treatments in each period, indicate statistical significant differences according to Tukey's test ($P < 0.05$). T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

Soil loss

At the short time period analyzed before, results showed that in period IV, soil losses in the burned plots (T1 and T2), showed a difference of two orders of magnitude regarding the T3 (3.6 T ha⁻¹ in burnt plots, and 0.015 T ha⁻¹ in T3). The 98% of this sediment were restricted only to two erosive rainfall events occurred in the 4th and 6th of September 2004 (I_{30} of 35.6 and 91 mm h⁻¹, respectively). At the end of the year 2004, huge differences in soil loss remained among fire and control treatments. In the year 2005, as was previously stated, two periods were described in order to the rainfall intensity and rain event duration; period V (January to May 2005), characterized by a soft rain regime, and period VI (16th May to 14th November 2005), where high rain intensities were recorded (average I_{30} of 18 mm h⁻¹). The sediment yield calculated in the whole 2005 reached 0.82 T ha⁻¹ yr⁻¹ in the burnt plots and 0.0009 T ha⁻¹ yr⁻¹ in the control ones, where a 99% of this soil loss was generated in the period VI, highlighting the importance of the high intensity rain events on the sediment production. Despite the amount of soil loss during heavy rainstorms in the plots of the fire treatments, a marked decrease in the erosion rates was observed and, in the period VI, a diminution into one order of magnitude (four folds), regarding period IV, were accounted (**Figures 4.1.7.1_3 and 4.1.7.2_3**).

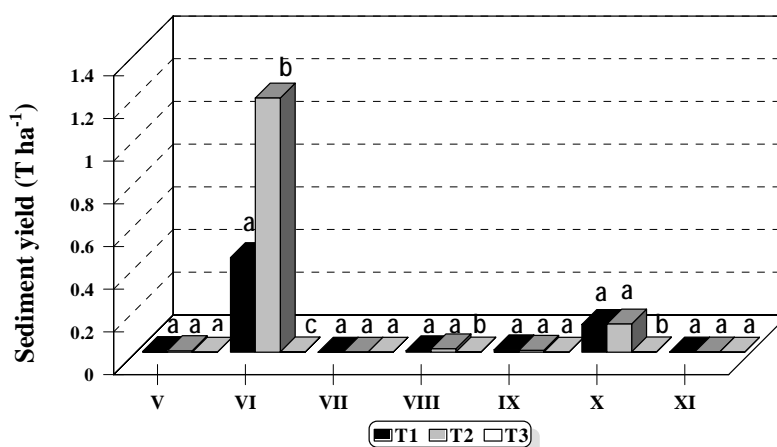


Figure 4.1.7.2_3. Sediment yield (T ha⁻¹) recorded during the defined periods V, VI, VII, VIII, IX, X and XI, for a total of 40 rainfall events. Values not sharing the same letter for fire treatments in each period, indicate statistical significant differences according to Tukey's test ($P < 0.05$). T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

In period VII (20th December 2005-17th April 2006), no soil losses were recorded in any plot. The low rainfall volume collected and the soft rain intensities reached during this period

(maximum I_{30} of 8.4 mm h^{-1} , on the 22nd February 2006) (**Table 4.1.7.2_1**), promoted few soil detachment and a high water infiltration (**Figures 4.1.7.2_2 and 4.1.7.2_3**).

In summer 2006 (period VIII) three erosive rain storms were recorded, with an average of 18 mm h^{-1} of rain intensity and a total rain volume of 49.5 mm . Despite the aggressive average rain intensity recorded, the low number of rainfall events ($n=3$) and, mainly, the low rain volume collected, maintained the sediment production in the burned plots close to the levels reached in period V. The soil loss amount, on average of T1 and T2, was 0.011 T ha^{-1} while on the T3 was practically unappreciable ($0.00025 \text{ T ha}^{-1}$).

Period IX accounted a total rainfall volume of 106.7 mm and an average rain intensity of 4.4 mm h^{-1} (**Table 4.1.7.2_1**), generating only 0.0096 T ha^{-1} in the burned plots. On the control treatments no sediment were registered. Soil loss in this period were only limited to one rainfall event (1st-3rd April 2007) of 2.6 mm h^{-1} of I_{30} , where a rain volume of 24 mm and an event duration of 3190 minutes were recorded. Previous to this rain event, on the 27th of March 2007, a storm of similar characteristics occurred, allowing soil surface water content of 7.2% when rain started. During autumn 2006 to early spring 2007, only one erosive rain event produced soil loss in the burned plots, which could be more related with the rain volume and time duration than with the I_{30} values (**Table 4.1.7.2_3**).

Later, on summer 2007 (period X), and as occurred on the previous years (2005 and 2006), rainfall aggressiveness characterized the rains of this period. The average rain intensity of 23.8 mm h^{-1} and a total rain volume of 121 mm was enough to generate, on average in T1 and T2, 0.13 T ha^{-1} of sediment, and 0.0015 T ha^{-1} on the T3. Despite the low yields in period X, and regarding the soil losses into the first two years after the 2003 fire (3.6 T ha^{-1} at the end of period IV), between fire treatments (T1, T2) and T3, a difference of two orders of magnitude still remained. Although, in the burned plots (T1 and T2), the erosion rates from 2004 to 2007 decrease into one order of magnitude (from 3.6 T ha^{-1} to 0.13 T ha^{-1}) (**Figures 4.1.7.1_3 and 4.1.7.2_3**). Relative to the peak rainfall intensities, the 75% of the soil loss occurred when rain events of I_{30} above 20 mm h^{-1} were recorded.

Last studied period (XI) completes the year 2007, from 4th October to 22nd December 2007, where as it was explained above, soft rainfalls characterized these months with low peak intensities (7.4 mm h^{-1}) and long rain event duration (**Table 4.1.7.2_1**). This rainfall features and the soil surface recovery during these years since the 2003 fire produced very scarce soil losses except in one rainfall event (22nd December 2007, peak rain intensity of 7.4 mm h^{-1}) where $0.00030 \text{ T ha}^{-1}$ was generated on average of T1 and T2.

Table 4.1.7.2_3. Pearson's correlations coefficients between rainfall parameters (rain volume, duration, I₃₀) and sediment yield, calculated by treatments, for the years 2005-2007, and for each defined period in this time. T1, high fire intensity. T2, moderate fire intensity. T3, control.

Sediment yield	Period	Treatment	Rain volume	Duration	I ₃₀
2005-5007 (n=40)		T1	0.193	-0.141	0.687**
		T2	0.143	-0.117	0.570**
		T3	0.180	-0.096	0.457**
V (n=6)		T1	0.123	-0.142	0.474
		T2	0.403	-0.081	0.900*
		T3	--	--	--
VI (n=8)		T1	0.186	0.056	0.873**
		T2	0.165	0.060	0.787*
		T3	0.175	0.053	0.865**
VII (n=5)		T1	--	--	--
		T2	--	--	--
		T3	--	--	--
VIII (n=3)		T1	0.772	0.473	0.565
		T2	0.601	0.254	0.743
		T3	0.678	0.349	0.672
IX (n=8)		T1	0.548	0.852**	-0.348
		T2	0.548	0.852**	-0.348
		T3	--	--	--
X (n=5)		T1	0.273	-0.823	0.901*
		T2	0.254	-0.765	0.802
		T3	0.024	0.508	-0.091
XI (n=5)		T1	0.868	0.959*	0.513
		T2	0.868	0.959*	0.513
		T3	--	--	--

* Positive correlation at 0.05 level. ** Positive correlation at 0.01 level.

In summary, with same rainfall characteristics (period IV and period X; **Table 4.1.7.1_1** and **Table 4.1.7.2_1**), when comparing soil losses generated in burned plots from the end of 2004 to the end of 2007, a decreased into one order of magnitude on the sediment production (**Figures 4.1.7.1_3** and **4.1.7.2_3**) was reached, showing both, the soil and vegetation recovery and the importance of the peak rain intensities on the sediment production even four years after the fire impact.

From 2005 to 2007, in the burned plots of La Concordia Experimental Station, the soil loss generated could be attributed to two main processes according to the rainfall aggressiveness. It is observed along the study time, storms with rain aggressive circumstances (periods VI, VIII, X) where important soil losses were recorded, and storms of soft rainfalls (V, VII, IX, XI) where negligible soil losses were generated.

In La Concordia, the most important soil loss responds to the peak rain intensity events that should be concentrated in summer time (Shakesby et al., 2006). These specific precipitation regimes produce most of the sediment removed in forested burned areas, as pointed out Inbar et al. (1998), Moody and Martin (2001a), Kunze and Stednick (2006) and Mayor et al. (2007). Although, Benavides-Solorio and MacDonald (2005) apart from the rainfall aggressiveness, describe the percentage of bare soil as other main mechanism implied in soil losses.

Data from this study show that in 2005, the 99% of the soil loss were explained by the aggressive rainstorms recorded during the period VI (**Table 4.1.7.2_1 and Figure 4.1.7.2_3**). Concretely, the 98% of the sediments were yielded in only two rainfall events; on the 16th May and 1st and 2nd August 2005, where I_{30} records of 34 mm h⁻¹ and 35 mm h⁻¹ were achieved, respectively. By this, and agreeing with Johansen et al. (2001), Kunze and Stednick (2006), Spigel and Robichaud (2007) and Mayor et al. (2007), peak rain intensities explains the majority of the soil losses occurred in burned forested areas of temperate climates where and after the fire, the lack of vegetation cover (less of 30%) can not protect against erosion (Inbar et al., 1997 and 1998; Spigel and Robichaud, 2007). In the same way, Johansen et al. (2001) obtained a direct and exponential relationship between the sediment yielded and the bare soil, when its values were up to 60-70%. Benavides-Solorio and MacDonald (2005), ascribed the percentage of bare soil up to 60% as a controlling parameter on erosion rates after forest fires. Boix-Fayós et al. (2007) obtained an important negative correlation between vegetation cover and soil loss. Similar results were found in Mediterranean shrubland areas by Gimeno-García et al. (2007), whose also obtained statistical significant relationship between vegetation cover and soil losses, so that in areas with coverage above 30%, soil loss is considerably reduced. De Luis et al. (2003), describes after a prescribed fire in a gorse community area in Mediterranean climate, that the largely soil losses occurred when there was not vegetation cover to protect the soil against aggressive rainstorms.

During 2006, most of the precipitation followed a pattern of low rain intensity (**Figure 4.1.7.2_1**) and long average event duration (**Table 4.1.7.2_1**). In this way, the erosion rates on burned plots (T1 and T2) were minimal. In 2006, the number of aggressive rain events were reduced to 9 and together with the low erosive rainfall volume collected (136.6 mm, **Figure 4.1.7.2_1**), facilitated erosion rates of 0.011 T ha⁻¹ yr⁻¹, highlighting a soil loss reduction of two orders of magnitude relative to the immediate post-fire values (period II and period IV, **Figure 4.1.7.1_3**). Similar rates were obtained by other authors. Robichaud et al. (2006) got three years after a forest fire in the Northwest USA, a decrease into three orders of magnitude on the soil erosion rates, attributing this diminution to the combination of vegetation recovery and the low rainfall aggressiveness recorded during the study year. Mayor et al. (2007) ascribed the soil loss reduction in burned areas of the south-east Spain, to periods of scarce precipitation (drought) and thus, low soil loss. Although in contrast, during drought periods vegetation recovery is slow

due to the lack of water, by this, its protection against erosion is limited and fire effects could persist for longer times.

In our plots, the rainfall data of the period IX (18th October 2006 to 7th April 2007) reflected a slight rainfall aggressiveness, with an average rain intensity of 4.4 mm h⁻¹ (**Figure 4.1.7.2_1**). The soil loss was limited only to a one erosive rainfall event (1st to 3rd April, 2007), characterized by an I₃₀ of 2.6 mm h⁻¹, a rainfall volume of 24 mm, a event duration of two days, and an antecedent soil moisture of 7.2%, due to a previous rainfall occurred 3 days before (**Figure 4.1.7.2_1**). With these rain characteristics, only 0.0096 T ha⁻¹ of sediment were collected in burned plots.

On the last studied period (XI), the soil and vegetation recovery together with the scarce low-intensity rains (**Table 4.1.7.2_1**), only generated soil losses in one event where negligible levels of sediment were collected (0.00030 T ha⁻¹), showing the I₃₀ as the controlling parameter on the soil erosion also three years after fire, as pointed out Robichaud et al. (2006). The last assumption is corroborated if we observed the erosion measured during the period X. In this elapsed time, which goes from 28th April to 21st September 2007, 0.13 T ha⁻¹ of sediment were generated in burned plots, increasing the difference with control plots (0.0015 T ha⁻¹) into two orders of magnitude. Data from “La Concordia” plots agrees with the findings of Inbar et al. (1998), Andreu et al. (2002), Boix-Fayós et al. (2005), Robichaud et al. (2006), Kunze and Stednick (2006), Shakesby et al. (2006), and Ferreira et al. (2008), whose attribute to the peak rain intensities major importance on soil erosion.

The sediment yielded in La Concordia burned plots, showed a marked pattern based on the rainfall intensity. The **Table 4.1.7.2_3** shows the high dependence between the soil loss and rain intensity. When the high-intensity rains occurs, positive correlations were obtained between soil loss and I₃₀, while when soft rain intensities were recorded, no correlation were obtained between I₃₀ and soil loss. Inbar et al. (1997, 1998), Robichaud et al. (2006), Shakesby et al. (2006), Gimeno-García et al. (2007), Pierson et al. (2008), González-Pelayo et al. (2010b), pointed out the importance of a rain intensity threshold to generate sediment after a fire impact.

Rainfall evolution related with runoff and sediment production

For a better understanding of the erosive processes occurred in La Concordia Experimental Station, it is crucial to obtain the correlations established between rainfall parameters (rain volume, rain event duration and average rain intensity) and the runoff and sediment yielded (Gimeno-García, et al., 2007; González-Pelayo et al., 2010b). The **Table 4.1.7.2_2** displayed the correlations between rainfall characteristics (volume, duration and I₃₀) and the collected runoff in the whole study period (2005-2007), and **Table 4.1.7.2_1** also differentiates between the periods of low-intensity and high-intensity rainfalls. Significant correlations between rain

volume, I_{30} and runoff were obtained from 2005 to 2007 ($n=40$). However, the correlations obtained on each described period (**Table 4.1.7.2_2**) showed that in the period V, the runoff production in all the plots were more controlled by the average rain intensity than by the rainfall volume. In the next rainfall period (VI), characterized by low I_{30} and long event durations, the runoff on T3 was positively correlated with the rain volume and the event duration. Otherwise, on the T2, the rain intensity showed a positive correlation with the generated runoff, while on the T1, the runoff seems to be more controlled by rainfall volume. Following to the period VII, characterized by low rain intensity, the runoff production in all plots was controlled by the rain volume (**Table 4.1.7.2_2**). In the next studied periods until September 2007 (VIII, IX, and X), the runoff production were not correlated with the rainfall parameters. However, in the last one (period XI), the runoff generation in the T1 and T2, was significantly correlated with the rain event duration. Regarding the rainfall volume, the statistical significance level for T1 and T2 were very close to 95% (T1, $R = 0.859$ with $P = 0.062$; and T2, $R = 0.867$ with $P = 0.057$) (**Table 4.1.7.2_2**).

As it was stated by some authors (Inbar et al., 1998, Moody and Martin, 2001a,b; Andreu et al., 2002; Shakesby et al., 2006; Ferreira et al., 2008), a key parameter related with the soil loss after forest fires incidence, is the rainfall intensity and the antecedent soil moisture (Turnbull et al., 2010). By this, for the whole studied period (2005 to 2007, $n=40$), a positive significant correlation ($p < 0.01$) were observed between rain intensity and soil loss. Kunze and Stednick (2006), pointed out that the parameter I_{30} explained the 91% of the variability in the sediment production after a wildfire in the Colorado Front Range (USA), Benavides-Solorio and MacDonald (2005) also showed a strong dependence of the sediment yielded and rain intensity, although they found a direct relationship between percentage of bare soil and increasing soil loss.

The correlations between rainfall parameters and sediment production on each described period, showed that on burned plots, rainfall intensity was the relevant factor on increasing soil loss (**Table 4.1.7.2_3**). On period V, the soil loss amount on T2 plots was produced when peak rain intensities were reached (I_{30} of 14.4 mm h^{-1} on 7th February and I_{30} of 5.2 mm h^{-1} on 2nd April 2005), while on the T1 and T3 no correlations were obtained. On the other hand, when the most aggressive rainfall conditions were recorded, on period VI and X (**Table 4.1.7.2_1**), a positive significant correlation between soil loss and I_{30} was obtained (**Table 4.1.7.2_3**). In periods of low rainfall aggressiveness (VII, IX, XI), there is not any correlation because the lack of data (period VII), or because the sediment production was only correlated with the rain event duration (periods IX and XI) (**Table 4.1.7.2_3**). Therefore, four years after the fire impact (2003-2007), peak rain intensities could be still used as a parameter controlling sediment production (Robichaud et al., 2006; Shakesby et al., 2006; Ferreira et al., 2008), although in the period X, with similar rainfall aggressiveness than in period IV (the second rainy season after

the 2003 fire (**Table 4.1.7.1_1 and Table 4.1.7.2_1**), the sediment yielded decreased into one order of magnitude.

Regression analyses between rainfall intensity and erosive parameters (runoff and sediment yield) displayed a linear correspondence with >95% significance (**Figure 4.1.7.2_4**). Concerning the runoff, a rainfall intensity threshold between 18-20 mm h⁻¹, promoted increases into one order of magnitude in the burned treatments regarding the control one, although the levels were widely lower than those obtained into the first two rainy seasons after the 2003 experimental fire (**Figure 4.1.7.1_4 and 4.1.7.2_4**). Values of 27 L m⁻² on average of T1 and T2 in the period IV, and values of 5.8 L m⁻² on average of the T1 and T2 in the period X. Period IV and period X were statistically comparables (**Table 4.1.7.1_1 and Table 4.1.7.2_1**).

Regarding soil losses, when a rainfall intensity of 18-20 mm h⁻¹ was overcome, the soil amount yielded in the fire treatments increased into two orders of magnitude regarding the T3 (**Figure 4.1.7.2_4**), although in absolute values a marked diminution of the erosion rates was achieved from end of 2004 to end of the 2007 (3.6 T ha⁻¹ to 0.13 T ha⁻¹). In this elapsed time, the soil and vegetation recovery in the burned plots facilitate a decrease of one order of magnitude regarding the soil losses accounted into the first two rainy seasons after the experimental fire (**Figures 4.1.7.1_3 and 4.1.7.2_3**).

Statistical significant *Pearson* correlations at 0.01 level, between runoff and sediment yields in all plots, were obtained for the 2005-2007 years (**Table 4.1.7.2_4**). Analyses based on the data of each defined period displayed a linear correspondence between the runoff and the sediment production, mainly when the most aggressive rainfall conditions were recorded (periods VI, X). When rainfall was soft, runoff and sediment yields were only correlated in T1 and T2 (periods V, IX), or no correlation was observed (periods VII, XI) (**Table 4.1.7.2_4**).

The sediment production in La Concordia plots is directly linked with runoff when periods of heavy rains and punctually when soft rain periods. These results suggests that on burned forested areas there is some threshold on I₃₀ that once it is overcome the runoff and the sediment production is magnified, as reported Inbar et al. (1998), Moody and Martin (2001a,b), Cannon et al. (2000), Andreu et al. (2002), Cammeraat (2004), and Gimeno-García et al. (2007). According to Inbar et al. (1998), Moody and Martin (2001a,b) and Kunze and Stednick (2006), on burned slopes and when the rain intensity level is above 10 mm h⁻¹, the magnitude of the flood peaks increases more rapidly with increases in rain intensity. In the same way, Cannon et al. (2001) pinpointed a threshold of 20 mm h⁻¹ in relation the sediment-runoff magnification after wildfires in Cerro Grande, New Mexico (USA). In burnt areas of the Mediterranean Spain, Castillo et al. (1997) and Gimeno-García et al. (2007), established a threshold of 20 mm h⁻¹ on the magnification, into one order of magnitude, of the erosion rates. In their studies, both authors accounted more than the 90% of the soil losses when events of rain intensity up to 20 mm h⁻¹ were recorded. According to these authors, on the burned plots of La Concordia

Experimental Station, rain intensities up to 20 mm h^{-1} explained the 90% and 100% of the sediment production in the burned and control plots, respectively. The threshold of 20 mm h^{-1} on rain intensity operates as a factor increasing soil erosion. In runoff generation, the yields in burned plots (T1 and T2) increased up to one order of magnitude regarding the T3 plots, and on the sediment yield, when values of rain intensity up to 20 mm h^{-1} were recorded, yields in T1 and T2 increased up to two orders of magnitude comparing with the control plots.

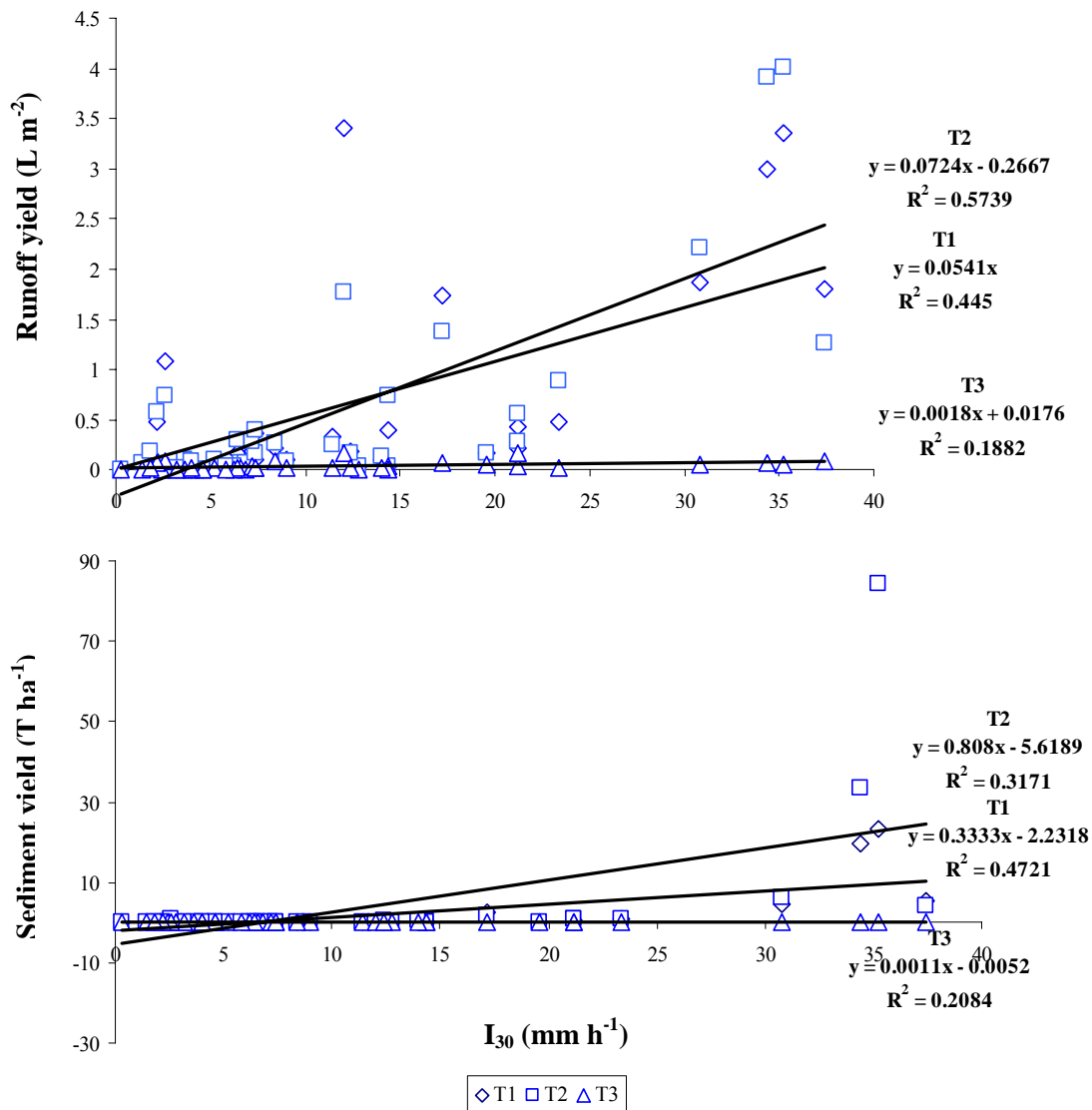


Figure 4.1.7.2_4. Relationships between runoff yield, sediment yield and average I_{30} for the whole studied period 2005-2007. $n=40$. T1, high fire intensity; T2, moderate fire intensity; T3, control.

Table 4.1.7.2_4. Pearson's correlations coefficients between runoff and sediment yield. Calculated by treatments, for the years 2005-2007, and for each defined period in this time (V, VI, VII, VIII, IX, X, XI). T1 = high fire intensity, T2 = moderate fire intensity, T3=control.

	Period	Treatment	Sediment yield		
			T1	T2	T3
Runoff yield	2005-2007 (<i>n</i> =40)	T1	0.759**		
		T2		0.807**	
T3				0.567**	
	V (<i>n</i> =6)	T1	0.494		
		T2		0.953**	
		T3			--
	VI (<i>n</i> =8)	T1	0.715*		
		T2		0.847**	
		T3			0.937**
	VII (<i>n</i> =5)	T1	--		
		T2		--	
		T3			--
	VIII (<i>n</i> =3)	T1	0.770		
		T2		0.898	
		T3			0.971
	IX (<i>n</i> =8)	T1	0.907**		
		T2		0.718*	
		T3			--
	X (<i>n</i> =5)	T1	0.902*		
		T2		0.915*	
		T3			0.878*
	XI (<i>n</i> =5)	T1	0.858		
		T2		0.858	
		T3			--

* Positive correlation at 0.05 level. ** Positive correlation at 0.01 level.

Erosion rate ratio

From 2005 to 2007, soil loss generation in the burned plots of La Concordia, when periods of comparables high intensity rains (**Table 4.1.7.1_1 and 4.1.7.2_1**), was reduced into one order of magnitude (27 folds), from 3.6 T ha⁻¹ in period IV to 0.13 T ha⁻¹ in period X (**Figures 4.1.7.1_3 and 4.1.7.2_3**). Robichaud et al. (2006) and Kunze and Stednick (2006), after wildfires in North-West USA, measured decreases of one order of magnitude on each year after the fire. Regarding to the differences between fire and control treatments, two years after the experimental fire (period IV), soil losses in burnt plots exceeded into two orders of magnitude those of T3 (**Figure 4.1.7.1_3**), reaching an erosion rate ratio (*ERR*) of 148 (**Figure 4.1.7.2_5**). This rate agrees with the results obtained by Inbar et al. (1998), Cerdá and Lasanta (2005), whose obtained after fire impact, increases up to two orders of magnitude on the sediment

yielded during the three first years after fire, later on, the yields were reduced driven by the soil and vegetation recovery (Inbar et al., 1997 and 1998).

In La Concordia plots, it is observed a marked pattern of the *ERR* depending on the aggressivity of the rainy periods. *ERR* when high-rain intensity periods (II, IV, VI, VIII, X) ranged between 248 and 29, while when low-rain intensity periods (III, V, VII, IX, XI) it was zero (**Figure 4.1.7.2_5**). By this, it is observed an increasing *ERR* during the first three years after fire, followed by a decreasing trend in the fourth year after the 2003 fire (**Figure 4.1.7.2_5**). As it was measured, the *ERR* is highly dependent on the rainfall intensity which controls the soil loss even three years after the experimental 2003 fire (**Figure 4.1.7.2_1 and Figure 4.1.7.2_5**). Mayor et al. (2007), obtained similar results with runoff and sediment increases within the former three years after wildfire. They hypothesized that early post-fire drought in their study can be a major driver increasing the duration of increased erosion rates, due in part to the slow vegetation cover recovery. Later on, erosion decreased and became very low at the sixth and seventh year after the fire.

Table 4.1.7.2_5. Erosive rain events features, runoff yield and sediment yield from 2005-2007 years in La Concordia plots. T1 and T2 are fire treatments, and T3 is control.

Year	Date	Period	Rain (mm)	Duration (min)	I_{30} (mm h ⁻¹)	Runoff yield (L m ⁻²)			Sediment yield (T ha)		
						T1	T2	T3	T1	T2	T3
2005	7/8-II	V	18.1	830	14.4	0.4013	0.7498	0.0396	0.0009	0.0049	0.0000
2005	23/25-II	V	20.9	3000	3.6	0.0396	0.1063	0.0121	0.0000	0.0000	0.0000
2005	2/3-III	V	0.3	60	0.3	0.0015	0.0142	0.0042	0.0000	0.0000	0.0000
2005	2/3-IV	V	9.2	700	5.2	0.0708	0.1125	0.0208	0.0014	0.0012	0.0000
2005	8-IV	V	10.0	230	6.6	0.0229	0.0750	0.0208	0.0000	0.0000	0.0000
2005	13-V	V	4.4	400	4.6	0.0083	0.0146	0.0029	0.0004	0.0009	0.0000
2005	16-V	VI	22.6	350	34.4	3.0034	3.9183	0.0729	0.1952	0.3362	0.0004
2005	22-VI	VI	22.4	230	23.4	0.4875	0.8917	0.0271	0.0092	0.0091	0.0000
2005	9-VII	VI	7.8	330	1.4	0.0417	0.0646	0.0083	0.0011	0.0005	0.0000
2005	1/2-VIII	VI	23.2	370	35.2	3.3518	4.0128	0.0500	0.2336	0.8424	0.0004
2005	7-IX	VI	13.2	390	12.8	0.0363	0.0388	0.0146	0.0000	0.0000	0.0000
2005	13-IX	VI	7.3	70	14.4	0.0375	0.0417	0.0071	0.0000	0.0000	0.0000
2005	15-X	VI	11.0	280	11.4	0.3292	0.2583	0.0188	0.0014	0.0008	0.0000
2005	14-XI	VI	46.5	730	12.0	3.4107	1.7775	0.1688	0.0027	0.0018	0.0000
2005	20-XII	VII	3.2	500	2.8	0.0000	0.0052	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2006	9/10-I	VII	22.2	1180	9.0	0.1042	0.0896	0.0271	0.0000	0.0000	0.0000
2006	26/27-II	VII	34.8	1480	8.4	0.2208	0.2625	0.0917	0.0000	0.0000	0.0000
2006	18/19-III	VII	8.2	1470	4.0	0.0021	0.0146	0.0021	0.0000	0.0000	0.0000
2006	17-IV	VII	19.3	360	6.8	0.0500	0.0729	0.0125	0.0000	0.0000	0.0000
2006	28-IV	VIII	10.6	40	19.6	0.1625	0.1729	0.0542	0.0018	0.0074	0.0000
2006	30/31-V	VIII	20.6	690	21.2	0.2167	0.2792	0.0438	0.0029	0.0405	0.0002
2006	14-IX	VIII	18.3	830	14.0	0.1021	0.1375	0.0167	0.0019	0.0033	0.0000
2006	18-X	IX	5.3	280	4.6	0.0000	0.0042	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2006	4-XI	IX	11.7	1100	7.4	0.0979	0.1750	0.0271	0.0000	0.0000	0.0000
2006	22/23-XII	IX	7.8	200	6.2	0.0167	0.0375	0.0146	0.0000	0.0000	0.0000
2007	26-I	IX	25.4	620	6.4	0.1667	0.3000	0.0292	0.0000	0.0000	0.0000
2007	4/5-II	IX	8.5	1040	2.4	0.0167	0.0375	0.0146	0.0000	0.0000	0.0000
2007	26/27-III	IX	17.6	1710	3.2	0.0250	0.0208	0.0092	0.0000	0.0000	0.0000
2007	1/3-IV	IX	24.3	3190	2.6	1.0792	0.7375	0.0875	0.0108	0.0084	0.0000
2007	7-IV	IX	6.1	170	2.2	0.4792	0.5792	0.0688	0.0000	0.0000	0.0000
2007	28/29-IV	X	24.2	570	21.2	0.4333	0.5542	0.1708	0.0054	0.0074	0.0013
2007	25-V	X	20.0	160	37.4	1.8050	1.2708	0.0875	0.0529	0.0405	0.0000
2007	5-VI	X	9.5	420	12.4	0.1833	0.1750	0.0200	0.0026	0.0033	0.0000
2007	12-VIII	X	28.0	250	30.8	1.8758	2.2188	0.0542	0.0444	0.0632	0.0002
2007	21/22-IX	X	39.6	550	17.2	1.7356	1.3749	0.0729	0.0241	0.0174	0.0000
2007	4-X	XI	7.1	140	5.8	0.0192	0.0375	0.0125	0.0000	0.0000	0.0000
2007	11/12-X	XI	24.7	690	7.2	0.1896	0.2854	0.0313	0.0000	0.0000	0.0000
2007	24/25-X	XI	15.4	560	4.0	0.0500	0.0833	0.0208	0.0000	0.0000	0.0000
2007	20-XII	XI	5.2	630	1.8	0.1542	0.1792	0.0250	0.0000	0.0000	0.0000
2007	21/22-XII	XI	43.2	2130	7.4	0.3667	0.4000	0.0250	0.0003	0.0003	0.0000

Soil recovery

The magnitude of post-fire erosive responses can be quantified in terms of the change in hydrological processes based on the unburnt pre-fire conditions (Cerdà and Lasanta, 2005). During the initial phase, erosion rates increase with time and reach a maximum, and during the recovery phase, they decrease. The duration of these two phases constitutes the relaxation-recovery time (Moody and Martin, 2001a,b). In the first post-fire year (1995-1996), the sediment yield from the burnt plots in the study area was $4.3 \text{ T ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (Gimeno-García et al., 2007), while in 2002-2003 (period I), it was 0.021 T ha^{-1} , a two order of magnitude diminution after eight years of soil and vegetation recovery. Inbar et al. (1998) reported, after three years of the Mont Carmel fire (Israel), a three orders of magnitude diminution of the sediment yield compared to the ones obtained in the first post-fire year.

The erosion data suggest that at the time of the repeated fire (July 2003), the soil-vegetation system was in the recovery stage, with decreasing rates of soil loss toward the pre-fire levels. The repeated fire in 2003 led the system into a degradation stage, increasing the necessary relaxation-recovery time and the erosion rates (**Figure 4.17.2_5**). A parameter that quantifies the erosive response after fire impact is the erosion rate ratio (*ERR*), the ratio of burnt to non-burnt soil losses (Cerdà and Lasanta, 2005). In period II, the average *EER* was 248. In the next year (period IV), it decreased to 148 (**Figure 4.1.7.2_5**), although the differences between the burnt and control plots were still of two orders of magnitude. This reduction could be facilitated by soil consolidation and trapping of particles by vegetation (Inbar et al., 1997 and 1998), and also by the rainfall characteristics; four consecutive heavy storms in the period II while two in period IV (**Figure 4.1.7.1_1**).

The impact of a new fire in summer highlighted the soil susceptibility to erosion. Different authors pointed out that the time period to return to the steady-state conditions varies depending on several factors such as fire severity (Robichaud et al., 2000), the recurrence period of aggressive rainstorms (Benavides-Solorio and MacDonald, 2005; Shakesby et al. 2006), drought periods and vegetation recovery (Mayor et al., 2007), the soil water content related to the soil infiltration rate (Robichaud, 2000) and thus, on driving forces as sorptivity and hydraulic conductivity (Cammeraat, 2004). Moody and Martin (2001a) suggested three to four years as the relaxation time for sediment concentration. Robichaud et al. (2000) also reported a similar time period under other environmental conditions, and Inbar et al. (1998) estimated five to ten years to reach the steady-state conditions. In the same way, Mayor et al. (2007) concludes that after wildfires the critical period for post-fire runoff and sedimentation may last at least five years, and maximum amounts of runoff and sediments can be expected some years after the fire. In our study area, erosion (*ERR*) increased until the third year after fire (**Figure 4.1.7.2_5**), afterwards, a decreasing trend is observed along time, although peak rain intensities can

augmented erosion even four years after the experimental fire (**Figure 4.1.7.2_5 and Table 4.1.7.2_5**). By this, as reported Robichaud et al. (2006), Shakesby et al. (2006), and Ferreira et al. (2008), depending on the peak rain intensities, maximum soil losses, also in the fourth year after a fire, could be reached.

Summary. Medium term effects

The medium term effects on soil were investigated comparing runoff and soil losses between burnt and unburnt plots for the 2005-2007 years. Results showed at the end of 2004 (period IV), differences of 15 folds (one order of magnitude) in runoff, and 242 folds (two orders of magnitude) on the soil loss generated between the burnt and control plots, being probably responsible of these differences, the lack of vegetation, the increase of bare soil percentage, the post-fire soil surface characteristics and, principally, the magnitude of the high intensity rains occurred after the fire.

In the consecutives years from 2005 to 2007, a marked reduction on the soil loss, in principle is related to the soil and vegetation recovery. The rainfall features affected directly the runoff and sediment yields on burned plots. Linear relationship was observed between rain intensity, runoff and sediment production when high-intensity storms. So, a rain intensity threshold up to 20 mm h⁻¹ explained the 90% of the soil loss in the burned plots.

The erosion rate in La Concordia is highly dependent on the peak rain intensities, even four years after the 2003 fire. In the period X (28th April to 21st September 2007), peak rain intensities up to 20 mm h⁻¹ made increased, into two orders of magnitude, the difference between burned and control plots, although the almost four years of recovery (2003-2007) could facilitate a reduction in the soil losses of two orders of magnitude, instead that huge differences remained between the burnt and control systems (62 folds and an *ERR* of 20, **Figure 4.1.7.2_5**). Regarding the hydrological characteristics, runoff is rain intensity dependent. When compares runoff between fire and control treatments, during high-intensity rain periods as occurred in period IV (end 2004) and X (2007), differences were of 15 folds, also in the year 2007. Meanwhile, when low-rain intensity periods were registered (periods III, V, VII, IX, XI), these differences were reduced in a half, showing the runoff dependence on the rain intensity even four years after the fire impact.

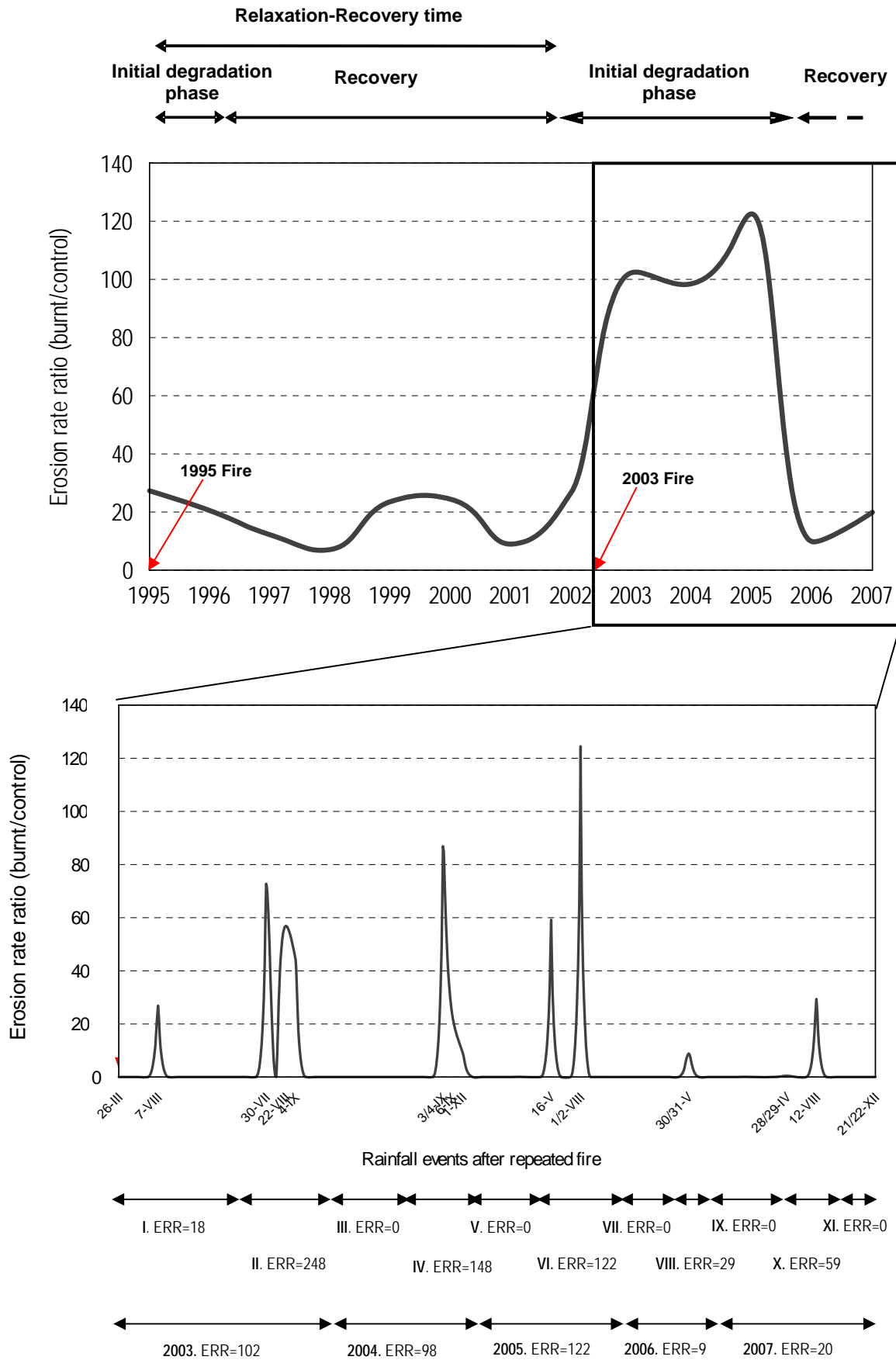


Figure 4.1.7.2_5. Erosion rate ratio (ERR) after 1995 2003 fires. Study periods in roman numerals.

4.2. Podentes

4.2.1. Soil temperatures in the controlled fire

The soil surface temperatures and their duration were measured by means of thermo-sensitive paints and thermocouples. The analysis of the maximum soil surface temperatures during the 2009 controlled fire in Podentes, showed a wide range, from 107°C to 400°C. As it was explained in the chapter 3.6., changes in soil properties are related with temperature thresholds; temperatures up to 220°C, from 220°C to 460°C, from 460°C to 600°C and beyond 600°C (Giovannini, 1994; Terefe et al., 2008). In Podentes fire, in any case the soil surface temperatures exceed 400°C, so to study temperature data more accurately, results has been grouped into five classes according with the consulted bibliography in terms of the changes in soil properties by fire temperatures (Giovannini et al., 1988; Robichaud and Hungerford, 2000; Badia and Martí, 2003; García-Corona et al., 2004) ; 107°C-121°C, 122°C-149°C, 150°C-232°C, 233°C-298°C, and 299°C-400°C.

The **Figure 4.2.1_1**, display the frequency of the maximum soil surface temperatures (by means of thermo-sensitive paints) reached in the whole area. The average values were low. A 55% of the peak temperatures were into a range of 107°C to 121°C, a 23% of maximum temperatures in a range of 122°C to 149°C, and a 13% in a range of 150°C to 230°C. According to this methodology, the 91% of the maximum fire temperatures reached at soil surface were lower than 232°C.

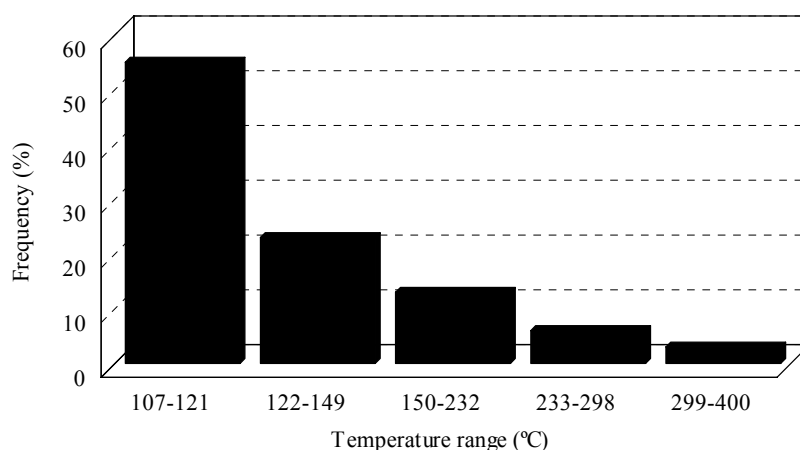


Figure 4.2.1_1. Frequency of the average maximum soil surface temperatures reached in the Podentes controlled fire.

Analyzing the soil surface temperature depending on the plant specie and orientation, the maximum average temperature was reached under the *P. lentiscus* shrubs of the SW slope,

although there were no statistical significant differences among the soil surface temperatures reached under the whole bushes (**Table 4.2.1_1**).

Table 4.2.1_1. Summary of statistics for temperature data measured with thermosensitive paints.

	LNE			LSW		
	Q. coccifera	P.lentiscus	A. unedo	Q. coccifera	P.lentiscus	A. unedo
N	9	9	9	9	9	9
Mean	138a	129a	133a	138a	181a	147a
SD	27.8	40.6	63.4	41.5	78.5	61.2
CV (%)	20	31	48	30	43	42
minimum (C°)	107	107	107	107	107	107
maximum (C°)	177	232	298	232	298	298

LNE; landscape north east, LSW; landscape south east, SD; standard deviation, CV; coefficient of variation.

^a different lowercase letter among plant species indicates statistically significant differences at $P < 0.05$.

Regarding the thermocouples (TC), this methodology provide information on the evolution of temperatures in the soil surface as a function of time, on the maximum temperatures reached, and of the remaining time of temperatures greater than 100°C, a value where the most significant changes on soil properties start (Gimeno-García et al., 2004). Results from the thermocouples placed at 2 cm depth, displayed the low intensity of the fire impact because only in two cases a slight rise in soil temperature was recorded; TC48 reached 48°C and TC57 reached 84°C (**Table 4.2.1_2**), being the average soil temperature from the whole pool of thermocouples of 26°C.

Table 4.2.1_2. Peak temperatures at two centimetres depth in the Podentes controlled fire. TC: thermocouple; T: temperature; ? not work.

TC	Peak T (°C)	TC	Peak T (°C)	TC	Peak T (°C)	TC	Peak T (°C)	TC	Peak T (°C)	TC	Peak T (°C)	TC	Peak T (°C)
TC1	27	TC11	23	TC21	26	TC31	25	TC41	19	TC51	24	TC61	20
TC2	31	TC12	?	TC22	25	TC32	27	TC42	27	TC52	23	TC62	23
TC3	27	TC13	23	TC23	24	TC33	27	TC43	22	TC53	22	TC63	27
TC4	25	TC14	27	TC24	25	TC34	27	TC44	27	TC54	19	TC64	22
TC5	34	TC15	24	TC25	25	TC35	23	TC45	18	TC55	19	TC65	40
TC6	30	TC16	?	TC26	23	TC36	18	TC46	23	TC56	20	TC66	?
TC7	28	TC17	27	TC27	24	TC37	24	TC47	21	TC57	81	TC67	19
TC8	29	TC18	28	TC28	25	TC38	34	TC48	48	TC58	22	TC68	19
TC9	25	TC19	25	TC29	43	TC39	18	TC49	18	TC59	25		
TC10	27	TC20	30	TC30	25	TC40	30	TC50	23	TC60	26		

From the 68 thermocouples placed at the soil surface, 27 did not work properly. From the remaining 41 working units, the average soil surface temperatures exceeded 100°C, being 189°C the average, and lasting 3.5 minutes at this temperature. Records on the TC's show an erratic fire behaviour including some unburned spots. On the areas where fire did not reached 100°C, the average surface temperature was 58°C. Inversely, the average peak temperature at soil

surface, for soil spots with temperatures higher than 100°C (n=21), was 312°C with the peak temperatures remaining 11 seconds (**Table 4.2.1_3**).

Table 4.2.1_3. Average values of temperature characteristics in the Podentes controlled fire. TC, thermocouple; T, temperature.

TC	Peak T (°C)	Remaining time of peak T (s)	Average T>100°C	Remaining time of T>100 (min)
TC2	403	4	216	0:04:04
TC5	306.5	36	208	0:02:38
TC10	456	4	213	0:02:50
TC17	386	6	207	0:02:36
TC18	246.5	16	171	0:06:28
TC22	319.5	6	204	0:03:00
TC24	248	6	173	0:02:22
TC26	399	6	208	0:04:38
TC32	278.5	8	176	0:01:24
TC35	274.5	16	210	0:05:08
TC37	232.5	8	161	0:03:10
TC38	236.5	6	167	0:03:24
TC40	245	4	166	0:02:20
TC42	449.5	8	218	0:05:48
TC44	266.5	10	173	0:03:36
TC46	128	12	118	0:01:16
TC49	484.5	6	232	0:04:08
TC50	366	28	227	0:02:56
TC52	423	6	209	0:03:54
TC54	257.5	16	188	0:04:32
TC60	154	20	130	0:04:18
Average	312	11	189	0:03:33

During the controlled fire, the study area was not completely burned, in part due to the high moisture content of the air and vegetation during the early hours of the morning (**Table 4.2.1_4**), which made difficult fire ignition in the first steps of the burning. After the fire, the total area and the burned one, was delimited by GPS. The total study area occupied 3.83 ha, although in the middle part of the study site a pine forest stand of 0.65 ha was delimited and maintained unburned for woody production. Summarizing, a total of 2.1 ha of shrubland (66%) was burned with an average temperature of 189°C (**Figure 4.2.1_2 and Table 4.2.1_3**).

Table 4.2.1_4. Weather conditions during the controlled burnt in the Podentes study site (04/22/09).

Hour	10:05	10:35	11:05	11:35	12:05	12:35	13:05	13:35	14:05	14:35	15:05	15:35	16:05	16:35	17:05	17:35
Air Temperature(°C)	11.5	16.5	25	25.1	24.4	27	27.4	31.5	23.5	23	27	27	24	27	24.3	23
Max wind velocity (m/s)	12.2	12.2	7.8	10.4	8.1	9.9	15.9	15.9	11.9	12.2	8.5	4.3	18.6	6.1	21.1	16.1
Average wind velocity (m/s)	2.1	1.4	2	1.1	2.3	4.8	2.3	1.5	5.5	6	3.3	2.2	7.1	2.3	9.5	7.9
Relative air moisture (%)	69	65	52	45	34	32	28	46	27	23	22	19	17	14	29	38

In the sampling sites where the temperature exceeded the 100°C, the temperature curves for each thermocouple were similar, with a quick rise phase, a short maximum peak (11 seconds on average), and a late slower drop of the temperature (**Figure 4.2.1_3**).

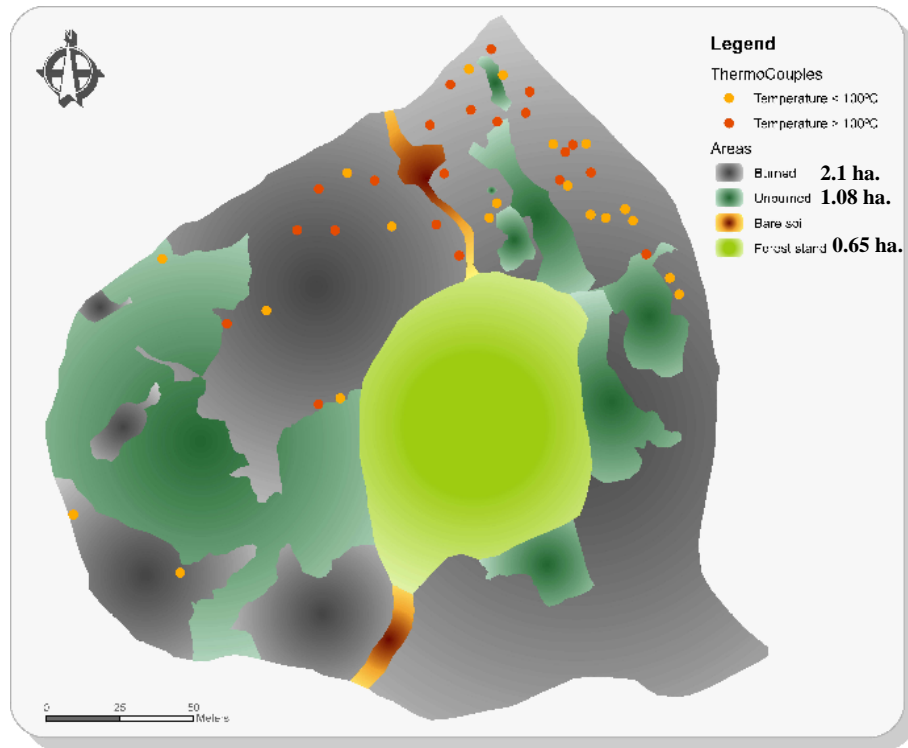


Figure 4.2.1_2. Thermocouples distribution and burned zone in the Podentes study area.

The comparison of peak temperatures obtained by thermo-sensitive paints and thermocouples, showed higher values in the thermocouple units. This methodology is more accurate and able to determine any change in the soil surface temperature every 2 seconds.

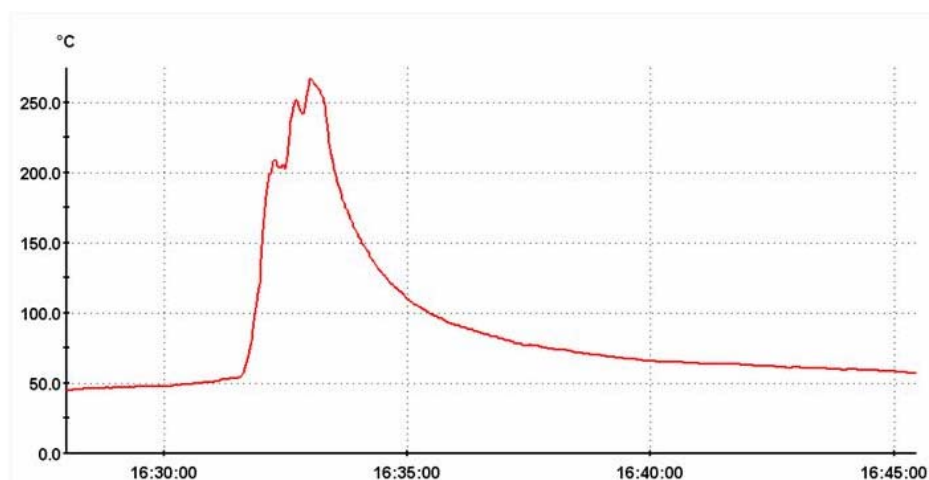


Figure 4.2.1_3. Example of a typical temperature-time curves obtained by thermocouples at soil surface during the Podentes controlled fire.

The ANOVA statistical analysis, at the $P=0.05$ level, was applied to check differences between peak temperatures obtained by thermocouples (TC) and thermo-sensitive paints. Results showed statistical significant differences between both methodologies, and the temperatures measured by TC were always higher than the measured by thermo-sensitive paints (**Figure 4.2.1_4**).

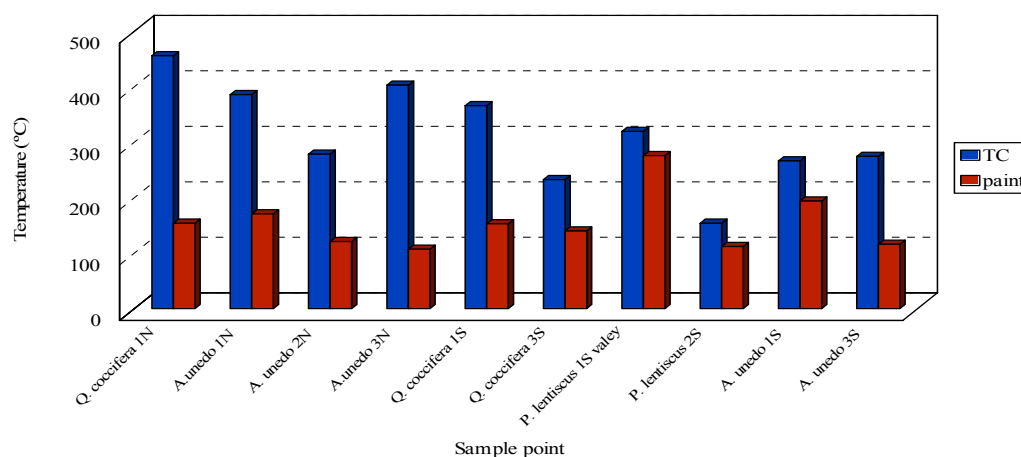


Figure 4.2.1_4. Peak temperatures by thermocouples (TC) and thermo-sensitive paints in the Podentes.

Based on the fuel and weather conditions and according to the classification established by Robichaud and Waldrop (1994), DeBano et al., 1998 and Robichaud et al. (2000), the fire was classified as a low intensity one.

4.2.2. Soil properties before and after fire

In the study area samplings were conducted in order to characterize soil properties. Soil samplings were conducted at soil surface (0-2 cm depth), depending on the landscape unit and beneath selected shrub species in the area: *Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus*, *Arbutus unedo*, and no vegetation or bare soil.

On the pre-fire sampling, some statistical significant differences on the soil organic matter (SOM) content measured under each plant specie and orientation were detected (**Table 4.2.2_1**). High SOM contents appeared in *Q. coccifera* and *P. lentiscus* on the orientation NE relative to the ones of the SW orientation. As regards to the soil under *A. unedo*, no statistical significant differences between both orientations were observed. The analyzed bare soil, showed the minor SOM contents due to the lack of litter inputs on the soil, and thus, statistical significant differences were detected regarding the other soil samples.

On the post-fire sampling, results displayed the same trend with major SOM content under the bushes sampled in the NE hillside. Although, for the soil sampled under the *P. lentiscus* and *A. unedo* shrubs, there were no statistical evidence (**Table 4.2.2_2**). Respect to the pre-fire SOM

levels, slight increases in the SOM content were detected after the fire (post-fire sampling), although, in any case with statistical evidence (**Table 4.2.2_1 and Table 4.2.2_2**). In this way, post-fire SOM content did not increase after the burning (there is no statistical evidence) and, major SOM content were measured always under the shrubs established on the NE orientation.

Overall, in the pre- and post-fire samplings, the soils have alkali pH and no changes related with the pass of fire were observed (**Table 4.2.2_1 and Table 4.2.2_2**). The pH values ranged between 6.1 and 8.2. In the hillside SW, the pH ranged between 7.1 and 8.2. In the NE orientation, the pH range was slightly lower, between 6.1 and 7.6. Even though the lack of statistical evidence, there is an observed tendency of great alkali conditions on the SW hillside, due in part, to the less biomass accumulation, the less SOM content, the original parent material (Jurassic marls and limestones on SW hillside and Jurassic limestones on the NE hillside), and the major carbonate content on soil (**Table 4.2.2_1**).

The soils developed on Jurassic limestone and marls, have an intrinsic carbonated component. On the soil surface, the CaCO₃ ranges between 0.9% and 24.6%, a wide range that did not reflects statistical significant differences between the all studied samples due to the great standard deviation values, mainly on the bare soil sites (**Table 4.2.2_1 and Table 4.2.2_2**). Notwithstanding of the great CaCO₃ content variability, on soils developed in the SW hillside there is major CaCO₃ content than on soils belonging to the NE facing slope, which also corresponds with the high alkali conditions of these soils (**Table 4.2.2_1 and Table 4.2.2_2**). The fire impact did not promote changes in the CaCO₃ contents and, no statistical significant differences were measured between pre- and post-fire conditions.

Mataix-Solera and Doerr (2004) and Fox et al. (2007) associate major AS values with major SOM content on forest soils. In the pre-fire sampling on the Podentes site, no statistical significant differences on the AS were measured between soil samples (**Table 4.2.2_1**) and, although major SOM contents were measured on the NE orientation, similar values of AS were detected on the samples taken on the SW and NE orientation. On the other hand, the burning produced some changes on the AS values and, although few changes were detected in respect to the pre-fire data (*A. unedo* NE, **Table 4.2.2_1 and Table 4.2.2_2**), on the post-fire sampling, differences between orientations were observed and in this case, higher AS were noticed on the samples taken on the SW orientation (**Table 4.2.2_2**). As was reported by different authors (Boix-Fayós, 1997; Mataix-Solera and Doerr, 2004; Arcenegui et al., 2008), the AS can be enhanced by low-moderate intensity fires. Results from Podentes sites, corroborate this idea and, despite the fact that there were no statistical evidence from pre- to post-fire conditions, increases on the AS were detected on the post-fire soil samples (**Table 4.2.2_1 and Table 4.2.2_2**). This fact could be related with the post-fire water repellence status, for the reason that increases in the post-fire AS could be understood because the formation of hydrophobic films on the external surface of the aggregates (Mataix-Solera and Doerr, 2004).

Table 4.2.2_1. Pre-fire soil samples. Mean values, standard deviations and extreme values for the soil organic matter content (SOM), pH, carbonates (CaCO₃) and aggregate stability (AS), in the soils under the different plant species in the Podentes study site. Different letters among shrub species on the same row, means statistical significant differences according to Tukey's test ($P < 0.05$). n=9.

		<i>Quercus NE</i>	<i>Quercus SW</i>	<i>P. lentiscus NE</i>	<i>P. lentiscus SW</i>	<i>A. unedo NE</i>	<i>A. unedo SW</i>	<i>Bare soil</i>
SOM (%)	Mean	13.6 bc	9.4 a	15.1 c	10.7 ab	14.2 bc	14.3 bc	8.0 a
	SD	1.9	0.6	2.2	1.8	1.7	1.5	2.4
	Max	15.7	10.0	17.4	12.7	15.6	16.0	9.4
	Min	12.2	9.1	13.0	9.6	12.3	13.0	5.3
pH	Mean	6.8 a	7.2 ab	6.7 a	7.6 bc	7.2 ab	7.5 bc	8.0 c
	SD	0.6	0.1	0.7	0.1	0.6	0.1	0.2
	Max	7.4	7.4	7.5	7.7	7.6	7.6	8.2
	Min	6.2	7.1	6.1	7.5	6.5	7.4	7.8
Ca CO ₃ (%)	Mean	2.1 a	3.4 a	2.3 a	3.8 a	4.4 a	5.0 a	12.8 a
	SD	0.5	2.3	1.7	2.1	3.1	0.9	12.7
	Max	2.5	6.0	4.2	5.8	7.0	5.2	24.6
	Min	1.6	1.6	1.2	1.7	0.9	4.0	1.8
AS (%)	Mean	59.1 bc	63.9 c	60.2 c	63.1 c	48.4 ab	63.4 c	40.8 a
	SD	5.2	3.8	1.9	2.2	6.8	3.7	21.1
	Max	64.9	66.8	61.4	65.5	52.5	67.0	62.5
	Min	54.9	59.6	58.0	61.3	40.6	59.6	20.3

Different letters in rows display statistical significant differences detected by Tukey's test (ANOVA). $P < 0.05$.

Table 4.2.2_2. Post-fire soil samples. Mean values, standard deviations and extreme values for the soil organic matter content (SOM), pH, carbonates (CaCO₃) and aggregate stability (AS), in the soils under the different plant species in the Podentes study site. Different letters among shrub species on the same row, means statistical significant differences according to Tukey's test ($P<0.05$). *, means statistical significant differences between pre- and post-fire analyses according to Tukey's test ($P<0.05$). n=9.

postfire		<i>Quercus NE</i>	<i>Quercus SW</i>	<i>P. lentiscus NE</i>	<i>P. lentiscus SW</i>	<i>A. unedo NE</i>	<i>A. unedo SW</i>	Bare soil
SOM (%)	Mean	14.8 b	10.9 a	16.8 b	12.2 ab	16.4 b	13.6 ab	9.2 a
	SD	4.3	4.0	3.9	1.6	4.5	3.0	2.1
	Max	22.9	13.0	22.8	15.1	22.8	19.9	12.0
	Min	11.2	9.6	13.7	10.0	11.0	9.9	7.0
pH	Mean	7.2 a	7.5 ab	7.2 a	7.6 ab	7.2 a	7.7 ab	8.0 b
	SD	0.3	0.2	0.5	0.4	0.6	0.2	0.1
	Max	7.7	7.7	7.9	8.0	7.8	7.9	8.0
	Min	6.7	7.2	6.6	6.8	6.2	7.4	7.8
Ca CO ₃ (%)	Mean	1.4 a	1.8 a	1.6 a	2.5 ab	2.6 ab	3.9 ab	5.0 b
	SD	0.5	1.1	0.6	1.4	1.4	1.3	3.9
	Max	2.7	4.0	2.5	5.1	5.0	6.4	11.3
	Min	0.8	0.6	0.8	1.2	0.7	2.5	1.3
AS (%)	Mean	53.6 ab	65.4 c	54 ab	67.3 c	62.4 bc *	63.6 c	42.7 a
	SD	2.3	5.3	3.7	0.7	7.6	4.2	4.6
	Max	56.6	69.0	58.5	68.3	69.4	68.6	46.9
	Min	51.5	58.3	49.8	66.9	52.5	58.9	38.4

Different letters in rows display statistical significant differences detected by Tukey's test (ANOVA). $P<0.05$.

4.2.3. Soil water content (SWC) and soil water retention capacity (SWRC) depending on the shrub specie and fire impact

Analyses of the soil water retention capacity (SWRC), before the burnt, after the burnt, and depending on soil under each selected shrub specie, did not showed statistical significant differences using both calculations of the SWRC (with field capacity of pF 2 and field capacity of pF 2.5, **Table 4.2.3_1a**). On the pre-fire soil samples, when field capacity was calculated at pF 2, the unique statistical significant difference appeared between the bare soil (BS) areas and the vegetated ones, and it could be due because of the textural characteristics of the soil on the interspaces between plants, the less soil organic matter content and the minor aggregate stability (**Table 4.2.2_1**). The post-fire results showed the same trend than the previous ones, and no statistical significant differences were reached between the SWRC of the soil under the different shrub species. The unique difference also occurred with the BS samples.

The pass of the fire promoted a decrease in the SWRC, although it was only significant on the soil samples taken under the *P. lentiscus NE* and *A unedo NE*, when field capacity calculations were done at pF 2. The pF curves showed this trends, and it was observed an important and significant soil water content (SWC) diminution at the pF 2 on the samples taken on the *P. lentiscus NE*, *A unedo NE*, *P. lentiscus SW* and *Q coccifera SW* (**Table 4.2.3_1b**), which partially explained the SWRC diminution because the water content at pF 2 (field capacity) is involved in the SWRC calculation and thus, a water content reduction at the field capacity promoted a decrease in the SWRC calculation (**Table 4.2.3_1a**).

Regarding the results when field capacity was calculated at pF 2.5, the same trend was observed and no statistical significant differences were reached between the soils under the different shrubby species, before and after the pass of fire (**Table 4.2.3_1**). On the burned soil, an accentuated decrease was observed on the SWRC and, practically in the whole of cases, statistical significant differences were obtained between the values obtained before and, after burnt (**Table 4.2.3_1a**). These differences (**Table 4.2.3_1b**), are mainly due to the diminution on the post-fire SWC values at pF 2.5. In this case and, in practically all the soil sampled, significant decreases in the SWC occurred at pF 2.5.

Table 4.2.3_1. a) Soil water retention capacity (SWRC, %) and b) pF curves in Podentes, depending on the shrub specie and orientation (NE, north-east and SE, south-west). SWRC pF 2-4.2 ,means that the field capacity is at pF 2. SWRC pF 2.5-4.2, means that the field capacity is at pF 2.5. n=9. BB, before burnt. AB, after burnt. Different letters among shrub species on the same row, means statistical significant differences according to Tukey's test ($P<0.05$). *, means statistical significant differences between soil samples taken on the same place in the BB and AB periods ($P<0.05$).

a)							
BB	<i>Q. coccifera</i> NE	<i>Q. coccifera</i> SW	<i>P. lentiscus</i> NE	<i>P. lentiscus</i> SW	<i>A. unedo</i> NE	<i>A. unedo</i> SW	BS
SWRC pF 2-4.2	16.37a	17.46a	19.02a*	18.72a	22.09a*	17.52a	27.81b
SWRC pF 2.5-4.2	15.89a*	15.34a*	17.40a*	13.71a	15.08a*	14.27a	24.23b
AB	<i>Q. coccifera</i> NE	<i>Q. coccifera</i> SW	<i>P. lentiscus</i> NE	<i>P. lentiscus</i> SW	<i>A. unedo</i> NE	<i>A. unedo</i> SW	BS
SWRC pF 2-4.2	15.02a	14.32a	14.61a	18.46a	16.23a	17.86a	27.87b
SWRC pF 2.5-4.2	10.87a	9.90a	11.80a	13.16a	10.82a	11.68a	21.86b
b)							
BB pF	<i>Q. coccifera</i> NE	<i>Q. coccifera</i> SW	<i>P. lentiscus</i> NE	<i>P. lentiscus</i> SW	<i>A. unedo</i> NE	<i>A. unedo</i> SW	BS
pF 0.1	60.83bc	57.72ab*	64.74bc*	60.72b*	62.21c*	62.18bc*	55.21a*
pF 2	39.90abc	41.26ab*	40.14a*	41.60bc*	44.86bc*	41.99c	44.51d
pF 2.5	39.42ab	39.15ab*	38.51a*	36.59ab*	37.85b*	38.74b*	40.91c
pF 3.5	24.51bc	24.68bc	22.25c*	25.58a	24.53c*	26.58bc	20.11a
pF 4.2	23.53bc	23.80bc	21.11b	22.88b*	22.77c	24.47c	16.70a
AB pF	<i>Q. coccifera</i> NE	<i>Q. coccifera</i> SW	<i>P. lentiscus</i> NE	<i>P. lentiscus</i> SW	<i>A. unedo</i> NE	<i>A. unedo</i> SW	BS
pF 0.1	68.63bc *	64.17ab	69.21bc	66.57b	72.20c	68.93bc	60.61a
pF 2	37.78abc	36.77ab	34.75a	38.64bc	40.27bc	40.96c	44.96d
pF 2.5	33.63ab *	32.35ab	31.94a	33.34ab	34.86b	34.78b	38.96c
pF 3.5	25.97bc	26.29bc	26.60c	23.28ab	26.63c	25.44bc	21.93a
pF 4.2	22.77bc	22.44bc	20.14b	20.18b	24.04c	23.10c	17.10a

Summarizing, the prescribed fire on the Podentes site promoted a decrease in the SWRC values, almost at short term and on the upper soil surface layer. Boix-Fayós (1997), Pardini et al. (2004) and Vadilonga et al. (2008), also obtained decreases in the soil water retention capacity after fires in Mediterranean areas. They related decreases in SWC, and thus on SWRC, with hydrophobic characteristics of the burned soils. Imeson et al. (1992) support these results by stating that hydrophobicity limits water storage in organic soil horizons. Martínez-Fernández and Díaz-Pereira (1994) also measured decreases in the SWC and SWRC of burned soils, pinpointing the importance of the organic matter content (SOM) and changes due to fire intensity in the SOM components. In Pardini et al. (2004) and Vadilonga et al. (2008), changes in the SWC and SWRC were measured at short term while Josa et al. (1994) and Boyer and Miller (1994), measured the recovery of these soil properties after 1 and 3 years, respectively. From the results obtained here, it can be observed that the soil hydraulic properties, after prescribed fires, are affected almost at short term.

4.2.4. Soil water repellence

It is stated the importance of the natural or induced (by fire) water repellence in terms of water redistribution in the soil profile, on the reduction in the soil infiltration capacity and thus in amplification of the runoff (Imeson et al., 1992). In the Podentes study area, the natural and induced (fire) occurrence of soil water repellency, were studied by means of the WDPT (samples taken at 0-2 cm depth).

4.2.4.1. Natural and induced soil water repellence

Pre- and Post-fire hydrophobicity in the soil fraction < 2 mm diameter

Analysing the data for the whole pre-fire soil samples, the persistence of soil water repellence on the <2 mm diameter soil fraction varied among the soils beneath the different plant species (**Figure 4.2.4.1_1**). On soil surface samples (0-2 cm depth), wettable characteristics under all species, but in different proportions, were described. In the bare soil, no water repellence was found (100% of wettable class). While, under *Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo*, the class “soil wettable” were in 78%, 67%, 44%, respectively. On the other hand, “slight soil water repellence” appears under *Q. coccifera* (22%), *P. lentiscus* (28%) and *A. unedo* (44%). The strong hydrophobic class appeared only under *P. lentiscus* (6%) and *A. unedo* (11%). Therefore, on the < 2 mm diameter soil fraction, the soil under the *A. unedo* shrubs shows higher water repellence than the soil under *P. lentiscus* or *Q. coccifera*.

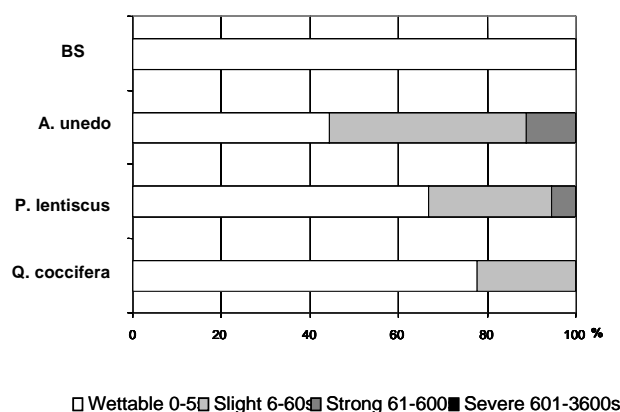


Figure 4.2.4.1_1. Relative frequency of water repellency classes for the soil fraction <2 mm diameter under all the selected species before the fire. BS, bare soil. *A. unedo*, *Arbutus unedo*; *P. lentiscus*, *Pistacia lentiscus*; and *Q. coccifera*, *Quercus coccifera*.

Analyzing the data for the total of the soil surface samples (0-2 cm), but distinguishing between both orientations (NE and SW), the persistence of water repellence varied not only depending on the soil beneath each plant specie. On the NE hillside, a higher percentage of soil samples exhibit a hydrophobic character than the ones on the SW hillside (**Figure 4.2.4.1_2**).

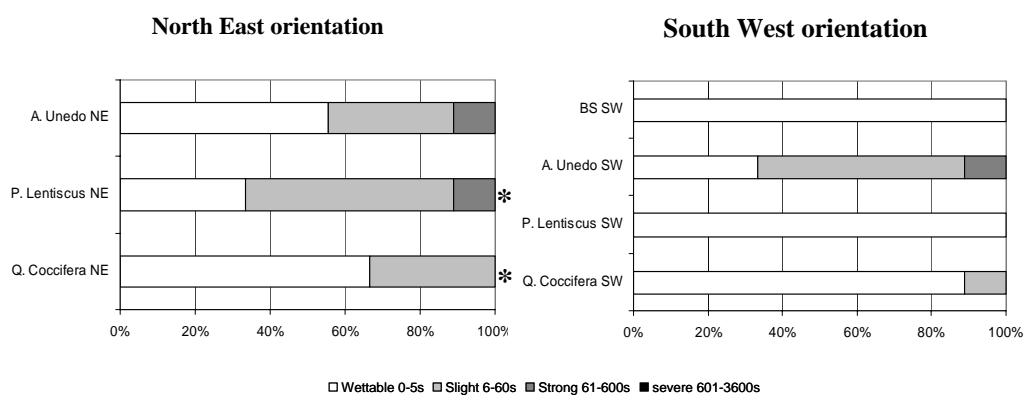


Figure 4.2.4.1_2. Relative frequency of water repellency classes for the soil surface (0-2 cm depth) fraction <2 mm diameter under all the selected species before the fire, and depending on the hillside orientation. *, statistical significant differences ($P < 0.05$) between same studied species depending on the orientation. BS, bare soil. *A. unedo*, *Arbutus unedo*; *P. lentiscus*, *Pistacia lentiscus*; and *Q. coccifera*, *Quercus coccifera*. NE, north east orientation. SW, southwest orientation.

The post-fire persistence of soil water repellence on the fraction <2 mm diameter varied among the soil beneath the different plant species (**Figures 4.2.4.1_1 and 4.2.4.1_3**). On soil surface samples (0-2 cm depth), wettable characteristics, with different percentages, in soils under all species were described. In the bare soil, no water repellence was found (100% of wettable

class). Under *Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo*, the class “soil wettable” was determined at 95%, 67% and 60%, respectively. The class “slight soil water repellence” was determined in a 7%, 28% and 38% in *Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo*, respectively. On the other hand, the class “strong water repellence” appears only in *P. lentiscus* (7%). Post-fire results show slight changes in the soil water repellence and, similar values than in the pre-fire sampling were measured, at least, on the fraction <2 mm.

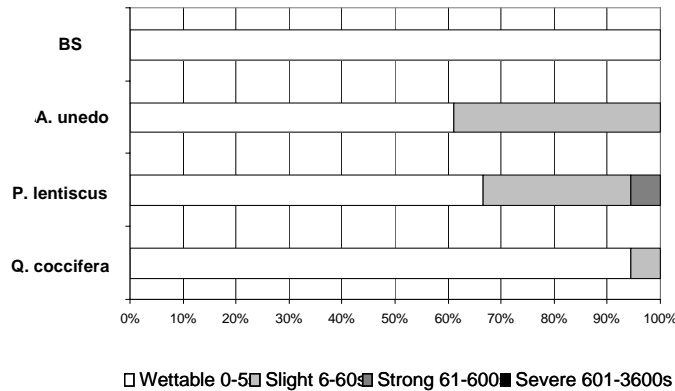


Figure 4.2.4.1_3. Relative frequency of water repellency classes for the fraction <2 mm diameter under all the selected species after the fire. BS, bare soil; *A. unedo*, *Arbutus unedo*; *P. lentiscus*, *Pistacia lentiscus*; and *Q. coccifera*, *Quercus coccifera*.

On the post-fire soil samples, the same character than in the pre-fire ones appeared, and on the NE slope, a higher percentage of soil samples exhibit an hydrophobic character than the ones on the SW slope, as occurred in the pre-fire sampling (Figures 4.2.4.1_2 and 4.2.4.1_4).

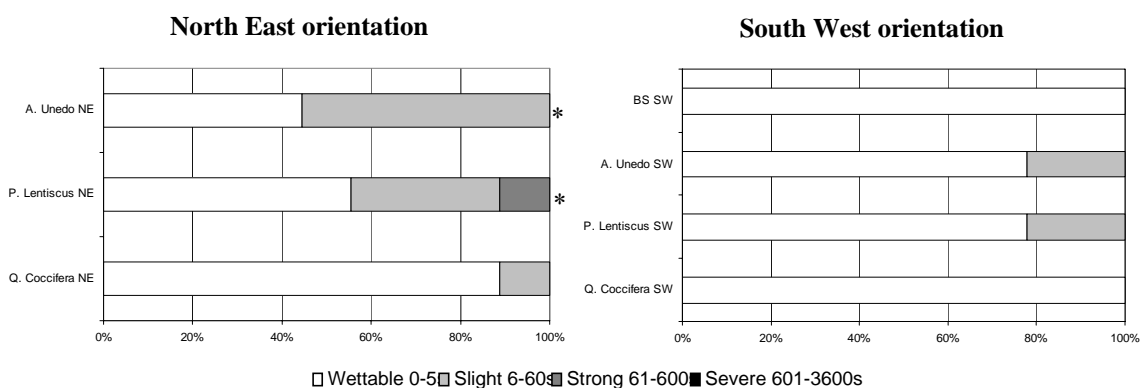


Figure 4.2.4.1_4. Relative frequency of post-fire water repellency classes for the soil surface (0-2 cm depth) fraction <2 mm diameter, under all the selected species and depending on the orientation. *, display statistical significant differences ($P<0.05$) between same studied species depending on the orientation. BS, bare soil; *A. unedo*, *Arbutus unedo*; *P. lentiscus*, *Pistacia lentiscu*; and *Q. coccifera*, *Quercus coccifera*. Post-fire sampling.

Hydrophobic behaviour on the soil fractions

Different soil hydrophobic behaviour was described above as regards to the shrub species and orientation in the <2 mm diameter soil fraction. Thus, to specify what soil fraction is principally involved in the soil water repellence, the WDPT was applied to the aggregate fractions of 2-1 mm, 1-0.25 mm and <0.25 mm of each soil sample.

A) Two faces slopes. Natural and burned vegetation contribution to the soil water repellence

Before fire, the Mann-Whitney test was applied to verify which aggregate fraction of each soil, developed under each specie, was the most hydrophobic within both orientations (NE/SW). Therefore, on the soil surface samples taken on the NE slope, the same slight hydrophobic character appeared in *Q. coccifera* and *P. lentiscus* at the fraction <2 mm diameter, at 1-0.25 mm diameter, and on the <0.25 mm diameter soil fractions. Otherwise, the soil fraction <0.25 mm diameter taken on the topsoil under the *A. unedo*, reflected a hydrophobic character, and all the tests done displayed hydrophobic conditions; strong persistence in a 56% of the soil samples, and a slight persistence on the 44% of those. Statistical significant differences, on the soil fraction <0.25 mm, were observed between both shrub species (*Q. coccifera* and *P. lentiscus*) and *A. unedo* (**Figure 4.2.4.1_5**).

Meanwhile, with the samples taken on the SW orientation, and despite of the less hydrophobic character shown in this slope, a similar tendency was observed with equal values of soil water repellence between *Q. coccifera* and *P. lentiscus*, in all soil aggregates fractions.

Regarding to the soil under the *A. unedo*, it displayed, in the soil fractions <2 mm diameter and <0.25 mm, a hydrophobic character regarding the soil influenced by the other two shrub species (*Q. coccifera* and *P. lentiscus*). It is also to be highlighted a strong persistence (22%) of soil water repellence in the fraction <0.25 mm on the bare soil samples (**Figure 4.2.4.1_5**).

On the other hand, the **Figure 4.2.4.1_6** represents the relative frequency of water repellence after the fire impact between species and orientations. Regarding pre-fire values (**Figure 4.2.4.1_5**), few changes occurs, and the major increases were obtained in the soil fraction <0.25 mm under *P. lentiscus*, reaching similar values than that obtained under *A. unedo*.

In the study case, the Mann-Whitney test was also applied to verify which soil aggregate fraction of each soil developed under the different species, was the most hydrophobic within each orientation (NE/SW). As it is represented in the **Figure 4.2.4.1_6**, the most hydrophobic soil fractions were the smaller ones (1-0.25 mm and <0.25 mm) located on the soil under *P. lentiscus* and *A. unedo* shrubs.

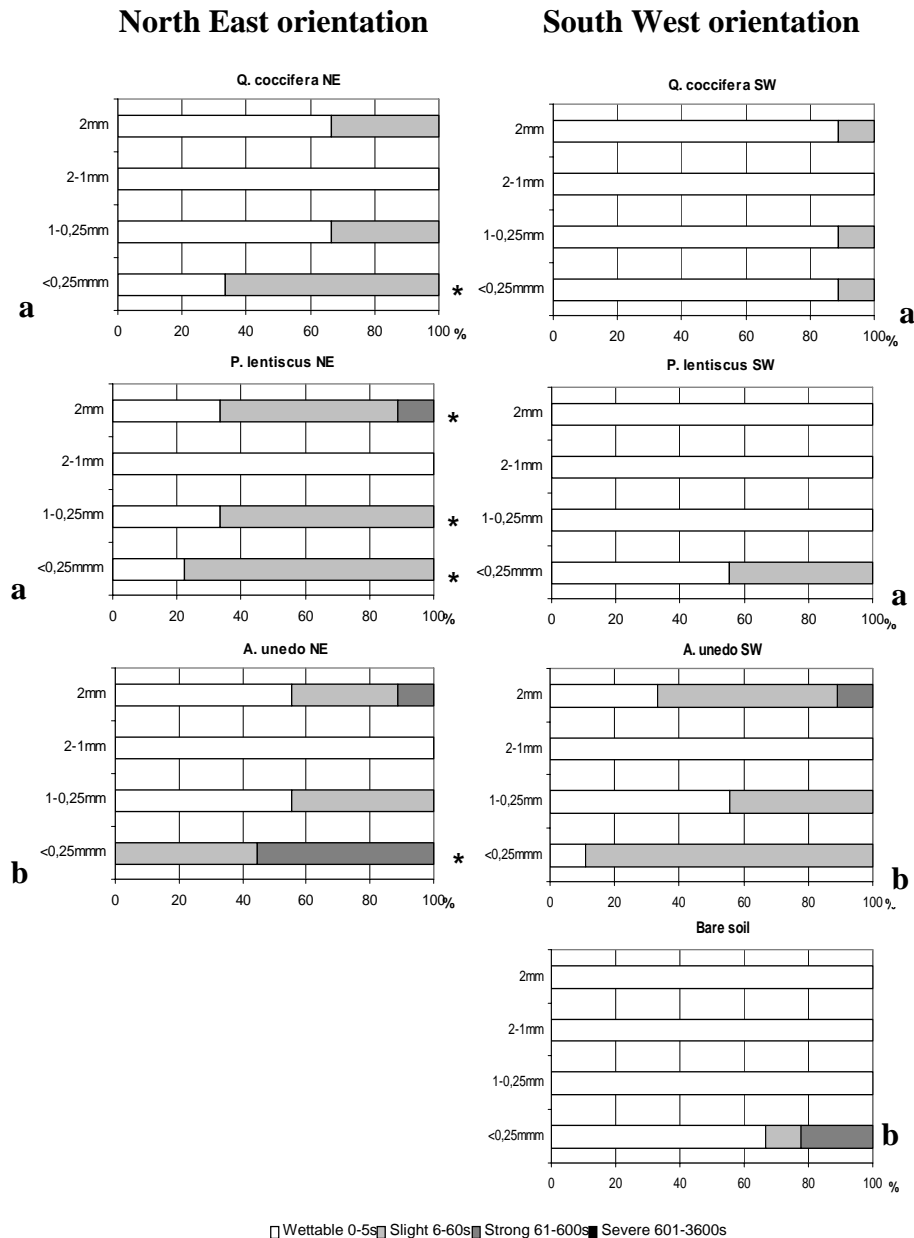


Figure 4.2.4.1_5. Pre-fire sampling. Relative frequency of water repellency classes for the soil surface (0-2 cm depth) fractions <2 mm, 2-1 mm, 1-0.25 mm, <0.25 mm diameter, on soil under different shrub species and depending on the hillside orientation. Different letter among the WDPT of the soil fraction <0.25 mm of the same specie and on different orientation (NE and SW), means statistical significant differences at $P < 0.05$ between shrub species with the same orientation. *, means statistical significant differences, according to Mann-Whitney test between same soil fraction of each shrub specie, based on the orientation.

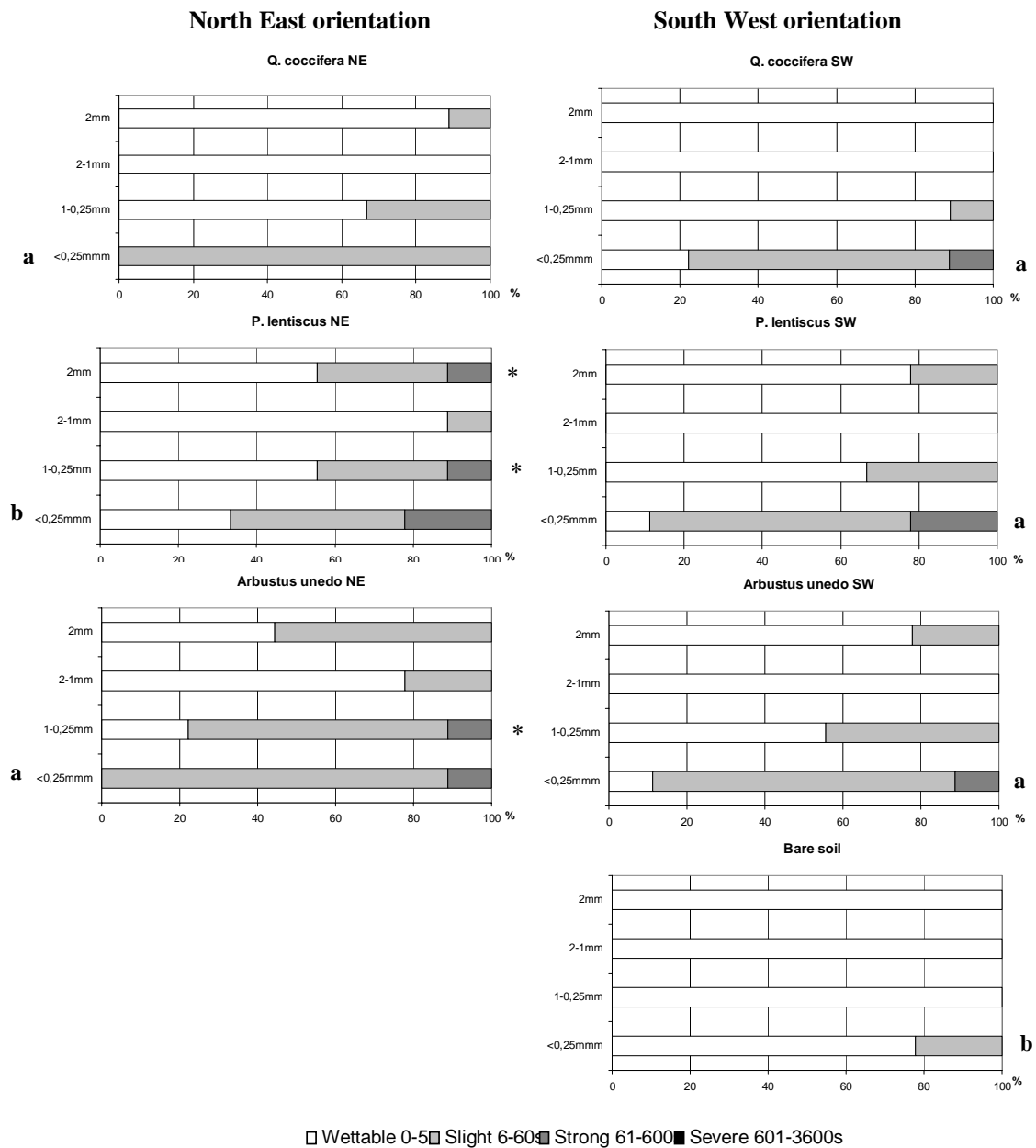


Figure 4.2.4.1_6. Post-fire sampling. Relative frequency of water repellency classes for the soil surface (0-2 cm depth) fractions <2 mm, 2-1 mm, 1-0.25 mm, and <0.25 mm diameter, on soil under different shrub species and depending on the slope orientation. Different letter among the WDPT of the soil fraction <0.25 mm of the same specie and on different orientation (NE and SW), means statistical significant differences at $P < 0.05$ between bush species in the same orientation. *, means statistical significant differences, according to Mann-Whitney test, between same soil fraction of each shrub specie, based on the orientation.

Several authors have reported spatial and temporal variation of soil water repellence in pine forest over coarse acid soil (Huffman et al., 2001; Ferreira et al., 2000; Lewis et al., 2006), deciduous trees (Jordán et al., 2008), chaparral (Hubbert et al., 2006), mediterranean shrubland (Vehreijen and Cammeraat, 2007; Tessler et al., 2008; Gimeno-García et al., 2011), and lately, over pine forest evolved on calcareous soils (Mataix-Solera and Doerr, 2004; Mataix-Solera et al., 2007; Arcenegui et al., 2007). In recent studies, Jordán et al. (2008) and Martínez-Zabala et al. (2009a), described variations of soil water repellence under different Mediterranean shrub species but, in this case, on acidic soils of south-west Spain. They obtained positive correlations between SOM content and soil water repellence, and negative ones between soil pH and water repellence, factors that are strongly influenced by the parent material, the vegetation type and its litter. Latest data published by Cerdà and Doerr (2005), Cerdà and Doerr (2007) and Tessler et al. (2008), describes low persistence of soil water repellence under several shrub species as *Quercus coccifera* and *Erica multiflora* but on Luvisols and Leptosols evolved on Cretaceous limestones and with loamy sandy textures (15% of clay content). Opposite, Varela et al. (2005) and Martínez-Zabala et al. (2009a), observed a high water repellence levels on shrublands evolved on coarse acidic soils, which confirms the importance of the soil characteristics (SOM, texture, fungi and microorganisms) on the hydrophobic behaviour, as reported Doerr et al. (2000).

In this study, and depending on the tested shrubland species, a slight water repellence component was described on the soil under *Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo*. Moreover, under the *P. lentiscus* and *A. unedo* shrubs, a strong hydrophobic component was obtained before and after the fire (**Figure 4.2.4.1_5** and **Figure 4.2.4.1_6**), which is contrasting to that observed by Cerdà and Doerr (2007) in calcareous soils.

A marked orientation influence on the soil under the different shrub species was observed. Results obtained on the pre-fire soil surface samples, displayed different trends on the soil water repellence (**Figure 4.2.4.1_5**). In all the cases, a high frequency of soil water repellency was found in the NE orientation. On the soil fraction <0.25 mm under the *Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo*, a major hydrophobic character were found on the NE slope than in the SW one. A remarkable fact is that in the soil under *A. unedo* a “strong hydrophobic” class (56%) in the soil fraction <0.25 mm was measured. Relative to the *P. lentiscus*, the factor NE orientation influenced the hydrophobic degree at the soil fractions of <2 mm diameter, 1-0.25 mm diameter, and <0.25 mm diameter, presenting in all cases statistical significant differences regarding the soils under the *P. lentiscus* shrubs of the SW slope (**Figure 4.2.4.1_5**). In the soil fraction <0.25 mm there was an increasing trend on the soil hydrophobicity persistence under the different shrubland species ($A. unedo > Q. coccifera \approx P. lentiscus$), and depending on the orientation (NE > SW). This study area comprises two opposite facing slopes (NE and SW), and according to Cerdà (1997), Andreu et al. (2001) and Tessler et al. (2008), the more dense vegetation cover

in the NE orientation, which produce higher SOM content, and the more insolation in the SW one, favoured different mineralization rates in Mediterranean environments (**Tables 4.2.4.1_1 and 4.2.4.1_2**), which could imply differences in the hydrophobic behaviour. In agreement with Tessler et al. (2008), the factor orientation is playing a role in the soil water repellence status, at least on the soil under the *Q. coccifera* and *P. lentiscus* shrubs.

Table 4.2.4.1_1. Pre-fire. Mean values, standard deviations and extreme values for the soil organic matter content (SOM, %), pH and carbonates (CaCO₃, %) in the soil under the different plant species. 0-2 cm depth soil surface samples. n=9

		<i>Q. coccifera</i> NE	<i>Q. coccifera</i> SW	<i>P. lentiscus</i> NE	<i>P. lentiscus</i> SW	<i>A. unedo</i> NE	<i>A. unedo</i> SW	Bare soil
SOM (%)	Mean	13.6 bc	9.4 a	15.1 c	10.7 ab	14.2 bc	14.3 bc	8.0 a
	SD	1.9	0.6	2.2	1.8	1.7	1.5	2.4
	Max	15.7	10.0	17.4	12.7	15.6	16.0	9.4
	Min	12.2	9.1	13.0	9.6	12.3	13.0	5.3
pH	Mean	6.8 a	7.2 ab	6.7 a	7.6 bc	7.2 ab	7.5 bc	8 c
	SD	0.6	0.1	0.7	0.1	0.6	0.1	0.2
	Max	7.4	7.4	7.5	7.7	7.6	7.6	8.2
	Min	6.2	7.1	6.1	7.5	6.5	7.4	7.8
Ca CO ₃	Mean	2.1 a	3.4 a	2.3 a	3.8 a	4.4 a	5 a	12.8 a
	SD	0.5	2.3	1.7	2.1	3.1	0.9	12.7
	Max	2.5	6.0	4.2	5.8	7.0	5.2	24.6
	Min	1.6	1.6	1.2	1.7	0.9	4.0	1.8

Different letters in rows display statistical significant differences detected by Tukey's. $P < 0.05$.

B) Soil water repellence, pH and CaCO₃ contents

In the pre-fire soil surface samples, the pH values ranged between 6.2 and 8.2. In the SW orientation, the pH ranged between 7.1 and 8.2, which corresponded with the less hydrophobic character found in this slope. In the NE orientation, the pH was slightly lower, between 6.1 and 7.6 (**Table 4.2.4.1_1**).

The fact that the factor orientation characterized two groups pH-dependent, did not imply statistical significant differences between the non-wettable and wettable soil samples taken beneath each plant specie. Otherwise, no *R*-Pearson correlations, between soil pH and soil water repellence at any plant specie and soil fraction, were observed. However, a positive linear function (*R*-Pearson correlation) between the log WDPT, at soil fraction <2 mm diameter and <0.25 mm diameter, and the pH-values of the bare soil samples appeared (**Table 4.2.4.1_3**), which shows the influence of the carbonated parent material in the composition of the fine soil fractions and its hydrophobic persistence. It is important to highlight the strong negative *R*-Pearson correlation between SOM and pH and the positive one between CaCO₃ and the log WDPT<0.25 mm (**Table 4.2.4.1_3**) for the bare soil samples.

Table 4.2.4.1_2. Pre-fire sampling. Statistical comparison (mean value \pm standard deviation) on the soil organic matter content (SOM, %), pH and carbonates (CaCO_3 , %), between the wettable samples (WDPT ≤ 5 s) and the water repellent ones (WDPT > 5 s) of the <0.25 mm soil fraction. *Q. coccifera*, *Quercus coccifera*; *P. lentiscus*, *Pistacia lentiscus*; *A. unedo*, *Arbutus unedo*. BS, bare soil. NE, north-east slope. SW, south-west slope. n=9.

		SOM	pH	Ca CO ₃ (%)	n
<i>Q. coccifera NE</i>	wdpt>5s	14.9 \pm 1.2	6.7 \pm 0.4	2 \pm 0.5	6
	wdpt<5s	11 \pm 0.7	7.0 \pm 0.6	2.3 \pm 1	3
	P. value	*	-	-	
<i>Q. coccifera SW</i>	wdpt>5s	10.9 \pm 0.4	7.2 \pm 0.16	4.2 \pm 1.3	2
	wdpt<5s	9.0 \pm 0.9	7.2 \pm 0.13	3.1 \pm 2.5	7
	P. value	*	-	-	
<i>P. lentiscus NE</i>	wdpt>5s	15.5 \pm 2.6	6.6 \pm 0.6	2.1 \pm 1.6	8
	wdpt<5s	12.3	7.5	3.7	1
	P. value	-	-	-	
<i>P. lentiscus SW</i>	wdpt>5s	11.1 \pm 2	7.6 \pm 0.08	4.8 \pm 1	4
	wdpt<5s	10.3 \pm 2.4	7.5 \pm 0.1	3 \pm 2	5
	P. value	-	-	-	
<i>A. unedo NE</i>	wdpt>5s	14,2	7.2	4.4	9
	wdpt<5s	-	-	-	0
	P. value	-	-	-	
<i>A. unedo SW</i>	wdpt>5s	15.4 \pm 2.6	7.5 \pm 0.07	5.2 \pm 1	8
	wdpt<5s	5	7.6	3.5	1
	P. value	*	-	-	
BS	wdpt>5s	4.4 \pm 1.2	8.2 \pm 0	29.9 \pm 31.27	3
	wdpt<5s	8.6 \pm 1.3	7.8 \pm 0.1	4.2 \pm 1.6	6
	P. value	*	*	-	

*, means statistical significant differences ($P < 0.05$).

-, means non significant differences

The soils developed on Jurassic limestone have an intrinsic carbonated component. On the soil surface samples (0-2 cm depth), the CaCO_3 ranges between 0.9% and 24.6%, a wide range that did not reflect statistical significant differences between all the studied samples (Table 4.2.4.1_1). In the same way, no statistical significant differences between the non-wettable and wettable soil samples were found in every case (Table 4.2.4.1_2). A positive *R*-Pearson correlation was observed, between log WDPT and CaCO_3 , only in the *A. unedo SW* (soil fraction of 1-0.25mm) and in the bare soil (soil fraction <0.25 mm) (Table 4.2.4.1_3).

In the post-fire sampling, the pH values did not change relative to pre-fire values, and not statistical significant differences between the non-wettable and wettable soil samples taken beneath each plant specie, were found (Table 4.2.4.1_5). Otherwise, negative *R*-Pearson correlations, between soil pH and soil water repellence was observed only on the soil under the

A. unedo shrubs (Table 4.2.4.1_6), and no statistical significant differences were detected also between the pre- and the post-fire values.

Immediately after the fire, CaCO₃ ranged between 0.8% and 11.3%. The unique statistical significant difference was detected between all the studied soil samples under shrub species and those taken on BS (Table 4.2.4.1_4). In the same way, no statistical significant differences between the non-wettable and wettable soil samples were found in every case (Table 4.2.4.1_5), and only in the *Q. coccifera* NE, a negative correlation between CaCO₃ and the WDPT on the soil fraction <0.25 mm were detected (Table 4.2.4.1_6).

Table 4.2.4.1_3. Pre-fire sampling. Pearson correlation coefficients between pH, carbonates (CaCO₃), soil organic matter content (SOM), and log WDPT at the different soil fractions: <2 mm, 2-1 mm, 1-0.25 mm, <0.25 mm, of the soil surface (0-2 cm depth) under the selected shrubland species. *Q. coccifera*, *Quercus coccifera*; *P. lentiscus*, *Pistacia lentiscus*; *A. unedo*, *Arbutus unedo*. BS, bare soil. NE, north-east slope. SW, south-west slope. n=9.

		pH	CaCO ₃	Log WDPT 2 mm	Log WDPT 2-1 mm	Log WDPT 1-0.25 mm	Log WDPT <0.25 mm
<i>Q. coccifera</i> NE	SOM	-	-	0.713*	-	0.853**	0.725*
	pH	1	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
<i>Q. coccifera</i> SW	SOM	-	-	0.822**	-	0.756*	0.799**
	pH	1	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
<i>P. lentiscus</i> NE	SOM	-	-	-	-	0.851**	-
	pH	1	0.913**	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
<i>P. lentiscus</i> SW	SOM	-	-	-	-	-	-
	pH	1	0.968**	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
<i>A. unedo</i> NE	SOM	-	-	0.920**	0.769*	0.671*	-
	pH	1	0.862**	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
<i>A. unedo</i> SW	SOM	-	0.826**	0.787*	-	0.821**	0.747*
	pH	1	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	0.895**	-
Bare soil	SOM	-0.833**	-	-0.720*	-	-	-0.827**
	pH	1	-	0.674*	-	-	0.874**
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	0.775*

*, means correlation coefficient at 0.05 level.

** , means correlation coefficient at 0.01 level.

-, no correlation.

In this study and, opposite to other authors (Mataix-Solera et al., 2007; Jordán et al., 2008; Martínez-Zabala et al., 2009a), no correlation between pH and pre-fire water repellence was

found on the soil under the studied plant species (**Table 4.2.4.1_4**). Jordán et al. (2008), attributes the occurrence of soil water repellence at low pH values, to the association of hydrophobic substances and humic acids in the soils, while Doerr et al. (2000) linked water repellency to fungi and microorganisms. In our case, the soil is evolved from Jurassic limestones and so, pH ranges between 6.2 and 8.2. In this way, and according to Weyman-Kaczmarkowa and Pedziwilk (2000), the fungi development is less promoted under these pH values. Although, Mataix-Solera et al. (2007) described a hydrophobic character in carbonated soils that decrease with increasing soil pH, which agrees with the idea that alkaline soils are less prone to develop water repellent properties than acidic soils (DeBano, 1981; Doerr et al., 2000; Lin et al., 2006).

Table 4.2.4.1_4. Post-fire. Mean values, standard deviations and extreme values for the soil organic matter content (SOM, %), pH and carbonates (CaCO₃, %) in the soils under the different plant species after the controlled fire. 0-2 cm depth soil surface samples. n=9.

		<i>Q. coccifera</i> NE	<i>Q. coccifera</i> SW	<i>P. lentiscus</i> NE	<i>P. lentiscus</i> SW	<i>A. unedo</i> NE	<i>A. unedo</i> SW	Bare soil
SOM (%)	Mean	14.8 b	10.9 a	16.8 b	12.2 ab	16.4 b	13.6 ab	9.2 a
	SD	4.3	4.0	3.9	1.6	4.5	3.0	2.1
	Max	22.9	13.0	22.8	15.1	22.8	19.9	12.1
	Min	11.2	0.0	12.6	10.1	11.1	10.0	6.7
pH	Mean	7.2 a	7.5 ab	7.2 a	7.6 ab	7.2 a	7.7 ab	8 b
	SD	0.3	0.2	0.5	0.4	0.6	0.2	0.1
	Max	7.7	7.9	8.0	8.1	7.9	8.0	8.1
	Min	6.7	7.3	6.6	6.8	6.2	7.4	7.8
Ca CO ₃ (%)	Mean	1.4 a	1.8 a	1.6 a	2.5 ab	2.6 ab	3.9 ab	5 b
	SD	0.5	1.1	0.6	1.4	1.4	1.3	3.9
	Max	2.7	4.0	2.5	5.1	5.1	6.5	11.3
	Min	0.8	0.6	0.8	1.3	0.7	2.6	1.3

Different letters in rows display statistical significant differences detected by Tukey's. $P < 0.05$.

C) Soil water repellence and organic matter

On the pre-fire sampling, the ANOVA test displayed some statistical significant differences on the soil organic matter (SOM) content measured under each plant specie and orientation (**Table 4.2.4.1_1**). High SOM contents appeared in *Q. coccifera* and *P. lentiscus* on the NE orientation relative to the ones of the SW orientation. As regards to the soil under *A. unedo*, no statistical significant differences between both orientations were observed (**Table 4.2.4.1_1**).

The fact that the soil fraction <0.25 mm resulted as the most hydrophobic one, focussed this section in the study of the WDPT on it, and its relationship with the SOM content. Different patterns resulted after comparing the SOM content in soils under the different plant species and

soil wettable (**Table 4.2.4.1_2**). In these cases, the average SOM content was significantly high in the water-repellent soil samples of *Q. coccifera NE* and *Q. coccifera SW*. Regarding the soil under *P. lentiscus NE* and *SW*, no statistical significant differences were found between the SOM content of the wettable and the non-wettable samples. In the case of the *A. unedo NE*, the 100% of soil samples displayed hydrophobic conditions (**Table 4.2.4.1_2**); however, in the *A. unedo SW*, the average SOM content was significantly high in the non-wettable soil samples. Soil water repellence (log WDPT at the different soil fractions) showed significant *R*-Pearson coefficient with the SOM content of *Q. coccifera NE* and *SW* (<2 mm diameter, 1-0.25 mm diameter, and <0.25 mm diameter soil fractions), *P. lentiscus NE* (1-0.25 mm soil fraction), *A. unedo NE* (<2 mm diameter, 2-1 mm diameter, and 1-0.25 mm diameter soil fraction), *A. unedo SW* (<2 mm diameter, 1-0.25 mm diameter, and <0.25 mm diameter soil fraction), and bare soil (<2 mm and <0.25 mm diameter soil fraction) (**Table 4.2.4.1_3**). On the other hand, no significant *R*-Pearson coefficients were obtained between SOM and log WDPT of the soil under *P. lentiscus SW*.

Table 4.2.4.1_5. Post-fire sampling. Statistical comparison (mean values) of soil organic matter content (SOM, %), pH and carbonates (CaCO₃, %), between the wettable samples (WDPT ≤ 5 s) and the water repellent ones (WDPT > 5 s). *Q. coccifera*, *Quercus coccifera*; *P. lentiscus*, *Pistacia lentiscus*; *A. unedo*, *Arbutus unedo*. BS, bare soil. n=18.

0-2 cm detph		SOM	pH	Ca CO ₃	n
<i>Q. coccifera</i>	wdpt>5s	12.4	7.3	1.6	17
	wdpt<5s	9.6	7.8	1.3	1
	p. value	–	–	–	
<i>P. lentiscus</i>	wdpt>5s	14.6	7.4	2.0	17
	wdpt<5s	10.7	7.9	2.5	1
	p. value	–	–	–	
<i>A. unedo</i>	wdpt>5s	15.3	7.4	3.1	17
	wdpt<5s	10.0	8.0	6.5	1
	p. value	–	–	*	
<i>BS</i>	wdpt>5s	7.1	8.1	9.5	2
	wdpt<5s	9.9	7.9	3.7	7
	p. value	–	–	–	

*, means statistical significant differences ($P < 0.05$).

–, means non significant differences

On the post-fire soil surface samples (**Table 4.2.4.1_4**), as occurred in the pre-fire sampling, high SOM contents were measured always on the NE orientation, although the unique statistical significant difference detected was between *Q. coccifera NE* and *Q. coccifera SW*, and between the soil samples taken on NE orientation and the ones of BS.

After fire, similar patterns resulted after comparing the SOM content in soils under different plant species and soil wettability (Table 4.2.4.1_5). In these cases, the average SOM content was high in the hydrophobic soil samples (Table 4.2.4.1_5).

Table 4.2.4.1_6. Post-fire sampling. Pearson correlation coefficients between pH, CaCO₃, soil organic matter content (SOM), and log WDPT at the different soil fractions: <2 mm, 2-1 mm, 1-0.25 mm, <0.25 mm, at soil surface (0-2 cm depth) under the selected shrubland species. n=9.

		pH	CaCO ₃	Log WDPT 2 mm	Log WDPT 2-1 mm	Log WDPT 1-0.25 mm	Log WDPT <0.25 mm
<i>Q. coccifera NE</i>	SOM	-	-	0.799**	-	0.885*	-
	pH	1	-	-	-	-	-0.740*
	CaCO ₃	0.721*	1	-	-	-	-0.674*
<i>Q. coccifera SW</i>	SOM	-	-	-	-	-	-
	pH	1	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
<i>P. lentiscus NE</i>	SOM	-	-	-	-	-	-0.726*
	pH	1	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	0.810*	1	-	-	-	-
<i>P. lentiscus SW</i>	SOM	-0.812**	-	0.831**	0.798**	0.823**	-
	pH	1	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
<i>A. unedo NE</i>	SOM	-	-	-	-	0.713*	-
	pH	1	-	-	-	-0.880*	-0.747*
	CaCO ₃	0.857**	1	-	-	-	-0.746*
<i>A. unedo SW</i>	SOM	-	-	-	-	-	-
	pH	1	-	-0.825**	-	-0.953**	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-
Bare soil	SOM	-0.830**	-	-	-	-	-
	pH	1	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	-	1	-	-	-	-

*, means correlation coefficient at 0.05 level.

** , means correlation coefficient at 0.01 level.

-, no correlation.

Soil water repellence (log WDPT at the different soil fractions) was correlated by a significant R-Pearson coefficient with the SOM content of *Q. coccifera NE* with <2 mm and 1-0.25 mm soil fractions; *P. lentiscus NE* showed negative correlation coefficient with the <0.25 mm soil fraction; *P. lentiscus SW* with <2 mm, 2-1 mm, and 1-0.25 mm soil fractions; and *A. unedo NE* with the 1-0.25 mm soil fraction (Table 4.2.4.1_6).

In the Podentes study site and, according to Arcenegui et al. (2008), the finer soil fractions consistently showed higher degree of hydrophobicity than the coarse ones (Figure 4.2.4.1_5 and Figure 4.2.4.1_6). This is in contrast to the widely accepted concept that coarse-textured soils and particles are more likely to develop hydrophobicity (DeBano, 1981; Crockford et al.,

1991; Dekker and Ritsema, 1994). Otherwise, Bisdom et al. (1993), investigating sandy soils from a range of vegetation types, found that finer sized fractions were the most hydrophobic. They suggested that slight to moderate hydrophobicity could be caused by the presence of hydrophobic particles in the soil matrix. In the same terms, McGhie and Posner (1981) demonstrated that a comparatively small amount of fine, organic hydrophobic material can induce hydrophobicity in a soil sample. Such fine material would then naturally accumulate in the finer sieved fractions. Thus, and according to Mataix-Solera and Doerr (2004) and Gimeno-García et al. (2011), it is plausible that water repellence in the studied soils, could be not only caused by a hydrophobic coating on individual particles, but also by the presence of fine, hydrophobic interstitial matter.

In the soil sampled under the all shrub species, hydrophobic characteristics have been measured mostly in the finest fractions, showing a positive linear *R*-Pearson correlation between SOM and water repellence in them (**Table 4.2.4.1_3 and Table 4.2.4.1_6**). The **Figure 4.2.4.1_5** shows that before the fire, the WDPT on *Q. coccifera* and *P. lentiscus* is facing dependent, with major water repellence persistence in the NE facing slope, which agrees with the findings of the different SOM content depending on the orientation (**Table 4.2.4.1_1**). Otherwise, the soil surface under the *A. unedo*, displayed a slight to strong soil water repellence, mainly in the fine soil fraction (**Figure 4.2.4.1_5**). In this case, on the WDPT test, statistical significant differences have been obtained on the soil fraction <0.25 mm between the soils on the NE and SW facing slopes (**Figure 4.2.4.1_5**).

On the post-fire soil samples, no differences in the finer soil fraction were obtained between orientations (**Figure 4.2.4.1_6**). Despite of the significant *R*-Pearson correlations between SOM content and soil water repellence (**Table 4.2.4.1_4**), and according to Doerr et al. (2000), a consistent relationship must be expected with the type, the fraction, or mineralization degree of the organic material rather than with the total amount of SOM content. In this way, changes promoted by fire could affect SOM composition and thus homogenized soil characteristics of the contrasting slopes.

The Podentes study site includes two opposite facing slopes (NE and SW) which have facilitated a more developed O horizon, with a high and, probably, less mineralized SOM in the NE facing slope (**Table 4.2.4.1_1 and Figure 4.2.1.1_1**). In addition, differences on the soil hydrophobic character are not only facing dependent, as it had been reported by the results on soil under the *A. unedo* shrubs, because there must be also a component in the vegetation that determines a different hydrophobic character depending on the shrub leaves and/or root exudates composition. Tessler et al. (2008) in Mount Carmel (Israel), describes soil water repellency as a facing dependent property, owing to the different vegetation species regarding the orientation.

In soils located in the SE Spain, Cammeraat and Imeson (1999) found a natural hydrophobic behaviour on soils under the *A. unedo* shrubs, giving an explanation in terms of a strategy of water redistribution by channelling water to deep horizons during minor rainfall events. Doerr et al. (2000), also describes the positive character of the soil water repellence supplied by plants residues (litter, waxes, resins) by a mechanism of allelopathy, to suppress the germination of competing vegetation and, thus, to improve water conservation by channelling water deep into the soil profile following preferential flow pathways.

Following this argument, Neihuis and Barthlott (1997), described that wax on leaves not only reduce the resistance to drought, but also reduce soil wettability and therefore increases the hydrophobic character. According to Martins et al. (1999) and Rotondi et al. (2003), the composition of the wax leaves differs depending on the shrub species studied in the Podentes site (*Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo*), and Neihuis and Barthlott (1997), found in the *A. unedo*, a dense layer of epicuticular waxes covering the leaves. Consequently, the phenolic substances and waxes composition in the leaves, are transformed in litter and incorporated by the SOM to the soil aggregates structure as binding agents (Boix-Fayós et al., 2001) and, as a result, influencing the soil hydrophobic behaviour.

As Boix-Fayós et al. (2001) and Arcenegui et al. (2008) reported, SOM correlates positively with the finer aggregate soil fraction. In this case, they describe the SOM, the hyphae and the root exudates, as the main link between soil micro-aggregates. Similarly, Cammeraat and Imeson (1998) established that the inter-particle bonds of micro-aggregates are principally different from macro-aggregates and determined by more semi-permanent or transient effects related to polysaccharides or fine humic polymeric substances in combination with clay particles and iron and aluminium complexes. From the observations presented in Cammeraat and Imeson (1998), different types and amounts of organic matter occur under varying types of plants on the same kind of substrate.

According to these assumptions, and agreeing with Verheijen and Cammeraat (2007), the varied wax and phenolic substances incorporated into the leaves of the studied shrubland (*Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo*), and lately to the soil, by the natural process of SOM incorporation into the soil aggregates (Boix-Fayós et al., 2001) and into the soil matrix (Mataix-Solera and Doerr, 2004), must be implicated on the contribution of the finer soil aggregates fractions to the soil water repellence. Thus, the different hydrophobic soil behaviour (**Figure 4.2.4.1_5** and **Figure 4.2.4.1_6**), must be related with the SOM composition of the different plants. To confirm this hypothesis, a detailed analysis of the SOM composition (quality) on the different soil aggregates fractions is needed to characterize the components involved in the formation of small aggregates under the different shrub species.

4.2.5. Soil water infiltration in Podentes study site. Burned and non burned soil.

In order to characterize the soil water infiltration, 108 tests with the MDI were done on the soil under the different and dominant shrubland species (*Q. coccifera*, *P. lentiscus*, *A. unedo*) and on bare soil.

Fire effects on soil water infiltration

Table 4.2.5_1 shows the trends of the soil water infiltration. It is observed that the infiltration rate (SSI) and the infiltration capacity (IC) after fire impact decrease in a 25% (SSI, from 21.14 mm h⁻¹ to 15.81 mm h⁻¹ and IC, from 29.14 mm h⁻¹ to 21.94 mm h⁻¹). According to Martin and Moody (2001), the burnt/not burnt ratio on the steady-state infiltration rate (SSI) provides a relative measurement of the fire effects on soil infiltration and it is useful for comparing different sites. Ratios ranged between 0.69 on the south aspect soils and 0.75 on the north aspect soils (**Table 4.2.5_1**). These rates were close that those obtained by Imeson et al. (1992), Kutiel et al. (1995) and González-Pelayo et al. (2010a), also in Mediterranean burned areas.

Regarding the infiltration capacity, a similar trend than that on the infiltration rate was observed. A 24% decline was measured after the controlled fire. As was reported by Robichaud (2000) and Rulli et al. (2006), it is directly related with the decreases in the hydraulic conductivity due in part to the formation of a water repellent layer, and/or the clogging of soil pores by ashes or fine sediment particles. In the same way, Imeson et al. (1992) attribute reduction of the infiltration capacity of burned soils to the pre-fire humus type and the water repellent conditions provoked by fire.

Similar to the results obtained by González-Pelayo et al. (2010a), fire contributes to reduce forest soils' IC by inducing a decrease in the post-fire infiltration rates. Soil hydraulic conductivity is linked with the soil infiltration capacity (Robichaud, 2000). Soil sorptivity (under dry soil conditions) is related with hydraulic conductivity, presenting the highest values in dry soil conditions (Kutilek and Nielsen, 1994). In this way, and as reported by Moody et al. (2009), water repellence influences soil sorptivity and the hydraulic conductivity, which both are inversely related with the degree of water repellence. Initially, soil sorptivity controls the infiltration capacity, while the hydraulic conductivity limits it. The reduced infiltration capacity and the decrease in the steady-state infiltration are related to changes on post-fire soil sorptivity.

Vegetation effects

Table 4.2.5_1 displays the soil-water infiltration rate depending on the selected shrub species and orientation. Fire has a significant impact on coppice microsites, as reported by Pierson et al.

(2001) and González-Pelayo et al. (2010a), and also depending on soil characteristics under the different shrubland type.

Table 4.2.5_1. Infiltration rate and capacity, by means of MDI, in Podentes study site. MDI measurements were done on the soil surface under the different shrubland species, *Quercus coccifera*, *Pistacia lentiscus*, *Arbutus. unedo* and on bare soil. n=12.

	Infiltration rate (mm/h)			Infiltration capacity (mm/h)			
	Burnt	Unburnt	ratio	Burnt	Unburnt	ratio	
South west	Bare soil		7.50		13.85		
	<i>Q. coccifera</i>	10.45	13.80	0.76	30.26	30.56	0.99
	<i>P. lentiscus</i>	15.05	22.39	0.67	29.64	31.13	0.95
	<i>A. unedo</i>	7.99	12.09	0.66	11.89	32.45	0.37
	Average	11.16	16.09	0.69	23.93	31.38	0.76
North East	<i>Q. coccifera</i>	25.47	41.03	0.62	26.87	46.13	0.58
	<i>P. lentiscus</i>	28.94	29.42	0.98	30.25	31.76	0.95
	<i>A. unedo</i>	16.23	24.57	0.66	16.62	30.10	0.55
	Average	23.55	31.67	0.74	24.58	36.00	0.68
	Whole area	15.81	21.14	0.75	21.94	29.14	0.76

Differences in soil surface characteristics between both orientations (**Figure 4.2.1_1**), promotes, before the fire, double infiltration rates on the North slope than on the South one (**Table 4.2.5_1**). Post-fire infiltration rates were reduced parallel on both slopes and the same differences than before fire were maintained between orientations (**Table 4.2.5_1**, **Figure 4.2.5_1**). In studies in South East Iberian Peninsula and on same parent material, Cerdà (1997) describes marked differences on the infiltration rates depending on slope orientation (north and south), highlighting that the north-facing slopes have better aptitudes for infiltration because of the different soil surface characteristics (bulk density, soil organic matter, aggregation, etc), and because south facing slopes should present more degraded soil conditions, as also was reported by Andreu et al. (2001) and Tessler et al. (2008), in semiarid Mediterranean mountain ranges.

Vegetation inputs influenced soil water infiltration before and after the fire. The soil under the *Q. coccifera* and *P. lentiscus* shrubs draws same infiltration behaviour on the north and south slopes. Although, on the north-facing soil, a higher infiltration rate were reached under the *Q. coccifera* shrubs while, on the south orientation, the soil water infiltration rate under the *P. lentiscus* was high (**Figure 4.2.5_1**).

Regarding the soil under the *A. unedo*, low infiltration rates were reached in all the cases and the steady-state had not reached as shows the **Figure 4.2.5_1**. On soil under the *A. unedo*, the infiltration rate was more stable and a marked decline was observed after the fire. Results on the water repellence trends confirm this tendency, and the major hydrophobic characteristics under these shrubs must be related with the lower infiltration rates, before and after the fire (**Figure 4.2.4.1_3 and 4.2.4.1_6**). In this case, and according to Cerdà and Doerr (2005) and Tessler et

al. (2008), it seems that vegetation type is a factor that influences soil water repellence and, indirectly, on soil water infiltration.

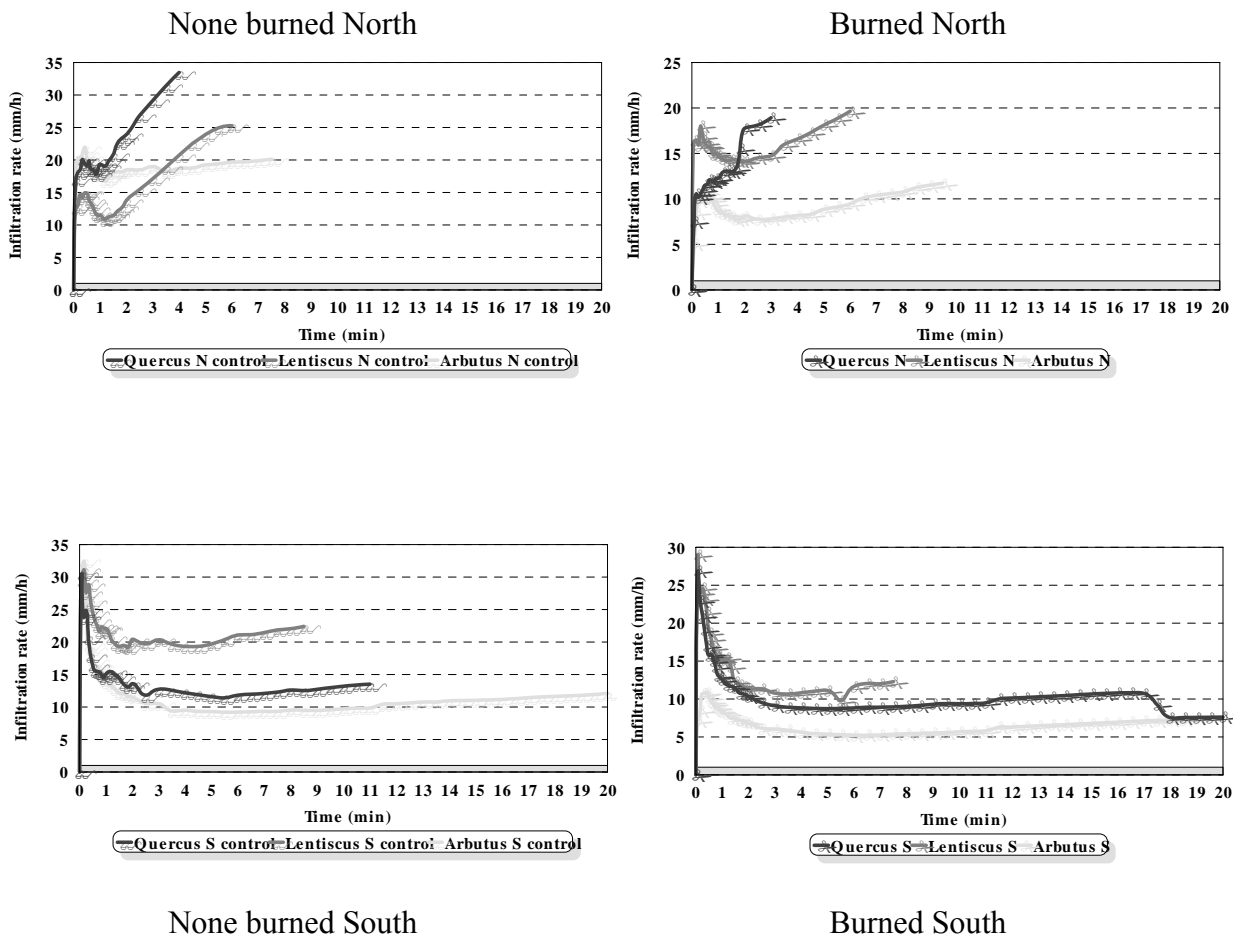


Figure 4.2.5_1. Infiltration rates obtained by the minidisk device (Decagon), in Podentes study site (Portugal). Up, North facing slope, infiltration rates on control and burned soils under *Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo* shrublands. Down, South facing slope, infiltration rates on control and burned soils under *Q. coccifera*, *P. lentiscus* and *A. unedo* shrublands

The MDI test was also used as an indicator of water repellence (Lewis et al., 2006; Robichaud et al., 2008). The **Table 4.2.5_2** shows the volume of water infiltrated, in two minutes, into the soil under the different shrub species and orientation, as indicator of the soil water repellence. Results agrees with the observation that soil under the *A. unedo* has more repellent water conditions, as it was confirmed in the Soil hydrophobicity section. The role of water repellence could explain, partially and almost at short term, the results on the infiltration rate under the coppice of the tested shrublands.

Table 4.2.5_2. Soil water repellence, by means of MDI test, under the selected shrub species in the Podentes study area. Volume (mL) means the water volume infiltrated in 2 minutes. BB, before the prescribed fire. AB, after the prescribed fire.

SWR mL.	North			South		
	<i>Q. coccifera</i>	<i>P. lentiscus</i>	<i>A. unedo</i>	<i>Q. coccifera</i>	<i>P. lentiscus</i>	<i>A. unedo</i>
BB	12.7	7.3	9.8	4.4	10.8	9.5
AB	5.5	8.2	4.3	4.8	6.7	4.9

5. Conclusiones

De los resultados obtenidos en este estudio podemos extraer las siguientes conclusiones:

1. Termopares, son una herramienta efectiva para cuantificar las temperaturas máximas, medias y sus tiempos de permanencia en el suelo.
2. Las condiciones ambientales en el fuego de Podentes, se mostraron como un factor amortiguador de las temperaturas en la superficie del suelo.
3. Los resultados en la mufla, mostraron como los cambios más importantes en cuanto a contenidos de materia orgánica, carbonatos y estabilidad de agregados, aparecieron a partir de temperaturas superiores a 220°C-300°C, por encima de las medias alcanzadas en los fuegos experimentales.
4. Ambos fuegos produjeron variabilidad en los contenidos de agua del suelo medidos a valores de $pF < 2,5$, disminuyendo la capacidad de retención de agua. El estudio continuado de esta propiedad ha mostrado una rápida recuperación (2003-2007), siempre ligada a la mejora en las condiciones edáficas y de la vegetación.
5. El estudio de la hidrofobicidad, muestra la existencia de un componente hidrofóbico natural que se relaciona con los contenidos y composición de la materia orgánica del suelo aportada por las distintas especies vegetales estudiadas. En los suelos no quemados existe una mayor capacidad de infiltración en los espacios de suelo sin vegetación, aunque la tasa final sea similar a la obtenida en los espacios bajo planta. Estas diferencias en las primeras fases del test de infiltración se han atribuido al componente hidrofóbico presente en los espacios de suelo bajo planta, que disminuye su persistencia con el aumento en el contenido de agua.
6. El impacto de un fuego de baja intensidad produjo una disminución de la capacidad de infiltración y, consecuentemente de la tasa final de infiltración. Tras el fuego de La Concordia la persistencia de la hidrofobicidad aumentó en los ambientes bajo las copas de los arbustos. Las variaciones como consecuencia del fuego en ambos casos fueron mínimas, afectando principalmente a las fracciones finas de los agregados del suelo.
7. Las tasas de infiltración en sistemas mediterráneos son estacionalmente dependientes, relacionándose directamente con el contenido y capacidad de retención del agua del suelo.

8. Como consecuencia de un incendio repetido, el funcionamiento hidrológico ha seguido dos marcados patrones de comportamiento. Las mayores tasas erosivas se han alcanzado en episodios puntuales de marcada agresividad climática. En los periodos donde la humedad del suelo se mantiene con un valor alto y constante, la escorrentía se puede generar debido a la alta conectividad existente en los distintos puntos de la ladera y, a la saturación del suelo. Por otro lado, en condiciones de suelo seco y con precipitaciones de elevada intensidad, se observa un rápido incremento de la humedad del suelo aunque no se produce la completa saturación de los horizontes del suelo, siendo la respuesta hidrológica dependiente de la intensidad de lluvia y de las características superficiales del suelo. Este proceso, ha sido responsable de la mayoría de la erosión generada durante el periodo 2003-2007, contabilizando diferencias de hasta dos órdenes de magnitud entre las parcelas quemadas y las control. Estas diferencias entre tratamientos se han ido atenuando con el paso tiempo, aunque en el 2007 la erosión es aún dependiente de la intensidad de lluvia. El umbral de $I_{30} > 20 \text{ mm h}^{-1}$ magnifica la erosión.

9. La erosión tras el incendio repetido del año 2003 fue superior a la producida tras el primer incendio (1995). La relación entre las tasa de erosión de las parcelas quemadas y no quemadas (ERR), se muestra como un indicador útil de la respuesta erosiva de un área forestal quemada y su evolución en el tiempo.

10. En nuestras condiciones experimentales, cuando coinciden los periodos de sequía y lluvias de baja agresividad, como ocurrió en el año 2006, favorecen la disminución de las tasas de erosión en zonas quemadas. En estas áreas, existen una serie de condiciones, como son la orientación sur, los efectos en el suelo producidos por la severidad del fuego y los periodos de sequía post-incendio, que influyen en la recuperación de la vegetación y que por lo tanto, pueden amplificar el intervalo de tiempo en el que el suelo es más susceptible de ser degradado, existiendo la posibilidad de generar altas tasas de pérdida de suelo en función de la agresividad de las precipitaciones en los siguientes años.

6. Bibliografía / References

Abad, N., Bautista, S., Blade, C. y Caturla, R.N. 2000. Seeding and mulching as erosion control techniques after wildfires in the Valencia region. En P. Balabanis, D. Peter, A. Ghazi y M. Tsogas (Eds.), *Mediterranean Desertification Research Results and Policy Implications*. Directorate-General Research, vol. 2. European Commission, Brussels, 419-429.

Abu-Awwad, A.M. 1997. Water infiltration and redistribution within soils affected by surface crust. *Journal of Arid Environments* 37, 231-242.

Agencia Portuguesa do Ambiente. 2009. Atlas do Ambiente. Solos. <http://www.iambiente.pt>

Alexander, M.E. 1982. Calculating and interpreting forest fire intensities. *Canadian Journal of Botany* 60 (4), 349-357.

Allen, C.D., Savage, M., Falk, D.A., Suckling, K.F., Swetnam, T.W., Schulke, T., Stacey, P.B., Morgan, P., Hoffman, M. y Llingel, J.T. 2002. Ecological restoration of southwestern ponderosa ecosystems: A broad perspective. *Ecological Applications* 12, 1418-1433.

Amézketa, E. 1999. Soil aggregate stability: a review. *J. Sustain. Agric.* 14 (2-3), 83-151.

Andreu, V., Rubio, J.L., Forteza, J., Cerní, R. 1996. Post-fire effects on soil properties and nutrient losses. *International Journal of Wildland Fire* 6 (2), 53-58.

Andreu, V., Imeson, A.C., y Rubio, J.L. 2001. Temporal changes in soil aggregates and water erosion after a wildfire in a Mediterranean pine forest. *Catena*. 44, 69-84.

Andreu, V., Rubio, J.L., Gimeno-García, E., Cerní, R. 2002. Water erosion trends under the impact of different forest fire intensities in a Mediterranean environment. *Proceedings of the 12th ISCO Conference*. Beijing, China., pp. 632-637.

Andreu, V., Gimeno-García, E., González-Pelayo, O., Campo, J., Rubio, J.L. 2010. Respuesta hidrológica y erosiva de un suelo forestal mediterráneo en recuperación de diferentes impactos. *Pirineos. Revista Ecológica de Montaña* 165, 29-53.

Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J.P., Roulier, S., Thony, J.L., Gaudet, J.P., and Vauclin, M. 2000. Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil and Tillage Research* 55, 1-29.

Arcenegui, V. 2008. Hidrofobicidad en suelos afectados por incendios forestales y desarrollo de una nueva técnica para estimar las temperaturas alcanzadas en suelos quemados. Tesis Doctoral (PhD). Directores: Jorge Mataix Beneyto, Jorge Mataix Solera y Cesar Guerrero Maestre. Universidad Miguel Hernández (Elche). 2008.

Arcenegui, V., Mataix-Solera, J., Guerrero, C., Zornoza, R., Mayoral, A. M., Morales, J. 2007. Factors controlling the water repellency induced by fire in calcareous mediterranean forest soils. *European Journal of Soil Science* 58, 1254-1259.

Arcenegui, V., Mataix-Solera, J., Guerrero, C., Zornoza, R., Mataix-Beneyto, J., García-Orenes, F., 2008. Immediate effects of wildfires on water repellency and aggregate stability in Mediterranean calcareous soils. *Catena* 74, 219-226.

Badía, D. and Martí, C. 2003. Plant ash and heat intensity effects on chemical and physical properties of two contrasting soils. *Arid Land Research and Management* 17, 23-41.

Bautista, S., Bellot, J. and Vallejo, R. 1996. Mulching treatment for postfire soil conservation in a semiarid ecosystem. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 10, 235-242.

Bellot, J., Sanchez, J.R., Chirino, E., Hernandez, N., Abdelli, F, and Martínez, J.M. 1999. Effect of different vegetation type cover on the soil water balance in semi-arid areas of south eastern Spain. *Physical Chemistry Earth* 24, 353-357.

Benavides-Solorio, J. and MacDonald, L.H. 2001. Post-fire runoff and erosion from simulated rainfall on small plots, Colorado Front Range. *Hydrological Processes* 15, 2931-2952.

Benavides-Solorio, J., MacDonald, L.H., 2005. Measurement and prediction of post-fire erosion at the hillslope scale, Colorado Front Range. *International Journal of Wildland Fire* 14, 457-474.

Berger, E. 1976. Partitioning the parameters of stony soils, important in moisture determinations, into their constituents. *Plant and Soil* 44, 201-207.

Bilskie, J. 2001. Soil water status: content and potencial. Campbell Scientific, Inc. Fecha de consulta: 02/03/2004. <ftp://ftp.campbellsci.com/pub/outgoing/apnotes/soilh20c.pdf>.

Bird, R.B., Bird, D.W., Coddling, B.F., Parker, C.H. and Jones, J.H. 2008. The “fire stick farming” hypothesis Australian Aboriginal foraging strategies, biodiversity, and anthropogenic fire mosaic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105, 14796-14801 pp.

Bisdorn, E.B.A., Dekker, L.W., Schoute, J.F.T., 1993. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. *Geoderma* 56, 105-118.

Blackwell, B, Feller, M.C., Trowbridge, R. 1992. Conversion of dense lodgepole pine stands in west-central British Columbia into young lodgepole pine plantations using prescribed fire. 1. Biomass consumption during burning treatments. *Canadian Journal of Forest Research* 22, 572-581.

Bochet, E., Rubio, J.L., Poesen, J., 1999. Modified topsoil islands within patchy Mediterranean vegetation in SE Spain. *Catena* 38, 23-43.

Bochet, E., Poesen, J, and Rubio, J.L. 2006. Runoff and soil loss under individual plants of a semi-arid Mediterranean shrubland: influence of plant morphology and rainfall intensity. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 536-549.

Boix-Fayós, C. 1997. The roles of texture and structure in the water retention capacity of burnt Mediterranean soils with varying rainfall. *Catena* 31, 219-236.

Boix-Fayós, C., Calvo-Cases, A., Imeson, A.C., Soriano-Soto, M.D., Tiemessen, I.R. 1998. Spatial and short-term temporal variations in runoff, soil aggregation and other soil properties along a mediterranean climatological gradient. *Catena* 33, 123-138.

Boix-Fayós, C., Calvo-Cases, A., Imeson, A.C., Mariano-Soto, M.D. 2001. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *Catena* 44, 47-67.

Boix-Fayós, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Castillo, V.M., Albadalejo, J. 2005. Concise review of interrill erosion studies in SE Spain (Alicante and Murcia): erosion rates and progress of knowledge from the 1980s. *Land Degradation and Development* 16, 517-528.

Boix-Fayós, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Arnau-Rosalén, E., Albadalejo, J., Castillo, V.M. 2007. Causes and underlying processes of measurement variability in field erosion plots in Mediterranean conditions. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 85-101.

Bond, W.J. y Keeley, J.E. 2005. Fire as global "herbivore": The ecology and evolution of flammable ecosystems. *Trends in Ecology and Evolution*, 20, 387-394.

Boyer, W.D. and Miller, J.H. 1994 Effect of burning and brush treatments on nutrient and soil physical properties in young longleaf pine stands. *Forest Ecology and Management* 70, 311-318.

Bracken, L.J. and Croke, J.C. 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes* 21, 1749-1763.

Bracken, L.J., Cox, N.J., Shannon, J. 2008. The relationship between rainfall inputs and flood generation in south-east Spain. *Hydrological Processes* 22, 683-696.

Brandt, G. H., 1969. Water movement in hydrophobic soils. In: *Proceedings of symposium on water repellent soils*. Riverside, California. 91-115 pp.

Brown, J.K. 2000. Introduction and fire regimes. In: Brown, J.K. and Smith, J.K. (eds.). *Wildland fire in ecosystems-effects of fire on flora*. Gen. Tech. Rep. GTR-RMRS-42-Vol. 2. Ogden, UT: U.S. Department of Agriculture, Forest Service: 1-8.

Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R., y Jamagne, M. 1996. Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols: importance de la densité apparente. *Étude et Gestion des Sols* 3, 27-40.

Bryan, R.B. 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* 32, 385-415.

Calvo-Cases, A., Boix-Fayós, C., Imeson, A.C. 2003. Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. *Geomorphology* 50, 269-291.

Cammeraat, L.-H. and Imeson, A.C. 1998. Deriving indicators of soil degradation from soil aggregation studies in southeastern Spain and southern France. *Geomorphology* 23, 307-321

Cammeraat, L.H. and Imeson, A.C. 1999. The evolution and significance of soil-vegetation patterns following land abandonment and fire in Spain. *Catena* 37, 107-127.

Cammeraat, L.H. 2002. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1201-1222.

Cammeraat, L.H. 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environments* 104, 317-332.

Campo, J., Andreu, V., Gimeno-García, E., González, O. and Rubio, J.L. 2006. Occurrence of soil erosion after repeated experimental fires in a Mediterranean environment. *Geomorphology* 82, 376-387.

Campo, J., Andreu, V., Gimeno-García, E., González-Pelayo, O. and Rubio, J.L. 2008a. Medium term evolution of soil aggregate stability, organic matter and calcium carbonate of a Mediterranean soil burned at two different fire intensities. *Advances in Geocology* 39, 329-344.

Campo, J., Andreu, V., Gimeno-García, E., González-Pelayo, O. and Rubio, J.L. 2008b. Aggregation of under canopy and bare soils in a Mediterranean environment affected by different fire intensities. *Catena* 74 (3), 212-218.

Cannon, S.H., Bigio, E.R., Mine, E. 2001. A process for fire-related debris flow initiation, Cerro grande fire, New Mexico. *Hydrological Processes* 15, 3011-3023.

Carsel, R.F. and Parrish, R.S. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755-769.

Castellnou, M., Nebot, E., Miralles, M. 2007. El papel del fuego en la gestión del paisaje. 4ª Conferencia Internacional sobre Incendios Forestales (Wildfire, 2007). Sevilla, España.

Castillo, V.M., Martínez-Mena, M., Albadalejo, J. 1997. Runoff and soil loss response to vegetation removal in a semi-arid environment. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1116-1121.

Castillo, V.M., Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M. 2003. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a situation approach. *Journal of Hydrology* 284, 114-130.

Ceballos, A., Schnabel, S. 1998. Hydrological behaviour of a small catchment in the Dehesa landuse system (Extremadura, Spain). *Journal of Hydrology* 210, 146-160.

Cerdà, A. 1993. La infiltración en los suelos del País Valenciano. Factores y variaciones espacio-temporales. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia.

Cerdà, A. 1996. Seasonal variability of infiltration rates under contrasting slope conditions in southeast Spain. *Geoderma* 69, 217-232.

Cerdà, A. 1997a. The effect of patchy distribution on *Stipa tenacissima* L. on runoff and erosion. *Journal of Arid Environments* 36,37-51.

Cerdà, A. 1997b. Seasonal changes of the infiltration rates in a Mediterranean scrubland on limestone. *Journal of Hydrology* 198, 209-225.

Cerdà, A. 1998. Changes in overland flow and infiltration after a rangeland fire in a Mediterranean shrubland. *Hydrological Processes* 12, 1031-1042.

Cerdà, A. 2002. The effect of season and parent material on water erosion on highly eroded soils in eastern Spain. *Journal of Arid Environments* 52, 319-337.

Cerdà, A. and Doerr, S.H. 2005. Influence of vegetation recovery on soil hydrology and erodibility following fire: an 11-year investigation. *International Journal of Wildland Fire* 14, 423-437.

Cerdà, A. and Lasanta, T. 2005. Long-term erosional responses after fire in the Central Spanish Pyrenees 1. Water and sediment yield. *Catena* 60, 59-80.

Cerdà, A. and Doerr, S.H. 2007. Soil wettability, runoff and erodibility of major dry-mediterranean land use types on calcareous soils. *Hydrological processes*, 21: 2325-2336.

Cerdà, A. y Navarro, R. 1997. Tasas de erosión en una solana de la Serra Grossa. *La Costera. Cuadernos de Geografía* 59, 27-46.

Cerdà, A y Mataix-Solera, J. 2009. Incendios forestales en España. Ecosistemas terrestres y suelos. En: Cerdà y Mataix-Solera (Eds.), *Efectos de los incendios forestales sobre los suelos en España*. Universidad de Valencia, 2009.

Certini, G. 2005. Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Oecologia* 143, 1-10.

Chan, K. Y., Heenan, D. P. and Ashley, R. 1994. Seasonal-Changes in surface aggregate stability under different tillage and crops. *Soil and Tillage Research* 28(3-4), 301-314.

Chaney, K. and Swift, R. S. 1984. The influence of organic-matter on aggregate stability in some british soils. *Journal of Soil Science* 35(2), 223-230.

Chenu, C., Le Bissonnais, Y., Arrouays, D. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1479-1486

Christensen, N.L. 1987. The biogeochemical consequences of fire and their effects on the vegetation of the coastal plain of the southeastern united states. In: Trabaud, L. (Ed.). *The role of fire in ecological systems*. SPB Academic publishing, The Hague, The Netherlands, pp 21.

Christensen, N.L. 1993. Fire regimes and ecosystem dynamics. In: Crutzen P.J., Goldammer J.G. (Eds.), *Fire in the environment*. John Wiley and Sons, New York, 233-244 pp.

Christensen, N.L. 1994. The effects of fire on physical and chemical properties of soils in Mediterranean-Climate shrublands. En: Moreno, J.M. y Oechel, W.C. (Eds.), *The role of fire in Mediterranean-Type ecosystems*. Springer-Verlag, New York, Inc, 79-95 pp.

Comisión Europea, 2008. *Forest fires in Europe 2008*. Report number 9.

Costa, M. 1986. *La vegetación del País Valenciano*. Servicio de publicaciones. Universitat de València. Valencia.

Cousin, I., Nicoullaud, B., Contadeur, C. 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *Catena* 53, 97-114.

Covington, W.W. y Moore, M.M. 1994. Southwestern Ponderosa forest structure: Changes since Euro-American settlement. *Journal of Forestry* 92, 39-47.

Crockford, S., Topalidis, S., Richardson, D.P. 1991. Water repellency in a dry sclerophyll forest-measurements and processes. *Hydrological Processes* 5, 402-420.

De Jong, R. 1983. Soil water desorption curves estimated from limited data. *Canadian Journal Soil Science* 63, 697-703.

De Luis, M., García-Cano, M.F., Cortina, J., Raventós, J., González-Hidalgo, J.C., Sanchez, J.R. 2001. Climatic trends, disturbances and short term vegetation dynamics in a Mediterranean shrubland. *Forest Ecology and Management* 147, 25-37.

De Luis, M., González-Hidalgo, J.C., Raventós, J. 2003. Effects of fire and torrential rainfall on erosion in a Mediterranean gorse community. *Land Degradation and Development* 14, 203-213.

DeBano, L.F., Mann, L.D., Hamilton, D.A. 1970. Translocation of hydrophobic substances into soil by burning organic litter. *Soil Science Society of America Journal* 34, 130-133.

DeBano, L.F., Savage, S.M., Hamilton, D.A. 1976. The transfer of heat and hydrophobic substances during burning. *Soil Science Society of America Journal* 40, 779-782.

DeBano, L.F., Raymond M.R., and Conrad, C.E. 1979. Soil heating in chaparral fires: effects on soil properties, plant nutrients, erosion, and runoff. Res. Paper PSW-145, 21 p. Pacific Southwest Forest and Range Exp. Stn., Forest Serv., U.S. Dep. Agric., Berkeley, California.

DeBano, L.F. 1981. *Water repellent soils: a state-of-the-art*. United States Department of Agriculture Forestry. Serv. Gen. Tech. Rep. PSW-46, Berkley, California. 21 pp.

DeBano, L.F., Neary, D.G., Ffolliott, P.F. 1998. *Fire's Effects on Ecosystems*. John Wiley & Sons, New York.

DeBano, L. F. 2000. The role of fire and soil heating on water repellency in wildland fire environments: A review. *Journal of Hydrology* 231-232, 195-206.

Decagon Devices, Inc. 2006. *Minidisk infiltrometer. User's manual. Version 3*.

Dekker, L.W., Jungerious, P.D. 1990. Water repellency in the dunes with special reference to the Netherlands. *Catena* 18, 173-183.

Dekker, L.W., Ritsema, C.J. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil. I. Potential and actual water repellency. *Water Resources Research* 30, 2507–2517.

Dekker, L.W., Ritsema, C.J. 1996. Preferential flow paths in a water repellent clay soil. *Water Resources Research* 32 (5), 1239-1249.

Díaz-Fierros, F. Benito, E., Vega, J.A., Castelao, A., Soto, B., Pérez, R., Taboada, T. 1989. Solute loss and soil erosion in burnt soil from Galicia NW Spain. In: *Fire and ecosystem dynamics. Mediterranean and northern perspectives*. Eds: J.D. Goldammer and MJ Jenkins. 103-116 pp. SPB Academic Publishing: The Hague.

Dick, G., Anderson, R.S., Sampson, D.E. 1997. Controls on flash flood magnitude and hydrological shape, Upper Blue Hills badlands, Utah. *Geology* 25, 45-48.

Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D. 1998. Spatial variability of soil hydrophobicity in fire-prone eucalyptus and pine forests, Portugal. *Soil Science* 163, 313-324.

Doerr, S.H., Shakesby, R.A. Walsh, R.P.D. 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance. *Earth Sciences Reviews* 51, 33-65.

Doerr, S.H., Dekker, L.W., Shakesby, R.A., Ritsema, C.J., Bryant, R. 2002. Water repellency of soils: the influence of ambient relative humidity. *Soil Science Society of America Journal* 66, 401-405.

Doerr, S.H., Llewellyn, C.T., Douglas, P., Morley, C.P., Mainwaring, K.A., Haskins, C., Johnsey, L., Ritsema, C.J., Stagnitti, F., Allinson, G., Ferreira, A.J.D., Keizer, J.J., Ziogas, A.K., Diamantis, J. 2005. Extraction of compounds associated with water repellency in sandy soils of different origin. *Australian Journal of Soil Research* 43, 225-237.

Duchaufour, P. H. 1975. *Manual de edafología*. Toray-Masson. Barcelona.

Duchaufour, P.H. 1984. *Edafología I. Edafogénesis y clasificación*. Bajo la dirección de PH. Duchaufour y B. Shouchier. Versión española de M.T. Carballas y M. Carballas. 493 pp. Masson. Paris.

Dunin, F.X. 1976. Infiltration: Its simulation for field conditions. In Rodda, J.C. (Ed.): *Facets of hydrology*. John Wiley and Sons, Bristol, 199-227 pp.

Edeso, J.M., Merino, A., González, M.J. y Marauri, P. 1998. Manejo de explotaciones forestales y pérdida de suelo en zonas de elevada pendiente del País Vasco. *Cuaternario y Geomorfología* 12 (1-2), 105-116, pp.

Edwards, A. P. and Bremner, J. M. 1967a. Dispersion of soil particles by sonic vibration. *Journal of Soil Science* 18(1), 47-63.

Edwards, A. P. and Bremner, J. M. 1967b. Microaggregates in soils. *Journal of Soil Science* 18(1), 64-73.

Eldridge, D.J., Zaady, E., Shachak, M. 2000. Infiltration through three contrasting biological soil crusts in patterned landscapes in the Negev, Israel. *Catena* 40, 323-336.

Elliott, E.T. 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil Science Society of America Journal* 50: 627-633.

Etienne, M. 1989. Non destructive methods for evaluating shrub biomass: a review. *Acta Oecologica*, vol 10, n° 2, pp. 115-128.

Etienne, M. and Legrand, C. 1994. A non-destructive method to estimate shrubland biomass and combustibility. *Proceedings 2nd international Conference on Forest Fire Research*, Vol 1, B25, pp.425-434, Coimbra, November, 1994.

Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., and Rodell, M. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology* 210, 259-281.

FAO-ISRIC-ISSS. 1999: Base referencial mundial del recurso suelo. Informe sobre recursos mundiales de suelos 84, FAO, Roma. 90 pp.

Fernandes, P. 1997. O uso da técnica do fogo controlado: porquê, quando e como. *Revista Florestal* 10 (1), 70-78.

Fernandes, P. and Botelho, H. 2004. Analysis of the prescribed burning practice in the pine forest of northwestern Portugal. *Journal of Environmental Management* 70, 15-26.

Fernández, I., Cabaneiro, A., Carballas, T. 1997. Organic matter changes immediately after a wildfire in an Atlantic forest soil and comparison with laboratory soil heating. *Soil Biology and Biochemistry* 29 (1), 1-11.

Ferreira, A.J.D., Coelho, C.O.A., Walsh, R.P.D., Shakesby, R.A., Ceballos, A., Doerr, S.H. 2000. Hydrological implications of soil water-repellence in *Eucalyotus globulus* forest, north central Portugal. *Journal of Hydrology* 231-232, 165-177.

Ferreira, A.J.D., Coelho, C.O.A., Ritsema, C.J., Boulet, A.K., Keizer, J.J. 2008. Soil and water degradation processes in burned areas: Lessons learned from a nested approach. *Catena* 74: 273-285.

Fiès, J.C., Louvigny, N. and Chanzy, A. 2002. The role of stones in soil water retention. *European Journal of Soil Science* 53, 95-104.

Fitzjohn, C., Ternan, J.L. and Williams, A.G. 1998. Soil moisture variability in a semi-arid gully catchment: implications for runoff and erosion control. *Catena* 32, 55-70.

Fox, D.M., Darboux, F., Carrega, P. 2007. Effects of fire-induced water repellency on soil aggregate stability, splash erosion, and saturated hydraulic conductivity for different size fractions. *Hydrological Processes* 21, 2377-2384.

Franco, C.M., Tate, M.E., Oades, J.M. 1995. Studies on non-wetting sands. *Australian Journal of Soil Research* 33, 253-263.

Franco, C.M.M., Clarke, P.J., Tate, M.E., Oades, J.M. 2000. Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in Australian sands. *Journal of Hydrology* 231-232, 47-58.

Frandsen, W.H., Ryan, K.C. 1986. Soil moisture reduces belowground heat flux and soil temperature under a burning fuel pile. *Canadian Journal of Forest Research* 16, 244-248.

Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., Regües, D. 2002. Hydrological processes and their seasonal control in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Science* 6, 527-537.

García-Corona, R.; Benito, E.; de Blas, E.; Varela, M.E. 2004. Effects of heating on some physical properties related to its hydrological behaviour in two north-western Spanish soils. *Int J Wildland Fire*, 13: 195-199 pp

García-Ruiz, J.M., Arnáez, J., Beguería, S., Seeger, M., Martí-Bono, C., Regüés, D., Lana-Renault, N., White, S. 2005. Runoff generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Pyrenees. *Catena* 59, 79-92.

Gee, G.W., Kincaid, T., Lemhard, L.J., and Simmonds, C.S. 1991. Recent studies of flow and transport in the vadose zone. U.S. Natl. Rep. Int. Union Geod. Geophys. 1987-1990. *Rev. Geophys* 29, 227-239.

Gill, A.M. 1975. Fire and the Australian flora: a review. *Aust. Flor.* 38, 4-25.

Gimeno García, E. 1999. Efectos de la intensidad del fuego sobre las propiedades químicas del suelo y sus consecuencias en los procesos de erosión hídrica. Incendios experimentales en zonas forestales mediterráneas. Tesis doctoral. Universidad de Valencia.

Gimeno-García, Andreu, V., Rubio, J.L. 2000. Changes in organic matter, nitrogen, phosphorus and cations in soils as a result of fire and water erosion in a Mediterranean landscape. *European Journal of Soil Science* 51, 201-210.

Gimeno-García, Andreu, V., Rubio, J.L. 2001. Influence of shrub cover on soil chemical properties in a Mediterranean slope. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 32 (11-12), 1885-1898

Gimeno García, E., Andreu, V. Rubio, J.L. 2004. Spatial patterns of soil temperatures during experimental fires. *Geoderma* 118, 17-38.

Gimeno-García, E., Andreu, V., and Rubio, J.L., 2007. Influence of vegetation recovery on water erosion at short and medium-term after experimental fires in a Mediterranean shrubland. *Catena* 69, 150-160.

Gimeno-García, E., Pascual, J.A. and Llovet, J. 2011. Water repellency and moisture spatial variations under *Rosmarinus officinalis* and *Quercus coccifera* in a Mediterranean burned soil. *Catena* 85, 48-77.

Giovannini, G. 1994. The effect of fire on soil quality. In: Rubio, J.L.; Sala, M. (Eds.). *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires*. Geoforma. Logroño. 15-29 pp.

Giovannini, G., Lucchesi, S., Giachetti, M. 1986. The natural evolution of a burned soil: A three-year investigation. *Soil Science* 143 (3), 220-226.

Giovannini, G., Lucchesi, S., Giachetti, M. 1988. Effect of heating on some physical and chemical parameters related to soil aggregation and erodibility. *Soil Science* 146 (4), 255-261.

Giovannini, G., Lucchesi, S., Giachetti, M. 1990. Beneficial and detrimental effects of heating on soil quality. In: J.G. Goldammer and M.J. Jenkins (Editors), *Fire in Ecosystem Dynamics: Mediterranean and Northern perspectives*. SPB Academic, The Hague, pp. 95-102.

Giovannini G. and Luchesi S. 1997. Modifications induced in soil physico-chemical parameters by experimental fires at different intensities. *Soil Science* 162, 479-486.

Goebel, M.O., Woche, S.K., Bachmann, J., Lamparter, A., Fisher, W.R. 2007. Significance of wettability-induced changes in microscopic water distribution for soil organic matter decomposition. *SSAJ* 71 (5), 1593-1599.

Gómez-Plaza, A., Álvarez-Rogel, J., Albadalejo, J., Castillo, V.M. 2000. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrological Processes* 14, 1261-1277.

González-Pelayo, O., Andreu, V., Campo, J., Gimeno-García, E., Rubio, J.L. 2006. Hydrological Properties of Mediterranean Soils Burned with Different Fire Intensities. *Catena* 68 (2-3), 186-193.

González-Pelayo, O., Andreu, V., Gimeno-García, E., Campo, J., Rubio, J.L. 2008. Post-fire changes of Soil Water Retention Capacity in a Mediterranean shrubland soil. Under canopy and bare soil microenvironments. In *Proceedings of the 15th ISCO 2008*. Budapest 18th-23rd May, 2008.

González-Pelayo, O., Andreu, V., Gimeno-García, E., Campo, J., and Rubio, J.L. 2010a. Effects of fire and vegetation cover on hydrological characteristics of a Mediterranean shrubland soil. *Hydrological Processes* 24, 1504-1513.

González-Pelayo, O., Andreu, V., Campo, J., Gimeno-García, E., Rubio, J.L. 2010b. Rainfall influence on plot-scale runoff and soil loss from repeated burning in a Mediterranean-shrub ecosystem, Valencia, Spain. *Geomorphology* 118, 444-452.

González-Pelayo, O., Ferreira, C.S.S., Ferreira, A.J.D., Andreu, V. y Rubio, J.L. 2010c. Short term effects on soil hydrological properties after a prescribed burning. Podentes study case, Portugal. In Viegas, X. (Ed.). *VI International Conference on Forest Fire Research*. Coimbra, Noviembre, 2010.

González-Pérez, J.A., González-Vila, F.J., Almendros, G., Knicker, H. 2004. The effect of fire on soil organic matter – a review. *Environment International* 30, 855- 870.

Goren-Inbar, N., Alperson, N., Kislev, M.E, Simchoni, O. Melamed, Y., Ben-Num, A. and Werker, E. 2004. Evidence of hominin control of fire at Greshet Benot Ya'aqov. *Science* 304, 472-727.

Grayson, R.B., Western, A.W., Walker, J.P., Kandel, D.D., Costelloe, J.F., Wilson, D.J. 2006. Controls on patterns of soil moisture in arid and semi-arid ecosystem. In: P. D'Odorico and A. Porporato (Eds.). *Dryland Ecology*, 109-127 pp.

Grenne, R.S.B., Chartes, C.J. and Hodgkinson, K.C. 1990. The effects of fire on the soil in a degraded semi-arid woodland. I. Cryptogam cover and physical micromorphological properties. *Australian Journal of Soil Research* 28, 755-777.

Guber, A. K., Rawls, W.J., Shein, E.V., y Pachepsky, Ya. A. 2003. Effect of soil aggregate size distribution on water retention. *Soil Science* 168, 223-232.

Guerrero, C., Mataix-Solera, J., Navarro-Pedreño, J., García-Orenes, F. Gómez, I. 2001. Different patterns of aggregate stability in burned and restored soils. *Arid Land Research and Management* 15, 163-171.

Hallett, P.D., Young, I.M. 1999. Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate induced microbial activity. *European Journal of Soil Science* 50, 35-40.

Hallett, P.D., Ritz, K., Wheatley, R.E. 2001. Microbial derived water repellency in soil. *International Turfgrass Society Research Journal* 9, 518-524.

Hillel, D. 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic Press. San Diego. USA.

Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics*. Academia Press. San Diego, USA.

Holzhey, C.S. 1969. Soil morphological relationships and water repellence. In: DeBano, L.F. and Letey, J. (Eds), *Proceeding of a Symposium on Water Repellent Soils*. University of California, Riverside, CA. 281-288 pp.

Horne, D. and McIntosh, J.C. 2000. Hydrophobic compounds in sands in New Zealand, extraction, characterisation and proposed mechanism for repellency expression. *Journal of Hydrology* 231-232, 35-46.

Horton, R.E. 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Proc. Soil. Sci. Soc. Am.* 5, 339-417.

Hubbert, K.R., Preisler, H.K., Wohlgemuth, P.M., Graham, R.C. and Narog, M.G. 2006. Prescribed burning effects on soil physical properties and soil water repellency in a steepchaparral watershed, southern California, USA. *Geoderma* 130, 284-298.

Huffman, E.L., MacDonald, L.H., Stednick, J.D. 2001. Strength and persistence of fire-induced soil hydrophobicity under ponderosa and lodgepole pine, Colorado Front Range. *Hydrological Processes* 15, 2877-2892.

IGME, 1977. *Mapa Geológico de España, E. 1 50 000 de Villar del Arzobispo (667)*. Servicios de Publicaciones del Ministerio de Industria.

Imeson, A.C. and Vis, M. 1984. Assessing soil aggregate stability by water-drop impact and ultrasonic dispersion. *Geoderma* 34 (3-4), 185-200.

Imeson, A.C., Vestraten, J.M., Van Mulligen, E.J. and Sevink, J. 1992. The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under mediterranean type forest. *Catena* 19, 345-361.

Inbar, M., Wittenberg, L., Tamir, M. 1997. Soil erosion and forestry management after wildfire in Mediterranean woodland, Mt Carmel, Israel. *International Journal of Wildland Fire* 7 (4), 285-294.

Inbar, M., Tamir, M. and Wittenberg, L. 1998. Runoff and erosion processes after a forest fire in Mount Carmel, a Mediterranean area. *Geomorphology* 24, 17-33.

Ingelmo, F. y Cuadrado, S., 1986. El agua y el medio físico del suelo. Temas monográficos. Ed: Excma. Diputación Provincial de Salamanca.

Ingelmo, F., Villalba, M., y Pomares, F. 2000. Retención de agua en suelos de cítricos con manejo ecológico y con manejo convencional. Actas de tercer congreso de la sociedad española de agricultura ecológica. 215-223 pp.

Jackson, M.L. 1958. *Soil Chemical Analysis*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

James, S.R. 1989. Hominid use of fire in the Lower and Middle Pleistocene. *Current Anthropology* 30, 1-26.

Johansen, M.P., Hakonson, T.E. and Breshears, D.D. 2001. Post-fire runoff and erosion from rainfall simulation: contrasting forest with shrubland and grasslands. *Hydrological Processes* 15, 2953-2965.

Jordan, A., Martínez-Zabala, L. and Bellinfante, N. 2008. Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. *Catena* 74, 137-143.

Josa March, R., Arias, X., Sole, A. 1994. Effects of slashburning on some soil physical properties in an olm-oak coppice. In: Rubio, J.L. and Sala, M. (Eds.). *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires*. Geofoma ediciones. Logroño. 29-42 pp.

Jury, A. and Horton, R. 2004. *Soil physics*. 6th edition. John Wiley and Sons (Eds.). New Jersey.

Kay, B.D. and Vandenbygaart, A.J. 2002. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil Tillage & Research* 66, 107-118.

Keeley, J.E., Fotheringham, C.J., and Morais, M. 1999. Reexamining fire suppression impacts on brushland fire regimes. *Science* 284, 1829-1832.

Kemper, W. D., Rosenau, R. C. 1986. Aggregate stability and size distribution. In: *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods (2nd Edition)*. Agronomy Monograph, No. 9. pp. 425-442.

Kim, S. and Kim, H. 2007. Stochastic analysis of soil moisture to understand spatial and temporal variations of soil wetness at a steep hillside. *Journal of Hydrology* 341, 1-11.

- Kirkby, M.J. 1978. Hillslope hydrology. Wiley-Interscience. Norwich. 389 pp.
- Klute, A. 1986. Methods of soil analysis. Physical and mineralogical methods. Soil science society of America, Wisconsin, USA.
- Krebs, P., Pezzatti, G.B., Mazzoleni, S., Talbot, L.M., Conedera, M. 2010. Fire regime: history and definition of a key concept in disturbance ecology. *Theory Biosci.* 129, 53-69.
- Kunze, M.D. and Stednick, J.D. 2006. Streamflow and suspended sediment yield following the 2000 Bobcat fire, Colorado. *Hydrological Processes* 20, 1661-1681.
- Kutiel, P. and Inbar, M. 1993. Fire impacts on soil nutrients and soil erosion in a Mediterranean pine forest plantation. *Catena* 20, 129-139.
- Kutiel, P., Lavee, H., Segev, M. and Benyamini, Y. 1995. The effect of fire –induced surface heterogeneity on rainfall-runoff-erosion relationships in an eastern Mediterranean ecosystem, Israel. *Catena* 25, 77-87.
- Kutilek, M. and Nielsen, D.R. Soil hydrology. Catena-Verlag, GeoEcology publications. Kutilek, and Nielsen (Eds.). Cremlingen, 370 pp.1994.
- Lana-Renault, N., Latrón, J., Regües, D. 2007. Streamflow response and water table dynamics in a sub-Mediterranean research catchment (central Pyrenees). *Journal of Hydrology* 347, 497-507.
- Latrón, J. and Gallart, F. 2008. Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology* 358, 206-220.
- Latrón, J., Soler, M., Llorens, P. and Gallart, F. 2008. Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Hydrological Processes* 22, 775-787.
- Le Bissonnais, Y. 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *Eur. J. Soil Sci.* 47 (4), 425–437.
- Leteý, J. 2001. Causes and consequences of fire-induced soil water repellency. *Hydrological Processes* 15, 2867-2875.
- Leteý, J., Carrillo, M.L.K., Pang, X.P. 2000. Approaches to characterize the degree of water repellency. *Journal of Hydrology* 231-232, 61-65.
- Lewis, S.A., Wu, J.Q., Robichaud, P.R., 2006. Assessing burn severity and comparing soil water repellency, Hayman fire, Colorado. *Hydrological Processes* 20, 1-16.
- Lin, C.Y., Chou, W.C., Tsai, J.S., Lin, W.T. 2006. Water repellency of Casuarina windbreaks (*Casuarina equisetifolia* Forst.) caused by fungi in central Taiwan. *Ecological Engineering* 26, 283-292.
- Llinares, J.V. Efectos de la intensidad del fuego y evolución a corto plazo de las propiedades físicas, erosionabilidad, humedad y temperatura del suelo. 2001. Ph D Thesis, CIDE-CSIC, Universidad de Valencia. España.

Lloret, F. 2004. Régimen de incendios y regeneración. En: Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante. Valladares, F. (Eds.). Serie técnica. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.

Ma'shum, M., Farmer, V.C. 1985. Origin and assessment of water repellency of a sandy south Australian soil. *Australian Journal of Soil Research* 23, 623-626.

Mainwaring, K.A., Morley, C.P., Doerr, S.H., Douglas, P., Llewellyn, C.T., Llewellyn, G., Matthews, I., Stein, B.K. 2004. Role of heavy polar organic compounds for water repellency of sandy soils. *Environ. Chem. Lett.* 2, 35-39.

Mallik, A.U., FitzPatrick, E.A. 1996. Thin section studies of Calluna heathland soils subjected to prescribed burning. *Soil Use and Management* 12, 143-149.

Mallik, A.U., Giminhan, C.H., Rahman, A.A. 1984. Ecological effects of heather burning. Water infiltration, moisture retention and porosity of surface soil. *Journal of Ecology* 72, 767-776.

MAPA (1986) Métodos oficiales de análisis (suelos). Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid, 531 pp.

Marcos, E., Tárrega, R., Luis-Calabuig, E. 2000. Comparative analysis of runoff and sediment yield with a rainfall simulator after experimental fire. *Arid soil research Rehabilitation* 14, 293-307.

Martin, D.A. and Moody, J.A. 2001. Comparison of soil infiltration rates in burned and unburned mountainous watersheds. *Hydrological Processes* 15, 2893-2903.

Martínez-Fernández, J. and Díaz-Pereira, E. 1994. Changes on the physical and chemical properties in a soil affected by forest fire in Sierra Larga (Murcia, Spain). In: Rubio, J.L. and Sala, M. (Eds.). *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires*. Geoforma ediciones. Logroño. 67-77 pp.

Martínez-Zabala, L. and Jordán, A. 2009a. Influence of different plant species on water repellency in mediterranean heathland soils. *Catena* 76, 215-223

Martínez-Zabala, L., González, F.A., and Jordán, A. 2009b. Intensity and persistence of water repellency in relation to vegetation types and soil parameters in Mediterranean SW Spain. *Geoderma* 152, 361-374

Martins, C.M.C., Mesquita, S.M.M., Vaz, W.L.C. 1999. Cuticular waxes of the Holm (*Quercus ilex* L. subsp. *ballota* (Desf.) Samp) and Cork (*Q. suber* L.) Oaks. *Phytochemical Analysis* 10, 1-5.

Martins, P.F.S., Cerri, C.C., Volkoff, B., Andreux, F., Chauvel, A. 1991. Consequences of clearing and tillage on the soil of a natural Amazonian ecosystem. *Forest Ecology and Management* 38, 273-282.

Mataix-Solera, J. and Doerr, S.H. 2004. Hydrophobic and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forest in southeastern Spain. *Geoderma* 118, 77-88.

Mataix-Solera, J. y Guerrero, C. 2007. Efectos de los incendios forestales en las propiedades edáficas. En: Mataix-Solera, J. (ed.), Incendios Forestales, Suelos y Erosión Hídrica. Caja Mediterráneo CEMACAM, Font Roja-Alcoi, Alicante, 5-40 pp.

Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Mayoral, A.M., Morales, J., González, J., García-Orenes, F., and Gómez, I. 2007. Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid mediterranean environment. *Hydrological Processes* 21, 2300-2309.

Mataix-Solera, J., Guerrero, C., García-Orenes, F., Barcenas, G.M. y Torres, M.P. 2009. Forest fire effects on soil microbiology. In: Cerdà, A. and Robichaud, P. R. (Eds.) *Fire effects on soils and restoration strategies*. Science Publishers, Enfield, 133-176.

Mayor, A.G., Bautista, S., Llovet, L., Bellot, J. 2007. Post-fire hydrological and erosional responses of a Mediterranean landscape: Seven years of catchment-scale dynamics. *Catena* 71, 68-75.

McGhie, D.A., Posner, A.M., 1981. The effect of plant top material on the water repellence of fired sands and water-repellent soils. *Aust. J. Agric. Res.* 32, 609– 620.

McLaren, R.G. and Cameron, K.C. 1996. *Soil Science. Sustainable production and environmental protection*. Oxford University press, 2nd edition. Auckland, USA.

Millan, M. M, Estrela, M. J., and Badenas, C., 1998. Meteorological Processes Relevant to Forest Fire Dynamics on the Spanish Mediterranean Coast. *Journal of Applied Meteorology* 37, 83-100.

Miller, R. M. and Jastrow, J. D.,1990. Hierarchy of root and mycorrhizal fungal interactions with soil aggregation. *Soil Biology and Biochemistry* 22 (5), 579-584.

Ministerio de agricultura. Dirección General de Montes, Caza y Pesca Fluvial. Subdirección del Patrimonio Forestal del Estado. 1961. "Proyecto de Ordenación del Monte Denominado La Concordia" número 87 del Catálogo de los de Utilidad Pública Pertenciente al Propio de Liria. Plano Especial Escala 1: 5000. Año 1961. Ingeniero D. Rafael Cal Casals.

MMA, 2006. Los incendios forestales en España. Decenio 1996-2005. Ministerio de Medio Ambiente, 2006.

MMA, 2007. Los incendios forestales en España durante el año 2007. Ministerio de Medio Ambiente, 2007.

MMA, 2008. Los incendios forestales en España durante el año 2008. Ministerio de Medio Ambiente, 2008.

Molina, M. J. and Llinares, J.V. 1998. Soil water dynamics in burned areas after a late summer rain. The role of fire intensity, microsite, sampling depth, and time measurements. In J. L. Usó, C. A. Brebbia & H. Power (Eds.). *Ecosystems and Sustainable Development. Advances in Ecological Sciences*, Vol. 1. Computational Mechanics Publications. Southampton. 581-590.

Molina, M.J. and Sanroque, P. 1996. Impact of forest fires on desertification processes: a review in relation to soil erodibility. In: J.L. Rubio and A. Calvo-Cases (Editors), Soil degradation and desertification in Mediterranean environments. Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 145-163.

Molina, M.J., García-Fayós, P., Sanroque, P. 1994. Short-term changes on aggregate stability and organic matter content after forest fires in a calcareous soil in Valencia. In: Rubio, J.L. and Sala, M. (Eds.). Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires. Geoforma ediciones. Logroño, 43-52 pp.

Moody, J.A. and Martin, D.A. 2001a. Post-fire, rainfall intensity-peak discharge relations for three mountainous watersheds in the western USA. *Hydrological Processes* 15, 2981-2993.

Moody, J.A. and Martin, D.A. 2001b. Initial hydrologic and geomorphic response following a wildfire in the Colorado Front Range. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1049-1070.

Moody, J.A., Kinner, D.A., Úbeda, X. 2009. Linking hydraulic properties of fire-affected soils to infiltration and water repellency. *Journal of Hydrology* 379, 291-303.

Moreno, J.M. 2007. Cambio Global e Incendios Forestales: Una Visión desde España. 4ª Conferencia Internacional sobre Incendios Forestales (Wildfire, 2007). Sevilla, España.

Moreno, J.M. y Oechel, W.C. 1989. A simple method for estimating fire intensity after a burn in California chaparral. *Acta Oecológica* 10 (1).

Morley, C.P., Mainwaring, K.A., Doerr, S.H., Douglas, P., Llewellyn, C.T., Dekker, L. 2005. Organic compounds at different depths in a sandy soil and their role in water repellency. *Australian Journal of Soil Research* 43, 239-249.

Mueller, L., Schindler, U., Fausey, N. R., Rattan, L., 2003. Comparison of methods for estimating maximum soil water content for optimum workability. *Soil Tillage and Research* 72, 9-20.

Naidu, R., McClure, S., McKenzie, N. J. and Fitzpatrick, R. W. 1996. Soil solution composition and aggregate stability changes caused by long-term farming at four contrasting sites in south australia. *Australian Journal of Soil Research* 34 (4), 511-527.

Naredo, J.M. 2004. La evolución de la agricultura en España (1940-2000). Universidad de Granada. Granada, 549 pp.

Naveh, Z. 1974. Effects of fire in the Mediterranean region. In: T.T. Kozlowski and C.E. Ahlgren (Eds.), *Fire and ecosystems*, 401-434, Academic Press, New York.

Neary, D.G, Klopatek, C.C., DeBano, L.F., and Ffolliott, P.F. 1999. Fire effects on belowground sustainability: a review and synthesis. *Forest Ecology and Management* 122, 51-77.

Neary, D.G., and Ffolliot, P.F. 2005. Wildland fire in ecosystems. Effects of fire on soil and water. In: Neary, D.G., Ryan, K.C., DeBano, L.F. (Eds.). USDA forest Service Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-42-vol. 4. pp 95-106.

Neary, D.G., Ryan, K.C., DeBano, L.F., Landsberg, J., Brown, J.K. 2006. Wildland Fire in Ecosystems Effects of Fire on Soil and Water. General Technical Report RMRS-GTR-42-vol 4. Daniel G. Neary, Kevin C. Ryan and Leonard F. DeBano (Eds.).

Neinhuis, C. and Barthlott, W. 1997. Characterization and distribution of water-repellent, self-cleaning plant surfaces. *Annals of Botany* 79, 667-677.

Nobel, P.S., Miller, P.M., Graham, E.A. 1992. Influence of rocks on soil temperature, soil water potential, and rooting patterns for desert succulents. *Oecologia* 92, 90-96.

OMEGALAQ® Liquid LAQ Series. www.omega.com

Outeiro, L., Asperó, F., Ubeda, X. 2008. Geostatistical methods to study spatial variability of soil cations after a prescribed fire and rainfall. *Catena* 74, 310-320.

Oyonarte, C., Escoriza, I., Delgado, R., Pinto, V., Delgado, G. 1998. Water retention capacity in fine earth and gravel fractions of semiarid Mediterranean mountain soils. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 12, 29-45.

Papió, C and Trabaud, L. 1990. Structural characteristics of fuel components of five mediterranean shrubs. *Forest Ecology and Management*, 35: 249-259.

Papió, C and Trabaud, L. 1991. Comparative study of the aerial structure of five shrubs of Mediterranean shrublands. *Forest Science* 37, 146-159.

Pardini, G., Gispert, M., Dunjo, G. 2004. Relative influence of wildfire on soil properties and erosion processes in different Mediterranean environments in NE Spain. *Science of the total Environment* 328 (1-3), 237-246.

Pascual-Aguilar, J.A., Gimeno-García, E., Llovet, J. 2008. A recent history of Mediterranean wildfires and their influence on soil erosion. In: A. Kertész, Gyorgy Varallyay, Tamás Németh, Gyorgy Fuleky and Istvan Sisák (Eds.). 15th ISCO Congress. Budapest, Hungary. 18-23 May. 65 pp.

Pausas, J. 2004a. Changes in fire and climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean basin). *Climatic Change* 63, 330-340.

Pausas, J. 2004b. La recurrencia de incendios en el monte mediterráneo. In: Vallejo, R. (ed.). *Avances en el estudio de la gestión del monte mediterráneo*. pp. 47-64. CEAM, València.

Pausas, J. y Abdel Malak, D. 2004. Spatial and temporal patterns of fire and climate change in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean Basin). In: Arianoutsou, M. & Papanastasis, V.P. (eds.). *Ecology, Conservation and Management of Mediterranean Climate Ecosystems of the World*. MEDECOS, 10th International Conference, Rhodes, Greece. CDROM. Millpress, The Netherlands.

Pierson, F. B., Robichaud, P. R., Spaeth, K. E. 2001. Spatial and temporal effects of wildfire on the hydrology of a steep rangeland watershed. *Hydrological Processes* 15, 2905-2916.

Pierson, F.B., Robichaud, P.R., Moffet, C.A., Spaeth, K.E., Williams, C.J., Hardegee, S.P., Clarck, P.E. 2008. Soil water repellency and infiltration in coarse texture soil of burned and unburned sagebrush ecosystems. *Catena* 74, 98-108.

Porta, J. 1986. *Técnicas y experimentos en Edafología*. Colegio Oficial de Ingenieros Agrónomos de Cataluña, Barcelona, 282 pp.

Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C. 2003. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. 3ª Edición. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. España.

Primo-Yufer, E., Carrasco, J.M. 1973. *Química Agrícola I. Suelos y Fertilizantes*. Alhambra, Madrid.

Puigdefabregas, J., Barrio, G., Boer, M., Gutierrez, L., Solé, A. 1998. Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in semi-arid areas. *Geomorphology* 23, 337-351.

Pyne, S.J. 1984. *Introduction to Wildland Fire: Fire management in the United States*. Wiley-Interscience, New York. 455pp.

Rab, M.A. 1996. Soil physical and hydrological properties following logging and slash burning in the *Eucalyptus regnans* forest of southeastern Australia. *Forest Ecology and Management* 84, 159-176.

Raison, R.J. 1979. Modification of the soil environment by vegetation fires, with particular reference to nitrogen transformations: A review. *Plant and Soil* 51, 73-108.

Raison, R.J., Khanna, P.K., Jacobsen, K.L.S., Romanya, J. y Serrasolses, I. 2009. Effect of fire on forest nutrient cycles. En: A. Cerdà y P.R. Robichaud (Eds), *Fire effects on soil and restoration strategies*. Science Publishers, 225-256 pp.

Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M., Bloodworth, H. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma* 116, 61-76.

Richards, L.A. 1947. Pressure-membrane apparatus, construction and use. *Agric Eng.* 28, 451-454.

Rillig, M. 2005. A connection between fungal hydrophobins and soil water repellency?. *Pedobiologia* 49, 395-399.

Ritsema, C.J., Nieber, J.L., Dekker, L.W., Steenhuis, T.S. 1998. Stable or unstable wetting fronts in water repellent soils - effect of antecedent soil moisture content. *Water Resources Research* 4, 555-567.

Rivas-Martínez, S. 1987. *Memoria del mapa de series de vegetación de España*. ICONA. Madrid.

Roberts, F.J., Carbon, B.A. 1971. Water repellence in sandy soils of southwestern Australia: I. Some studies related to field occurrence. Field Station Record Division Plant Industry CSIRO (Australia) 10, 13-20.

Robichaud, P.R. and Waldrop, T.A. 1994. A comparison of surface runoff and sediment yields from low- and high-severity site preparation burns. Water resources bulletin 30 (1), 27-34.

Robichaud, P.R. 2000. Fire effects on infiltration rates after prescribed fire in northern rocky mountain forests, USA. Journal of Hydrology 231-232, 220-229.

Robichaud, P.R. and Hungerford, R.D. 2000. Water repellency by laboratory burning of four northern Rocky mountain forest soils. Journal of Hydrology 231-232, 207-219.

Robichaud, P.R., Beyers, J.L., Neary, D.G. 2000. Evaluating the effectiveness of post-fire rehabilitation treatments. USDA Forest Service. General Technical Report RMRS-GTR-63. Fort Collins, U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.

Robichaud, P.R., Lillybridge, T.R., Wagenbrenner, J.W. 2006. Effects of postfire seeding and fertilizing on hillslope erosion in north-central Washington, USA. Catena 67, 56-67.

Robichaud, P.R., Lewis, S.A., Ashmun, L.E. 2008. New procedure for sampling infiltration to assess post-fire soil water repellence. Res. Note. RMRS-RN-33. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Sytation. 14p.

Rotondi, A., Rossi, F., Asunis, C., Cesaraccio, C. 2003. Leaf xeromorphic adaptations of some plants of coastal Mediterranean macchia ecosystem. Journal of Mediterranean Ecology 4 (3-4), 25-35.

Rubio, J.L. 2005. Influencia sobre los ecosistemas terrestres. Riesgos de Desertificación. En: Simposio internacional sobre el cambio climático, desde la ciencia a la sociedad. Ed: Generalitat Valenciana. Valencia. España.

Rubio, J.L. 2009. Impacto de los incendios forestales en el suelo. En: XVII Foro Universitario Juan Luis Vives. Medio Ambiente, un medio de oportunidades. Eds: Rubio, J.L. y Ferri-Avaria, A.M. Valencia, 2009.

Rubio, J.L. and Calvo-Cases, A. 1996. Mechanism and processes of soil erosion by water in Mediterranean Spain. In: Rubio, J.L. and Calvo, A. (Eds.), Soil degradation and desertification in Mediterranean environments. Geofoma ediciones, Logroño, pp 37-48.

Rubio, J.L. and Recatalá, L. 2006. The relevance and consequences of mediterranean desertification including security aspects. In: Kepner, W.G.; Rubio, J.L.; Mouat, D.A. and Pedrazzini, F. (Eds.). NATO security through science series. Desertification in the mediterranean region: a security issue. Springer, The Netherlands. 133-155 pp.

Rubio, J.L., Andreu, V., Cerni, R. 1994. A monitoring system for experimental soil erosion plots. In: Rickson, R.J. (Ed.), *Conserving Soil Resources: European Perspectives*. CAB International, Wallingford, pp. 127-135.

Rubio, J.L., Forteza, J., Andreu, V., Cerní, R. 1995. Soil erosion effects on burned areas. In: Fantechi, D., Balabanis, P, Rubio, J.L. (Eds.). *Desertification in a European context: Physical and socio-economic aspects*. Luxemburg: Office for Official Publications of the European Communities, pp. 307-319.

Rubio, J.L., Forteza, J., Andreu, V., Cerní, R. 1997. Soil profile characteristics influencing runoff and soil erosion after forest fire: A case of study (Valencia, Spain). *Soil Technology* 11, 67-78.

Rubio, J.L., Andreu, V. y Gimeno-García, E. 2003. Caso práctico: diseño y funcionamiento de una estación experimental para el estudio del efecto de los incendios forestales sobre el suelo, los procesos erosivos y la vegetación. En: *La ingeniería en los procesos de Desertificación*. Editado por Grupo TRAGSA. 250-274 pp, Madrid.

Rubio, J.L., Molina, M.J., Andreu, V., Gimeno García, E., Llinares, J.V. 2005. Controlled forest fire experiments: pre- and post-fire soil and vegetation patterns and processes. *Advances in Geoecology* 36, 313-328.

Rulli, M.C., Bozzi, S., Spada, M., Bocchiola, D., and Rosso, R. 2006. Rainfall simulations on a fire disturbed Mediterranean area. *Journal of Hydrology* 327, 323-338.

Ryan, K.C. 2002. Dynamic interactions between forest structure and fire behavior in boreal ecosystems. *Silva Fennica* 36 (1), 13-39.

Ryan, K.C., Noste, N.V. 1985. Evaluating prescribed fires. In: Lotan, J.E.; Kilgore, B.M.; Fischer, W.C.; Mutch, R.W. (Eds.). *Proceedings-symposium and workshop on wilderness fire*. Gen. Tech. Rep. INT-182. Ogden, UT: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station, 230-238 pp.

Sanroque, P., Rubio, J.L., Mansanet, J. 1985. Efectos de los incendios forestales en las propiedades del suelo, en la composición florística y en la erosión hídrica de zonas forestales de Valencia (España). *Rev. Ecol. Biol. Sol.* 22 (2), 131-147.

Schantz, H.L., Piemeisel, R.L. 1917. Fungus fairy rings in eastern Colorado and their effect on vegetation. *Agricultural Research* 11, 191.

Schjonning, P.L., Munkholm, J., Moldrup, P., and Jacobsen, O.H. 2002. Modelling soil pore characteristics from measurements of air exchange: the long-term effects of fertilitation and crop rotation. *European Journal of Soil Science* 53, 331-339.

Schreiner, O., Edmund, C.S., 1910. Chemical nature of soil organic matter. *USDA Bur. Soils Bull.* 74, 2-48.

Shakesby, R.A. and Doerr, S.H. 2006. Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. *Earth-Science Reviews* 74, 269-307.

Sharma, P.P., Carter, F.S., Halvorson, G.A. 1993. Water retention by soils containing coal. *Soil Science Society American Journal* 57, 311-316.

Simard, A.J. 1991. Fire severity, changing scales, and how things hang together. *International Journal of Wildland Fire* 1, 23-34.

Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., Denef, K. 2004. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics (Review). *Soil Tillage Research* 79 (1), 7-31.

Soto, B., Basanta, R., Benito, E., Perez, R., Diaz-Fierros, F. 1994. Runoff and erosion from burnt soils in northwest Spain. In: *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires*. In: Rubio, J.L. and Sala, M. (Eds.). *Geoforma ediciones*. Logroño, España. pp 91-98.

Spigel, K.M. and Robichaud, P.R. 2007. First-year post-fire erosion rates in Bitterroot National Forest, Montana. *Hydrological Processes* 21, 998-1005.

Stocks, B.D., Lawson, M.E., Alexander, C.E., Van Wagner, R.S., McAlpine, T.J., Lynham,; Dube, D.E. 1989. The Canadian forest fire danger rating system: an overview. *The Forestry Chronicle*. 65, 258-265.

Tamés, C. 1949. Bosquejo del clima de la Península Ibérica, según la clasificación de Thornthwaite. Cuaderno nº 108, Boletín 20, INIA.

Tarrant, R.F. 1956. Effects of slash burning on some soils of the Douglas-Fire region. *Soil Science Society Proceedings* 1956, 408-411.

Taylor, A. 1972. *Physical edaphology*. W.H. Freeman and company. San Francisco.

températures et des vitesses de propagation. *Ann. Sci. Forest* 36, 13-38.

Terefe, T., Mariscal-Sancho, I., Peregrina, F., Espejo, R. 2008. Influence of heating on various properties of six mediterranean soils. A laboratory study. *Geoderma* 143, 273-280.

Terman, J. L., Neller, R., 1999. The erodibility of soils beneath wildfire prone grasslands in the humid tropics, Hong Kong. *Catena* 36, 49-64.

Terradas, J., Piñol, J., y Lloret, F. 1998. Risk factors in wildfires along the Mediterranean coast of Iberian Peninsula. In: L. Trabaud (editor). *Fire Management and Landscape Ecology*. Internat. Ass. Wildland Fire, 297-304 pp. Washington.

Tessler, N., Wittenberg, L., Malkinson, D., Greenbaum, N. 2008. Fire effects and short-term changes in soil water repellency-Mt. Carmel, Israel. *Catena* 74, 185-191.

Thornes, J.B. 1994. Catchment and channel hydrology. In: A.D. Abrahams and A.J. Parson (Eds.). *Geomorphology of desert environments*. Chapman and Hall, London, pp.257-287.

Tillman, R.W., Scotter, D.R., Wallis, M.G., Clothier, B.E. 1989. Water repellency and its measurement by using intrinsic sorptivity. *Australian Journal Soil Research* 27, 637-644.

Tisdall, J.M., Oades, J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.* 33, 141-163.

Trabaud, L. 1979. Etude du comportement du feu dans la garrigue de chêne kermes a partir des temperaturas et des vitesses de propagation. *Annales des sciences forestieres* 36 (1), 13-38.

Trabaud, L. 1994. Post-fire plant community dynamics in the Mediterranean basin. In: J.M. Moreno & W.C. Oechel (Eds.). *The role of fire in Mediterranean type ecosystems. Ecological Studies* 107. Springer-Verlag, New York, pp. 1-15.

Turnbull, L., Wainwright, J., Brazier, R.E. 2010. Changes in hydrology and erosion over a transition from grassland to shrubland. *Hydrological Processes* 24, 393-414.

Úbeda, X. (2000). Efectos de los incendios forestales sobre los suelos. En: *Problemática Ambiental de Suelos Mediterráneos*. Universidad Internacional Menéndez Pelayo UIMP. Alicante, 118-137 pp.

Ulery, A.L., Graham, R.C., Chadwick, O.A. y Wood, H.B. 1995. Decade-scale changes of soil carbon, nitrogen and exchangeable cations under chaparral and pine. *Geoderma* 65, 121-134.

USDA Forest Service.2003. Soil burn severity definitions and mapping guidelines. Appendix A. Water Repellency Guidelines.

Vadilonga, T., Ubeda, X., Germann, P.F., Lorca, M. 2008. Effects of prescribed burnings on soil hydrological parameters. *Hydrological Processes* 22, 4249-4256.

Valeron, B., Meixner, T. 2010. Overland flow generation in chaparral ecosystems: temporal and spatial variability. *Hydrological Processes* 24, 65-75.

Valzano, F.P., Greene, R.S.B., Murphy, B.W. 1997. Direct effects of stubble burning on soil hydraulic and physical properties in a direct drill tillage system. *Soil & Tillage Research* 42, 209-219.

Van't Woudt, B.D. 1959. Particle coatings affect the wettability of soils. *Journal of Geophysical Research* 64, 263-267.

Varela, M.E., Benito, E., de Blas, E. 2005. Impact of wildfires on surface water repellency in soils of northwest Spain. 2005. *Hydrological Processes* 19, 3649-3657.

Vega, J. A., Fernandez, C., Fonturbel, T. 2005. Throughfall, runoff and soil loss erosion after prescribed burning in gorse shrubland in Galicia (NW Spain). *Land Degradation and Development* 16, 37-51.

Vélez, R. 2000. *La defensa contra incendios forestales. Fundamentos y experiencias*. Mc Graw Hill.

Verheijen, F.G.A. and Cammeraat, L.H. 2007. The association between three dominant shrub species and water repellent soil, along a range of soil moisture contents in semi-arid Spain. *Hydrological Processes* 21, 2310-2316.

Viegas, D.X. A situação dos incendios florestais em Portugal após 2003. In: Incendios florestais 5 anos após 2003. Sande Silva, J., deDeus, E., Saldana, L. (Eds.). Liga para a Protecção da Natureza e Autoridade Florestal Nacional (Publicação).

Viegas, D.X., Abrantes, T., Ribeiro, L., Santo, F.E., Viegas, M.T. and Siva, J. 2008. Fire weather in the last five years fire season in Portugal. *Geophysical Research Abstracts*, 10.

Wallis, M.G., Horne, D.J., Palmer, A.S. 1993. Water repellency in a New Zealand development sequence of yellow-brown sands. *Australian Journal of Soil Research* 31, 641-654.

Wang, X.P., Li, X.R., Xiao, H.L., Berndtsson, R., Pan, Y.X. 2007. Effects of surface characteristics on infiltration patterns in an arid shrub desert. *Hydrological Processes* 21, 72-79.

Warren, J.M., Meinzer, F.C., Brooks, J.R., Domec, J.C. 2005. Vertical stratification of soil water storage and release dynamics in Pacific Northwest coniferous forests. *Agricultural and Forest Meteorology* 130, 39-58.

Watson, C.L., Letey, J. 1970. Indices for characterizing soil water repellency based upon contact angle-surface tension relationship. *Soil Science Society of America Journal* 34, 841-844.

Wells, C. G., Campbell, R. E., DeBano, L. F., Lewis, C. E., Fredrickson, R. L., Franklin, E. C., Froelich, R. C., Dunn, P. H. 1979. Effects of fire on soil: a state-of-the-knowledge review. Gen. Tech. Rep. WO- 7. Washington, DC: U.S. Department of Agriculture, Forest Service. 34 pp.

Weyman-Kaczmarkowa, W., Pedziwilk, Z. 2000. The development of fungi as affected by pH and type of soil, in relation to the occurrence of bacteria and soil fungistatic activity. *Microbiological Research* 155, 107-112.

Whelan, R.J. 1995. *The Ecology of Fire*. Cambridge Studies in Ecology. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Williams, A. G., Ternan, J. L., Alba de, S., Pérez-González, A. 2003. Soil moisture variability and land use in a seasonally arid environment. *Hydrological Processes* 17, 225-235.

Williamson, T.N., Graham, R.C., Shouse, P.J. 2004. Effects of a chaparral-to.grass conversion on soil physical and hydrologic properties after four decades. *Geoderma* 123, 99-114.

World Referente Base. 2006. F.A.O. Rome. 2006.

WWF España, 2009. Incendímetro 2009. Bosques en peligro frente al cambio climático.

Yair, A. and Kossovsky, A. 2002. Climate and surface properties: hydrological response of small arid and semi-arid watersheds. *Geomorphology* 42 (1-2), 43-57.

Yeates, G.W., Dandoo, J.L., Shepherd, T.G. 2002. Pressure plate to determine how moisture affects access of bacterial-feeding nematodes to food in soil. *European Journal of Soil Science* 53, 355-365.

Zhang, R. 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. SSSAJ 61, 1024-1030.

ANEXOS

Anexo 1. Vegetación en Podentes.

Anexo 2. Ejemplo de hoja de cálculo para la obtención de la tasa de infiltración estable de un suelo.

Anexo 1. Vegetación en Podentes.

Classe: *Rosmarinetea*
 Ordem: *Rosmarinetalia officinalis*
 Aliança: *Eryngio- Ulicion erinacei*

Associação:	<i>Teucrio capitati- Thymetum silvestris</i>				
Nº de inventário	1	2	3	4	P
Parcela	SO150	SO250	200	NE	R
Área	80	60	40	60	E
Altitude					S
Exposição					E
Cobertura (%)	70	90	60	80	N
Declive (%)					Ç
Nº de espécies	19	19	16	15	A

Características:

<i>Thymus zygis</i> ssp. <i>silvestris</i>	2	3	+	2	V
<i>Cistus crispus</i>	2	1	2	2	V
<i>Helichrysum stoechas</i>	1	1	1	1	V
<i>Fumana thymifolia</i>	+	+	2		IV
<i>Teucrium capitatum</i>	+		+	+	IV
<i>Stahelina dubia</i>	+	+			III
<i>Anthyllis maura</i>		+			I
<i>Ruta chalepensis</i>				+	I

Companheiras:

<i>Lavandula luisieri</i>	1	2	2	2	V
<i>Brachypodium phoenicoidis</i>	2	1	1	2	V
<i>Hyparrhenia hirta</i>	+	1	+	3	V
<i>Cistus albidus</i>	1	+	2	1	V
<i>Centaurium erythraea</i>	+	1	1	+	V
<i>Cistus salviifolius</i>	1	+	+	+	V
<i>Carex hallerana</i>	+	+	+	1	V
<i>Blackstonia perfoliata</i>	+	+	+	+	V
<i>Daucus carota</i>	+	+	+	+	V
<i>Daphne gnidium</i>	+	+	+		IV
<i>Crataegus monogyna</i>	+	+	+		IV
<i>Origanum viridis</i>	+	+	+		IV
<i>Carlina corymbosa</i>				+	I

Classe: *Quercetea ilicis*
 Ordem: *Pistacio lentisci- Rhamnetaalia alaterni*
 Aliança: *Asparago albi- Rhamnion oleoidis*

Associação:	<i>Melico arrectae- Quercetum cocciferae</i>			
Nº de inventário	5	6	7	P
Parcela	150	200	NE	R
Área (m2)	400	400	900	E
Altitude				S
Exposição				E
Cobertura (%)	90	80	90	N
Declive (%)				Ç
Nº de espécies	11	10	8	A

Características:

<i>Quercus coccifera</i>	3	3	4	V
<i>Pistacia lentiscus</i>	1	2	1	V
<i>Coronilla valentina</i> ssp. <i>glauca</i>	+	1	+	V
<i>Myrtus communis</i>	+			III
<i>Smilax aspera</i>	1	1	1	V
<i>Lonicera implexa</i>	+	1	+	V
<i>Rhamnus alaternus</i>		+		III
<i>Arbutus unedo</i>			+	III
<i>Melica arrecta</i>	+	+	+	V

Companheiras:

<i>Ulex jussiaei</i>	1			III
<i>Crataegus monogyna</i>	+		+	IV
<i>Rubus ulmifolius</i>	+	+		IV
<i>Erica scoparia</i>	+	+		IV
<i>Cistus salviifolius</i>		+		III

Classe: *Quercetea ilicis*
Ordem: *Pistacio lentisci- Rhamnetalio alaterni*
Aliança: *Ericion arboreae*

Phillyreo angustifoliae- Arbutetum unedonis

Associação:

Nº de inventário	8	P
Parcela	150	R
Área (m2)	400	E
Altitude		S
Exposição		E
Cobertura (%)	100	N
Declive (%)		Ç
Nº de espécies	6	A

Características:

<i>Arbutus unedo</i>	4	V
<i>Pistacia lentiscus</i>	2	V
<i>Quercus faginea</i> ssp. <i>broteroi</i> [frutescens]	1	V
<i>Osyris alba</i>	1	V
<i>Rosa sempervirens</i>	1	V
<i>Smilax aspera</i>	+	V

Anexo 2. Ejemplo de hoja de cálculo para la obtención de la tasa de infiltración estable de un suelo.

T (s)	vol (ml)	Raíz cuadrada (T)	Infiltracion acumulada (cm)	Tasa de infiltración (cm/s)
0	2.00	0	0	0
5	3.00	2.23606	0.125944584	0.025188917
10	4.00	3.16227	0.251889169	0.025188917
15	4.50	3.87298	0.314861461	0.020990764
20	5.00	4.47213	0.377833753	0.018891688
25	5.20	5	0.40302267	0.016120907
30	5.50	5.47722	0.440806045	0.014693535
35	6.00	5.91607	0.503778338	0.014393667
40	6.20	6.32455	0.528967254	0.013224181
45	6.50	6.708203	0.56675063	0.012594458
50	7.00	7.07106	0.629722922	0.012594458
55	7.50	7.416198	0.692695214	0.012594458
60	7.80	7.745966	0.730478589	0.012174643
70	8.10	8.3666002	0.768261965	0.010975171
80	9.00	8.9442719	0.881612091	0.011020151
90	10.00	9.48683	1.007556675	0.011195074
100	10.50	10	1.070528967	0.01070529
110	11.10	10.488088	1.146095718	0.010419052
120	12.00	10.95445	1.259445844	0.010495382
150	13.30	12.24744	1.423173804	0.009487825
180	15.00	13.416407	1.637279597	0.009095998
210	16.20	14.491376	1.788413098	0.008516253
240	17.50	15.491933	1.952141058	0.008133921
270	19.00	16.431676	2.141057935	0.007929844
300	20.20	17.3205	2.292191436	0.007640638
330	21.50	18.165902	2.455919395	0.00744218
360	23.10	18.97366	2.65743073	0.007381752
390	24.80	19.74841	2.871536524	0.007362914
420	26.00	20.49390153	3.022670025	0.007196833
450	27.10	21.213203	3.161209068	0.007024909
480	28.50	21.9089023	3.337531486	0.006953191
510	30.00	22.583179	3.526448363	0.006914605
540	31.10	23.2379	3.664987406	0.006787014
570	33.00	23.874672	3.904282116	0.006849618
600	35.20	24.49489	4.181360202	0.006968934
630	37.00	25.0998008	4.408060453	0.006996921
660	38.10	25.69046	4.546599496	0.006888787
690	39.10	26.2678	4.672544081	0.006771803
720	40.70	26.832815	4.874055416	0.006769521
750	42.00	27.386127	5.037783375	0.006717045
780	43.00	27.92848	5.16372796	0.006620164
810	44.10	28.46049	5.302267003	0.006546009
840	45.00	28.98275	5.415617128	0.006447163
870	46.00	29.495762	5.541561713	0.006369611
900	47.10	30	5.680100756	0.006311223
930	48.10	30.495901	5.80604534	0.00624306
960	49.50	30.98386677	5.982367758	0.006231633
990	50.50	31.464265	6.108312343	0.006170012
1020	51.10	31.937438	6.183879093	0.006062627
1050	52.10	32.403703	6.309823678	0.006009356
1080	53.00	32.86335	6.423173804	0.005947383
1110	54.10	33.3166625	6.561712846	0.005911453
1140	55.00	33.7653886	6.675062972	0.005855318
1170	55.80	34.20526	6.77581864	0.005791298
1200	56.80	34.64101615	6.901763224	0.005751469

A B f Infiltration rate (mm/h) BP 14/07/2003
 0.00249354 0.00539018 0.005751469 20.7052897 HD 1.78%

	Sandy loam
	Infiltr suction (cm)
	2.0
C1	0.0039
A	5.2
k	7.5.E-04

