



DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA,
MINERALOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA

EFFECTS A SHORT AND LONG TERM OF FIRE ON SOME PROPERTIES OF SOIL. NATURAL FIRES AND EXPERIMENTAL FIRES UNDER FIELD AND LABORATORY





DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA,
MINERALOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA

EFECTOS A CORTO Y LARGO PLAZO DEL FUEGO SOBRE ALGUNAS PROPIEDADES DEL SUELO. INCENDIOS NATURALES E INCENDIOS EXPERIMENTALES BAJO CONDICIONES DE CAMPO Y LABORATORIO

Memoria que presenta D. Arturo J. Pascual Granged para optar al grado de Doctor por
la Universidad de Sevilla





DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA,
MINERALOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA

Dra. D^a Matilde Forteza González, directora del Departamento de Cristalografía,
Mineralogía y Química Agrícola,

CERTIFICA: Que el Ldo.D. Arturo J. Pascual Granged ha realizado bajo la dirección de los doctores D^a Lorena Martínez Zavala y D. Antonio Jordán López el trabajo titulado **“EFECTOS A CORTO Y LARGO PLAZO DEL FUEGO SOBRE ALGUNAS PROPIEDADES DEL SUELO. INCENDIOS NATURALES E INCENDIOS EXPERIMENTALES BAJO CONDICIONES DE CAMPO Y LABORATORIO”** en este departamento para optar al grado de Doctor por la Universidad de Sevilla, cumpliendo los requisitos de la legislación vigente.

Firmado:

Dra. Matilde Forteza González
Sevilla, 23 de Marzo de 2011



DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA,
MINERALOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA

**EFFECTOS A CORTO Y LARGO PLAZO DEL FUEGO SOBRE ALGUNAS
PROPIEDADES DEL SUELO. INCENDIOS NATURALES E INCENDIOS
EXPERIMENTALES BAJO CONDICIONES DE CAMPO Y LABORATORIO**

El autor:

Arturo J. Pascual Granged

Los directores:

Lorena M. Zavala

Antonio Jordán López

Sevilla, a 23 de Marzo de 2011

AGRADECIMIENTOS

Quizas sea éste el párrafo más difícil de escribir. En un trabajo de esta naturaleza, la cantidad de apoyos recibidos, colaboraciones, ayudas, etc., ha sido inmensa.

Como es natural a los primeros que debo agradecer son a Arturo y a Asunción. Ellos comenzaron teniéndome, dándome educación e intentando que fuese una persona crítica y organizada (esto último no lo consiguieron). La única lástima es que Asunción no ha llegado a ver este último paso.

En segundo lugar, tengo que agradecer a Luisi, mi pareja, y a Nani y Duque, mis niños. Ellos son el eje central de mi vida. Son los que soportan mis malos ratos y participan en los buenos. Son los que, cuando trabajo están conmigo y cuando descanso están encima de mí.

Un especial agradecimiento para Lorena y Antonio, mis amigos y tutores. Cuando empezamos a colaborar fueron ellos los que insistieron para llevar a cabo esta tesis. No lo tuvieron fácil y tardaron tiempo en romper mi cabezonería. Sin ellos, este trabajo no habría llegado a ningún puerto. Sé que les he dado más de un quebradero de cabeza, pero especialmente a vosotros: GRACIAS.

Entre las personas que han aportado su experiencia, sabiduría y, en muchos casos, su paciencia, cabe destacar a:

Nicolás Bellinfante y Gema Bárcenas (Universidad de Sevilla), y Félix González (Universidad de Sevilla/Universitat de València), quienes han participado en el diseño y en el trabajo de campo de muchos de los experimentos. Gema también ha colaborado en la redacción de los capítulos 5, 6 y 7.

Miriam Muñoz (Evenor-Tech, Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología) y Ozren Bogdanović (Centro Andaluz de Biología del Desarrollo) han participado en la realización e interpretación del análisis estadístico de los datos en el capítulo 4.

Colin Pain (Geoscience Australia), Jessica Drake (Australian National University) y su equipo de colaboradores han participado en el diseño experimental y en parte del trabajo de campo y laboratorio correspondiente al capítulo 4, así como en una revisión previa del capítulo 6.

Artemi Cerdà (Universitat de València), Jorge Mataix-Solera (Universidad Miguel Hernández) y Stefan Doerr (Swansea University) han contribuido a mejorar algunos de los aspectos tratados con valiosas aportaciones, consideraciones metodológicas, sugerencias y correcciones. Jorge, además, ha colaborado en la revisión de aspectos importantes del capítulo 4.

José L. Lozano y Eva Pérez (Universidad de Sevilla) y Esperanza Escalante (MED_Soil Research Group) ayudaron con el procesado de las muestras y participaron en los análisis de laboratorio. Un especial agradecimiento a Marisa Gago, secretaria del departamento, por hacer que la burocracia no nos ganara la batalla.

Especiales agradecimientos también para el equipo Cerdocarpa por su colaboración activa y entusiasta en la recogida de muestras en el campo, así como su incondicional apoyo.

También debe citarse aquí a la Red Temática Nacional Efectos de los Incendios Forestales en los Suelos (FUEGORED), que ha constituido una fuente de apoyo y estímulo a la investigación, facilitando el intercambio de opiniones y experiencias y permitiendo la discusión sobre los resultados previos de gran parte de los experimentos realizados a lo largo de este trabajo de investigación.

Por último, y teniendo en cuenta que sin dinero no hay desarrollo, parte de los resultados obtenidos durante este trabajo de investigación han sido financiados por los proyectos de investigación "Consultoría y Asistencia para el Levantamiento de Información Ambiental referida a Unidades Geomorfoedáficas para la Zona del Incendio Forestal de Minas de Río Tinto en Huelva (EGMASA, ref. OG-007/05), "Obtención de indicadores a partir de la base de perfiles de suelo para su aplicación a la modelización climática" (Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía; ref. 0501/0268) y HYDFIRE (Ministerio de Ciencia e Innovación, Ref. CGL2010-21670-C02), así como por las ayudas a los grupos de investigación de la Consejería de Innovación, Ciencia y Empresa de la Junta de Andalucía (Ref. 2009/RNM-364).

Parte de los resultados obtenidos durante la realización de la presente tesis doctoral han sido publicados en los siguientes trabajos:

A.J.P. Granged, A. Jordán, L.M. Zavala, G. Bárcenas-Moreno. 2011. Fire-induced changes in soil water repellency increased fingered flow and runoff rates following the 2004 Huelva wildfire. *Hydrological Processes*. En prensa. DOI: 10.1002/hyp.7923.

L.M. Zavala, **A.J.P. Granged**, A. Jordán, G. Bárcenas-Moreno. 2010. Effect of burning temperature on water repellency and aggregate stability in forest soils under laboratory conditions. *Geoderma*, 158: 366-374.

A.J.P. Granged, L.M. Zavala, A. Jordán, G. Bárcenas-Moreno, J. Gil, N. Bellinfante, E. Escalante, B. Segovia, R.M. Sánchez. 2010. Changes in soil water repellency increased preferential flow and soil erosion risk after intense wildfire (Huelva, 2004). En: *Jornadas Internacionales sobre Investigación y Gestión para la Protección del Suelo y Restauración de los Ecosistemas Afectados por Incendios Forestales*. FUEGORED, IIAG-CSIC. Santiago de Compostela.

A.J.P. Granged, A. Jordán, L.M. Zavala, G. Bárcenas-Moreno. 2011. Increased runoff rates and fingered flow after fire-induced changes in soil water repellency. EGU2011, Viena (Austria).

A.J.P. Granged, L.M. Zavala, A. Jordán, G. Bárcenas-Moreno. 2011. Post-fire evolution of soil properties in a Mediterranean heathland after experimental burning. EGU2011, Viena (Austria).

Trabajos pendientes de publicación:

A.J.P. Granged, L.M. Zavala, A. Jordán, G. Bárcenas-Moreno. Post-fire evolution of soil properties in a Mediterranean heathland after experimental burning: a 3-year study. *Geoderma*. Aceptado.

A.J.P. Granged, A. Jordán, L.M. Zavala, M. Muñoz-Rojas, J. Mataix-Solera. Short-term effects of experimental fire in a soil under eucalyptus forest (SE Australia). En revision.

Contenido

AGRADECIMIENTOS.....	i
1 Resumen.....	1
2 Introducción.....	7
2.1 El suelo como objeto de investigación.....	7
2.1.1 Concepto de suelo.....	7
2.1.2 Formación del suelo.....	12
2.1.3 Procesos edáficos.....	16
2.2 Efectos del fuego en los suelos.....	18
2.2.1 Intensidad y severidad del fuego.....	18
2.2.2 Procesos asociados al fuego.....	20
2.2.3 Efectos sobre las propiedades físicas del suelo.....	22
2.2.4 Efectos sobre las propiedades químicas del suelo.....	30
3 Objetivos.....	35
4 Efectos a corto plazo de un incendio experimental en un suelo bajo bosque de eucalipto (SE Australia).....	37
4.1 Introducción.....	37
4.2 Materiales y métodos.....	41
4.2.1 Área de estudio.....	41
4.2.2 Fuegos experimentales.....	42
4.2.3 Muestreo y análisis del suelo.....	43

Contenido

4.2.4	Análisis de datos	45
4.3	Resultados y discusión	45
4.3.1	Cambios en la acidez del suelo	45
4.3.2	Cambios en el contenido de carbono orgánico del suelo	48
4.3.3	Cambios en la textura del suelo	50
4.3.4	Cambios en la estabilidad de agregados del suelo	52
4.3.5	Repelencia al agua del suelo.....	55
5	Post-fire evolution of soil properties in a Mediterranean heathland after experimental burning: a 3-year study	59
5.1	Introduction.....	59
5.2	Material and methods.....	61
5.2.1	Study area.....	61
5.2.2	Experimental burning.....	62
5.2.3	Vegetation sampling	63
5.2.4	Soil sampling and analysis	63
5.3	Results and discussion	66
5.3.1	Changes in vegetation cover after fire	66
5.3.2	Soil organic matter	68
5.3.3	Soil texture	69
5.3.4	Soil pH and electrical conductivity	70
5.3.5	Soil water repellency	72

5.3.6	Bulk density and aggregate stability	74
6	Fire-induced changes in soil water repellency increased fingered flow and runoff rates following the 2004 Huelva wildfire. Hydrological Processes	77
6.1	Introduction.....	77
6.2	Materials and methods	79
6.2.1	Study area.....	79
6.2.2	The Huelva 2004 fire.....	80
6.2.3	Experimental design and soil sampling	81
6.2.4	Field experiments	82
6.2.5	Data analysis	84
6.3	Results.....	84
6.3.1	Relationships between water repellency and other soil parameters.....	84
6.3.2	Water repellency profiles.....	87
6.3.3	Changes in the hydrological response of fire-affected soils.....	91
6.3.4	Moisture profiles.....	94
6.4	Discussion.....	97
6.4.1	Changes of water repellency in fire-affected soils	97
6.4.2	Impact of fire-induced soil water repellency on surface hydrology and erosion response	100
7	Effect of burning temperature on water repellency and aggregate stability in forest soils under laboratory conditions.....	105
7.1	Introduction.....	105

Contenido

7.2	Materials and methods.....	107
7.2.1	Sample collecting.....	107
7.2.2	Experimental design.....	107
7.2.3	Soil Analysis.....	108
7.2.4	Data analysis	109
7.3	Results	110
7.3.1	Characterization of soil samples	110
7.3.2	Temperature patterns.....	110
7.3.3	Effect of burning on soil water repellency.....	113
7.3.4	Effect of temperature on aggregate stability	117
7.4	Discussion.....	120
7.4.1	Soil temperature after heat treatments	120
7.4.2	Changes in water repellency after heating	121
7.4.3	Relationship between persistence and intensity of water repellency after laboratory burning	122
7.4.4	Impact of laboratory burning in aggregate stability	123
8	Conclusiones.....	125
9	Referencias.....	131
10	Índice de figuras	157
11	Índice de Tablas.....	161

1 RESUMEN

Mediante la presente tesis doctoral se ha pretendido realizar un estudio exhaustivo de los efectos a corto y largo plazo de los incendios forestales en las propiedades físicas de los suelos, considerando principalmente los efectos sobre la estabilidad estructural y la repelencia al agua, así como algunas propiedades relacionadas con estos parámetros, como la acidez, el contenido en materia orgánica o la textura. También se ha abordado el estudio de propiedades hidrológicas, como la aparición de vías de flujo preferencial, los cambios en las tasas de escorrentía e infiltración o el incremento del riesgo de erosión. Para ello, se han llevado a cabo estudios tanto bajo condiciones de laboratorio y como de campo (incluyendo el análisis de las consecuencias de incendios forestales y de fuegos experimentales).

En el **capítulo 4** se analizan los efectos de diferentes intensidades de fuego en las propiedades físico-químicas del suelo tras un incendio experimental realizado en un área bajo bosque de eucalipto cercana al Parque Nacional Namadgi (ACT, Australia). El incendio experimental se llevó a cabo bajo cuatro intensidades diferentes de fuego, lo que se ha logrado mediante la adición de diferentes cantidades de carga de combustible: 0 kg m⁻² (control), 2 kg m⁻² (baja intensidad de fuego), 4 kg m⁻² (la intensidad moderada) y 8 kg m⁻² (intensidad alta). Posteriormente se realizó un estudio de los cambios producidos en las propiedades del suelo de manera inmediata, y se llevó a cabo un seguimiento posterior de manera mensual durante un período de 7 meses.

De forma general, el promedio de pH se incrementó significativamente con la intensidad del fuego inmediatamente después del fuego, produciéndose una disminución progresiva de los valores iniciales durante el resto del experimento. Los cambios en el pH del suelo en las parcelas quemadas parecen estar causados principalmente por una capa de ceniza de duración efímera, depositada durante la combustión, siendo el tiempo de recuperación relativamente corto. La oxidación completa de la materia orgánica del suelo y la liberación de grandes cantidades de cationes después de la intensidad del fuego también contribuyó al aumento del pH.

Durante el estudio se han observado variaciones poco importantes en la textura del suelo, incluso después de la acción del fuego de alta intensidad, aunque el contenido de arcilla sí disminuyó ligeramente durante el período de estudio. Más que a los efectos directos del fuego, es probable que esta pérdida de materiales finos sea debida a los procesos de erosión post-incendio.

El papel de la materia orgánica como agente de cementación de los agregados parece ser muy importante después del fuego en este tipo de suelo, ya que los índices de estabilidad de los agregados mostraron buena correlación con el contenido de carbono orgánico.

Se observó un incremento de la repelencia al agua en los suelos afectados por fuego de baja intensidad, pero el grado de hidrofobicidad se redujo por debajo del nivel inicial al final del experimento. Sin embargo, la repelencia al agua del suelo fue completamente destruida después de la acción del fuego de intensidad moderada o alta. El grado de persistencia del carácter hidrofílico del suelo tras la destrucción de la repelencia al agua en el suelo podría ser considerado como un índice de severidad de los incendios en este tipo de suelos, ya que es una consecuencia directa de la fuerte reducción del contenido de materia orgánica del suelo.

En el **capítulo 5** se estudia la respuesta al fuego de suelos bajo brezal mediterráneo. El interés del estudio de estos suelos radica en que a menudo son poco profundos y presentan una baja capacidad de almacenamiento de agua y altos riesgos de erosión, lo que los constituye como casos especialmente frágiles tras la acción del fuego. En este contexto, una frecuencia elevada del régimen de incendios puede afectar negativamente a las propiedades químicas y físicas del suelo. En la actualidad se ha realizado muy escasa investigación sobre las variaciones a largo plazo de las propiedades superficiales del suelo después de la acción del fuego. En este estudio se analiza, por tanto, el impacto de la quema de varias propiedades físicas y químicas, investigadas y monitorizadas durante un período de tres años después de una quema experimental en un área de brezal mediterráneo.

Como promedio, el contenido de materia orgánica del suelo después del fuego disminuyó fuertemente, y un año después del fuego no se observó ninguna variación substancial, aunque sí aumentó ligeramente durante los dos años siguientes hasta el final de los experimentos.

Inmediatamente después del fuego se observó un aumento de la fracción gruesa (arena), mientras que el contenido de arcilla disminuyó fuertemente durante los siguientes 3 años. Como en el caso anterior, se comprobó que esta disminución parece más ligada a los procesos de erosión post-incendio y desprendimiento selectivo de partículas finas que a la acción directa del fuego.

Tanto el pH del suelo como la conductividad eléctrica aumentaron de manera efímera, retornando a los valores iniciales tras sólo un año después del fuego. La repelencia al agua del suelo fue destruida en parte por las temperaturas alcanzadas durante la combustión, pero la proporción de muestras repelentes al agua anterior a los

incendios se alcanzó sólo después del primer año. Aunque es posible que parte de los agregados repelentes al agua puedan haber sido eliminados por los procesos erosivos post-incendio, la repelencia al agua también puede considerarse como un atributo natural de estos suelos. La reducción en el contenido de materia orgánica después del fuego y los cambios en la textura y la repelencia al agua ha contribuido a una disminución de la estabilidad de los agregados y a un incremento de la densidad aparente.

La repelencia al agua de los suelos afectados por los incendios puede aumentar las tasas de escorrentía y el riesgo de erosión del suelo, afectando a los procesos de infiltración. En el **capítulo 6** se analizan de manera específica los cambios producidos por el fuego en la repelencia al agua de suelos forestales y algunas consecuencias hidrológicas de este hecho bajo distintos tipos de vegetación tras uno de los más grandes incendios forestales en España en los últimos años, que afectó a más de 28000 ha de las provincias de Huelva y Sevilla en 2004.

Durante este experimento se analizó la distribución vertical de la repelencia al agua del suelo en los primeros centímetros del perfil bajo de encina y el pino, analizando el patrón de infiltración mediante el uso de lluvia simulada (a una intensidad de 85 mm h⁻¹ durante 60 minutos).

La generación de escorrentía y la producción de sedimentos también se midieron. Después del fuego, la persistencia de la repelencia al agua en el suelo bajo encinar se incrementó en los primeros 5 cm del suelo, en comparación con el grado de repelencia previa al incendio, pero no se observaron cambios significativos bajo pinar. Después del fuego, la repelencia era más intensa y el espesor de la capa repelente al agua se incrementó en los primeros 16 cm de suelos bajo pinar. Esta capa de material hidrofóbico fue observada también bajo el encinar, pero con un espesor mucho menor, afectando a una capa de menos de 12 cm (suelos quemados) y 8 cm (suelos no quemados).

Se observó la presencia de un frente de mojado uniforme a través de la profundidad tanto en los suelos bajo encinar quemados como en los no quemados, como consecuencia de la infiltración a causa de flujo matricial dominante. En este caso, el agua se almacena principalmente en unos pocos centímetros de la parte superior del perfil, zona que se satura rápidamente, favoreciendo un continuo aumento en la tasa de escorrentía durante los experimentos.

Los frentes de mojado bajo pinar mostraron un patrón de infiltración heterogéneo, con morfologías muy irregulares, como resultado de la presencia de volúmenes de suelo humectable y repelente al agua dispuestos en un mosaico tridimensional. En

este caso, las tasas de escorrentía en las parcelas quemadas se incrementó en relación a las parcelas sin quemar, pero la generación de escorrentía llegó a un estado de equilibrio después de 25-30 minutos de lluvia simulada con una intensidad de 85 mm h⁻¹. El agua de lluvia simulada se infiltra a través de puntos específicos de la zona encharcada, donde la presión vertical de la columna de agua supera la repelencia al agua.

En el **capítulo 7** se lleva a cabo el estudio de la hidrofobicidad inducida por el fuego y su relación con la estabilidad estructural en suelos forestales. El grado de repelencia al agua del suelo puede ser modificado después de un incendio tras la combustión de residuos de hojarasca y de la materia orgánica del suelo, y ha sido considerado como la causa de cambios importantes en la respuesta hidrológica de los suelos quemados. La influencia del fuego en la repelencia al agua depende de muchos factores, lo que resulta en patrones diferentes de hidrofobicidad en función, entre otros factores, del tipo de suelo y el grado de repelencia al agua pre-existentes. Los incendios forestales también afectan la estabilidad estructural, debido a la combustión de un agente cementante fundamental como es la materia orgánica del suelo, aunque diversos investigadores han obtenido conclusiones contradictorias en este caso. Además, se sabe que la repelencia al agua en el suelo afecta la estabilidad de los agregados del suelo, lo que contribuye a ralentizar el proceso de humectación.

Teniendo en cuenta la necesidad de una mayor investigación en este campo, en este trabajo se analizan las interacciones entre la temperatura de combustión, el contenido de agua del suelo, la repelencia al agua y la estabilidad de los agregados. Para ello se recogieron muestras de suelo bajo bosque de eucalipto en zonas de España, México y Australia, sometiénolas a tratamientos térmicos de 100-150, 200-250 y 400-450 °C bajo condiciones secas y húmedas en el laboratorio, analizando posteriormente los perfiles de temperatura y los cambios en la repelencia al agua.

Para estudiar los efectos de la temperatura de combustión en la estabilidad estructural, se tomaron muestras homogéneas de suelo superficial (0-5 cm de profundidad) recogidas en cinco parcelas experimentales en el Parque Natural Sierra de Aracena (SO de España), que fueron tratadas a diferentes temperaturas (entre 50 y 400 °C). Los resultados mostraron que la repelencia al agua en el suelo no varió significativamente en muestras sometidas a temperaturas entre 100-150 °C respecto a las muestras control, pero sí se observó que disminuyó considerablemente tras la exposición a temperaturas de 250-300 °C y prácticamente desapareció después de calentamiento a 400-450 °C.

La humedad del suelo indujo una disminución del grado de repelencia al agua en las muestras tratadas a 100-150 y 250-300 °C, pero este efecto era insignificante durante

la exposición a temperaturas más altas. Los tratamientos térmicos redujeron la estabilidad de agregados de las muestras de suelo, especialmente después de la exposición a temperaturas por encima de 200 °C. Con propósitos comparativos, se llevaron a cabo diferentes métodos de análisis de la repelencia al agua del suelo.

Las conclusiones finales se muestran en el capítulo 8 (pág. 125) de esta tesis.

2 INTRODUCCIÓN

El conocimiento de los efectos del fuego ha cobrado importancia en interés tanto para los gestores públicos como para los investigadores, ya que el fuego constituye una perturbación de los ecosistemas, pero también debe ser entendido como parte integral de ellos y objeto de su gestión de los ecosistemas.

Los cambios que los incendios producen en los ecosistemas afectan a la composición, estructura y patrones de vegetación en el paisaje, lo cual es aceptado por la sociedad en general. Sin embargo, los incendios también afectan a los recursos edáficos e hidrológicos de los ecosistemas, lo que es crítico para su funcionamiento. Generalmente, y a pesar de la extensa investigación realizada por la comunidad científica, estos aspectos no son tan conocidos por la sociedad y no suelen ser tenidos en cuenta de manera rigurosa por los responsables y gestores de los ecosistemas.

El fuego es un proceso dinámico y hasta cierto punto predecible, pero muestra una gran variabilidad tanto en el tiempo como en el espacio, así como en sus efectos. Sin embargo, en muchos ecosistemas, como ocurre en la zona mediterránea, el fuego ha contribuido a modelar las comunidades vegetales a lo largo de toda su historia.

2.1 EL SUELO COMO OBJETO DE INVESTIGACIÓN

2.1.1 CONCEPTO DE SUELO

El suelo ha sido definido tradicionalmente como la fina capa de material fértil que recubre la superficie de la Tierra. El suelo es una capa delgada no consolidada situada en el límite entre la atmósfera y la geosfera (Figura 1).

Atmósfera, corteza y suelo interactúan para proporcionar a los seres vivos los recursos que necesitan. El suelo, por tanto, constituye el soporte de la vida sobre los continentes.

Desde el punto de vista científico el suelo constituye el objeto de estudio de la Edafología, la cual lo define como "ente natural organizado e independiente, con unos constituyentes, propiedades y génesis que son el resultado de la actuación de una serie de factores activos (clima, organismos, relieve y tiempo) sobre un material pasivo (la roca madre)" (confrontar Jenny 1941, Singer y Munns 1996). El suelo forma

un sistema abierto a la atmósfera y la corteza que almacena de forma temporal los recursos necesarios para los seres vivos y se interrelaciona con otros recursos de los ecosistemas de diversas maneras. (Figura 2). La disponibilidad de estos recursos (agua, energía, nutrientes minerales, etc.) depende de la intensidad y velocidad de los procesos de intercambio entre el suelo y el resto de compartimentos de los sistemas ecológicos.

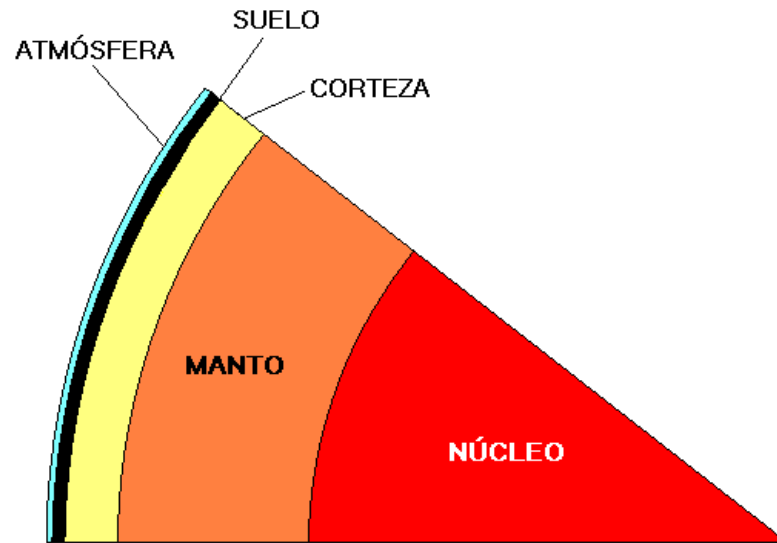


Figura 1. Sección transversal de la Tierra a través de un continente.

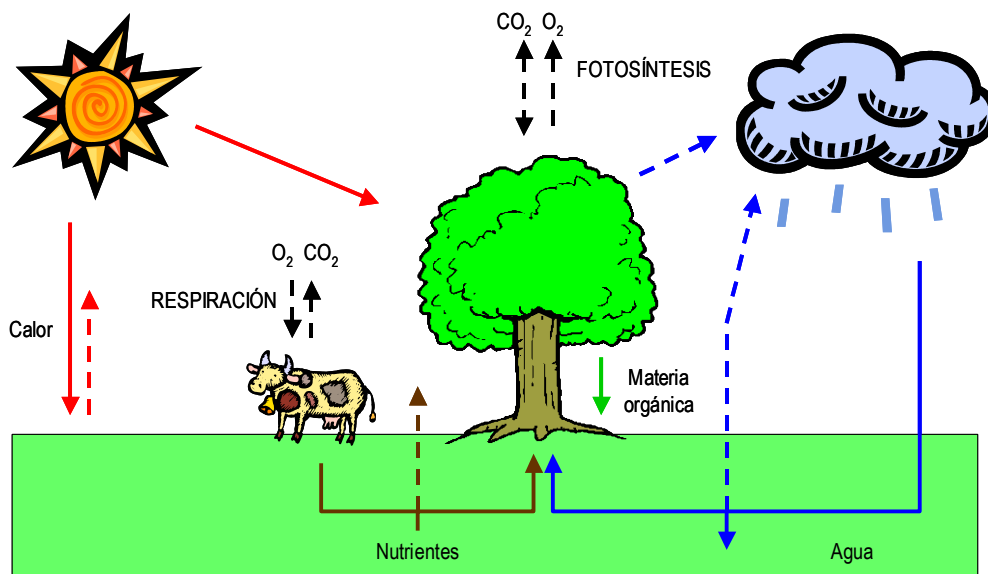


Figura 2. Ciclos e intercambios de materia y energía entre la atmósfera, el suelo, la corteza y los seres vivos.

De esta manera, parte del agua de lluvia se convierte en escorrentía superficial, y parte se almacena temporalmente, siendo filtrada lentamente hacia los cauces fluviales o siguiendo otras vías relacionadas con procesos del suelo (como la transpiración, la lixiviación, etc). Cuando la capacidad de infiltración del suelo por las lluvias se excede, la escorrentía superficial puede arrastrar las partículas orgánicas e inorgánicas del suelo, que son erosionadas y se convierten en una fuente importante de sedimentos, nutrientes y contaminantes en los arroyos, afectando de manera activa a la formación del paisaje y a la calidad del agua. También existe un intercambio activo y constante de gases entre el suelo y la atmósfera.

El concepto de suelo ha ido modificándose conforme ha ido avanzando el conocimiento de sus componentes y la relación entre ellos. Así, el alemán Frank Albert Fallou definió el suelo en 1862 como “el producto de la alteración, que, como dientes, va royendo la superficie de la tierra”. En este mismo sentido, y a principios del siglo XX, para el también alemán Emil Ramann, el suelo es “la capa superior de alteración de la corteza”. Lavy, pensaba que el suelo no era más que una clase de roca. Se trata de conceptos meramente geológicos. En la misma época, el norteamericano Eugene

Woldemar Hilgard, con una formación más amplia como geólogo, edafólogo y agrónomo, definió el suelo como "el material más o menos suelto en el que las plantas encuentran soporte y nutrición". Más tarde, Robinson afirmaba que el suelo es la alteración físico-química de la roca, los residuos orgánicos y los excrementos. Según Walter L. Kubiena, "el suelo es la capa viviente de transformación de la corteza sólida terrestre surgida bajo el influjo de la vida y de las especiales condiciones del hábitat biológico, sometida a un constante cambio estacional y desarrollo peculiar". José María Albareda definió en 1940 el suelo como "una formación limítrofe, zona en que se compenentran la parte sólida, líquida y gaseosa de la tierra, lo mineral inorgánico, seres vivos y restos de la vida, crecimientos y destrucciones, lavados y evaporaciones, una complejidad natural sometida a una complejidad dinámica".

El edafólogo francés Philippe Duchaufour definió en 1956 el suelo como una "colección de cuerpos naturales de la superficie terrestre que soporta plantas, que llega desde los materiales no consolidados e inorgánicos que yacen en la zona de las raíces de plantas nativas perennes a donde se han desarrollado horizontes impermeables a las raíces o los dos metros más superficiales de propiedades distintas al material rocoso subyacente, como resultado de la acción de organismos vivos, clima, roca madre y relieve".

En la definición de suelo que ofrece el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975), el suelo es un cuerpo natural formado por una fase sólida (minerales y materia orgánica), una fase líquida y una fase gaseosa que ocupa la superficie de la tierra, organizada en horizontes o capas de materiales distintos a la roca madre, como resultado de adiciones, pérdidas, transferencias y transformaciones de materia y energía, que tiene capacidad para servir de soporte a las plantas con raíces en un medio natural. Los límites superiores del suelo son la atmósfera, las aguas superficiales poco profundas (es decir, que pueden soportar el crecimiento de raíces), las plantas vivas o el material orgánico que no ha comenzado a descomponerse. Los límites horizontales los constituyen áreas donde el suelo es invadido por aguas profundas (más de 2.5 m), materiales estériles, rocas o hielo. El límite inferior está constituido por la roca dura y continua. De manera arbitraria, la profundidad máxima del suelo se establece en 2 m.

De este modo, la visión del suelo como una intersección de atmósfera, litosfera, hidrosfera y biosfera ha dejado paso a un concepto de suelo como un subsistema de los ecosistemas terrestres. El suelo se forma cuando hay una interacción continua entre la roca madre y los seres vivos (flora y fauna), los elementos climáticos (como temperatura y precipitación), y topográficos (Jenny 1941, Singer y Munns 1996).

Este concepto sistémico del suelo implica tres características fundamentales:

- a) Complejidad: El suelo es un sistema disperso formado por una fase sólida (de naturaleza mineral y orgánica), una fase líquida y una fase gaseosa, estando todos estos componentes fuertemente relacionados (Figura 3).
- b) Dinamismo: El suelo adquiere progresivamente sus propiedades por la acción combinada del medio. Inicialmente, la roca madre se altera por influencia del clima y la vegetación. Posteriormente, los residuos orgánicos son atacados por los microorganismos del suelo, formando complejos orgánicos coloidales (humus) que después se mineralizan progresivamente; se establecen uniones más o menos íntimas entre los minerales procedentes de la alteración de la roca y la materia orgánica; las sustancias solubilizadas y las partículas coloidales sufren migraciones. Así, al fin de su proceso evolutivo, el suelo constituye un medio estable y equilibrado con el clima, la vegetación y la roca madre. Sin embargo, este equilibrio puede romperse mediante una modificación apreciable del clima o la vegetación, comenzando un nuevo proceso de evolución.
- c) Permeabilidad: El suelo es un sistema abierto. Esta permeabilidad repercute en la mayor o menor facilidad de degradación.

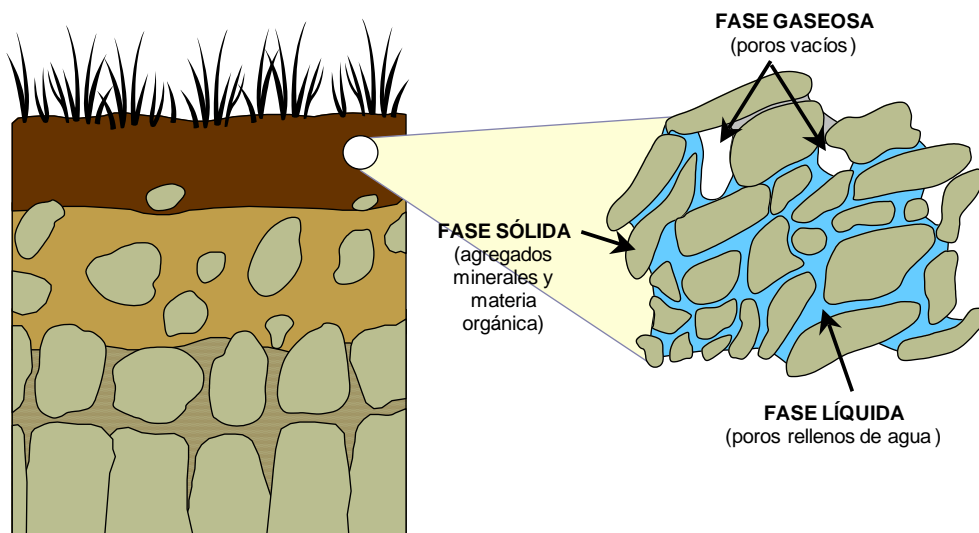


Figura 3. Detalle de las fases del suelo.

De modo general, la fase sólida ocupa aproximadamente el 50% del total, mientras que las fases gaseosa y líquida se reparten el resto del espacio disponible. Los minerales constituyen la base del armazón sólido que conforma el suelo. Cuantitativamente en un suelo normal la fracción mineral representa de un 45-49% del volumen del suelo. Pero dentro de la fase sólida constituyen, en general, del orden del 90-99% (el 10-1% restante corresponde a la materia orgánica). La fase sólida representa la fase más estable del suelo y por tanto es la más representativa y la más ampliamente estudiada. Es una fase muy heterogénea, formada por constituyentes orgánicos e inorgánicos.

La fase gaseosa se localiza en los poros del suelo, junta a la fase líquida. La proporción de volumen ocupado por las fases gaseosa y líquida en un suelo determinado varía en función de las condiciones ambientales, de modo que el contenido de los poros varía según la época del año o el momento del día. Como promedio, la fase gaseosa ocupa aproximadamente un 25 % del volumen del suelo. Una proporción inferior al 10 % se considera perjudicial. La composición de la fase gaseosa del suelo es similar a la de la atmósfera, pero es mucho más variable. En los períodos de mayor actividad biológica (primavera y otoño), la actividad respiratoria de los seres vivos incrementa la proporción de CO₂ y disminuye la proporción de O₂. Esto ocasiona la principal diferencia cuantitativa entre la composición de la atmósfera terrestre y la del suelo. El oxígeno es esencial para los procesos aerobios que tienen lugar en el suelo. Por esta razón es importante mantener los suelos cultivados con un buen nivel de aireación. El nitrógeno se encuentra en una elevada proporción en la fase gaseosa del suelo. Sin embargo, no puede ser asimilado directamente por las plantas.

Finalmente, la fase líquida está constituida por el agua del suelo y las sustancias que transporta en solución o en suspensión, siendo su composición enormemente variable.

2.1.2 FORMACIÓN DEL SUELO

El suelo procede de la roca madre, la cual se altera por la acción de los factores ambientales y en su formación se desarrollan una serie de procesos que transforman el material original hasta darle una morfología y propiedades propias.

En la formación del suelo intervienen un conjunto de procesos muy heterogéneos. Esta complejidad se desprende si nos fijamos en la posición del suelo en la Naturaleza. El suelo está sometido a las leyes de la litosfera, hidrosfera, biosfera y atmósfera. De este modo, el suelo es el resultado de la acción de cinco factores formadores principales:

- a) Litología. La naturaleza litológica del sustrato original condiciona las propiedades químicas (acidez, riqueza en nutrientes, etc.) y físicas del suelo (permeabilidad, consistencia, textura, etc.). La influencia del material original se pone de manifiesto en propiedades como el color, la textura, la estructura, la acidez y otras muchas propiedades del suelo. Las rocas que contengan abundantes minerales inestables evolucionarán fácil y rápidamente para formar suelos, mientras que aquellas otras, como las arenas maduras, que sólo contienen minerales muy estables, como el cuarzo, apenas si llegan a edafizarse aunque estén expuestas durante largo tiempo a la meteorización. La roca regula la penetración y circulación del aire y del agua, lo que va a condicionar de un modo decisivo la fragmentación, alteración y translocación de los materiales. En general, cuando el resto de condiciones permanecen iguales, existe una estrecha relación entre el tipo de suelo y las características de la roca madre.
- b) Clima. El clima influye directamente sobre el suelo mediante la humedad y la temperatura, y de manera indirecta mediante la vegetación y el relieve. El clima es el principal agente de alteración química del suelo, así como de la fragmentación mecánica de determinados tipos de sustratos. El clima controla los procesos que tienen lugar en el suelo y su intensidad. La disponibilidad y el flujo de agua regulan la velocidad de desarrollo de la mayoría de los procesos edáficos. Muchas propiedades de los suelos presentan determinadas tendencias relacionadas con las características del clima. La cantidad y el tipo de arcilla, por ejemplo tiene que ver con las características climáticas que controlan la alteración química. Existe una relación entre el tipo de mineral existente y la precipitación.
- c) Relieve. El relieve condiciona el desarrollo del suelo, fundamentalmente desde el punto de vista de la profundidad y la diferenciación de horizontes. El relieve influye sobre el transporte por gravedad. Los relieves abruptos favorecen la erosión, originando suelos lépticos, poco profundos. En los valles, por el contrario, se favorece el desarrollo en profundidad del suelo. El relieve, además, condiciona aspectos como la insolación, el drenaje del suelo y determinados procesos geomorfológicos. La relación entre el suelo y las características geomorfológicas del paisaje es tan estrecha que su conocimiento es la base para establecer los modelos de distribución de suelos útiles en cartografía y ordenación del territorio.
- d) Seres vivos. Los seres vivos afectan al suelo de diversas maneras. Las plantas constituyen la principal fuente de materia orgánica del suelo. Los seres vivos condicionan tanto procesos de tipo químico como físico, favoreciendo en general la fertilidad del suelo. Los animales excavadores trituran y mezclan el material del suelo, lo que influye sobre la estructuración, la permeabilidad y la aireación. En general, los vertebrados y algunos invertebrados, como los

artrópodos, son responsables de la bioturbación del suelo. Los invertebrados no artrópodos colaboran en la alteración de la materia orgánica y favoreciendo la mezcla de materia orgánica y mineral del suelo. La vegetación posee un papel clave en la formación del suelo, sobre todo si se considera su capacidad de meteorización de la roca (líquenes, raíces, etc.) o el aporte de materia orgánica.

- e) Edad. El tiempo constituye un factor importante en el suelo, de tal modo que los suelos más antiguos son los que muestran un mayor desarrollo en profundidad del perfil y una mayor diversificación de horizontes. La velocidad de formación del suelo va desde 1 mm/año hasta 0,001 mm/año. Las propiedades del suelo pueden variar en función del momento del día o el año, además de la existencia de cambios muy lentos que necesitan decenas o cientos de años para producirse.

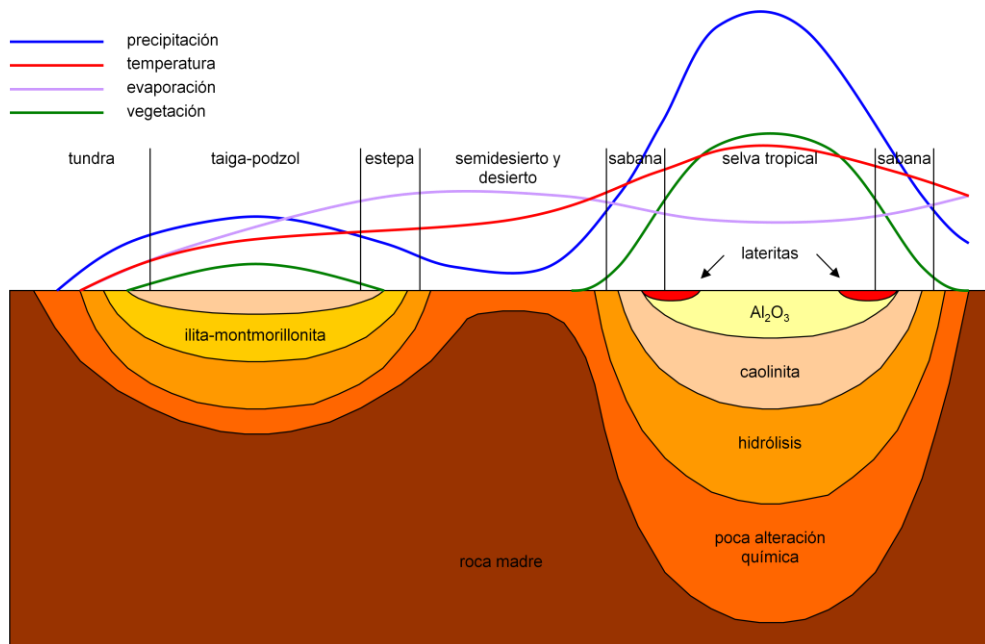


Figura 4. Relación entre el clima y los suelos a lo largo de un gradiente latitudinal (a partir de Strakhov, 1967).

La formación del suelo tiene lugar como consecuencia de la actuación de estos cinco factores formadores, y en ella desde el punto de vista didáctico se pueden distinguir dos etapas: la etapa inicial que representa la diferenciación de los constituyentes del suelo y una etapa final en la que los constituyentes se reorganizan y evolucionan para formar el suelo (Figura 5).

- a) La etapa inicial comienza, lógicamente, con la fragmentación de las rocas originales y también de los restos de los organismos que poco a poco han ido colonizando el material. La desagregación del material facilitará la circulación del aire y del agua, y también favorecerá la actividad biótica, todo lo cual conducirá a la subsiguiente alteración química del material.
- b) Los minerales de las rocas originales, dependiendo de la estabilidad, se alteran en mayor o menor medida, apareciendo en el suelo más o menos transformados. Los iones liberados en la alteración mineral pasarán a la solución del suelo formando geles o se recombinarán para dar lugar a nuevos minerales.
- c) Por otra parte, los vegetales y animales sufren al morir unas intensas transformaciones químicas, desarrollándose un nuevo material orgánico que evoluciona para alcanzar un equilibrio en las condiciones edáficas, llamado humus. Durante estos procesos de transformación del material orgánico se desprenderán compuestos sencillos que irán a engrosar la solución del suelo y también se pueden desprender como consecuencia de estas reacciones determinados gases, además de agua, pero el agua y los gases del suelo proceden fundamentalmente de la atmósfera.
- d) Etapa final. Todos los constituyentes formados o liberados en la etapa inicial (minerales, humus, geles, gases, agua y soluciones) sufren una serie de procesos de mezcla y diferenciaciones que si evolucionan in situ conducen a la formación del suelo, mientras que si son arrastrados a otros lugares, dan lugar a los sedimentos (los cuales pueden sufrir posteriormente nuevos procesos de edafización). En la fase final la transformación es tan intensa que el material adquiere una morfología y unas características químicas propias. Las sustancias minerales originales se han transformado física y químicamente, se han reorganizado y unido entre sí y a la fracción orgánica y han formado nuevos agregados estructurales. Las movilizaciones de sustancias adquieren en esta fase un papel predominante.

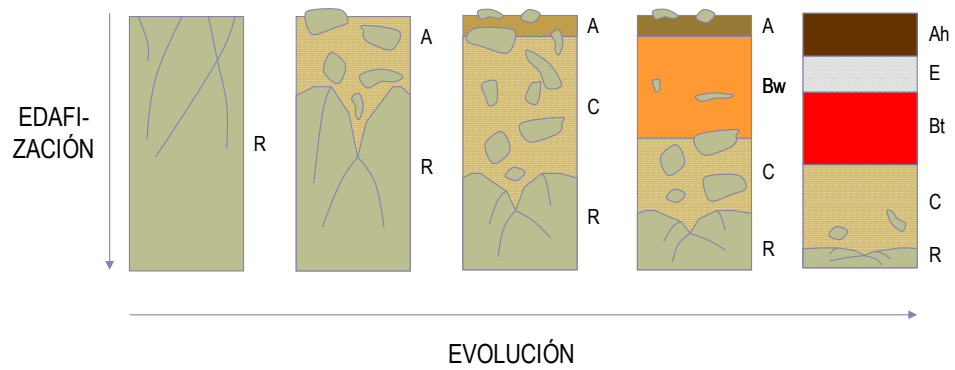


Figura 5. Esquema de la evolución del perfil del suelo bajo condiciones estables.

2.1.3 PROCESOS EDÁFICOS

Desde un punto de vista global en el suelo se pueden diferenciar tres tipos de procesos generales:

- a) Aporte, alteración y pérdida del material litológico.
- b) Aporte, alteración y pérdida del material orgánico.
- c) Reorganización de ambos materiales por mezcla, agregación, translocación y diferenciación.

Es decir, que los complejos procesos de transformación de un suelo se reducen a adiciones, transformaciones, transferencias y pérdidas de materiales. Básicamente, se trata de sólo tres procesos: meteorización física, alteración química y translocación de sustancias. Estos procesos afectan tanto a la fase mineral como a la fase orgánica del suelo y constituyen lo que tradicionalmente se denomina como los procesos básicos o generales en la formación del suelo ya que actúan siempre en la formación de todos los suelos.

Los procesos de meteorización física del material original pueden observarse fácilmente en la base del perfil de suelo, donde la roca original aparece fragmentada en bloques de tamaño heterogéneo y en partículas más finas. La fragmentación mecánica del sustrato original ocurre por causas fundamentalmente climáticas (procesos de dilatación/contracción debido a la insolación o a la congelación, cambios de humedad) pero también a causas geológicas, como el descenso de presión que

sufren las rocas al aflorar en la superficie, cristalización de sustancias en los poros del suelo o a la acción mecánica de las raíces de las plantas, que pueden llegar a fracturar el material. La alteración física que ocurre sobre el material de origen mineral o biológico origina fragmentos más pequeños que pueden ser alterados fácilmente por procesos químicos, lo que induce a la aparición de nuevas sustancias en el suelo como arcillas (minerales de neogénesis), sustancias húmicas (moléculas orgánicas de síntesis) y otras (Figura 6).

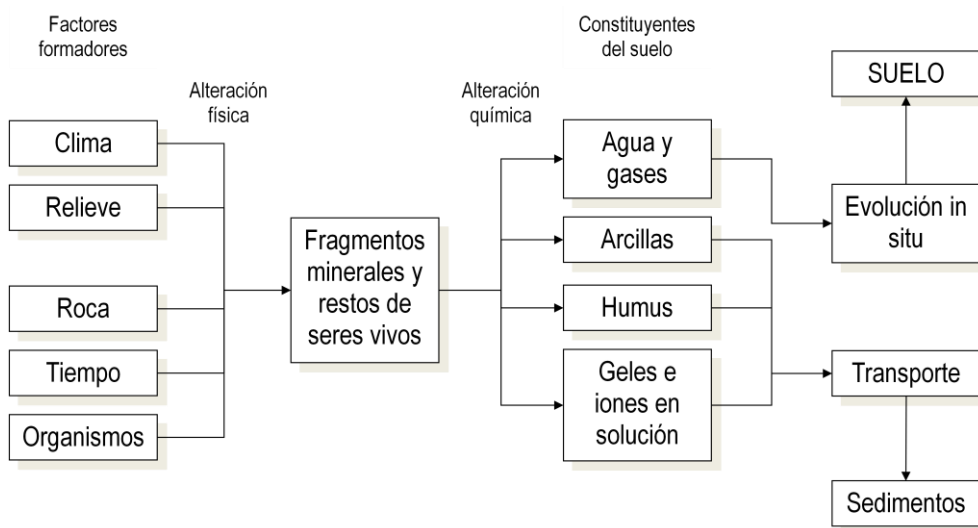


Figura 6. Esquema de la función de los procesos de alteración física y química en la formación del suelo.

Los procesos de translocación se realizan debido a la acción del agua. Normalmente, el movimiento del agua en el perfil es descendente. Sin embargo, en climas áridos, es perceptible el movimiento ascendente de las sales debido a los procesos de evapotranspiración. En zonas de relieve montañoso, el desplazamiento lateral del agua del suelo también puede tener efectos importantes en la formación del suelo. En los procesos de translocación pueden distinguirse dos fases distintas:

- a) Eluviación. Es la fase inicial de movilización de materiales que constituyen la capa superficial del suelo.

- b) Iluviación. Es la fase de inmovilización o acumulación de sustancias procedentes de las capas superiores del suelo en las zonas más profundas.

2.2 EFECTOS DEL FUEGO EN LOS SUELOS

El fuego puede producir una amplia gama de cambios en el paisaje (DeBano *et al.* 1998). La magnitud de los cambios que el fuego produce en los componentes de los ecosistemas (agua, suelo, vegetación y fauna) depende de su severidad. A su vez, estos cambios pueden producirse a corto, medio o largo plazo. Los efectos inmediatos también se producen como resultado de la liberación de productos químicos en la ceniza creada por la combustión de la biomasa. La combustión de la biomasa y materia orgánica del suelo también origina la liberación de gases y otros contaminantes a la atmósfera (Hardy *et al.* 1998; Sandberg *et al.* 2002). Del mismo modo, los cambios inducidos por el fuego sobre los componentes biológicos (microorganismos del suelo y vegetación) ocurren rápidamente y producen una respuesta de gran magnitud (Neary *et al.* 2005).

Los efectos del fuego a largo plazo en los suelos y el agua pueden persistir durante años tras el incendio, o ser permanentes (DeBano *et al.* 1998). Otros efectos del fuego a largo plazo se producen como consecuencia de las relaciones entre el fuego, los suelos, la hidrología y el ciclo de nutrientes (Neary *et al.* 1999).

2.2.1 INTENSIDAD Y SEVERIDAD DEL FUEGO

Hasta muy recientemente, ha existido cierta confusión entre los términos “intensidad” y “severidad” del fuego, de tal modo que ambos se usaban indistintamente. Sin embargo, estos dos términos no significan lo mismo (Hartford y Frandsen, 1992). Recientemente, algunos investigadores han contribuido a establecer la diferencia entre ambos términos. Una revisión muy interesante de estos dos conceptos fue realizada por Keeley (2009).

La intensidad del fuego hace referencia a la tasa de consumo de combustible sobre el suelo y, por lo tanto la velocidad de liberación de energía (Albini, 1976; Alexander, 1982; Chandler *et al.* 1991), lo que está relacionado con la velocidad a que se consume una determinada cantidad de combustible. Debido a la velocidad a la cual la energía calorífica se transmite a través del suelo (lo que depende de propiedades intrínsecas), el tiempo de permanencia de altas temperaturas posee una gran importancia respecto a la magnitud de los cambios inducidos en los suelos (Frandsen y Ryan, 1986; Campbell *et al.* 1995).

La severidad del fuego, por el contrario, es un término cualitativo que se utiliza para describir las respuestas de los ecosistemas al fuego y es especialmente útil para describir los efectos del fuego en el suelo (Simard, 1991). La intensidad del fuego no está necesariamente relacionada con la cantidad total de energía producida durante el incendio. La mayoría de la energía liberada por la combustión de combustibles aéreos (copas y ramas más altas) no es transmitida al suelo (Packham y Pompe, 1971; Frandsen y Ryan, 1986). Packham y Pompe (1971) observaron que sólo alrededor del 5% de la energía térmica liberada por un incendio superficial fue transmitida al suelo. Por lo tanto, la intensidad del fuego no es necesariamente una buena medida de la cantidad de energía transmitida a la baja en el suelo, ni un buen indicador de los cambios que se producen en las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo, ya que un fuego que se desplace rápidamente puede afectar poco o nada a la superficie del suelo. Sin embargo, la combustión de material superficial o subsuperficial permite un mayor tiempo de residencia de altas temperaturas, permitiendo la liberación de una cantidad mayor de energía que puede ser transmitida al suelo. En tales casos, es frecuente que la superficie del suelo quede cubierta por una capa de ceniza blanca (Wells *et al.* 1979; Ryan y Noste, 1985).

Debido a que la cantidad de energía térmica liberada o transmitida al suelo no puede medirse en el caso de incendios naturales, la intensidad del fuego es difícil de utilizar en la evaluación de la respuesta del suelo al fuego. Con este objetivo, se ha utilizado también la severidad del fuego (Agee, 1993; DeBano *et al.* 1998; Ryan, 2002). De modo general, la severidad del fuego es una medida indirecta de la magnitud de los cambios producidos en el suelo o el ecosistema como consecuencia de un incendio.

La evaluación de la severidad del fuego no debe hacerse teniendo en cuenta solamente los efectos sobre el suelo, ya que la intensidad de la perturbación en el ecosistema puede ser muy alta aunque los efectos producidos en el suelo sean poco apreciables (Vasander y Lindholm, 1985; Frandsen y Ryan, 1986; Hartford y Frandsen, 1992; Ryan, 2002). La mayoría de los sistemas para clasificar la severidad del fuego son arbitrarios, pero han sido seleccionados a partir de la experiencia previa, y se reconoce implícitamente que incluso en el caso de fuegos de alta severidad existe una gran variabilidad espacial debida a la irregularidad del medio o los factores implicados (como el combustible, las variables meteorológicas o la morfología del terreno). La severidad del fuego puede clasificarse de acuerdo con ciertos criterios como la cantidad de combustibles consumidos, las propiedades de estos combustibles (altura, diámetro de las ramas o troncos, contenido de agua y contenido mineral), el efecto de estos combustibles en el fuego durante las distintas fases del incendio o la transferencia de calor y sus efectos posteriores (color de las cenizas, cambios texturales y pérdida de materia orgánica).

El espesor de la capa de suelo afectada por el fuego se relaciona directamente con la cantidad de suelo mineral expuesto a la lluvia o las salpicaduras, la profundidad de penetración de la energía térmica, la profundidad a la cual se forma una capa de material hidrofóbico o la profundidad a la que producen otras alteraciones químicas, así como la profundidad a la que las poblaciones microbianas se ven afectadas.

2.2.2 PROCESOS ASOCIADOS AL FUEGO

Combustión

La energía generada en forma de calor durante la combustión de la vegetación y la materia orgánica causa una amplia gama de cambios en las propiedades del suelo durante un incendio (DeBano *et al.* 1998). La combustión consiste en la destrucción física y química de la materia orgánica que libera grandes cantidades de energía almacenada en los combustibles en forma de calor. Estos combustibles están constituidos por la parte aérea de las plantas, así como los residuos, el humus y, a veces, las raíces. Durante el proceso de combustión, la energía térmica generada así como los gases y otros subproductos de partículas son liberados. Las llamas son la característica más visual del proceso de combustión.

Según Countryman (1976a), se requieren tres factores para iniciar el proceso de combustión. En primer lugar, el combustible debe estar disponible. En segundo lugar, la energía térmica aplicada al combustible debe ser lo suficientemente alta como para permitir que alcance la temperatura de ignición. Y, tercero, debe existir suficiente concentración de oxígeno como para permitir que el proceso de combustión continúe y se alcance la temperatura de ignición en el resto del combustible aún no afectado.

Procesos de transferencia de calor

El calor producido durante la combustión se transfiere a la superficie del suelo y en profundidad mediante procesos de transferencia de calor:

- a) La radiación es la transferencia de calor de un cuerpo a otro, no por contacto, sino mediante ondas electromagnéticas, incrementando su temperatura (Countryman, 1976a).
- b) La conducción es la transferencia de calor entre objetos en contacto (Countryman, 1976b).

- c) La convección es un proceso mediante el cual el calor se transfiere de un punto a otro por la mezcla de una porción de un fluido con otro (Chandler *et al.* 1991).

Por otra parte, los procesos de vaporización y condensación son importantes en el comportamiento del fuego y facilitan y aceleran la transferencia de calor a través del suelo. La vaporización del agua se produce cuando se calienta a una temperatura a la que se produce el cambio de fase de líquido a gas. La condensación se produce cuando el agua pasa de estado gaseoso a líquido con liberación simultánea de energía térmica. La reacción acoplada de vaporización y condensación proporciona un mecanismo para la transferencia de agua y materiales orgánicos a través del suelo durante los incendios (DeBano *et al.* 1998).

Aunque el calor se transfiere en todas las direcciones, una gran cantidad del calor generado durante el incendio se pierde en la atmósfera (junto con el humo, gases y otras partículas generadas por el fuego) por la radiación, convección y transferencia de masa (DeBano *et al.* 1998). Se ha estimado que sólo el 10-15% de la energía térmica liberada durante la combustión es absorbida y transmitida directamente hacia el interior del suelo. Ésto se produce principalmente por la radiación (DeBano, 1974; Raison *et al.* 1986). La mayor parte de la transferencia de calor entre combustibles se produce por radiación, convección y conducción. Sin embargo, en el suelo seco, los mecanismos más importantes para la transferencia de calor son la convección y los procesos de evaporación/condensación son en un suelo seco. En suelo húmedo, la conducción puede contribuir significativamente a la transferencia de calor.

Si la energía calorífica liberada es suficiente, la temperatura del suelo puede elevarse rápidamente hasta más de 95 °C, momento en que el ascenso térmico se detiene hasta que el agua se vaporiza por completo (Campbell *et al.* 1994.). A continuación, la temperatura, normalmente se eleva hasta 200-300 °C (Franklin *et al.* 1997), e incluso más dependiendo del tipo y cantidad de combustible (DeBano, 2000a).

La combinación de la transferencia de calor y los procesos de combustión producen gradientes de temperatura en el suelo. El mayor aumento de la temperatura se produce en la superficie del suelo, de modo que a una profundidad de 5 cm, las temperaturas en el suelo mineral rara vez superan los 150 °C y, una profundidad de 5 a 10 cm apenas se observa variación (DeBano, 2000a; Neary *et al.* 2005). El comportamiento en profundidad de las temperatura durante el fuego depende generalmente de la profundidad, la estructura, y la humedad del combustible (Hartford y Frandsen, 1992; Gillon *et al.* 1995;. Campbell *et al.* 1995). Después de un incendio, la temperatura del suelo puede permanecer alta desde unos pocos minutos hasta varios días después de la extinción.

2.2.3 EFECTOS SOBRE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO

El efecto del fuego sobre las propiedades físicas del suelo depende de su grado de estabilidad y la temperatura alcanzada por el suelo durante un incendio. Entre las propiedades físicas del suelo que pueden ser alteradas por el fuego, las más importantes son la textura, el contenido de arcilla, la estructura del suelo, la densidad aparente y la porosidad. Mientras que la estructura, por ejemplo se ve afectada a temperaturas relativamente bajas, el contenido de arena sólo se ve afectado bajo la acción de temperaturas extremas.

Textura y mineralogía del suelo

Los componentes minerales de las distintas fracciones texturales (arena, limo y arcilla) no suelen ser afectadas por el fuego a menos que sean sometidos a altas temperaturas. La fracción de textural más sensible es la arcilla, que comienza a verse afectada cuando la temperatura del suelo alcanza temperaturas en torno a 400 °C, momento en que su hidratación disminuye y la estructura cristalina comienza a colapsar. La destrucción completa de la estructura de las arcillas ocurre a temperaturas entre 700 y 800 °C. Los otros componentes (arena y limo), formados mayoritariamente por partículas de cuarzo, poseen temperaturas de fusión en torno a 1400 °C (Lide, 2001). De este modo, cuando ocurre la fusión bajo temperaturas extremas, la textura del suelo se vuelve más gruesa, aumentando el riesgo de erosión

Durante un incendio, las temperaturas alcanzadas en el suelo muy raramente son lo suficientemente alta como para alterar las arcillas más allá de un par de centímetros bajo la superficie del suelo mineral. El efecto del incremento de la temperatura en el suelo sobre la estabilidad de las arcillas se ve mitigado por la concentración de las arcillas durante el desarrollo del suelo en el horizonte B. Bajo la acción del fuego, rara vez el horizonte B se ve afectado por cambios térmicos significativos, aunque puede ocurrir cuando se producen procesos de combustión lenta de biomasa subterránea, como las raíces.

Aún cuando la textura del suelo no se vea significativamente afectada por la acción de las elevadas temperaturas, la pérdida selectiva de la fracción fina como consecuencia de los procesos de desprendimiento y erosión inducidos tras la pérdida de cobertura vegetal (Figura 7) pueden dar lugar a un incremento de la fracción gruesa (Mermut *et al.* 1997).



Figura 7. Sedimentos arrastrados tras la desaparición de la cobertura vegetal durante un incendio (Alicante).

Estructura

La estructura del suelo ha sido reconocida como una característica del suelo importante que puede mejorar las relaciones y la productividad del agua en suelos agrícolas y forestales (DeBano *et al.* 1998).

La estructura es una propiedad típicamente edáfica, que, de presentarse, permite diferenciar un suelo de un material geológico. Su importancia hace que sea una propiedad morfológica de referencia en los estudios del suelo en campo. El hecho de que las partículas de suelo no formen una masa continua y compacta, sino que se asocian de manera que conforman un espacio de poros intercomunicados hace posible el desarrollo de la vida en el suelo.

La estructura consiste en el ordenamiento de las partículas individuales en partículas secundarias o agregados y el espacio poroso que llevan asociado, todo ello como resultado de interacciones físico-químicas entre las arcillas y los grupos funcionales de la materia orgánica. Según la definición aceptada por el USDA, la estructura consiste en la agregación de partículas primarias de un suelo en partículas compuestas o grupos de partículas primarias separadas de los agregados adyacentes por superficies de debilidad. De este modo, suelos que presenten valores semejantes de textura, pueden presentar propiedades físicas muy distintas, según el tipo de estructura que se halle presente.

La estructura del suelo es el resultado de su composición granulométrica, la actividad biológica y una serie de condiciones físico-químicas que permiten la aglomeración de las partículas (Figura 8). El predominio de unos u otros procesos origina los distintos tipos de estructura. En la formación de la estructura es muy importante la acción de los coloides (arcilla y materia orgánica) y las sustancias cementantes del suelo (carbonatos, sesquióxidos, etc.), que forman recubrimientos alrededor de las partículas más gruesas, englobándolas en grupos. Si no hay una proporción de coloides o sustancias cementantes suficiente, las partículas del suelo permanecen dispersas.

La estabilidad de la estructura puede aumentar tras un fuego de severidad baja o moderada debido a la formación de una película hidrofóbica en la superficie externa de los agregados (Mataix-Solera y Doerr 2004), pero puede disminuir drásticamente cuando disminuye el contenido en materia orgánica tras la combustión a altas temperaturas y la desaparición de cementos orgánicos (Badía y Martí, 2003). En este último caso, sin embargo, los agregados supervivientes pueden mostrar una mayor estabilidad que las originales debido a la formación de óxidos con capacidad de cementación (Giovannini y Lucchesi, 1997; Ketterings *et al.* 2000).



Figura 8. Génesis de la estructura del suelo.

Densidad aparente y porosidad

La densidad aparente es la densidad del suelo seco en su conjunto (fase sólida + fase gaseosa). La densidad aparente oscila entre 1 g cm^{-3} (suelos bien estructurados) y 1.8 g cm^{-3} (suelos compactados). La densidad aparente se relaciona por tanto con la porosidad del suelo. Un aumento en el valor de la densidad aparente se debe a la disminución del espacio poroso. De manera indirecta, un incremento de la densidad aparente puede ocasionar una mayor conductividad térmica y una menor facilidad de penetración de las raíces en el suelo. La densidad aparente del suelo puede disminuir por diversas causas:

- a) Por una reducción en el contenido de materia orgánica del suelo.
- b) Por la degradación de la estructura.
- c) Por aplicación de una fuerza que reduzca el espacio poroso. Normalmente, la utilización de maquinaria pesada en las labores de campo puede originar lo que se conoce como suela de labor, una capa compactada en profundidad que interrumpe el paso de fluidos y que se comporta como una barrera impenetrable para las raíces.

Las altas temperaturas que actúan durante un incendio pueden destruir la estructura del suelo, afectando por tanto a la porosidad total y a la distribución de tamaño de poro en los horizontes superficiales (DeBano *et al.* 1998). El descenso de volumen de macroporos en la superficie del suelo contribuye a reducir la tasa de infiltración, favoreciendo la formación de flujo superficial.

Como resultado del colapso de los agregados órgano-minerales y la obstrucción de los poros del suelo por la ceniza o los minerales de arcilla liberados, la acción del fuego contribuye a un aumento de la densidad aparente (Durgin y Vogelsang, 1984; Giovannini *et al.* 1988). Los cambios en el volumen poroso implican cambios en la capacidad de retención de agua del suelo, la infiltración y un incremento de las tasas de escorrentía y erosión (Boyer y Miller 1994; Boix Fayos 1997; Martin y Moody, 2001)

Repelencia al agua

De forma natural, el suelo contiene sustancias hidrofóbicas, como los hidrocarburos alifáticos, lixiviados de los horizontes orgánicos (Doerr *et al.* 2000; Horne y McIntosh 2000). La concentración de estas sustancias depende del tipo de vegetación y las características del suelo (Scott 2000), pero es generalmente baja o nula por debajo de los primeros centímetros. Sin embargo, varios autores (DeBano, 1966; DeBano y

Krammes, 1966; DeBano *et al.* 1970; Savage, 1974) han observado que el fuego puede inducir repelencia al agua sobre suelos que previamente no la presentaban. Robichaud y Hungerford (2000) observaron que al someter a diferentes tipos de suelo a calentamiento en laboratorio se generan gradientes de temperatura que provocan la redistribución de las sustancias hidrofóbicas en el suelo. Además, observaron interacciones entre la temperatura, el contenido de agua y otras propiedades del suelo. Factores como la temperatura alcanzada, la cantidad y tipo de hojarasca consumida y la humedad del suelo antes de producirse el incendio, pueden intensificar o reducir la repelencia al agua en los suelos. Según estos autores, las sustancias orgánicas hidrofóbicas en la hojarasca y en la superficie del suelo se volatilizan durante el incendio. Una pequeña parte de esta cantidad de material es desplazada en profundidad, siguiendo el gradiente térmico hasta condensarse de nuevo a pocos centímetros bajo la superficie. La profundidad de este frente repelente al agua no es sólo dependiente de la temperatura alcanzada, sino también de las características del suelo, tales como la humedad en el momento del incendio o la textura (Huffman *et al.* 2001). DeBano (1991) sugirió que el calentamiento de suelos no repelentes al agua que contuviesen más del 2-3% de materia orgánica siempre induciría repelencia al agua. Sin embargo, independientemente de la intensidad o severidad del fuego y de las características del suelo, rara vez supera los 6-8 cm de profundidad (Henderson y Golding, 1983; Huffman *et al.* 2001).

A menudo, debido a la distribución irregular de la severidad del fuego, se observa un mosaico de parches de suelo repelente al agua o mojable (Imeson *et al.* 1992; Martin y Moody, 2001; Figura 9). Las temperaturas que se alcanzan en el suelo durante el fuego, son muy variadas dependiendo de los factores implicados. En general, y puesto que el suelo es un mal conductor del calor, las temperaturas que se alcanzan en capas profundas del suelo son bajas, a pesar de que las llamas sobrepasen en ocasiones los 1400 °C (DeBano *et al.* 1998). Numerosos trabajos muestran que durante un incendio se alcanzan fácilmente temperaturas entre 500 y 800 °C en superficie. En profundidad, sin embargo, la variabilidad de registros es muy amplia; desde una variación irrelevante a 5 cm de profundidad a máximos de 100-300 °C. Después de estudiar los efectos de la temperatura durante un experimento de laboratorio, DeBano y Krammes (1966) encontraron que temperaturas entre 480 y 540 °C durante períodos de 25 minutos pueden destruir la repelencia en la superficie del suelo, mientras que temperaturas alrededor de 200 °C durante 10 minutos pueden intensificarla. A partir de experimentos de laboratorio, varios autores han observado que temperaturas entre 250 y 350 °C son suficientes para destruir la repelencia al agua del suelo (DeBano *et al.* 1979; Robichaud y Hungerford, 2000; García-Corona *et al.* 2004; Mataix-Solera y Guerrero, 2007). Por encima de ese intervalo de temperatura, la repelencia al agua tiende a disminuir, aunque no se producen cambios radicales. DeBano y Krammes (1966) observaron que tras 5 minutos a 600 °C, el suelo mostraba

una repelencia extrema. Sin embargo, las sustancias hidrofóbicas desaparecen a temperaturas más altas: a 800 °C, la repelencia al agua comienza a disminuir después de sólo 10 minutos, y se destruye completamente después de 20 minutos, mientras que a 900 °C el suelo se vuelve completamente hidrofílico después de sólo 10 minutos (DeBano y Krammes, 1966).



Figura 9. Bolsas de suelo seco debido a la distribución discontinua de la repelencia al agua.

Algunos autores han sugerido que la repelencia al agua inducida por el fuego es el resultado de reacciones químicas que tienen lugar durante el proceso, que intensifica las uniones entre estas sustancias y las partículas del suelo (Savage, *et al.* 1972) y las hace aún más hidrofóbicas a causa de la pirolisis (Giovannini, 1994), más que los mecanismos de volatilización-condensación. Además, factores como la acumulación de cenizas, la volatilización de los compuestos orgánicos durante la combustión y su posterior condensación alrededor de los agregados del suelo, pueden inducir o

incrementar la hidrofobicidad. Cerdà y Doerr (2008), por ejemplo, observaron que tras un incendio forestal en un suelo bajo pinar, la repelencia al agua del suelo se redujo significativamente en el área cubierta por cenizas y restos de hojarasca quemada.

Color

El color del suelo es una propiedad física que permite inferir características importantes del suelo, como su composición mineralógica, su edad o los procesos edáficos que tienen lugar, como la rubefacción, la acumulación de carbonatos, la presencia de materia orgánica humificada, etc.

Del mismo modo, permite diferenciar entre distintos tipos de horizontes de un mismo perfil o entre perfiles de distintos suelos. Los cambios inducidos en el color del suelo son probablemente los más apreciables de manera inmediata (Figura 10), y pueden deberse bien a la acumulación de cenizas (que pueden mostrar una gama de color de negro a blanco, según la menor o mayor severidad del fuego), al enrojecimiento producido por la alteración de los óxidos de hierro o a la desaparición de la materia orgánica. Como regla general, se ha observado bajo condiciones de laboratorio que el enrojecimiento se incrementa con la temperatura, principalmente en el rango de 300 a 500 °C, por efecto de la transformación de óxidos de hierro en maghemita y hematita (Terefe *et al.* 2008).

Debido a su refractariedad, materiales carbonizados afectan el color del suelo durante mucho tiempo (Schmidt *et al.* 1999). Por estas razones, los cambios en el color del suelo pueden ser utilizados como un indicador de su severidad. En este sentido, en los suelos ricos en hierro, Ketterings y Bigham (2000) observaron que el matiz Munsell (*hue*) se volvió más amarillo, mientras que el brillo (*value*) y la intensidad (*chroma*) disminuyeron tras una exposición breve a temperaturas de 300-600 °C, o que el enrojecimiento no apareció hasta después de 45 minutos de exposición a temperaturas de 600 °C.



Figura 10. Cambios de color inducidos por la acción del fuego (norte de Huelva).

2.2.4 EFECTOS SOBRE LAS PROPIEDADES QUÍMICAS DEL SUELO

Materia orgánica

La materia orgánica se concentra normalmente en los horizontes más superficiales del perfil de suelo, de modo que se encuentra directamente expuesta al calentamiento por radiación producida durante la combustión. Además, el umbral térmico de cambios irreversibles en la materia orgánica es bajo: los organismos vivos pueden ser destruidos por temperaturas entre 50 y 60 °C.

El cambio más fácilmente apreciable tras la acción del fuego en los suelos es la pérdida de materia orgánica (Figura 11). Dependiendo de la severidad del fuego, el impacto

sobre la materia orgánica puede variar entre la volatilización de algunos componentes poco importantes, la carbonización o la oxidación completa. Los residuos orgánicos comienzan a alterarse a temperaturas entre 200 y 250 °C, y se pierden por completo en torno a los 400-450 °C (Giovannini *et al.* 1988; DeBano, 1990). Como consecuencia, el fuego puede producir cambios importantes en la estructura del suelo.



Figura 11. Pérdida completa del horizonte superficial en la cuenca del río Cotter (Canberra, Australia), 6 años después del incendio de 2003. El embalse de la imagen se colmató casi en su totalidad tras la movilización de sedimentos.

La recuperación de la materia orgánica del suelo en las zonas quemadas se inicia con la reintroducción natural o artificial de vegetación y, en general es rápido, gracias a la alta productividad primaria neta de la secundaria sucesiones ecológicas (Certini, 2005). Johnson y Curtis (2001) sugieren tres razones para este aumento paulatino del contenido en materia orgánica del suelo:

- a) La incorporación en el suelo mineral de los residuos no afectados por el fuego que, por consiguiente, están más protegidos de la descomposición (Figura 12).
- b) La transformación de materia orgánica fresca en formas recalcitrantes.
- c) La aparición en las zonas quemadas de las especies fijadoras de nitrógeno.

Otra explicación para el aumento a largo plazo inducida de la materia orgánica del suelo puede ser la disminución de la tasa de mineralización (Fernández *et al.* 1999).

Además de cambios cuantitativos, el fuego también induce cambios cualitativos en la materia orgánica. En una revisión completa reciente, González-Pérez *et al.* (2004) han detallado los siguientes efectos principales de los incendios en la materia orgánica del suelo:

- a) Pérdida general de los grupos de oxígeno externos que favorece la aparición de materiales con una solubilidad relativamente baja.
- b) La reducción de la longitud de las cadenas de compuestos alquílicos, tales como alcanos, ácidos grasos, y alcoholes.
- c) Aromatización de los azúcares y los lípidos.
- d) Formación de compuestos heterocíclicos nitrogenados.
- e) Condensación de sustancias húmicas.
- f) Producción de un componente casi inalterable, el negro de carbón (*black carbon*), que se origina a temperaturas entre 250 y 500 °C como resultado de la combustión incompleta (carbonización) de los residuos (Baldock y Smernik, 2002).

Acidez

Normalmente, la acidez del suelo disminuye tras el fuego como resultado de la desnaturalización de los ácidos orgánicos (Certini, 2005). Sin embargo, los aumentos más significativos se producen como resultado de la exposición a altas temperaturas (más de 450-500 °C), tras la combustión completa del combustible y la consiguiente liberación de bases (Kutiel y Shaviv; 1992; Ulery *et al.* 1995; Arocena y Opio de 2003). Tras un incendio de alta intensidad, por ejemplo, el valor de pH puede incrementarse hasta en 5 unidades (Ulery *et al.* 1993; Ulery *et al.* 1995). Incrementos tan elevados parecen estar relacionados con la pérdida de grupos OH de los minerales de la arcilla y la formación de óxidos (Giovannini, *et al.* 1988, Giovannini *et al.* 1990a), así como a la liberación de cationes solubles tras la combustión de la materia orgánica.



Figura 12. Residuos no afectados por el incendio sobre la capa de cenizas, caídos después del paso del fuego (norte de Huelva).

La permanencia de estos cambios en el suelo es corta, pero puede variar entre 1 y 3 años (Arocena y Opio, 2003; Úbeda *et al.* 2005). La mayor o menor duración de los cambios está relacionada con el nivel de acidez previo al incendio, la cantidad de cenizas producida, la composición química de las cenizas y la humedad del clima (Gil *et al.*, 2010). Si la modificación es debida exclusivamente a la presencia de cenizas, el tiempo de recuperación es relativamente corto, ya que pueden sufrir movilización por erosión eólica (Mataix-Solera, 1999), pero en algunos casos se han necesitado períodos muy largos (50 años) para recuperar el pH inicial (Viro, 1974; Khanna y Raison, 1986; Etiégni y Campbell, 1991). Un aumento del pH, aún efímero, puede dar

lugar a problemas de fertilidad, al impedir la asimilación de algunos micronutrientes o a la aparición de antagonismos.

Capacidad de intercambio catiónico

La capacidad de intercambio catiónico del suelo puede verse reducida por la acción del fuego, debido a la pérdida de coloides orgánicos del suelo (Oswald *et al.* 1999). Los cambios producidos como consecuencia de la alteración mineralógica de las arcillas son menos frecuentes o poco importantes (Ulery *et al.* 1995; Arocena y Opio, 2003), ya que estos procesos comienzan a observarse a temperaturas próximas a los 500 °C (Tan *et al.* 1986; Ketterings *et al.* 2000).

Los cationes de cambio liberados también pueden perderse como consecuencia de los procesos de lavado o de la escorrentía superficial (Gil *et al.*, 2010). La saturación en bases desciende como consecuencia del lixiviado post-incendio (Soto y Díaz-Fierros, 2003). Por esta razón, los cambios en la saturación del complejo de cambio pueden ser pequeños cuando las precipitaciones son escasas, ya que el lixiviado es poco importante (Hatten *et al.* 2005). Todo ello induce una mayor desaturación del complejo de cambio en el post-incendio y, por tanto, una reducción de la capacidad tampón de estos suelos. Este proceso ocasiona un empobrecimiento del suelo, especialmente tras incendios de alta intensidad, en los que la materia orgánica prácticamente desaparece tras la combustión, lo que no ocurre tras incendios de baja intensidad (Ibáñez *et al.* 1983).

Estos cambios no siempre se producen en el mismo sentido. Así, Molina *et al.* (2007) muestran cambios en la capacidad de retención de cationes de Andosoles por enriquecimiento de Ca²⁺ y K⁺ procedente de las cenizas, que afectan sólo a los cinco centímetros superiores. 25 años después de un incendio, Kraemer y Hermann (1979) observaron un incremento en la concentración de bases de cambio, lo que explicaron como consecuencia de la combustión del material orgánico. Grier (1975) observó un descenso en todas las bases de cambio inmediatamente tras el fuego, lo que fue atribuido a la volatilización y a la dispersión de las cenizas.

3 OBJETIVOS

El objetivo general del presente trabajo de investigación es el estudio de los efectos del fuego en las principales propiedades físicas y químicas de los suelos.

El conocimiento en detalle de los cambios que se producen en el suelo tras el fuego debe realizarse tanto a corto como a largo plazo, ya que la dinámica de los cambios puede ser muy distinta en uno y otro caso, lo que puede plantear problemas a la hora de la restauración de los sistemas degradados por el fuego. Con este objetivo en mente, en el capítulo 4 se aborda el estudio de los efectos a corto plazo (6 meses) de los cambios en la acidez, el contenido en carbono orgánico, la textura, la estructura y la repelencia al agua inducidos por el fuego. Para ello se llevó a cabo un fuego experimental en un área natural de Australia, lo que permitió el seguimiento bajo condiciones de campo de un incendio de propiedades controladas.

En el capítulo 5 se aborda el estudio de los cambios en las propiedades del suelo a medio-largo plazo. Para ello se procedió también a la realización de un fuego experimental bajo condiciones controladas y se realizó el seguimiento de variables físicas y químicas, así como de la dinámica de la vegetación durante un período de 3 años.

Los cambios producidos por el fuego en las propiedades intrínsecas del suelo normalmente afectan al ciclo hidrológico y al riesgo de erosión de los suelos. Por esta razón, en el capítulo 6 se aborda el estudio de los cambios hidrológicos producidos en el suelo como consecuencia de la repelencia al agua. Para ello se llevó a cabo un estudio en una zona afectada por un incendio natural, realizando un análisis de los cambios producidos en la repelencia al agua del suelo bajo distintos tipos de vegetación (pinar y encinar), así como en otras propiedades físicas y químicas del suelo, en relación con la modificación de los procesos de escorrentía/infiltración y el riesgo de erosión del suelo.

Como resultado de estas investigaciones y otras previas por parte del equipo de investigación, se ha observado que la estabilidad estructural constituye un parámetro fuertemente relacionado con otras propiedades del suelo como el riesgo de erosión o la capacidad de infiltración. Por otra parte, en la literatura científica publicada se ha sugerido una vinculación entre estabilidad de agregados y repelencia al agua, lo que a su vez ha abierto nuevos interrogantes. Por todo ello, en el capítulo 7, se realiza el estudio de los cambios producidos en la hidrofobicidad del suelo y la estabilidad de agregados en diferentes suelos bajo condiciones de laboratorio. Los resultados de esta

Objetivos

investigación pueden arrojar luz sobre algunos puntos del estado actual de la investigación.

4 EFECTOS A CORTO PLAZO DE UN INCENDIO EXPERIMENTAL EN UN SUELO BAJO BOSQUE DE EUCALIPTO (SE AUSTRALIA)

4.1 INTRODUCCIÓN

Los incendios forestales constituyen una perturbación importante en muchos ecosistemas que puede afectar a una amplia diversidad de regiones climáticas (Flannigan *et al.*, 2000; Bond y Keeley, 2005; Certini, 2005). Los incendios forestales pueden inducir importantes cambios en el sistema suelo, y es una de las principales causas de la degradación del suelo en áreas mediterráneas (Pausas y Vallejo, 1999; Cerdà y Lasanta, 2005; Buhk *et al.*, 2007). Está plenamente aceptado que los efectos de los incendios forestales en las características físicas del suelo dependen de la estabilidad inherente de las propiedades del suelo afectadas por el fuego y de las temperaturas a las cuales un suelo se ve sometido durante el incendio (Neary *et al.*, 2005).

Los efectos de los incendios forestales en las características químicas del suelo incluyen interacciones biogeoquímicas complejas entre los componentes del suelo. El pH del suelo es quizá la variable más estudiada por los autores que trabajan en suelos afectados por el fuego (Úbeda y Outeiro, 2009), debido a la facilidad de su determinación y a su valor como indicador de otras propiedades físicas y químicas. Los cambios en el pH del suelo producidos en el período inmediatamente posterior al fuego pueden afectar a la dinámica de la solubilidad/insolubilización de los nutrientes del suelo (Knoepp *et al.*, 2005). Debido a estas implicaciones, el pH del suelo se debe supervisar durante los primeros meses después del fuego especialmente si hay propósitos de restauración (Gil *et al.*, 2010). En ocasiones, los cambios producidos en la acidez del suelo pueden persistir durante períodos de hasta 30 años (Gil *et al.*, 2010).

Según diversos autores, un calentamiento del suelo hasta aproximadamente 220 °C no altera apreciablemente las características del suelo (Giovannini, 1994, Pardini *et al.*, 2004 y Six *et al.*, 2004). Pero, aunque algunos de los cambios

producidos por muchos fuegos en las características físicas del suelo no sean significativos (Hungerford *et al.*, 1990), pequeños cambios pueden ser importantes en sistemas cuyos componentes están intensamente interrelacionados, tales como el sistema suelo (Úbeda y Outeiro, 2009). En cambio, temperaturas entre 220 °C y 460 °C causan la combustión de algunas sustancias orgánicas en el suelo y pueden producir cambios en otros agentes cementantes. En estos casos, algunos de los parámetros físicos del suelo más afectados son la repelencia al agua, la textura y la estabilidad de los agregados (Arcenegui *et al.*, 2008).

Diversos autores han comprobado, mediante experimentos de campo y de laboratorio, que los cambios de la textura en suelos afectados por el fuego son limitados. Según DeBano *et al.* (2005), la fracción de la textura más sensible es la arcilla. En este caso, temperaturas cercanas a 400 °C pueden afectar a la estructura y a la hidratación de las arcillas, induciéndose su destrucción completa a temperaturas entre 700 y 800 °C. La fusión de los materiales de cuarzo (arena, limo y arcilla) ocurre solamente en las temperaturas extremas (a partir de 2500 °C), lo que ocasiona una textura más gruesa y un incremento del riesgo de erosión (DeBano *et al.*, 2005), pero este proceso no es frecuente después de fuegos de baja y media intensidad. Algunos autores han encontrado que la exposición de muestras del suelo a 400 °C bajo condiciones de laboratorio reduce perceptiblemente la fracción arcilla (Sertsu y Sánchez, 1978; Duriscoe y Wells, 1982). En cambio, Ulery y Graham (1993) observaron que los cambios en la textura de suelos quemados naturalmente se restringían a áreas severamente afectadas. Investigaciones recientes han revelado efectos variables del fuego en la textura del suelo, pero son necesarios más estudios bajo condiciones de campo, buscando especialmente la relación con otros parámetros del suelo.

Se acepta comúnmente que la mayor parte de los incendios forestales de alta intensidad causan una disminución del contenido de materia orgánica del suelo después de la combustión a muy corto plazo. Pero, en cambio, algunos autores han divulgado que no existe ninguna diferencias significativas a largo plazo entre los suelos quemados y sin quemar (Roscoe *et al.*, 2000; Alexis *et al.*, 2007), o incluso un aumento del contenido de materia orgánica debido a diferentes causas, como la incorporación del carbono proveniente de la hojarasca y de sustancias orgánicas hidrofóbicas, así como la invasión de vegetación fijadora de nitrógeno (Johnson y Curtis, 2001), aumentos en el carbón negro (Czimczik *et al.*, 2005; Dai *et al.*, 2005; Knicker *et al.*, 2005), o incluso incorporación de tejidos de las raíces (Brye, 2006).

Especialmente en la superficie del suelo, la estructura depende principalmente del contenido en materia orgánica. Por tanto, la destrucción de la materia orgánica durante el incendio acarrearía una disminución de la estabilidad de agregados (Úbeda y Outeiro, 2009); pero el efecto de los incendios forestales en la estabilidad de agregados depende también de otros factores tales como la severidad del fuego (Úbeda, 1999), la mineralogía (Giovannini *et al.*, 1988), los cambios en el contenido de materia orgánica (García-Corona *et al.*, 2004) y la repelencia al agua (Giovannini y Lucchesi, 1983; Mataix-Solera y Doerr, 2004). Diversos autores han observado procesos contradictorios. Un incremento en la estabilidad de agregados ha sido observado, por ejemplo, por Giovannini *et al.* (1988), Díaz-Fierros *et al.* (1987), Guerrero *et al.* (2001), y Arcenegui *et al.* (2008), mientras que un decrecimiento de la estabilidad de agregados ha sido observado por autores como Sanroque *et al.* (1985) o García-Corona *et al.* (2004). Una consecuencia directa del retraso en la humectación en suelos repelentes al agua es el aumento de la estabilidad estructural de los agregados del suelo (Chenu *et al.*, 2000; Mataix-Solera y Doerr, 2004). La reducción del riesgo de erosión de la capa superior del suelo puede compensar los efectos del aumento de la repelencia al agua en la generación del flujo superficial hasta un cierto grado (Giovannini *et al.*, 1983; Hallett *et al.*, 2001).

La repelencia al agua es una característica de muchos tipos de suelo que contribuye a reducir las tasas de infiltración del suelo, favorece el flujo superficial y aumenta el riesgo de erosión del suelo. La repelencia al agua se ha estudiado en diversas regiones, climas, tipos del suelo y utilidades del suelo por muchos investigadores (Wallis y Horne, 1992; DeBano, 2000; Doerr *et al.*, 2000; Jaramillo *et al.*, 2000). Los efectos del fuego en la repelencia al agua del suelo pueden ser muy variables, pues los fuegos pueden inducir repelencia al agua del suelo en suelos previamente hidrofílicos y aumentar o reducir la repelencia al agua preexistente (Doerr *et al.*, 2009). Los efectos del fuego en la repelencia al agua del suelo dependen principalmente de la cantidad y del tipo de materia orgánica quemada (Doerr *et al.*, 2005; Savage *et al.*, 1972), de las temperaturas y tiempo de residencia alcanzados (DeBano y Krammes, 1996; Doerr *et al.*, 2004; Zavala *et al.*, 2010), y de la cantidad del oxígeno disponible durante el fuego (Bryant *et al.*, 2005).

Numerosos autores han intentado establecer los umbrales de temperatura para el aumento y la destrucción de la repelencia al agua del suelo (Savage, 1974; Scholl, 1975; DeBano *et al.*, 1976; DeBano, 2000; Robichaud y Hungerford, 2000; González-Pérez *et al.*, 2004; Doerr *et al.*, 2004; Doerr *et al.*, 2005; Bryant *et al.*, 2005), pero su dinámica parece seguir patrones complejos. Se acepta que temperaturas de 175-200 °C pueden inducir la repelencia al agua del suelo

(Doerr *et al.*, 2000), pero solamente sobre un contenido relativamente alto de materia orgánica (DeBano, 1991). Además, después de experimentos de laboratorio, diversos autores han propuesto que la destrucción de la repelencia parece iniciarse a temperaturas de 370 °C (Robichaud y Hungerford, 2000), 280-400 °C (DeBano y Krammes, 1966), 270-300 °C (Savage, 1974; DeBano *et al.*, 1976), y 200-250 °C, con una atenuación significativa entre 105 y 200 °C (Nakaya, 1982). La destrucción de la repelencia al agua se ha estudiado después de fuego intenso en un área forestal en Suráfrica (Scott y Van Wyk, 1990), en suelos bajo diversos tipos vegetación en el Este de España (Cerdà y Doerr, 2005; Cerdà y Doerr, 2008), en suelos bajo matorral mediterráneo en la zona meridional de España (Jordán *et al.*, 2010), y en cuencas de eucalipto australianas (Doerr *et al.*, 2006). Las características del fuego, el tipo de suelo, la mineralogía de la fracción de la arcilla, el contenido de materia orgánica, el contenido en agua previo a la acción del fuego e incluso los métodos de medición parecen ser los responsables de estas variaciones (Doerr *et al.*, 2000). Además, la persistencia de los cambios (destrucción o aumento) o el restablecimiento de la hidrofobicidad se han estudiado por distintos autores (Crockford *et al.*, 1991; Doerr *et al.*, 2000; Keizer *et al.*, 2005; Leighton-Boyce *et al.*, 2005; Jordán *et al.*, 2009; Zavala *et al.*, 2009), así como en otro capítulo de este trabajo (capítulo 6), mostrando una diversidad de resultados. Esta diversidad de resultados puede ser debida a los procesos y a las condiciones locales, por tanto, se necesitan estudios más específicos.

El objetivo principal de este trabajo es estudiar los efectos del fuego en determinadas características seleccionadas del suelo bajo bosque de eucalipto para diversas intensidades de fuego. Específicamente, los objetivos de esta investigación son [1] estudiar los efectos inmediatos de las diversas intensidades de fuego en el pH del suelo, el contenido de carbono orgánico, la textura del suelo, la estabilidad de agregados, y la repelencia al agua del suelo, y [2] monitorizar la evolución de estos parámetros a corto plazo, durante un período de siete meses después del incendio. Para alcanzar estos objetivos, se llevó a cabo un incendio experimental en mayo de 2009 cerca del parque nacional de Namadgi, en la cuenca del río Cotter, aproximadamente a 40 kilómetros de Canberra (ACT, Australia).

4.2 MATERIALES Y MÉTODOS

4.2.1 ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está situada cerca del parque nacional de Namadgi, en la cuenca del río Cotter, aproximadamente a 45 kilómetros al suroeste de Canberra (ACT, Australia) (Figura 13).

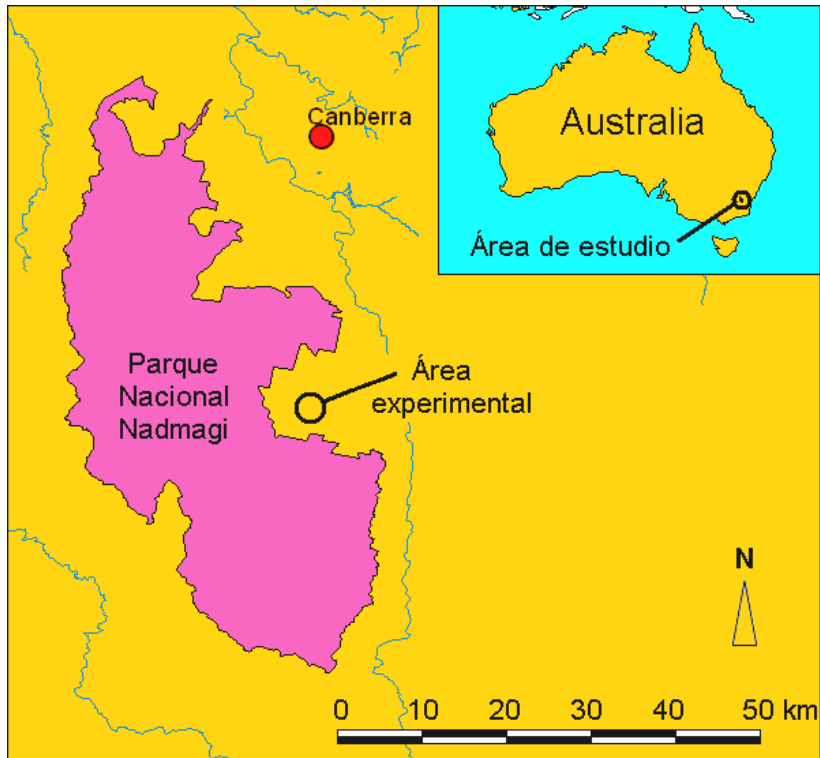


Figura 13. Área de estudio.

El área experimental se encuentra en una ladera boscosa de eucalipto (*Eucalyptus fastigata*, *E. dives* y *E. radiata*), con inclinación de 40% y aproximadamente 1300 m de altitud. Los suelos de la zona se han desarrollado

a partir de rocas volcánicas ácidas (sobre todo riolita, andesita y dacita) y se clasifican como Regosoles (según WRB, 2006). La textura del suelo es sobre todo franco arenosa. Según la estación meteorológica de Tidbindilla, próxima al área de estudio, la precipitación anual media es 923.4 mm, con un máximo en agosto, 93.2 mm, y un mínimo en diciembre, 62.6 mm; las temperaturas medias mensuales máximas varían entre 27.2 °C (enero) y 10.9 °C (julio), y las temperaturas medias mensuales mínimas entre 0.2 °C y 12.4 °C (febrero).

4.2.2 FUEGOS EXPERIMENTALES

El área experimental se estableció sobre una superficie de 28×30 m², y fue dividida en 8 subparcelas (7×15 m²). El 31 de mayo de 2009, el área fue quemada con fuego de baja (FI1), moderada (FI2) y alta intensidad (FI3); un subconjunto de parcelas fue reservado como control manteniéndose sin quemar (FI0). Los diversos tratamientos de intensidad de fuego se repartieron según el diseño mostrado en la Figura 14. Para alcanzar estas intensidades de fuego, se utilizaron diversas cantidades de combustible: 0 kilogramos m⁻² (FI0), 2 kilogramos m⁻² (FI1), 4 kilogramos m⁻² (FI2) y 8 kilogramos m⁻² (FI3). La biomasa fue recogida de zonas circundantes, para conseguir el mismo tipo de vegetación dentro de las parcelas. La biomasa aérea en las parcelas sin quemar era 4.2±0.8 kilogramos m⁻², como promedio.

La temperatura en la superficie del suelo se midió mediante un sistema de termopares. Cinco parejas de termopares se instalaron en la superficie del suelo, 2 m dentro de cada parcela y espaciados 3 m entre sí. Las temperaturas máximas alcanzadas en la superficie del suelo en cada parcela quemada fueron de 142 °C (parcelas FI1), 317 °C (FI2) y 525 °C (FI3). Las temperaturas superiores a 100 °C duraron 17, 38 y 45 minutos para cada tratamiento, respectivamente. Las temperaturas por encima de 450 °C se alcanzaron durante algunos minutos en varios puntos de las parcelas FI3.

Los primeros 2-3 centímetros de suelo mineral fueron quemados después de los experimentos. Después de los tratamientos FI1 y FI2, la hojarasca estaba ennegrecida y la mayoría de las estructuras anatómicas (la mayor parte de los vástagos y ramas principales), eran todavía discernibles por separado. Después del tratamiento FI3, todas las hojas y la mayor parte de las ramas finas (<10 milímetro) se habían consumido totalmente. En este caso, se observaron acumulaciones de ceniza blanca en los puntos donde se quemaron los arbustos más densamente ramificados, como resultado de una alta severidad del fuego.

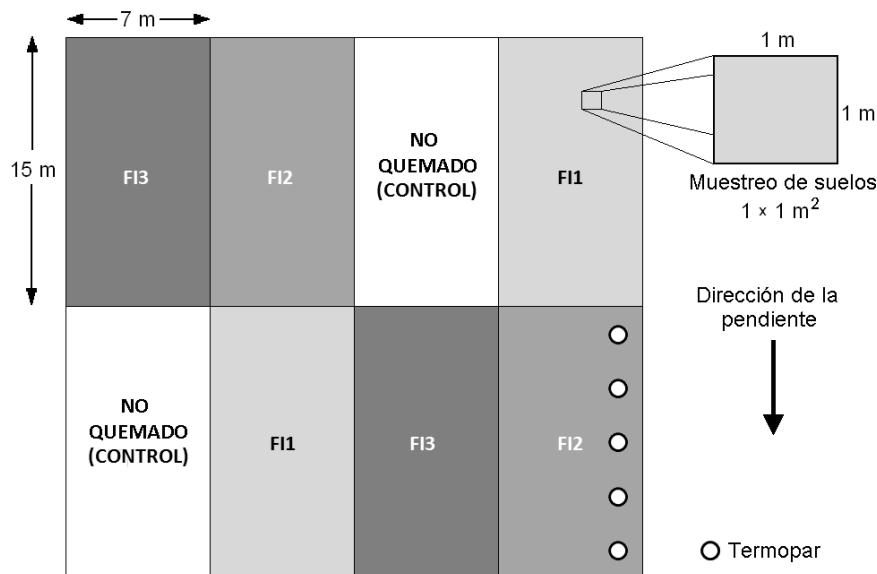


Figura 14. Diseño experimental y distribución de la intensidad del fuego.

4.2.3 MUESTREO Y ANÁLISIS DEL SUELO

La textura del suelo fue analizada y clasificada según USDA (2004). Las muestras de suelo previamente secado al aire fueron tamizadas a <2 mm (fracción de tierra fina); se eliminó la materia orgánica usando H_2O_2 (6%), determinando posteriormente las fracciones de distinto tamaño (0.05-2 mm, arena; 0.002-0.05 mm, limo; <0.002 mm, arcilla). La acidez del suelo (pH) fue medida en extracto acuoso del suelo en agua desionizada (1:2.5, suelo: agua). Se determinó el contenido de carbono orgánico del suelo por oxidación con dicromato (Walkley y Black, 1934).

La repelencia al agua del suelo fue determinada mediante el test de tiempo de penetración de la gota del agua (*water drop penetration time*, WDPT), siguiendo el método desarrollado por Wessel (1988). La prueba WDPT mide cuánto tiempo persiste la repelencia en la superficie del suelo. Las muestras de suelo a

humedad de campo fueron recogidas en las bolsas de plástico y transportadas rápidamente al laboratorio, intentando evitar alteraciones mecánicas. En el laboratorio, las muestras del suelo se dejaron secar al aire durante un período de 5-7 días, y se dispusieron sobre un vidrio de reloj, nivelado cuidadosamente y mantenido bajo condiciones estándar del laboratorio durante 24 h (20 °C, 1 atmósfera, humedad relativa del 50%) para eliminar los efectos de cualquier variación de la humedad atmosférica en la repelencia al agua del suelo (Doerr *et al.*, 2002; Jordán *et al.*, 2010). Se aplicaron diez gotas de agua destilada (0.05 ml, 20 °C) a la superficie de cada muestra de suelo usando una pipeta automática desde una altura de 1 cm aproximadamente para evitar el exceso de energía cinética que afectaría a la interacción suelo-gota (Doerr, 1998). El tiempo requerido para que cada gota se infiltrase fue registrado y se consideró el tiempo medio de penetración como representativo del WDPT para cada muestra.

La estabilidad de agregados se analizó por el 'test de recuento del número de impactos de gotas de agua' (*counting number of drops*, CND) (Imeson y Vis, 1984; Mataix-Solera *et al.*, 2010). Los agregados individuales se humedecieron previamente por capilaridad al vacío durante 24 h con agua destilada hasta alcanzar condiciones de humedad estándar (pF 1), para evitar la rotura de los agregados tras un humedecimiento brusco (Imeson y Vis, 1984). La determinación se realizó utilizando agregados de 4.0-4.8 mm de diámetro separados por tamizado en seco y dispuestos sobre un tamiz de 2.8 milímetros (Imeson y Vis, 1984). Los agregados se sometieron al impacto de gotas de agua destilada (aprox. 0,05 mL) desde una bureta de alimentación constante a través de un tubo de polietileno (10 cm de diámetro, 1 m de longitud). El número de gotas necesarias para destruir cada agregado fue anotado y se utilizó como índice de estabilidad. En total se analizaron 25 agregados individuales de cada muestra, eligiendo el número medio de impactos de gotas necesario para su destrucción como representativo.

Como índice de la agregación del suelo se utilizó el diámetro medio ponderado (*mean weigh diameter*, MWD). Los agregados del suelo <2 mm en diámetro fueron secados y tamizados cuidadosamente en seco para obtener diferentes fracciones de tamaño (1-2 mm, 0.5-1 mm, 0.25-0.5 mm, 0.1-0.25mm, 0.05-0.1 mmm y <0.05mm). El MWD se calculó como:

$$MWD = \sum_{i=1}^n X_i W_i$$

donde X_i es el diámetro medio de cada fracción (mm) y W_i es la proporción de la muestra total (Chaney y Swift, 1984).

Las determinaciones de la estabilidad de agregados y de la repelencia al agua se han realizado utilizando agregados de diversos tamaños y contenido de humedad. Sin embargo es necesario destacar que ambas medidas pueden ser comparadas si están obtenidas a partir las mismas muestras del suelo, siguiendo los protocolos estandarizados. La repelencia al agua puede afectar a la estabilidad de agregados independiente que el suelo esté seco o mojado cuando se mide la estabilidad de agregados, aunque en la determinación de la estabilidad de agregados se utilicen muestras húmedas (Mataix-Solera y Doerr, 2004; Arcenegui *et al.*, 2008).

4.2.4 ANÁLISIS DE DATOS

Las hipótesis de normalidad y homogeneidad de la varianza se comprobaron mediante los test de Shapiro-Wilk y de Brown-Forsyth, respectivamente. Puesto que la mayor parte de las variables no satisficieron estas hipótesis, se utilizaron pruebas alternativas no paramétricas (test de Kruskal-Wallis). Cuando la hipótesis nula del test de Kruskal-Wallis fue rechazada, se realizaron comparaciones pareadas pos-hoc para investigar diferencias entre medias (test de comparación múltiple de Dunn). Todos los cálculos se hicieron usando el software de GraphPad Prisma para Windows, versión 5.00 (software de GraphPad, 2010).

4.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.3.1 CAMBIOS EN LA ACIDEZ DEL SUELO

El pH medio aumento significativamente con la intensidad del fuego (Tabla 1). El valor del pH fue 4.6 ± 0.8 en las parcelas de control, y aumentó hasta 5.2 ± 0.8 en las parcelas FI1. No se observaron diferencias significativas entre el pH medio de las parcelas FI2 y FI3 (5.6 ± 1.0 , como promedio). Los valores de pH mensuales de las parcelas de control (Tabla 2) variaron entre 4.7 ± 0.6 (septiembre y octubre) y 5.7 ± 0.7 . La acidez del suelo en mayo (antes de los fuegos experimentales en las parcelas FI1-FI3) varió aproximadamente en una unidad de pH, cambiando de 4.6 ± 0.6 (FI1) a 5.7 ± 0.7 (FI0). Esta pequeña variabilidad puede ser el resultado de la heterogeneidad espacial entre puntos de muestreo.

Tabla 1. Temperaturas máximas (T OC) y valores medios (\pm desviación estándar) del pH, contenido de carbono orgánico del suelo (COS, %), y del contenido en arena y a arcilla (%) para cada tratamiento (FI0-FI3). Valores medios de cada tratamiento seguidos por la misma letra no son significativamente diferentes.

Treatment	T °C	pH	SOC	Sand	Clay
FI0	ND	4.6 \pm 0.8 a	6.3 \pm 1.2 c	59.1 \pm 4.7 a	13.8 \pm 4.2 c
FI1	142	5.2 \pm 0.8 b	5.4 \pm 1.3 d	55.0 \pm 4.3 b	14.9 \pm 4.6 b
FI2	317	5.5 \pm 0.9 c	3.2 \pm 1.8 b	63.7 \pm 5.1 c	13.1 \pm 4.1 b
FI3	525	5.7 \pm 1.0 c	2.5 \pm 1.7 a	68.5 \pm 5.7 d	12.1 \pm 4.0 a

Entre tratamientos, el pH aumentó de modo general con la temperatura. Varios investigadores han encontrado resultados contradictorios referentes a las variaciones de pH después del proceso de quemado. La mayoría de los autores han encontrado un aumento en el pH de 1 ó más unidades, por lo menos durante algunos meses después de la quema. Después de fuegos de alta intensidad, por ejemplo, el pH puede aumentar hasta 5 unidades (Ulery *et al.*, 1993; Ulery *et al.*, 1995). Estos altos incrementos también se pueden relacionar con la pérdida de grupos -OH provenientes de los minerales de la arcilla y de la formación de óxidos (Giovannini *et al.*, 1988, Giovannini *et al.*, 1990), así como a la liberación de cationes solubles después de la combustión de la materia orgánica y la producción de cenizas (Tomkins *et al.*, 1991; González *et al.*, 1992; Ulery *et al.*, 1993; Fernández *et al.*, 1997; Giardina *et al.*, 2000; Arocena y Opio, 2003; Dikici y Yilmaz, 2006). En cambio, otros autores han obtenido resultados diferentes dependiendo de la intensidad del fuego. Badía y Martí (2003) han demostrado que el calentamiento del suelo a 250 °C causa una disminución del pH, incluso a temperaturas del orden de 500 °C. En un experimento del laboratorio, Terefe *et al.* (2008) observaron que el pH del suelo disminuyó con el aumento de temperatura entre 25 y 200 °C. Generalmente, los experimentos de quemado de suelo bajo condiciones de laboratorio o a baja temperatura muestran solamente el efecto de la temperatura en muestras de suelo, sin tener en cuenta el efecto de cenizas.

Tabla 2. Valores mensuales medios de pH (\pm desviación estándar) para cada tratamiento (F10-FI3) y los resultados de las pruebas de Kruskal-Wallis ANOVA (K-W, p). Valores medios de cada tratamiento seguidos por la misma letra no son significativamente diferentes.

	Month	F10	F11	F12	F13
pH	Mayo	5.7 \pm 0.7 e	4.6 \pm 0.6 a	5.0 \pm 0.6 ab	4.8 \pm 1.1 a
	Junio	5.1 \pm 0.7 c	5.1 \pm 1.0 b	6.0 \pm 0.5 c	6.6 \pm 0.7 d
	Julio	5.3 \pm 0.7 cd	5.3 \pm 0.7 b	6.5 \pm 0.6 d	6.2 \pm 0.8 d
	Agosto	5.0 \pm 0.7 bc	4.3 \pm 0.6 a	6.0 \pm 0.5 c	6.3 \pm 0.9 d
	Septiembre	4.7 \pm 0.6 ab	4.3 \pm 0.7 a	5.3 \pm 0.9 b	5.6 \pm 1.0 c
	Octubre	4.7 \pm 0.9 a	4.4 \pm 0.8 a	4.9 \pm 0.6 a	5.3 \pm 0.7 bc
	Noviembre	5.6 \pm 0.8 de	4.4 \pm 0.8 a	5.2 \pm 0.7 b	5.2 \pm 0.7 ab
	K-W, p	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001

Después del tratamiento FI1, el pH del suelo aumentó levemente de 4.6 \pm 0.6 (mayo, condiciones pre-quema) hasta 5.1 \pm 1.0 (junio) y 5.3 \pm 0.7 (julio), y posteriormente disminuyó de forma progresiva hasta 4.4 \pm 0.8 (octubre y noviembre) (Tabla 2). En las parcelas FI2 y FI3, el pH del suelo aumentó aproximándose a pH 7 (por ejemplo: 6.5 \pm 0.6 en julio para las parcelas FI2 y 6.6 \pm 0.7 en junio para las parcelas FI3), y disminuyó progresivamente, volviendo a los valores previos al incendio durante octubre-noviembre. Este comportamiento está de acuerdo con las observaciones de varios autores, que han estudiado el restablecimiento de valores de pH previos al incendio después de períodos que varían en el tiempo. Arocena y Opio (2003) encontraron que los cambios en el pH pueden permanecer por 2 ó 3 años y que el aumento puede ser 2 ó 3 unidades de pH, lo que se atribuye a la lixiviación de las cenizas y a la capacidad amortiguadora de los suelos. Períodos más cortos han sido observados por Úbeda *et al.*, (2005) quienes comprobaron que el pH de suelos calcáreos volvió a los valores previos al fuego apenas un año después. El aumento en el pH es generalmente temporal, y depende del pH antes del fuego, la cantidad de ceniza producida, la composición química de la ceniza y la humedad (Wells *et al.*, 1979). En algunos casos, la recuperación del pH inicial ha llegado a tardar 50 años (Viro, 1974, Khanna y Raison, 1986; Etiégni y Campbell, 1991). Los cambios observados en el pH de las parcelas quemadas parecen estar causados principalmente por la presencia efímera de cenizas, y el tiempo de recuperación ha sido relativamente corto, entre 3 y 6 meses (en las parcelas FI1 y FI3, respectivamente). Este hecho está de acuerdo con la rápida retirada de las cenizas por el viento o la lluvia, como ha sido puesto de relieve por Mataix-Solera (1999), Jordán *et al.* (2010) y Pereira *et al.* (2010). El aumento del pH de las parcelas FI2 y FI3 también se puede ver favorecido por la oxidación completa de la materia orgánica del suelo bajo un fuego de alta

intensidad, y la liberación de cantidades sustanciales de cationes, tal y como han puesto de manifiesto los experimentos de laboratorio por parte de Terefe *et al.* (2008), que encontraron que el pH de las muestras de suelo con gran cantidad de materia orgánica y bajo contenido de arcilla aumentó perceptiblemente entre 200 y 500°C.

Otras posibles causas para el aumento del pH después de un fuego intenso son la sustitución de cationes en el complejo de intercambio por H⁺ (Jensen *et al.*, 2001; Arocena y Opio, 2003; Terefe *et al.*, 2008) y las pérdidas de ácidos orgánicos durante el calentamiento (Fernández *et al.*, 1997; Arocena y Opio, 2003).

4.3.2 CAMBIOS EN EL CONTENIDO DE CARBONO ORGÁNICO DEL SUELO

El contenido de carbono orgánico del suelo (COS) varió significativamente entre los tratamientos (tabla 2). El contenido medio de COS en las parcelas control fue de $6.3 \pm 1.2\%$, disminuyendo hasta $5.4 \pm 1.3\%$ después del tratamiento FI1. Esta disminución más pequeña de lo esperado pudo ser una consecuencia de la presencia de restos carbonizados y de residuos de combustible después de una combustión incompleta. El COS mostró una fuerte disminución hasta $3.2 \pm 1.8\%$ y $2.5 \pm 1.7\%$ después de los tratamientos FI2 y FI3. La materia orgánica en los suelos control sin quemar (cuyo contenido se espera que sea similar al contenido inicial en las parcelas quemadas) se puede considerar como el principal agente responsable de la estabilidad de agregados.

Se observaron diferencias significativas en el contenido de COS de los suelos control sin quemar a lo largo de los meses (Tabla 3). En estos casos, el contenido de COS mostró un comportamiento irregular y tomó valores entre $5.3 \pm 0.8\%$ (julio) y $7.5 \pm 1.1\%$ (agosto), probablemente debido a la variabilidad espacial. En cambio, una clara tendencia descendente progresiva fue observada en el contenido del COS de los suelos quemados. Después de los tratamientos FI1, FI2 y FI3, el contenido más alto de COS fue observado inmediatamente después del incendio. Después del tratamiento FI1, el contenido de COS no varió perceptiblemente entre junio y agosto (6.1%, como promedio), pero disminuyó progresivamente hasta $4.0 \pm 1.1\%$ en octubre. Un pequeño aumento fue observado en noviembre ($4.6 \pm 1.2\%$), después de un período lluvioso de 2 meses. El comportamiento irregular observado en las parcelas de control FIO puede explicar en gran parte esta variabilidad. Sin embargo, las pérdidas de materia orgánica del suelo durante la combustión se pueden compensar con

nuevos aportes, como son la hojarasca y las hojas parcialmente quemadas que pueden caer al suelo posteriormente al fuego, como observaron Gimeno-García *et al.* (2000) y Terefe *et al.* (2008). También se ha observado que los picos de temperatura alcanzados en fuegos de media o baja intensidad pueden inducir cambios estructurales de compuestos alifáticos, mientras que los ácidos húmicos pueden persistir inalterados (DeBano, 1971; Giovannini, 1994; Pardini *et al.*, 2004). Pardini *et al.* (2004) y Hatten y Zabowski (2010) han sugerido que la eliminación de compuestos lábiles orgánicos en la capa superior del suelo puede acelerar la absorción de nutrientes minerales por las plantas, especialmente si los procesos erosivos que tienen lugar durante el período posterior al fuego son poco intensos.

Tabla 3. Valores medios mensuales (\pm desviación estándar) del contenido en carbono orgánico del suelo para cada tratamiento (F10-F13) y resultados del test de Kruskal-Wallis ANOVA (KW, p). Los valores medios de cada tratamiento seguidos por la misma letra no son significativamente diferentes.

	Mes	F10	F11	F12	F13
COS (%)	Mayo	6.0 \pm 0.8 bc	6.2 \pm 0.9 d	6.5 \pm 1.0 e	5.8 \pm 1.4 c
	Junio	7.0 \pm 0.8 d	6.4 \pm 1.3 d	3.7 \pm 0.8 d	2.0 \pm 1.0 a
	Julio	5.3 \pm 0.8 a	6.0 \pm 1.0 d	2.6 \pm 0.7 c	1.9 \pm 0.8 a
	Agosto	7.5 \pm 1.1 e	5.8 \pm 0.8 d	3.9 \pm 0.7 d	2.0 \pm 1.0 a
	Septiembre	6.3 \pm 0.8 c	5.1 \pm 1.0 c	2.3 \pm 1.2 bc	2.8 \pm 1.4 b
	Octubre	6.0 \pm 1.3 bc	4.0 \pm 1.1 a	2.1 \pm 0.7 b	1.5 \pm 0.9 a
	Noviembre	5.6 \pm 0.9 ab	4.6 \pm 1.2 b	1.6 \pm 1.0 a	1.7 \pm 0.9 a
	K-W, p	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001

En las parcelas FI2, el contenido de COS disminuyó desde 6.5 \pm 1.0 (mayo) hasta 1.6 \pm 1.0% (noviembre). En las parcelas FI3, el contenido de COS era de 5.8 \pm 1.4% inmediatamente antes del fuego (mayo), pero disminuyó posteriormente, con variaciones en el contenido que iban desde 1.5 \pm 0.9 (octubre) hasta 2.8 \pm 1.4% (septiembre). Ocho meses después del fuego, no se observó ninguna diferencia significativa entre el COS de las parcelas FI2 y FI3 (p = 0.446). Después de un experimento de laboratorio, Hatten y Zabowski (2010) observaron que una alta intensidad del fuego contribuía a un aumento de las sustancias orgánicas recalcitrantes en el horizonte O de los suelos bajo bosque de *Pinus ponderosa*, mientras que en el suelo mineral se observó un aumento en materia orgánica lábil. Según esto, se puede sugerir que las fracciones orgánicas estables originadas en el suelo después de los tratamientos FI2 y FI3 permanecerían en la capa superficial del suelo.

La intensidad de precipitación durante los primeros meses después del fuego es crítica para la restauración de la capa orgánica superficial, ya que una intensa precipitación en este período puede erosionar totalmente la superficie del suelo, afectando a la recuperación del ecosistema de manera importante. Las intensas precipitaciones registradas entre los meses de julio y noviembre se pueden relacionar con la pérdida de sedimentos ricos en materia orgánica. Esta elevada intensidad de la precipitación persistió en diciembre de 2008 (113 mm), aumentando el riesgo de pérdida de suelo.

4.3.3 CAMBIOS EN LA TEXTURA DEL SUELO

Durante el experimento se observaron cambios estadísticamente significativos pero de poca importancia en la fracción arena en las parcelas de control (Tabla 4), que variaron en un rango de 52.7 ± 4.3 (noviembre) a $57.2 \pm 3.6\%$ (julio), lo que se puede atribuir a pequeñas variaciones espaciales y a la heterogeneidad del suelo y la intensidad de los procesos. Por el contrario, no se observó ninguna diferencia significativa en el contenido de arcilla en las parcelas de control. Las variaciones de la textura fueron también pequeñas en las parcelas FI1, donde el contenido de arena disminuyó levemente de 59 ± 4.1 a $56.7 \pm 4.7\%$, y contenido de arcilla disminuyó de 14.8 ± 4.5 a $12.3 \pm 4.4\%$. En las parcelas FI2, el contenido de arena aumentó sensiblemente inmediatamente después del fuego, de 63.7 ± 4.8 (mayo) a 65.3 ± 4.1 (junio) y $66.2 \pm 4.6\%$ (julio), disminuyendo progresivamente hasta el final del experimento ($61.1 \pm 5.0\%$). El contenido de arcilla de las parcelas FI2 mostró un comportamiento irregular, pero disminuyó levemente durante el experimento. La textura del suelo de las parcelas FI3 no varió perceptiblemente durante los primeros meses del experimento, pero llegó a ser más gruesa en el final del estudio. En promedio, el contenido de arena aumentó de 68.6 ± 5.3 hasta $71.3 \pm 4.9\%$, y del contenido de arcilla disminuyó de 13.2 ± 3.3 a $10.8 \pm 4.5\%$.

Estas pequeñas variaciones en la textura del suelo están en desacuerdo con los resultados observados por otros investigadores. Después de experimentos de laboratorio, Terefe *et al.* (2008) encontraron que la fracción de arena aumentaba considerablemente después de la exposición a 300 y a 500 °C durante 1 hora, aunque las temperaturas entre 25 y 200 °C no indujeran ningún cambio. Sertsu y Sánchez (1978) también encontraron cambios de textura importantes tras la exposición del suelo a temperaturas del orden de 200 °C, sugiriendo el colapso de los minerales de la arcilla en las capas de silicato y la fusión de las partículas de la arcilla en partículas del tamaño de la arena. Hsu (1989) y Ulery y Graham (1993) han sugerido que los óxidos y los hidróxidos de aluminio se liberan durante la descomposición de los minerales de la arcilla

jugando un papel importante como agentes cementantes en la formación de partículas más gruesas del tamaño de la arena. Después de un experimento de campo, Ketterings *et al.* (2000) obtuvieron claros aumentos en el contenido de arena en temperaturas superiores a 600°C. Aunque el suelo quemado en las parcelas FI3 alcanzó temperaturas del orden de 450 °C, este hecho no conllevó cambios sustanciales en la textura.

Tabla 4. Valores medios mensuales (\pm desviación estándar) del contenido en arena y arcilla para cada tratamiento (FI0-FI3) y resultados del test de Kruskal-Wallis ANOVA (KW, p). Los valores medios de cada tratamiento siguieron por la misma letra no son significativamente diferentes.

	Mes	FI0	FI1	FI2	FI3	
Arena (%)	Mayo	54.9 \pm 3.8 bc	59.0 \pm 4.1 bc	63.7 \pm 4.8 bc	68.6 \pm 5.3 bcd	
	Junio	56.2 \pm 3.5 cd	60.4 \pm 3.7 cd	65.2 \pm 4.1 cd	67.6 \pm 7.0 abc	
	Julio	57.2 \pm 3.6 d	61.5 \pm 3.8 d	66.2 \pm 4.6 d	67.0 \pm 6.0 ab	
	Agosto	55.8 \pm 3.3 cd	59.8 \pm 3.6 cd	64.5 \pm 4.3 cd	65.4 \pm 5.3 a	
	Septiembre	54.3 \pm 5.3 abc	58.5 \pm 5.9 abc	63.1 \pm 6.2 abc	69.6 \pm 4.7 bcd	
	Octubre	53.5 \pm 4.8 ab	57.5 \pm 0.5 ab	61.8 \pm 5.3 ab	70.2 \pm 4.2 cd	
	Noviembre	52.7 \pm 4.3 a	56.7 \pm 4.7 a	61.1 \pm 5.0 a	71.3 \pm 4.9 d	
	K-W, p	0.0005	0.0004	0.0004	0.0009	
	Arcilla(%)	Mayo	14.9 \pm 4.5	14.8 \pm 4.5 b	14.2 \pm 5.0 b	13.2 \pm 3.3 b
		Junio	15.1 \pm 3.6	15.2 \pm 4.4 b	14.0 \pm 3.6 b	13.1 \pm 3.5 b
Julio		15.1 \pm 4.6	13.8 \pm 4.8 ab	12.8 \pm 3.8 ab	11.7 \pm 3.6 ab	
Agosto		13.9 \pm 4.9	14.0 \pm 4.2 ab	14.2 \pm 3.6 b	12.9 \pm 4.4 b	
Septiembre		14.5 \pm 5.1	14.0 \pm 3.7 ab	12.9 \pm 3.4 ab	13.0 \pm 4.9 b	
Octubre		15.8 \pm 4.7	12.6 \pm 3.3 a	11.7 \pm 4.5 a	10.0 \pm 2.1 a	
Noviembre		15.0 \pm 4.8	12.3 \pm 4.4 a	11.9 \pm 3.7 a	10.8 \pm 4.5 a	
K-W, p		0.7676	0.1102	0.0744	0.0014	

El hecho de que la textura del suelo no se viera afectada por los cambios de temperatura producidos durante el fuego puede ser debido a dos razones. Primero, el contenido de arcilla bajo condiciones previas al incendio (mayo) era relativamente bajo (14.3 \pm 4.4%, en promedio) para todos los tratamientos (FI0-FI3), de modo que la fusión eventual de partículas finas no podría haber dado lugar a cambios apreciables. En segundo lugar, el contenido medio de arena con el tratamiento FI0 disminuyó levemente entre Mayo y Noviembre mostrando variaciones significativas pero pequeñas (2.2%, en promedio); esto puede ser debido a la variabilidad espacial del contenido de arena, según las indicaciones de la variabilidad significativa de los valores iniciales del

contenido de arena (Kruskal-Wallis, $p = 0.000$) antes de la aplicación de los diversos tratamientos de fuego. Probablemente, el pequeño aumento de la fracción más gruesa de las parcelas de suelo FI3 es una consecuencia de los procesos erosivos post-fuego, que pueden haber favorecido el desprendimiento y transporte de partículas finas de los agregados quemados menos estables.

4.3.4 CAMBIOS EN LA ESTABILIDAD DE AGREGADOS DEL SUELO

No se observó ningún cambio significativo en los valores medios de CND (125 ± 8) y MWD (0.84 ± 0.04 mm) (Tabla 5) en las parcelas de control (FI0). Los valores de CND previos al incendio no mostraron ninguna diferencia significativa, a excepción de las parcelas FI2, donde la media inicial de CND fue de 103, en contraste con el resto de las parcelas (124, en promedio) (Tabla 6). De todos modos, el valor de CND disminuyó progresivamente entre mayo y noviembre desde 125 ± 7 hasta 101 ± 8 (FI1), y de 124 ± 11 hasta 118 ± 7 (FI3). El aumento evidente de CND observado inmediatamente después del fuego para las parcelas FI2 y FI3 no puede ser atribuido al efecto directo del fuego (destrucción parcial de agregados y pérdida de la estabilidad como consecuencia de la combustión de la materia orgánica). Sin embargo, como han reflejado diversos autores, este incremento de la estabilidad de los agregados puede explicarse teniendo en cuenta que se están analizando los agregados existentes en el período post-fuego. En ese momento, los agregados del suelo son aquellos agregados más resistentes que han sobrevivido después de perderse los agregados más lábiles por efecto de la pérdida de agentes cementantes y de la erosión (Mataix-Solera et al., 2010). Este hecho no fue detectado en FI1 debido a la baja severidad de ese tratamiento. Con el paso del tiempo y debido a los cambios en otras características del suelo, la eliminación temporal de la cubierta de vegetación y la aparición de las primeras lluvias, la estabilidad de agregados en FI2 y FI3 mostró una disminución progresiva.

Tabla 5. Valores medios (\pm desviación estándar) de la estabilidad de agregados (CND), diámetro medio ponderado de los agregados (MWD, mm), y repelencia al agua del suelo (WPDT, s) para cada tratamiento (FI0-FI3). Los valores medios mensuales de cada tratamiento seguidos por la misma letra no son significativamente diferentes.

Treatment	CND	MWD	WDPT
FI0	113 ± 10 c	0.77 ± 0.15 c	$45 + 29$ a
FI1	125 ± 8 b	0.84 ± 0.04 a	1591 ± 1567 b
FI2	102 ± 13 a	0.80 ± 0.08 b	9 ± 20 a
FI3	126 ± 10 c	0.81 ± 0.15 b	9 ± 20 a

Los valores de MWD en condiciones previas al fuego (mayo) también mostraron variabilidad significativa entre las diversas parcelas, variando entre 0.85 ± 0.04 (FI0) y 1.00 ± 0.05 mm (FI3) (Tabla 6). El MWD no varió entre las condiciones previas (mayo) e inmediatamente después del fuego (junio) después del tratamiento FI1, pero disminuyó progresivamente desde 0.95 a 0.60 mm. Como promedio, la diferencia de MWD entre mayo y noviembre tras los tratamientos FI2 y FI3 fue de 0.20 y 0.39 mm, respectivamente.

Tabla 6. Valores medios mensuales (\pm desviación estándar) de la estabilidad de agregados (CND) y el diámetro medio ponderado de los agregados (MWD, mm) para cada tratamiento (FI0-FI3) y resultados del test de Kruskal-Wallis ANOVA (KW, p). Valores medios de cada tratamiento seguidos por la misma letra no son significativamente diferentes.

	Mes	FI0	FI1	FI2	FI3
CND	Mayo	124 \pm 6	125 \pm 7 c	103 \pm 9 b	124 \pm 11 b
	Junio	126 \pm 7	111 \pm 10 b	103 \pm 9 b	132 \pm 8 d
	Julio	124 \pm 7	113 \pm 8 b	127 \pm 8 c	131 \pm 7 cd
	Agosto	126 \pm 8	112 \pm 7 b	97 \pm 6 a	127 \pm 9 bc
	Septiembre	124 \pm 7	114 \pm 8 b	94 \pm 10 a	123 \pm 12 b
	Octubre	127 \pm 11	112 \pm 6 b	95 \pm 6 a	126 \pm 8 b
	Noviembre	126 \pm 7	101 \pm 8 a	97 \pm 7 a	118 \pm 7 a
	K-W, p	0.4203	<0.0001	<0.0001	<0.0001
MWD	Mayo	0.85 \pm 0.04	0.95 \pm 0.04 f	0.90 \pm 0.04 f	1.00 \pm 0.05 g
	Junio	0.85 \pm 0.04	0.96 \pm 0.04 f	0.87 \pm 0.04 e	0.95 \pm 0.04 f
	Julio	0.84 \pm 0.03	0.87 \pm 0.03 e	0.85 \pm 0.03 d	0.90 \pm 0.04 e
	Agosto	0.85 \pm 0.03	0.72 \pm 0.03 d	0.83 \pm 0.03 c	0.85 \pm 0.05 d
	Septiembre	0.84 \pm 0.02	0.65 \pm 0.04 c	0.75 \pm 0.04 b	0.73 \pm 0.05 c
	Octubre	0.84 \pm 0.04	0.62 \pm 0.05 b	0.71 \pm 0.03 a	0.65 \pm 0.06 b
	Noviembre	0.85 \pm 0.04	0.60 \pm 0.04 a	0.70 \pm 0.04 a	0.61 \pm 0.04 a
	K-W, p	0.2923	<0.0001	<0.0001	<0.0001

La alta estabilidad observada en las parcelas experimentales inmediatamente antes del fuego es consecuencia del papel desempeñado por la materia orgánica de suelo como agente cementante en los suelos forestales estudiados, como muestran varios investigadores (Tisdall y Oades, 1982; Schulten *et al.*, 1993; Amézketa, 1999). Muchos autores han puesto de manifiesto la fuerte influencia del fuego en la estabilidad de agregados, lo que explica la disminución

progresiva de los valores de CND (e.g., Mataix-Solera *et al.*, 2007) y de MWD (e.g., Campo *et al.*, 2008).

Tabla 7. Coeficientes de correlación entre CND, MWD y el contenido de carbono orgánico del suelo para los diferentes diversos tratamientos. N: número de muestras; p = 0.0000 para todas las correlaciones.

	N	CND/MWD	CND/OC	MWD/OC
Todos los tratamientos	840	0.4644	0.3549	0.4698
FI0	210	0.8856	0.7452	0.7452
FI1	210	0.5588	0.7480	0.7167
FI2	210	0.5848	0.3144	0.8408
FI3	210	0.5404	0.4599	0.6049

Tanto CND como MWD mostraron buena correlación con el contenido en COS (Tabla 7). Esto confirma la importancia de la materia orgánica en la formación y estabilización de los agregados más grandes en los suelos ácidos. Después de la acción del fuego, el papel de la materia orgánica como agente de cementación de los agregados del suelo también es importante en todas las intensidades de fuego. Esto está en contradicción con los resultados reportados por Campo *et al.* (2008), quienes estudiaron el impacto de los incendios en los suelos calcáreos mediterráneos y encontraron que la materia orgánica se correlacionaba positivamente con la estabilidad de macroagregados sólo en los suelos quemados con una intensidad de fuego alta. También encontraron que el efecto del carbonato de calcio en la unión de macroagregados en suelos calcáreos es mínimo.

Boix-Fayos *et al.* (2001) observaron que la estabilidad de macroagregados es dependiente de la materia orgánica cuando su contenido está sobre el 5 o el 6%. Debajo de este umbral, la estabilidad de agregados puede ser más dependiente del contenido del carbonato de calcio.

En el presente trabajo, el carbono orgánico de los suelos ácidos estudiados se relaciona fuertemente con la estabilidad de agregados de los suelos quemados con intensidad de fuego baja, media y alta. No se ha estudiado sin embargo la acción de otros agentes cementantes, como los hidróxidos de hierro o de aluminio, lo que plantea la necesidad de futuras investigaciones.

4.3.5 REPELENCIA AL AGUA DEL SUELO

Los resultados del test WDPT se muestran en la Tabla 8. Como promedio, las parcelas de suelo en mayo (condiciones previas al fuego) no mostraron diferencias significativas entre los tratamientos y fueron clasificadas mayoritariamente como levemente hidrofóbicas (Bisdorn *et al.*, 1993), con valores de WDPT entre 54 ± 18 (FI2) y 61 ± 18 s (FI1). La repelencia al agua del suelo de las parcelas control (FI0) mostró cambios significativos pero pequeños entre mayo y noviembre. Los datos mensuales mostraron un comportamiento irregular de la hidrofobicidad, aunque la mayoría de los suelos analizados se clasificaron como leve o fuertemente hidrofóbicos. Una disminución aguda de la repelencia al agua del suelo fue observada en octubre (4 ± 1 s, suelo hidrofílico), después de un período lluvioso (véase la Tabla 9).

Tabla 8. Valores medios mensuales (\pm desviación estándar) de WDPT (s) para cada tratamiento (FI0-FI3) y resultados del test de Kruskal-Wallis ANOVA (KW, p). Valores medios de cada tratamiento seguidos por la misma letra no son significativamente diferentes.

Mes	FI0	FI1	FI2	FI3
Mayo	55 ± 20 d	61 ± 18 bc	54 ± 18 b	56 ± 16 c
Junio	60 ± 18 d	957 ± 249 d	2 ± 1 a	1 ± 2 a
Julio	41 ± 17 c	2661 ± 501 e	2 ± 1 a	0 ± 1 a
Agosto	18 ± 2 b	3726 ± 120 g	1 ± 1 a	5 ± 1 b
Septiembre	53 ± 14 d	3546 ± 169 f	3 ± 1 a	3 ± 1 ab
Octubre	4 ± 1 a	172 ± 50 c	3 ± 1 a	2 ± 1 ab
Noviembre	85 ± 9 e	16 ± 8 a	1 ± 1 a	2 ± 2 a
K-W, p	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Después del tratamiento de baja intensidad de fuego (FI1), el WDPT aumentó radicalmente de 61 ± 18 (mayo) a 957 ± 249 s (junio). Los valores de WDPT aumentaron progresivamente bajo condiciones de campo entre junio y septiembre (3546 ± 169 s, en promedio). Los resultados de los experimentos FI1 confirman que el fuego de baja intensidad (que alcanzó una temperatura máxima de 142 °C) puede inducir repelencia al agua del suelo incluso bajo condiciones de relativa humedad. Se ha observado que una disminución de compuestos orgánicos estables durante el proceso de quemado puede conllevar un aumento en compuestos hidrofóbicos (Hatten y Zabowski, 2010). Los

resultados obtenidos son acordes con los divulgados por muchos autores, que han encontrado que la repelencia al agua inducida por el fuego se puede intensificar en suelos con repelencia preexistente leve o moderada, como en el caso de los estudiados en este trabajo (Savage, 1974; DeBano *et al.*, 1979; Reeder y Jurgensen, 1979; Sevink *et al.*, 1989; Huffmann *et al.*, 2001, MacDonald y Huffmann, 2004; Mataix-Solera y Doerr, 2004; Arcenegui *et al.*, 2008). DeBano y Krammes (1966) observaron que el calentamiento a temperaturas aproximadamente de 150 °C durante diversos intervalos de tiempo (5-20 minutos) no aumentó perceptiblemente la repelencia. Si esto se asume bajo condiciones de campo, habrían sido necesarios períodos más largos de residencia de temperaturas cerca de este umbral durante el tratamiento FI1.

Tabla 9. Precipitación mensual para el periodo estudiado y días con precipitación superior a 1 y a 25 mm por mes. Los datos diarios fueron registrados en el área de estudio durante el trabajo experimental.

Mes	Precipitación (mm)	Días con precipitación >1 mm	Días con precipitación >25 mm
Mayo	15.0	4	0
Junio	66.5	7	0
Julio	90.3	7	1
Agosto	89.8	4	1
Septiembre	133.2	5	2
Octubre	126.1	6	2
Noviembre	25.1	4	0

La repelencia al agua del suelo inducida por el fuego persistió o aumentó incluso durante períodos lluviosos, con una precipitación mensual que entre 66.5 (junio) y 133.2 mm (octubre). Después de un período de intensas precipitaciones en septiembre y octubre (259,3 mm en total), el suelo se hizo hidrófilo o ligeramente hidrofóbico (con WDPT de 16 ± 8 s, como promedio) en noviembre.

En cambio, la repelencia al agua del suelo quedó totalmente destruida después de los fuegos de media y alta intensidad en el suelo de las parcelas bajo tratamientos FI2 y FI3 (temperaturas máximas 317 y 525 °C, respectivamente). Los resultados después del tratamiento FI2 están de acuerdo con las conclusiones de Robichaud y Hungerford (2000) y Zavala *et al.* (2010), que

observaron que incluso los tratamientos térmicos a temperaturas relativamente bajas pueden destruir en parte la repelencia al agua original del suelo.

La destrucción de la repelencia al agua del suelo después de un incendio intenso y/o severo bajo condiciones de campo y laboratorio ha sido observada por muchos autores (Savage, 1974; Scholl, 1975; Robichaud y Hungerford, 2000; Doerr *et al.*, 2004; García-Corona *et al.*, 2004; Bryant *et al.*, 2005; Zavala *et al.*, 2010, y Jordán *et al.*, 2011). DeBano y Krammes (1966), por ejemplo, encontraron que la repelencia disminuía después de 10 minutos a 427 °C, y los suelos se convertían en totalmente hidrofílicos después de 482°C durante 10 minutos. En nuestros experimentos, la repelencia al agua del suelo se vio destruida totalmente después de 317 (FI2) y 525°C de temperatura máxima (FI3). Jordán *et al.* (2011) han sugerido que la repelencia al agua también puede ser destruida después de un incendio severo, tras la reducción en el contenido de materia orgánica del suelo por la combustión, independientemente de las temperaturas máximas que se produzcan durante el incendio. Después de quemas controladas, Jordán *et al.* (2010a) encontraron que la repelencia al agua del suelo se había destruido y restablecido después de períodos de tiempo relativamente cortos, concluyendo que la repelencia al agua era una cualidad natural de los suelos ácidos estudiados. Por lo tanto, la persistencia de condiciones hidrofílicas se puede considerar como consecuencia de una reducción fuerte del contenido de materia orgánica y, por lo tanto, como índice de la severidad del fuego.

Después de los tratamientos FI1, la repelencia al agua inducida por el fuego aumentó considerablemente incluso después de altas precipitaciones durante los meses de septiembre y octubre. Este hecho no está de acuerdo con la mayor parte de los resultados divulgados en la literatura científica. La repelencia al agua del suelo se ve condicionada fuertemente por la humedad del suelo, y, como consecuencia, la influencia de las variaciones estacionales ha sido puesta de manifiesto por muchos autores. Burch *et al.* (1989), por ejemplo, divulgaron períodos de alternancia de repelencia al agua y de humectabilidad del suelo bajo bosque de eucalipto en el Sureste de Australia. Crockford *et al.* (1991) estudiaron los cambios en la repelencia al agua en el suelo en un bosque esclerófilo de eucalipto seco durante un período de 4 años y observaron que sólo son precisas algunas semanas de lluvia constante para destruir la hidrofobicidad, e incluso después de un largo periodo de interrupción, ésta volvió a los niveles iniciales después de una sola semana de tiempo caluroso y seco. Algunos autores han mostrado una relación limitada o inversa de la humedad del suelo con la repelencia al agua (King, 1981; Witter *et al.*, 1991;

Keizer *et al.*, 2008), pero sus conclusiones pueden estar condicionadas por el diseño experimental (Witter *et al.*, 1991). Zavala *et al.* (2009) estudiaron la dinámica de la repelencia al agua del suelo en un área mediterránea, y encontraron variaciones estacionales fuertes en suelos bajo robles, pinos y eucalipto, aunque las condiciones hidrofílicas permanecieron inalteradas bajo acebuchal o brezal. Dekker *et al.* (2001) encontraron que existe un umbral crítico de humedad del suelo entre las condiciones de humectabilidad o repelencia al agua en los suelos, y concluyó que el cambio entre las fases se produce a través de un intervalo de transición relativamente amplio de humedad del suelo, por lo que los suelos pueden ser humectables o repelentes al agua en dicha zona de transición. La variabilidad de este umbral crítico puede ser debida a la historia de humectación de un suelo determinado y la influencia de los ciclos de humedecimiento y secado (Dekker *et al.*, 2001). Por lo tanto, la dinámica mojado-secado de los meses de lluvias durante el experimento podría explicar el incremento observado en la repelencia al agua. Es necesario destacar que a pesar de las altas precipitaciones mensuales observadas durante los meses de septiembre y octubre, las precipitaciones se concentran sólo en 5 días de septiembre y 6 días de octubre (en dos de los eventos la precipitación en 24 h alcanzó 72 y 45 mm). Los períodos secos podrían ser suficientes para permitir el aumento de la repelencia al agua del suelo.

5 POST-FIRE EVOLUTION OF SOIL PROPERTIES IN A MEDITERRANEAN HEATHLAND AFTER EXPERIMENTAL BURNING: A 3-YEAR STUDY

5.1 INTRODUCTION

Forest fires are recurrent phenomena in the Mediterranean area and are one of the main causes of changes in Mediterranean ecosystems, increasing the risk of soil erosion and desertification. Fire is an important agent which can induce important changes in the chemical and physical characteristics of soils. Burning severity can modulate the recovery of plant communities and the quantity and intensity of changes in fire-affected soil system, as shown by Bradstock *et al.* (1995) and Chafer (2008). While low severity burning does not affect soils in an important manner, severe burning can affect a wide range of soil properties (eg, nutrient availability, pH, organic matter content, texture, structure, etc). Fire-induced changes on soil properties can impact on soil productivity of burnt areas, some cases in a irreversible way.

Wildfires can decrease or completely destroy plant cover, altering the rainfall interception and evapotranspiration rates, influencing the hydrological surface processes and cycles (Pausas and Vallejo, 1999; Cerdà and Doerr, 2005) and generally increasing erosion rates. Depending on environmental conditions, the recovery of vegetation canopy after wildfires in the Mediterranean area can be quite rapid due to the adaptation of plant communities to disturbance by burning (Naveh 1974; Trabaud 1981).

During wildfires, only a small part of the heat generated is transmitted to the first centimetres of the soil profile. The intensity of the changes produced in soil physical and chemical characteristics depends on the temperatures reached at different soil depths, the time of residence of temperature peaks, and the stability of the different soil components (González-Pérez *et al.* 2004; Terefe *et al.* 2008). According to DeBano *et al.* (1998), dry soil is a good insulator and, in consequence, heat effects are usually limited to the first few centimetres belowground. Variations in soil organic matter content after burning depends both on the soil temperature reached and on the soil heating rate (Dlapa *et al.* 2008). Loss of organic matter by burning can occur even at relatively low temperatures, as 100 °C, while higher temperatures (450-500 °C) can cause

complete destruction in a short time (0.5-2 h) (DeBano *et al.* 1998). The combustion of organic matter is consistent with the increase in soil pH and electrical conductivity, as well as the enrichment in basic nutrients, as shown by several studies (eg, Notario *et al.* 2004; Terefe *et al.* 2005).

Literature shows that organic matter is strongly related to stability of structure and bulk density, and it is a well-known aggregate stabilizing agent in soils. However, contrasting results have been found by researchers. Positive relationships between organic matter content and stability of aggregates have been reported by several authors (Clapp *et al.* 1986; Pagliai *et al.* 1981; Cerdà, 1998a). Decrease of aggregate stability after fire have been reported (Giovannini and Lucchesi, 1988), but laboratory and field experiments have shown that positive relationships between soil organic matter content and aggregate stability may not be as common as suspected in the case of burned soils, where high aggregate stability and low organic matter contents can be found (Guerrero *et al.* 2001; Jordán *et al.*, 2011). Stability of aggregates is also related to fire-induced water repellency, since hydrophobic coatings alter the attractive forces between water and particle surfaces, resulting in an increased aggregate stability (Mataix-Solera and Doerr, 2004; Jordán *et al.*, 2011).

Quantitative changes in the proportion of mineral soil particles (sand, silt, and clay) after fire are not usual, unless high temperatures at the mineral soil surface occur. Temperatures above 300 °C can affect soil texture, as reported by several researchers (Sertsu and Sánchez, 1978; Ulery and Graham, 1993; Iglesias *et al.* 1997; Ketterings *et al.*; 2000; Terefe *et al.* 2008).

Another physical property of soils which is strongly affected by fire is soil water repellency. Depending on temperature, time of heating, type of soil and fuel (DeBano *et al.* 1979; Doerr *et al.* 2004b; Arcenegui *et al.* 2007; Zavala *et al.*, 2010; Jordán *et al.*, 2011), fire can induce, enhance or destroy soil water repellency. Soil water repellency is a key factor controlling soil hydrology and water availability in burnt soils together with other factors as texture or aggregate stability (Arcenegui *et al.* 2008; Zavala *et al.*, 2010).

Many studies have reported changes in soil properties immediately after burning under field or laboratory conditions. In contrast, few studies have been carried out concerning post-fire evolution of soil properties under field conditions. The objectives of this study are to study the changes and post-fire evolution of some physical and chemical parameters (soil organic matter content, texture, pH, electrical conductivity, soil water repellency, bulk density

and aggregate stability) of a Mediterranean soil under heathland during a period of 3 years following an experimental burning.

5.2 MATERIAL AND METHODS

5.2.1 STUDY AREA

The experiments were conducted in a experimental plot in Sierra de Algeciras (Cádiz, SW Spain), approximately at coordinates 36° 13.4' N and 5° 36.0' W and 313 m above sea level. The parent material is mainly Oligo-Miocene sandstone, which produces acidic, nutrient-poor soils. The climate is Mediterranean, with cool, humid winters and warm, dry summers. The average annual precipitation is 603 mm, with a maximum monthly value of 118 mm (December) and a minimum of 2 mm (August). The annual number of days with precipitation over 1 mm is 60. The mean air temperature is mild, 16-18 °C. The maximum monthly mean air temperature is 22 °C (August) and minimum monthly mean 13 °C (January-February). In summer, these mountains intercept moisture from the air of SE-prevailing winds coming directly from the Mediterranean Sea, which reduces the severity of drought to some extent. The vegetation is formed by open heathlands, dominated by heaths (*Erica australis* and *Calluna vulgaris*), rock-rose (*Cistus* sp., *Halimium* sp.), beech shrub (*Quercus lusitanica*), and several legumes (*Calicotome villosa*, *Stauracanthus boivinii*, *Ulex borgiae*, and *Genista tridentata*). The main soil types are Cambisols, Regosols, and Leptosols, (according to WRB, 2006; see Jordán *et al.* 1998).

Distribution of heathlands in the studied area is influenced by fires, clearing of woodland and grazing, which has led heathlands to spread out progressively at the expense of *Quercus oak* forests (Blanco *et al.* 1991; Ojeda *et al.* 1995). Between 1988 and 1997, forest fires in the province of Cádiz burned 1049 ha year⁻¹ on average (Regional Ministry of Environment, unpublished data). After applying protective policies, forest fires since 1998 in the same area affected just 62 ha year⁻¹. Shrubland areas burned by wildfires decreased from 945 ha year⁻¹ to 304 ha year⁻¹ in the same period. Although some wildfires have occurred in neighbour areas between 1995 and 2008, the experimental area has not been burned at least during the last 25 years.

Strong pre-fire soil water repellency has been observed in the studied area by Jordán *et al.* (2008) and Martínez-Zavala and Jordán-López (2009), where the strongest degree of water repellency has been determined in soils under heaths as *E. australis*, *E. arborea* and *C. vulgaris*.

5.2.2 EXPERIMENTAL BURNING

An experimental fire was conducted on May 2007 in a 0.12 ha area (30 m × 40 m) in a south-facing hillslope in Algeciras Range (Cádiz, SW Spain), with slope ranging between 8 and 12%. Fuel loads were calculated using line transects, using the methodology described by Brown (1974). A thermocouple system was applied to measure soil temperatures during burning, linked by buried electrical cables to a data-logger. Seven triplets of thermocouple probes were installed 10 meters inside the perimeter of the experimental area at selected points every five meters following the longer axis. At each sampling point, a cylindrical soil volume (100 mm in diameter and 60 mm deep) was extracted using a metal cutting core and kept intact while inserting the thermocouple probes. Three probes were inserted horizontally at each hole at the soil surface just under the litter layer (0 mm depth) and under the soil surface (20 and 40 mm depth). Probes were slightly staggered so that the heat flux was not disrupted. Once the probes were correctly inserted, the soil volume was replaced in the cylindrical hole. Data from each sensor were recorded every 60 seconds between burning initiation and 1 hour after natural fire extinction.

The burning of shrubland lasted between 25 and 60 minutes. Experimental fires show a low intensity and severity as a consequence of low air temperature, high relative humidity, and high soil moisture burning conditions, where fuel loading is low and fuel moisture can be high (Neary *et al.* 2005). In order to simulate a natural intense wildfire, burning was allowed to take its natural course until it extinguished naturally. Temperatures over 300 °C persisted for 30-50 minutes, and temperatures higher than 450 °C were reached for some minutes in several points at the soil surface (0 mm depth).

Pre-fire conditions and fire characteristics are shown in table 1. Vegetation cover was near 100% over the study site before burning. The average fuel loading in the area was $2.7 \pm 0.5 \text{ kg m}^{-2}$. Fuel loadings determined in heathlands range between 1.8 kg m^{-2} (SW Spain, Zavala *et al.* 2009a) and 2.0 kg m^{-2} (in Galicia, NW Spain; Fernández *et al.* 2008). Little variations were observed in the severity and intensity of fire across the burned area. The ash layer and the charred litter were homogeneously distributed through the experimental area, except in a few points where the fuel load was higher. Plants were similarly consumed and herbaceous plant bases were deeply burnt.

Table 1. Pre-fire fuel and environmental conditions and properties of fire behavior.

Fuel moisture and environmental conditions	
Air moisture	29.4%
Soil moisture	4.3%
Wind speed	<1 m s ⁻¹
Air temperature	32 oC
Dry Erica australis moisture	3.1%
Fresh Erica australis moisture	105.9%
Litter moisture	9.2%
Average fuel load (w)	2.7 ± 0.5 kg m ⁻²
Heat yield (H)	2051.3 kW kg ⁻¹
Fire characteristics	
Burning technique	Strip headfire
Maximum flame height	1.7 m
Average rate of spread (r)	0.13 m s ⁻¹
Average temperature at soil surface	420 oC
2 cm below soil surface	257 oC
Fireline intensity (H×W×r)	720,0 kW m ⁻¹ s ⁻¹

5.2.3 VEGETATION SAMPLING

The cover (%) of shrub woody and herbaceous plants was measured along four 40 m line transects. The precision of recorded transect intersections was adjusted to the nearest 0.05 m. Woody species that were present in the area but did not intersect the transect, were likewise recorded with the smallest cover value of 0.01%.

5.2.4 SOIL SAMPLING AND ANALYSIS

Ten experimental plots were randomly selected in the experimental area and marked. After visual perception, the boundary between charred and un-charred mineral soil layers in previous tests was around 20 mm deep. So, unaltered soil samples (0-20 mm) for laboratory analysis were collected at each plot and transported in plastic bags under pre-fire conditions, immediately after fire, 1-year, 2-year and 3-year after fire. Water repellency determinations were performed on-site (under field-moist conditions) and at the laboratory (see Figure 1 for sampling details). The sampling scheme at each plot is shown in Figure 1. In the laboratory soil samples were divided in subsamples for the

different analysis. All sample collections and on-site determinations were carried out during 1-15 May 2007, 2008, 2009 and 2010.

Soil subsamples for chemical and texture analysis were air-dried, sieved (0-2 mm) and homogenized for chemical analysis. Soil organic carbon was determined by the Walkley-Black modified method (USDA, 2004). For texture analysis, air-dried soil sub samples were pretreated with H₂O₂ (6%) to remove organic matter and soluble salts, dried in the oven to obtain the initial weight, dispersed with a sodium hexametaphosphate solution, and mechanically shaken. The sand fraction was removed from the suspension by wet sieving and then fractionated by dry sieving. The rest of fractions were determined by the pipet method (USDA, 2004). Soil acidity (pH) and electric conductivity (EC) were measured in aqueous soil extract in de-ionised water (1:2.5 soil:water).

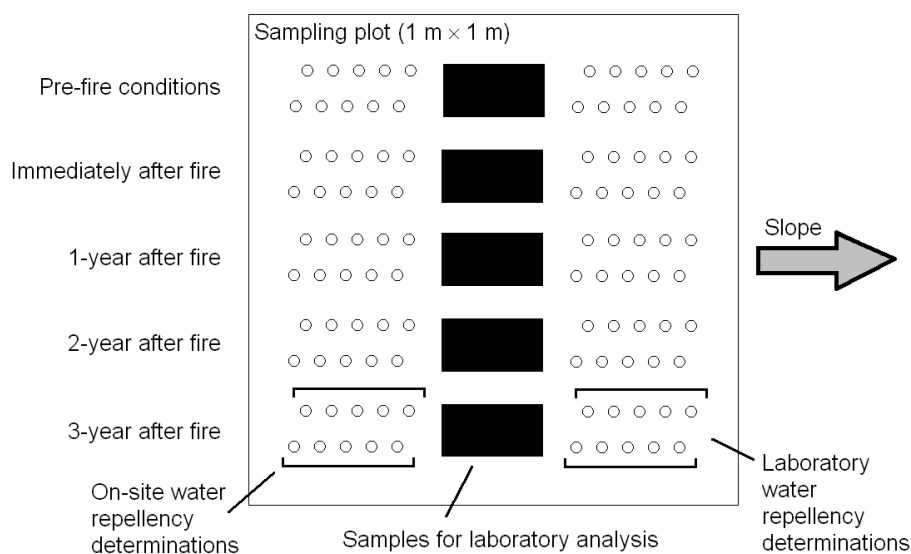


Figure 1. Sampling scheme at each plot.

Bulk density was measured by the paraffin method on aggregates 15-20 mm in diameter. A nylon yarn was tied around each aggregate so that it hanged freely from a 5 cm length of thread with a loop on the end. Oven-dried aggregates were weighed. The mass of the nylon yarn was recorded separately. Each aggregate was dipped in paraffin (60 °C) until it was completely sealed by a very fine film. Aggregates were suspended until the paraffin solidified and masses were recorded. A 1000 mL glass beaker filled with approximately 600 mL of water was weighed and its mass was recorded. Each aggregate was suspended and immersed in the beaker, keeping it away from the sides and bottom of the beaker. The beaker was re-weighed and the mass recorded. The changes in mass correspond to the volume of water displaced by each aggregate. The coarse fraction (> 2 mm) was separated from the paraffin-coated clod, weighed, and the mass recorded. Bulk density (BD) was calculated as:

$$BD = \frac{W_c - W_g}{V_c - \left(\frac{W_g}{2.65} \right)}$$

where W_c is the mass of the aggregate, W_g is the weight of the coarse fraction, V_c is the volume, and 2.65 g cm^{-3} is the assumed average particle density of the mineral material.

The aggregate stability method used was the 'counting the number of water drop impacts' (CND) test (Imeson and Vis, 1984; Mataix-Solera *et al.*, 2010). Distilled water drops (0.1 mL) were allowed to fall from a constant-feed burette 1 m through a polyethylene pipe (10 cm in diameter) to avoid air turbulence onto aggregates 4-5 mm in diameter separated by dry sieving and pre-wetted during 24 h with distilled water to standard moisture conditions (pF 1) by capillarity to avoid slacking (Imeson and Vis, 1984). This time was long enough to pre-wet both wettable and water repellent samples. Soil aggregates were chosen carefully, avoiding beating and crushing during sampling, transport and management in the laboratory. Individual aggregates were placed on a 2.8 mm mesh sieve. Drop impacts must be spaced between 1 and 2 seconds, since the most important effect is the blow of the drop and not spread by contact with water. When the aggregates, after repeated drop impacts, crumbled and passed through the sieve, the number of water drops was recorded. The number of drops necessary to destroy each aggregate was used as an index of the stability for that aggregate. 25-30 individual aggregates from each sample were

analyzed and mean number of drop impacts was chosen as representative for that sample. It is considered that the aggregate is very stable if it remains without disintegrating after 100 drop impacts (Imeson and Vis, 1984).

Water repellency was determined under using the water drop penetration time (WDPT) test (Wessel, 1988; Jordán *et al.*, 2010b) under field and laboratory conditions. The WDPT test measures how long repellency persists on a porous surface. It consists of placing a drop of distilled water on the soil surface and recording the time taken for the water drop to completely penetrate the soil. At each plot, 10 points were selected for on-site determinations and 10 soil samples (0-20 mm) were collected for laboratory determinations for each one of the sampling dates (pre-fire conditions, immediately after fire, 1-year, 2-year and 3-year after fire) , according to the sampling scheme shown in Figure 1. When present, litter and/or ashes were carefully brushed away). At each case, ten drops (0.05 mL in volume) of distilled water at 20 °C were applied with a syringe to the soil surface at the selected points or samples. Points were classified as wettable when the time required for infiltration of sessile water drops was ≤ 5 s or water repellent when time was > 5 s (Bisdorn *et al.* 1993). Previously to water repellency determinations under laboratory conditions, collected samples were placed into a Petri dish, leveled and allowed to equilibrate to the laboratory atmospheric conditions (25 °C, 1 atm, 50% relative humidity) during 1-week period to eliminate potential effects of any variations in preceding atmospheric humidity on soil repellency (Doerr *et al.* 2002).

5.3 RESULTS AND DISCUSSION

5.3.1 CHANGES IN VEGETATION COVER AFTER FIRE

After burning, biomass was almost completely consumed and the soil surface was covered with ashes and charred litter. This layer remained partially on the soil surface until the autumn of 2007, when it was removed by heavy storms and sporadic strong eastern wind.

Vegetation recovery was relatively rapid, as it has been found for many Mediterranean environments (Naveh, 1974; Trabaud, 1981; Cerdà and Doerr, 2005). The evolution of vegetation cover is shown in Table 2. More abundant shrub species under pre-fire conditions were *Erica australis* (Spanish heath, 25.1%), *Ulex borgiae* (gorse, 17.4%), *Calluna vulgaris* (heather, 16.2%) and *Quercus lusitanica* (gall oak, 13.4%). Shrub and herbaceous cover was 84.9 and

48.0%, respectively. Immediately after fire, the number of alive woody species decreased from 15 to 9. Shrub and herbaceous cover decreased drastically to 4.9 and 2.7%. One year after fire, resprouting of some species as *Erica australis* was intense, but shrub cover was still low (5.1%), and herbaceous plant cover increased to 39.2%. Two years after fire all shrub taxons recorded before burning were present again (except *Phillyrea angustifolia* and *Halymium ocymoides*) with cover ranging between 1.0 (*Cistus crispus*) and 9.8% (*Erica australis*).

Table 2. Evolution of species mean cover (%) along the three 40-m transects before fire (pre-fire conditions), immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire.

Species	Pre-fire	Immediately after fire	1 year	2 year	3 year
<i>Calluna vulgaris</i>	16.2	1.3	2.2	5.0	14.0
<i>Cistus crispus</i>	1.4	0.0	0.7	1.0	2.8
<i>Cistus salvifolius</i>	5.3	0.9	2.1	5.0	13.7
<i>Drosophyllum lusitanicum</i>	0.0	0.0	0.0	2.0	10.3
<i>Erica arborea</i>	0.2	0.0	0.6	1.4	4.1
<i>Erica australis</i>	25.1	2.1	5.1	9.8	26.2
<i>Genista triacanthos</i>	6.3	0.9	1.7	3.6	10.5
<i>Genista tridentata</i>	6.2	1.2	2.1	5.3	14.1
<i>Halymium ocymoides</i>	5.2	0.5	1.0	0.0	0.0
<i>Phillyrea angustifolia</i>	1.5	0.0	0.8	0.0	0.0
<i>Quercus lusitanica</i>	13.4	0.4	1.7	4.1	11.3
<i>Tuberaria lignosa</i>	1.7	0.0	0.8	2.5	0.1
<i>Ulex borgiae</i>	17.4	2.0	3.6	8.1	21.4
Other	2.0	0.4	1.4	3.4	13.2
Total shrub cover	84.9	4.9	7.1	32.5	56.3
Herbaceous cover	48.0	2.7	39.2	33.9	64.6

Even new species not present during pre-fire conditions were observed (as *Drosophyllum lusitanicum*, common in fire-disturbed heathlands; Garrido *et al.* 2003). Shrub cover and herbaceous cover increased to 32.5 and 33.9%, respectively. Finally, three years after fire, shrub cover increased to 56.3% (66.3% of pre-fire shrub cover). The rapid vegetation recovery is in agreement with other studies in Mediterranean areas. After a rangeland wildfire in Eastern Spain, Cerdà (1998b) found that vegetation biomass became zero, but the recovery of plant cover was very rapid during the following years. After a study

in South-Eastern Australia, Doerr *et al.* (2006a) found rapid vegetation recovery over the following two years after fire, even under relatively low rainfall. In our case, vegetation cover was low during the first winter after burning, but it increased to 80% after 64 months. Keeley *et al.* (2005) found that vegetation recovery after burning is significantly controlled by precipitation and that high rainfall in the first post-fire winter contributes to more rapid vegetation recovery. Shrub cover increased slowly during the first year after fire, with 432.9 mm rainfall between November and February, and increased strongly after the second and third winter after fire (529.3 and 601.4 mm for the same months). Herbs showed the fastest vegetation growth, reaching a dense cover of 39.2% during the first year and 64.6% at the end of the experiment. It is notable that the increase in herbaceous cover surpassed the pre-fire value (134.6% of pre-fire herbaceous cover), although a reduction in cover during the dry season (not studied here) is evident.

5.3.2 SOIL ORGANIC MATTER

On average, the soil organic matter content after fire ($1.1 \pm 0.1\%$) was 34.6% the pre-fire content ($3.1 \pm 0.2\%$). The organic matter content one year after fire did not vary significantly, although it increased slightly during the following two years until the end of experiments ($1.5 \pm 0.1\%$, on average), as shown in Table 3.

Table 3. Mean values \pm standard deviation for organic matter content, sand and clay content under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire, and results of the Kruskal-Wallis test (p). Within a column means followed by the same letter did not show significant differences.

	OM (%)	Sand (%)	Clay (%)
Pre-fire conditions	3.1 ± 0.2 c	41.9 ± 3.7 a	19.5 ± 3.2 c
Immediately after fire	1.1 ± 0.1 a	52.7 ± 5.7 b	10.8 ± 1.6 d
One year after fire	1.3 ± 0.1 a	58.8 ± 5.4 bc	5.6 ± 1.0 a
Two years after fire	1.5 ± 0.2 b	59.7 ± 7.8 bc	5.8 ± 0.3 a
Three years after fire	1.5 ± 0.1 b	61.7 ± 9.1 c	5.7 ± 0.3 a
Kruskal-Wallis p	0.0000	0.0000	0.0000

Changes in organic matter content occurred as a consequence of average temperatures reached during experimental fire, between 257 °C (2 cm below soil surface) and 420 °C (soil surface). Sertsu and Sánchez (1978) and Fernandez *et al.* (1997) reported that organic matter was almost completely removed after heating soils to 400 °C. In a laboratory experiment, Terefe *et al.* (2008) observed that soil organic carbon content from A horizons decreased significantly after heating at 200 and 300 °C, and it was completely lost at 500 °C. Other authors have found different trends: after studying recent low intensity burnt areas and fire-suppressed stands of ponderosa pine/Douglas-fir of Washington State, Hatten *et al.* (2005) observed that carbon content were lower in the burnt areas compared with control areas, but no significant difference was found after burning in the A horizons. They suggested that unexpected low organic carbon content in > 8-year-old burnt areas were due to erosion processes.

Despite small significant differences, relatively stable organic matter contents (1.1-1.5%, Table 3) can be explained by selection of recalcitrant organic compounds (humic acids and humans). This is in agreement with Notario *et al.* (2004) and Almendros *et al.* (1990).

5.3.3 SOIL TEXTURE

The sand content increased slightly from $41.9 \pm 3.7\%$ (pre-fire conditions) to $52.7 \pm 5.7\%$ (immediately after fire), and a strong decrease was observed in the proportion of clay, which decreased from $19.5 \pm 3.2\%$ (pre-fire conditions) to $10.8 \pm 1.6\%$ (immediately after fire), as shown in Table 3. The significant increase of the coarse fraction after experimental burning is strongly related with a decrease in clay content. According to DeBano *et al.* (2005), the most sensitive fraction to temperature effects is clay, but hydration and collapse of structure of clay start at temperatures of about 400 °C, and complete destruction occurs at 700-800 °C. In consequence, these processes themselves cannot explain the decrease in clay content. The increment of the coarser fraction observed immediately after fire can be explained by calcination of iron and aluminosilicates at sufficiently high temperatures (Giovannini, 1994) and melting and fusion of clay minerals. It has been reported that high temperatures during burning can induce the aggregation of finer clay particles into stable silt and sand-sized particles increasing the average particle size (Dyrness and Youngberg 1957; Ulery and Graham, 1993; Giovaninni and Lucchesi, 1997), what can increase the erosion risk (Chandler *et al.* 1983). In contrast, in some cases, increasing the coarseness of clays can increase water infiltration.

The sand fraction increased gradually during the following three years after fire (Table 3) from 52.7 ± 5.7 (immediately after fire) to 58.8 ± 5.4 (1-year after fire), 59.7 ± 7.8 (2-year) and 61.7 ± 9.1 and $5.6 \pm 1.0\%$ (one year after fire), while the clay fraction decreased from 10.8 ± 1.6 to $5.7 \pm 0.3\%$ during the same period. Significant changes were observed between immediately after fire and 3-year determinations, although no significant differences were observed for the 1 - 3-year period. Anyway, this progressive increase of the coarser fraction observed during the studied period cannot be attributed to burning. Post-fire soil erosion processes can induce selective removal of finer fractions by splash (eg, clay and silt fractions) and lead to increase the coarser fraction (Mermut *et al.* 1997). On average, the decrease in silt and clay proportion was 5.9 and 13.8% during the period of study (Table 3). The stable proportion of sand fraction during the 1 - 3-year period can be a consequence of exhaustion of fine particles susceptible of detachment during the first two years after burning, when the higher decreases in clay fraction were observed (8.7 and 5.2%, respectively), in contrast to the 2-year and 3-year measurements, when the proportion of clay did not vary considerably.

5.3.4 SOIL PH AND ELECTRICAL CONDUCTIVITY

Soil pH increased significantly after burning from 6.2 ± 0.2 to 7.5 ± 0.2 (Table 4). One year after fire, pH decreased slightly (7.1 ± 0.2) and reached 6.3 ± 0.2 at the end of the experiment. It is generally expected that pH will increase after fire (Gil *et al.*, 2010). After intense burning, soil pH can increase up to 4 or 5 units due to OH⁻ losses, oxide formation and alkaline cations released by ashes (Ulery *et al.* 1995; Giovannini and Lucchesi, 1997; Certini, 2005; Dikici and Yilmaz, 2006). The pH increase observed immediately after fire is in agreement with Terefe *et al.* (2008), who found that pH increased significantly in soils containing 2.4-4.8% organic matter and 66.7-78.5% sand after exposure to 200-500 °C. The pH increase observed immediately after burning can be explained by the complete oxidation of the organic matter during exposure to high temperatures at the soil surface (Table 1) and release of cations by ashes, which can enter the exchange complex and expulse protons to the soil solution (Jensen *et al.* 2001; Arocena and Opio; 2003).

Soil acidity increased progressively until it reached pre-fire levels 3 years after fire. This is in agreement with data from other authors (eg, Úbeda *et al.* 2005). Bauhus *et al.*, (1993) observed that the post-fire pH increase can remain for several years, but it is ephemeral in non calcareous soils, as shown by Ekinici (2006), who observed that pH changes persisted only for 2 weeks after fire.

Table 4. Mean values \pm standard deviation for pH, electrical conductivity (EC), organic matter content (OM) under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire, and results of the Kruskal-Wallis test (p). Within a column means followed by the same letter did not show significant differences.

	pH	EC (dS m ⁻¹)
Pre-fire conditions	6.2 \pm 0.2 a	0.2 \pm 0.0 a
Immediately after fire	7.5 \pm 0.2 c	1.4 \pm 0.2 b
One year after fire	7.1 \pm 0.2 d	0.2 \pm 0.0 a
Two years after fire	6.7 \pm 0.2 b	0.2 \pm 0.0 a
Three years after fire	6.3 \pm 0.2 a	0.2 \pm 0.0 a
Kruskal-Wallis p	0.0000	0.0000

Mean electrical conductivity increased 70 times immediately after fire respect to pre-fire conditions (from 0.2 \pm 0.0 to 1.4 \pm 0.2 dS m⁻¹; Table 4). Similar increments have been observed by Badía and Martí (2003) and Terefe *et al.* (2008) in soils after exposure to 150-300 °C temperatures under laboratory conditions and Pardini *et al.* (2004) after natural wildfire. It is accepted that EC increases immediately after fire as a consequence of soluble inorganic ions released during the combustion of soil organic matter. According to Badía and Martí (2003) and Sertsu and Sánchez (1978), liberation of base cations (Ca²⁺, Mg²⁺ and K⁺) is due to the progressive lost of structural OH-groups in the exchange complex, mainly at 300 °C. Hernández *et al.* (1998) reported that EC measured at burnt plots was greater than that of unburnt plots. Ashes originated during combustion by organic matter contribute to release soluble salts that contribute to increase pH and EC. After 1-year period, EC returned to original values and remained stable for the rest of the experiment (0.2 \pm 0.0 dS cm⁻¹, on average; Table 3). This is in agreement with findings by Naidu and Srivasuki (1994) and Hernandez *et al.* (1997) who observed ephemerally increased EC values. Decrements in EC during the postfire period are usually due to overland flow, which contributes to decreased soil fertility, as shown by Rodriguez *et al.* (2000) and Badía and Martí (2008).

5.3.5 SOIL WATER REPELLENCY

The proportion of pre-fire water repellent samples (WDPT > 5 s) determined under field conditions was 88%. This is in agreement with water repellency determinations observed in the same area during the dry season by Zavala *et al.* (2009a). The proportion of dry water repellent samples was slightly higher when compared with field-moist samples at each sampling date, but it showed a similar behaviour, decreasing from 99% under pre-fire conditions to 64 immediately after fire.

The proportion of field-moist water repellent soil samples decreased immediately after fire to 44%, and then increased progressively approaching the initial value during the following three years (Figure 2). Destruction of water repellency in the 0-20 mm layer may be induced by high temperatures observed, which were, on average, between 257 oC (20 mm deep) and 420 oC (surface). Observed average temperatures at the soil surface are enough to completely destroy soil water repellency, but it can be induced or enhanced 2 cm below the soil surface, where average temperatures reached 257 oC. Temperature-related changes in soil water repellency observed by DeBano and Krammes (1966) showed that, depending on time of exposure, heating at 200 °C increased repellency. This is in agreement with laboratory evidence observed by Zavala *et al.* (2010), who found that soil water repellency was significantly increased after heating treatments below 250 °C, but it was strongly increased above this temperature. Also, combustion of soil organic matter and subsequent destruction of hydrophobic organic substances in the first millimetres of soil can cause an increase in soil wettability, favouring water infiltration processes.

Soil water repellency increased progressively during the study period. The proportion of field-moist water repellent samples increased to 74% (1-year after fire), 81% (2-year) and 88% (3-year). Parallely, the proportion of dry water repellent samples increased to 88%, 92% and 98%. Temporal dynamics of soil water repellency are subjected to seasonal cycles (Doerr *et al.* 2000). Seasonal variations have been reported from temperate-humid areas by Kaiser *et al.*, (2001), Benito *et al.* (2003), and Wahl (2008). In contrast, other authors have found that seasonal variations of soil water repellency largely depend on vegetation type. Zavala *et al.* (2009a), for example, observed high levels of water repellency under *Erica* communities and low levels under olive trees (*Olea europaea*) independently of season, in contrast to other vegetation types, where large variations were found. MacDonald and Huffman (2004) observed that the soil moisture threshold for the shift from water repellent to wettable

condition apparently increases with burning severity, what may be related to the inhibition of infiltration and wetting processes after soil water repellency is increased. Some authors have observed important changes in repellency after short periods as 6-9 days (Crockford *et al.* 1991) and 3-4 weeks (Keizer *et al.*, 2005; Leighton-Boyce *et al.* 2005) in soils where the wetting-drying processes are the main causes for the re-establishment of soil water repellency. The proportion of dry and field-moist water repellent samples between pre-fire conditions and 1-year after fire did not show significant differences (Figure 2). This rapid re-establishment is in agreement with previous findings by Jordán *et al.* (2010a), who found that soil water returned to pre-fire levels only 18 months after prescribed burning.

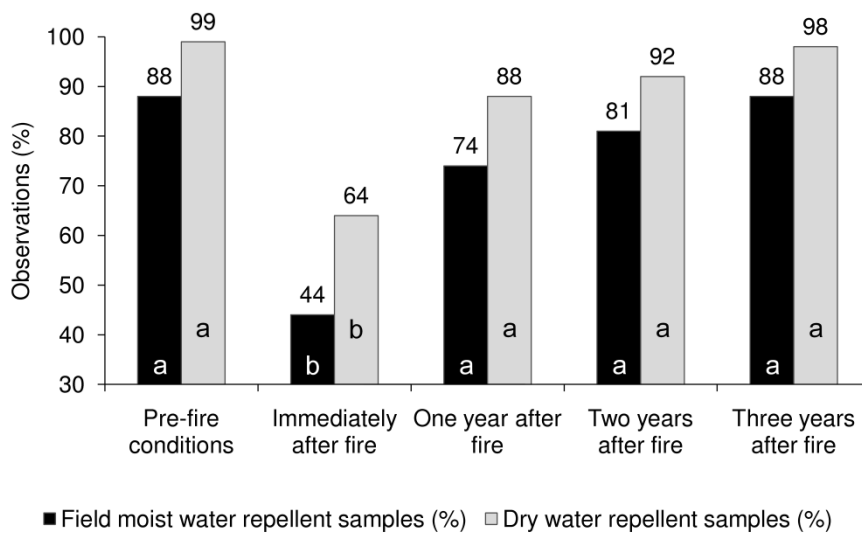


Figure 2. Proportion of water repellent (WDPT > 5 s) and wettable (WDPT ≤ 5 s) soil plots under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire. Distribution of data showed significant differences (Kruskal-Wallis p: 0.0000); different letters indicate significant differences between groups.

After removal of vegetation and increased post-fire erosion risk, detachment and loss of wettable soil material after 3 years can lead to exposition of

subsurface aggregates not affected by burning temperatures, were natural hydrophobicity persists. Average temperatures observed 20 mm below the soil surface could be not enough to destroy water repellency if time of residence of high temperatures was short.

Progressive re-establishment of water repellency during the three years following fire can be also associated to the observed increase in organic matter content. This result confirms that water repellency observed in soils under heathland at the studied area is not necessarily a consequence of wildfires, but a natural attribute of these soils, as previously suggested by Jordán *et al.* (2010a). Anyway, the organic matter content observed at the end of the experimental work did not reach pre-fire values (just half of the initial content, approximately), and other factors may be involved. The next stage in future research should include the study of hydrophobic organic substances in the ecosystem and characterization of microbial activity.

5.3.6 BULK DENSITY AND AGGREGATE STABILITY

Bulk density (Table 5) increased progressively between pre-fire ($1.4 \pm 0.0 \text{ g cm}^{-3}$) and post-fire conditions years after fire. No significant changes were observed among immediately after fire, 1-year, 2-year and 3-year determinations ($1.5 \pm 0.1 \text{ g cm}^{-3}$, on average). Changes in bulk density are strongly related to changes in organic matter content.

Aggregate stability, measured as the CND value, decreased immediately after fire (from 101.5 ± 3.9 to 66.6 ± 1.6 ; Table 5). As expected in soils with moderate-poor clay content, the strong decrease in aggregate stability could be caused by the combustion of organic matter content at temperatures around $400 \text{ }^\circ\text{C}$, causing collapse of aggregates (Certini, 2005; Terefe *et al.* 2008).

One year after fire, the CND value increased significantly to 69.8 ± 1.3 (1-year) and 74.0 ± 2.6 (2-year). This slight increase in aggregate stability can be induced by the small increase in organic matter content observed during this period. Also, the slight increase in aggregate stability may be due to increased water repellency, which is in turn associated to the increase in organic matter content. Soil water repellency contributes to the stability of aggregates making them more resistant to slaking under wet conditions (Benavides and McDonald, 2001).

Soil water repellency can increase aggregate stability by reducing rapid water entry into the soil matrix and air entrapment responsible for aggregate slaking (Blanco-Canqui and Lal, 2009). So, after destruction of water repellency by intense burning at the soil surface, the slight increase in aggregate stability observed 2 and 3 years after fire can be caused by erosion of the wettable and unstable aggregates at the soil surface. In this case, water repellent and more stable aggregates become exposed. No significant differences were observed between 2-year and 3-year determinations (CND 73.9 ± 2.3 , on average).

Table 5. Mean values \pm standard deviation for bulk density (BD) and aggregate stability (CND) under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire, and results of the Kruskal-Wallis test (p). Within a column means followed by the same letter did not show significant differences.

	BD (g cm⁻³)	CND
Pre-fire conditions	1.4 \pm 0.0 a	101.5 \pm 3.9 d
Immediately after fire	1.5 \pm 0.1 b	66.6 \pm 1.6 a
One year after fire	1.5 \pm 0.1 b	69.8 \pm 1.3 b
Two years after fire	1.5 \pm 0.1 b	74.0 \pm 2.6 c
Three years after fire	1.6 \pm 0.1 b	73.8 \pm 2.0 c
Kruskal-Wallis p	0.0001	0.0000

6 FIRE-INDUCED CHANGES IN SOIL WATER REPELLENCY INCREASED FINGERED FLOW AND RUNOFF RATES FOLLOWING THE 2004 HUELVA WILDFIRE. HYDROLOGICAL PROCESSES

6.1 INTRODUCTION

Soil water repellency has been reported in many parts of the world (DeBano, 2000b; Doerr *et al.* 2000) as a property of soil that reduces its affinity for water, so that water repellent soils can resist wetting for a certain period of time ranging from a few seconds to hours or days (King, 1981; Doerr and Thomas, 2000). Soil water repellency has considerable hydrological and geomorphological consequences, by reducing soil infiltration rates, enhancing overland flow and soil erosion, causing heterogeneous wetting patterns and developing preferential flow paths (Burch *et al.* 1989; Imeson *et al.* 1992; Hendrickx *et al.* 1993; Dekker and Ritsema, 1994; Ritsema and Dekker, 1994, 2000; Robinson, 1999; McLeod *et al.* 2001; Jordán *et al.* 2008; Doerr *et al.* 2000). The importance and spatial distribution patterns of these processes are conditioned by the intensity and spatial heterogeneity of soil water repellency (Jungerius and de Jong, 1989; Ritsema and Dekker, 1994).

Many authors have found relationships between certain plant species and the development of soil water repellency, although it cannot be assumed that these species always induce water repellency under natural conditions (Doerr *et al.* 2000). The occurrence of soil water repellency has been associated with citrus trees (Jamison, 1946), perennial pastures (Van't Woudt, 1959), heathlands (Jordán *et al.* 2008; Martínez-Zavala and Jordán-López, 2009), pines (Mataix-Solera and Doerr, 2004; Hubbert *et al.* 2006; Lewis *et al.* 2006), deciduous trees (Reeder and Jurgensen, 1979; Buczko *et al.* 2002), oaks (Cerdà *et al.* 1998; Jordán *et al.* 2008) and eucalyptus (Crockford *et al.* 1991; Doerr *et al.* 1998).

Wildfires destroy the plant cover and may induce changes in the soil organic matter content, structure, particle size distribution and wettability, usually increasing the erosion risk. A decrease in plant cover after burning modifies the

processes of rainfall interception and evapotranspiration, thereby affecting the hydrological cycle. Many authors have reported increased water repellency in fire-affected areas (DeBano, 2000b; Doerr *et al.* 2000). Heating of soil and the translocation of volatilized organic substances during burning affect water repellency (DeBano *et al.* 1970; MacDonald and Huffman, 2004; Shakesby and Doerr, 2006). Vaporized organic matter is removed up in the smoke, but a small amount can move downward along the temperature gradient in the few centimetres of soil where it condenses to form a water repellent layer that delay or inhibits water infiltration (DeBano, 1991). Fire is not the only cause of soil water repellency, although it can be considered as a “triggering” factor in soils where plant species, microorganisms, or organic matter act as sources of hydrophobic substances (Doerr *et al.* 2000). Moreover, some authors have found that unburnt or long-unburnt soils show a range of water repellency levels under *Eucalyptus* forests in Australia (Burch *et al.* 1989; Crockford *et al.* 1991; Scott, 2000; Doerr *et al.* 2006b) and Portugal (Doerr *et al.* 1998), heathlands in Southern Spain (Martínez-Zavala and Jordán-López, 2009), oak forests in Eastern and Southern Spain (Cerdà *et al.* 1998; Jordán *et al.* 2008) and even pines and deciduous trees under humid climatic conditions in central Europe (Buczko *et al.* 2002).

Research into post-fire soil erosion shows a range of results. Many authors have found increased soil erosion and runoff rates after fire (e.g., Krammes and Osborn, 1969; Giovannini and Lucchesi, 1997; Soler *et al.* 1994; Úbeda and Sala, 1998; Morales *et al.* 2000; Robichaud *et al.* 2000; Johansen *et al.* 2001; Pierson *et al.* 2001; Kunze and Stednick, 2006), due to factors such as loss of vegetation canopy, low structural stability of soils and enhanced runoff flow on soil surfaces affected by fire-induced hydrophobicity. On the other hand, other authors have reported low erosion rates after fires due to different causes. Hatten *et al.* (2005) found that low severity fires do not contribute much to soil loss in pine and fir mountain forests in Washington State (USA). Cerdà (1998a) observed that immediate post-fire overland flow and erosion rates were negligible due to the high infiltration rates of the dry and ash-covered soils. Similar results have been reported in Spain by Cerdà and Doerr (2008) and Zavala *et al.* (2009a). Germanoski and Miller (1995) found that post-fire soil loss processes in Nevada were spatially heterogeneous with substantial erosion confined to channels developed in pronounced concave hillslope sections compared with more stable areas. In a recent review, Pausas *et al.* (2008) observed that post fire soil losses in the Mediterranean Basin are quite variable depending on vegetation and soil type, post-fire weather conditions and fire severity. These authors concluded that post-fire erosion rates measured in the Mediterranean Basin are rarely higher than 10 Mg ha⁻¹ year⁻¹ and often lower

than 1 Mg ha⁻¹ year⁻¹. These values are low in absolute terms, but they are relatively high with respect to the low available soil depth and the slow soil formation rate in the Mediterranean areas.

Several authors have found strong relationships between the occurrence of irregular wetting fronts and soil water repellency (Ritsema *et al.* 1993; Ritsema and Dekker, 2000; Letey, 2001). Preferential flow paths lead to significant variations in water content in the soil profile and cause uneven distribution of water in the root zone resulting in poor seed germination and plant growth (Wallis and Horne, 1992) and accelerated leaching of nutrients and other soluble substances (Hendrickx *et al.* 1993; Ritsema and Dekker, 1998; Wang *et al.* 2000). Hendrickx *et al.* (1993) reported unstable wetting fronts in water repellent grass-covered soils, contrasting with the homogeneous wetting front typical of wettable soils. Fingered wetting fronts in water repellent soils have been observed also by Bauters *et al.* (1998), Carrillo *et al.* (2000a, 2000b) and Zavala *et al.* (2009b), while a uniform and broadly horizontal wetting front developed in wettable soils. Other authors have found that stable flow may appear if the depth to the water-repellent layer is sufficiently deep (Hendrickx *et al.* 1993; Van den Bosch *et al.* 1999). However, the heterogeneity of results, the influence of vegetation and the diversity of responses after burning makes necessary the study and characterization of these processes with special interest in recurrently burnt Mediterranean areas.

The objectives of this research are: [1] to study the effect of burning on water repellency in Mediterranean soils under oaks and pines; [2] to study the relationship between fire-induced water repellency and other soil parameters (pH, soil organic carbon content, C/N, bulk density and texture); and [3] to study the effect of fire-induced water repellency on hydrological and erosional responses of soils under oaks and pines in the study area.

6.2 MATERIALS AND METHODS

6.2.1 STUDY AREA

The study area is located within the coordinates 37° 45.6' - 37° 26.5' N and 6° 40.3' - 6° 8.0' W, between the provinces of Huelva and Sevilla (SW Spain). The relief in the studied area has a very irregular topography and the elevation ranges from 24 to 680 masl (average elevation, 237 masl). The bedrock comprises mainly metamorphic rocks (as slates or quartzite) and igneous rocks, which produce acidic and nutrient-poor soils (such as Leptosols,

Regosols and Cambisols, classified according to FAO, 2006; Bellinfante *et al.* 2007). The climate is Mediterranean-type, with cool, humid winters and warm, dry summers. The mean annual rainfall is 855 mm and the mean air temperature ranges from 10 °C in January to 27 °C in July and August, according to nearby Escacena del Campo weather station.

6.2.2 THE HUELVA 2004 FIRE

Four arson fires were confirmed on 27 July 2004 in different points of the Río Tinto mining area (Huelva, SW Spain) after abnormally high temperatures and a very dry period. After several days of intense activity, high temperatures and strong easterly winds, the fire affected 28000 ha, mostly covered by pine, eucalyptus and oak forests in the provinces of Huelva and Sevilla (Figure 3).

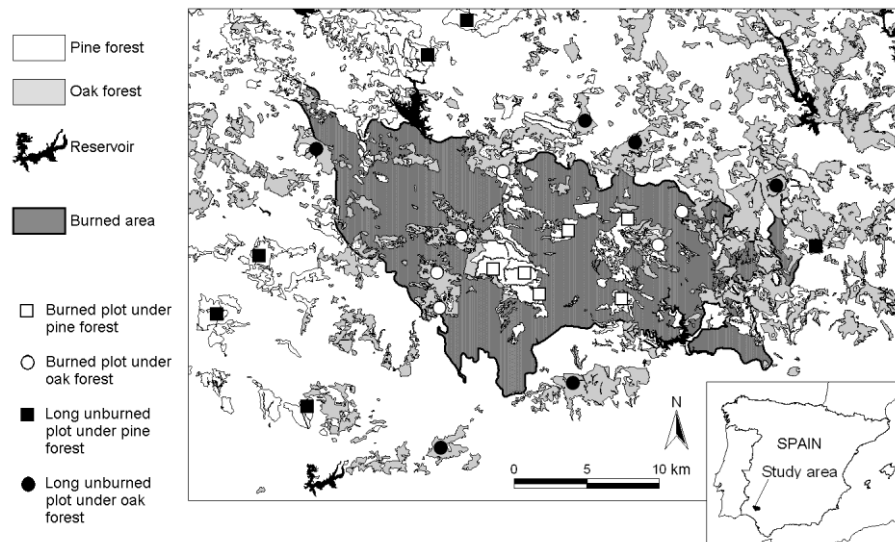


Figure 3. Studied area affected by the 2004 Huelva wildfire. Marked plots show the location of simulated rainfall experiments.

6.2.3 EXPERIMENTAL DESIGN AND SOIL SAMPLING

In order to determine pH, organic carbon content, C/N ratio, soil texture and soil water repellency, four groups of twelve plots (48 plots) were selected using randomly generated coordinates on burnt soil under oak forest (OB), long unburnt (> 30 years) soil under oak forest (OC), burnt soil under pine forest (PB) and long unburnt (> 30 years) soil under pine forest (PC). Samples of soil (0-5 cm deep) were collected at the centre of each plot and unaltered triplicate samples of soil for bulk density determination were randomly collected within a 0.5 m radius of the plot using cores 3 cm in diameter and mean values were taken as representative; a part of the sampled soil was reserved for soil water repellency analysis. Some detailed views of sampled sites are shown in Figure 4.

Previous to soil sampling, the litter depth of burnt and unburnt plots was measured using knitting needles at five points within a 0.5 m radius of each sampling plot, selected using randomly generated coordinates. The average depth was taken as representative of the plot.

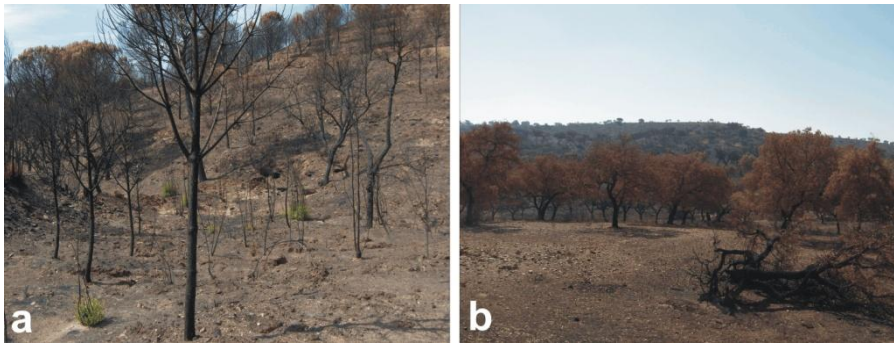


Figure 4. Detailed view of fire affected pine forest (a) and oak forest (b).

A complementary set of four groups of six plots (24 plots) were randomly selected with the same criteria for rainfall simulation experiments, wetting front determinations and the study of water repellency in the soil profile.

6.2.4 FIELD EXPERIMENTS

Rainfall simulation experiments

The experiments have been carried out using a portable rainfall simulator similar to that described by Navas *et al.* (1990) and Lasanta *et al.* (2000). The structure is supported by four legs and the simulator was covered with a wind shield. The legs are telescopic so that the simulator can be levelled when placed on an uneven surface. Rain is supplied via a single nozzle which is connected through a rubber pipe to a mobile automatic pump. The water from the nozzle falls onto a 1 m² area limited by a steel circular frame (50 cm in diameter) that directs the runoff flow to the outlet of the plot by means of a zinc gutter. The frame was carefully tapped into the soil parallel to the ground slope to prevent leakage and to direct the runoff flow to the outlet of the plot. The mean rainfall intensity for the experiments was 85.0 ± 2.1 mm h⁻¹ and the duration of the simulations was 60 minutes. This intensity is similar to the 5 year return period intensity for representative storms in the area (102 mm h⁻¹ and 84 mm h⁻¹ over 1 hour in Aracena and Escacena del Campo nearby weather stations).

All tests were carried out in interrill areas and unburnt and/or charred litter was carefully brushed away to expose the mineral soil surface. A gutter installed on the downstream site of the plot directed the runoff into a sample collection box. Runoff samples were collected every 5 minutes in order to determine runoff volume and sediment concentration in runoff by desiccation and extracting the sediment when dry, calculating the soil loss rates for each plot. Distilled water was used for the simulations because the response of the soil might be influenced by the chemical composition of the water (Borselli *et al.* 2000).

Analysis of moisture and water repellency profiles

Fifteen minutes after the end of each rainfall simulation, a 40 cm wide and 20 cm deep excavation was made at each experimental plot and soil moisture was determined using TDR (IMKO TRIME-HD tube probe) at grid points spaced 2 cm in the y-direction (parallel to the slope gradient) and 5 cm in the x-direction.

After moisture determinations, soil samples from each point were collected using metal cylinders, making 81 soil samples at each soil profile. The cylinders were tapped 8 cm deep into the soil and samples were transported to the laboratory for water repellency determinations. Soil moisture and water

repellency values were arranged in a matrix of data and intermediate values were interpolated by the inverse distance weighted method. Since samples below a depth of 16 cm did not show moisture variations, they were not considered for the analysis. Soil moisture was divided into 7 classes: 1 (<2.5 %), 2 (2.5-5.0 %), 3 (5.0-7.5 %), 4 (7.5-10.0 %), 5 (10.0-12.5 %), 6 (12.5-15.0 %) and 7 (>15.0 %).

Soil analysis

Field soil moisture was determined by the gravimetric method. Bulk density was measured in unaltered soil samples by the core method (Blake and Hartge, 1986).

Soil samples were oven-dried at 25 °C to a constant weight and sieved using a 2 mm mesh to eliminate coarse soil particles. Soil acidity (pH) was measured in an aqueous soil extract in de-ionized water (1:2.5 soil:water). Soil organic carbon was determined by the Walkley-Black method (Walkley and Black, 1934). Total nitrogen was measured by the Regular Macro-Kjeldahl method and the C/N ratio was calculated. In order to determine the particle size distribution, organic matter was removed with H₂O₂ (6 %). The proportion of particles of diameter above 2 mm was determined by wet sieving and particles <2 mm in diameter were determined by the pipet analysis method, according to USDA (2004): sand (0.05 - 2 mm), silt (0.002 - 0.05 mm) and clay (<0.002 mm)

Soil water repellency was determined by the water drop penetration time (WDPT) test, following the method developed by Wessel (1988). The WDPT test measures how long repellency persists on a porous surface. Air-dried samples were hand-sieved through a 2 mm mesh and put into a Petri dish, carefully levelled and kept under standard laboratory conditions during 24 h (20 °C, 1 atm, 50 % relative humidity) to eliminate potential effects of any variations in preceding atmospheric humidity on soil hydrophobicity (Doerr *et al.* 2002). The WDPT method consists of placing a water drop on the soil surface and recording the time taken for it to penetrate the soil. Five drops of distilled water (20 °C) were applied with a hypodermic syringe to the surface of soil samples from no higher than 5 mm to avoid excess kinetic energy affecting soil-droplet interaction (Doerr, 1998). The time required for each droplet to infiltrate was recorded and the average penetration time was taken as representative of the WDPT for each sample. According to Bisdom *et al.* (1993), soil samples were classified as wettable when the water drop infiltrated within 5 s, slightly water repellent (5-60 s), strongly water repellent (60-600 s), severely water repellent (600-3600 s) and extremely water repellent (>3600 s).

6.2.5 DATA ANALYSIS

The analysis of data included correlations, regression and ANOVA. Assumptions of normality and homoscedasticity were tested using the Shapiro-Wilk (Shapiro *et al.* 1968) and Brown-Forsyth tests (Brown and Forsythe, 1974), respectively. Since most of the variables did not satisfy these assumptions, alternative non-parametric tests were used, Mann-Whitney U-test (Mann and Whitney, 1947) and Kruskal-Wallis ANOVA (Kruskal and Wallis, 1952). This follows Scott (2000), who showed that analyses based in the WDPT method are strongly bimodal and non-normal. When Kruskal-Wallis ANOVA null hypothesis was rejected, post-hoc pair-wise comparisons were performed to investigate differences between pairs of means (Bonferroni test; Winer *et al.* 1991). Spearman rank correlation coefficients were calculated to examine the linear relationships between the studied parameters. All computations were made using STATISTICA version 6 (Statsoft Inc. 2001).

6.3 RESULTS

6.3.1 RELATIONSHIPS BETWEEN WATER REPELLENCY AND OTHER SOIL PARAMETERS

The main characteristics of the topsoil plots are shown in Table 6. Soil acidity did not vary significantly among burnt or long unburnt soils under pine and oaks. The average pH was $5.0 \pm 0,8$, although extremely acid pH values were observed at two burnt soil plots under pine forest (3.1 and 3.5) and at one unburnt soil plot under oak forest (3.9). The rest of pH values were between 4.1 and 7.2. Soil organic carbon varied significantly between fire-affected and long unburnt soil plots (Table 6). SOC from long unburnt soil plots ranged between 0.8 and 6.4 % (2.5 ± 1.3 %, on average) and only two samples showed organic carbon contents under 1.0 %. In contrast, SOC decreased dramatically after fire at burnt plots, with values ranging between 0.1 and 1.6 % (0.7 ± 0.4 %, on average). In this case, only four soil samples under pine forest showed SOC above 1.0 %. The nitrogen content from burnt plots was approximately 50 % of that from long unburnt plots. Consequently, the average C/N ratio from soil plots under pine forest decreased from 16.2 ± 12.2 at unburnt to 7.8 ± 2.7 at burnt plots, but it did not vary significantly between burnt or unburnt soil plots under oak forest (Table 1). Although no significant differences were observed for sand and clay content according to vegetation type or fire activity, bulk density increased significantly (Table 1) from unburnt to burnt soil plots under

oak forests (1.34 ± 0.10 to 1.53 ± 0.03 g cm⁻³) and pine forests (1.25 ± 0.17 to 1.51 ± 0.03 g cm⁻³).

Water repellency increased significantly between unburnt and burnt plots under oaks from 301 ± 199 to 647 ± 306 s (Table 7). The average WDPT from soil plots under pines increased from 424 ± 304 s (unburnt) to 721 ± 485 s (burnt), but this change was not significant. Generally, the number of severely water repellent soil samples was higher in burnt compared with unburnt plots (1 to 5 under oak forest and 4 to 7 under pine forest).

Although no wettable or slightly water repellent samples were observed under long unburnt plots, one sample was classified as slightly water repellent under oak forest and another one classified as wettable under pine forest at burnt plots.

Table 6. Average values (\pm standard deviation) of pH, SOC, N, C/N, bulk density, sand content and clay content at the topsoil (0-5 cm soil samples) and Kruskal-Wallis ANOVA test results (KW, p). Within-a-column means followed by the same letter are not significantly different. Type: OB: burnt soil under oak forest; OC: long unburnt soil under oak forest; PB: burnt soil under pine forest; PC: long unburnt soil under pine forest.

Type	n	pH	SOC (%)	N (%)	C/N
OC	12	5.2 \pm 0.9	2.1 \pm 0.7 b	0.2 \pm 0.1 b	9.8 \pm 1.3 ab
OB	12	5.0 \pm 0.6	0.5 \pm 0.3 a	0.1 \pm 0.0 a	9.2 \pm 1.3 ab
PC	12	5.0 \pm 0.5	3.0 \pm 1.6 b	0.2 \pm 0.1 b	16.2 \pm 12.2 b
PB	12	4.7 \pm 1.0	0.8 \pm 0.5 a	0.1 \pm 0.1 ab	7.8 \pm 2.7 a
KW, p		NS	0.0000	0.0002	0.0000
		Litter depth (cm)	Bulk density (g cm ⁻³)	Sand (%)	Clay (%)
OC	12	2.1 \pm 0.4 c	1.34 \pm 0.10 a	44.5 \pm 8.3	7.7 \pm 4.5
OB	12	0.7 \pm 0.4 a	1.53 \pm 0.03 b	44.4 \pm 8.1	7.1 \pm 2.5
PC	12	5.3 \pm 0.9 d	1.25 \pm 0.17 a	48.3 \pm 18.1	5.9 \pm 2.5
PB	12	1.1 \pm 0.4 b	1.51 \pm 0.03 b	54.2 \pm 19.7	8.4 \pm 3.9
KW, p		0,0000	0.0000	NS	NS

Table 7. Average WDPT (\pm standard deviation), distribution of the WDPT classes at the topsoil (0-5 cm soil samples) and Mann-Whitney U test p-value (MW U, p) for burnt/control soils under oak forest and pine forest. Type: OB: burnt soil under oak forest; OC: long unburnt soil under oak forest; PB: burnt soil under pine forest; PC: long unburnt soil under pine forest. WDPT classes: 1: wettable, 2: slightly water repellent, 3: strongly water repellent, 4: severely water repellent.

Type	n	WDPT (s)	MW U, p	Distribution of WDPT classes			
				1	2	3	4
OB	12	647 \pm 366	0.0094	0	1	6	5
OC	12	301 \pm 199		0	0	11	1
PB	12	721 \pm 485	0.1190	1	0	4	7
PC	12	424 \pm 304		0	0	8	4

The Spearman rank correlation coefficients between topsoil properties (SOC, C/N, bulk density, sand content and clay content) and WDPT class are shown in Table 8. The correlation between SOC and WDPT class was high at burnt plots under oaks ($r = 0.8760$, $p = 0.0002$), pines ($r = 0.8511$, $p = 0.0004$) and long unburnt plots under pines ($r = 0.8222$, $p = 0.0010$). Low and no significant correlation was observed at unburnt plots under oaks. The C/N ratio and bulk density were positively correlated with WDPT class at burnt plots under oaks and unburnt plots under pines. The sand content showed a positive correlation with WDPT class just at burnt plots under pines $r = (0.8771$, $p = 0.0002$), while the clay content was negatively correlated ($r = -0.6897$, $p = 0.0131$). No significant correlations were observed at any case between WDPT class and pH.

Table 8. R-Spearman coefficients for topsoil (0-5 cm soil samples) variables and WDPT class. Not significant coefficients are not shown. Type: OB: burnt soil under oak forest; PB: burnt soil under pine forest; PC: long unburnt soil under pine forest.

Type	Variable	n	R-Spearman	p-level
OB	SOC %	12	0.8760	0.0002
	C/N	12	0.8316	0.0008
	Bulk density %	12	-0.8914	0.0001
PB	SOC %	12	0.8511	0.0004
	Sand %	12	0.8771	0.0002
	Clay %	12	-0.6897	0.0131
PC	SOC %	12	0.8222	0.0010
	C/N	12	0.6167	0.0327

6.3.2 *WATER REPELLENCY PROFILES*

WDPT profiles under pine and oak forests are shown in Figure 5 (long unburnt soils) and Figure 6 (burnt soils). The proportion of wettable samples in long unburnt soil plots under pine forest was 0 % at 0, 2, 4, 6 and 10 cm, 1 % at 8 cm and it increased up to 12 % at 12 cm, 20 % at 14 cm and 18 % at 16 cm. Although water repellency decreases with depth, Figure 5 shows an irregular pattern of wettability, with severe to extremely water repellent soil patches near the surface. In the case of long unburnt plots under oak forest, the proportion of wettable samples ranges between 4 % (0 cm) and 54 % (14 and 16 cm).

WDPT class profiles from burnt plots (Figure 6) show a higher degree of repellency both under pines and oaks. The proportion of wettable soil samples under burnt pine forest did not differ from long unburnt plots under pine forest (0 % wettable samples between 0 and 10 cm, 11 % at 12 cm, 17 % at 14 cm and 22 % at 16 cm).

WDPT class profiles from burnt plots under oak forest show stronger water repellency and a thicker hydrophobic layer (Figure 6) compared with unburnt plots (Figure 5). The proportion of wettable soil samples from burnt plots under oaks was 0 % between 0 and 10 cm and it increased slowly up to 42 % at a depth of 16 cm.

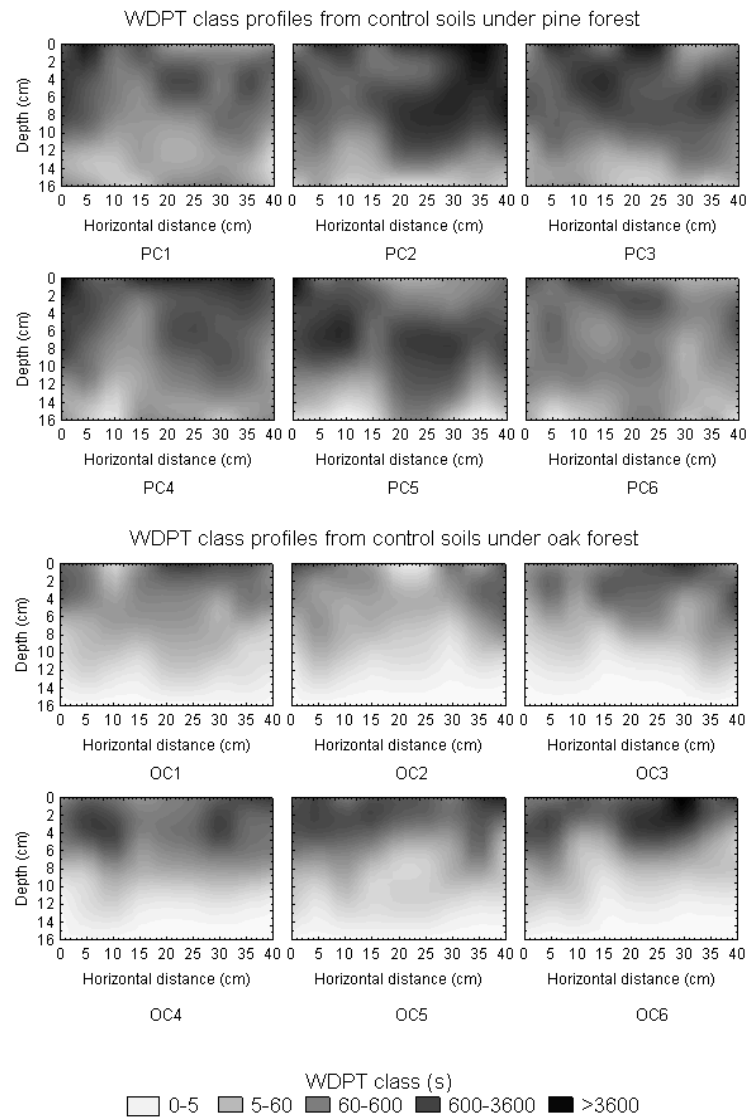


Figure 5. Soil water repellency profiles from long unburnt plots under pine forest (PC1-PC6) and oak forest (OC1-OC6).

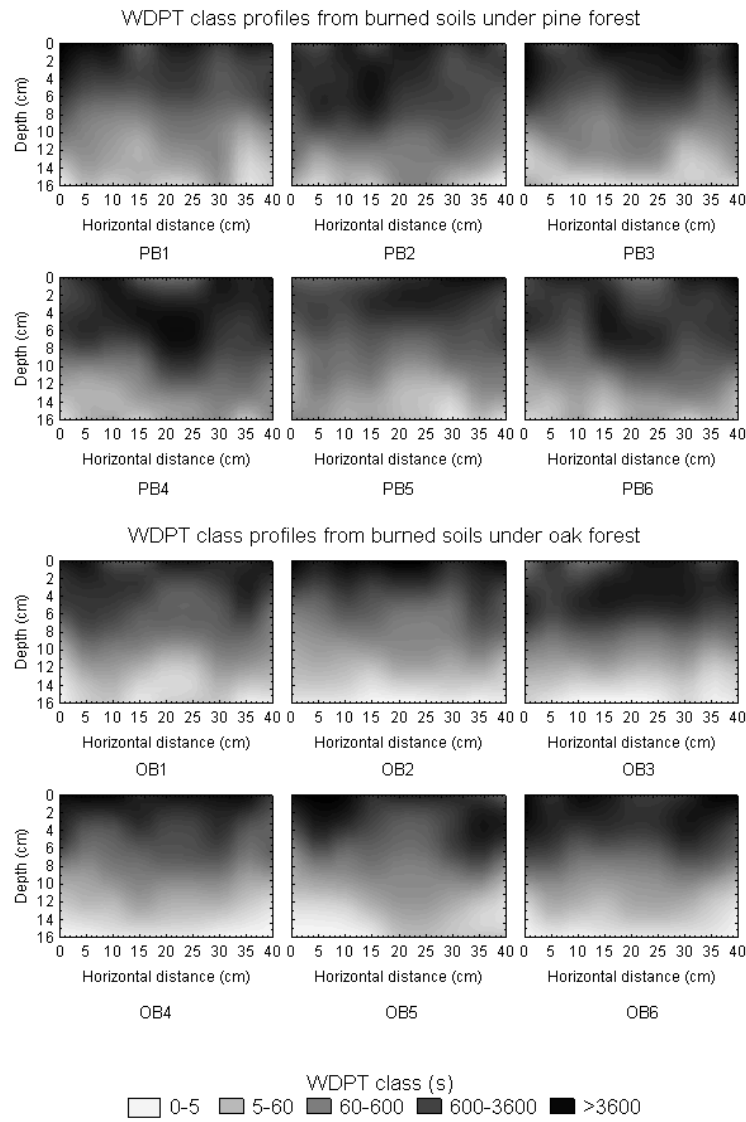


Figure 6. Soil water repellency profiles from burnt plots under pine forest (PB1-PB6) and oak forest (OB1-OB6).

Table 9 shows the distribution of WDPT classes under long unburnt and burnt plots under pines and oak forest. Under pine forest, the proportion of wettable classes did not show important differences (10.5 % from long unburnt plots and 10.3 % from burnt plots), although the proportion of extremely water repellent soil samples increased from 10.3 % to 22.4 %. In the case of plots under oak forest, a remarkable change was observed after fire. The proportion of wettable samples decreased from 46.5 % to 18.9 %, while the proportion of strongly to extremely water repellent soil samples increased considerably (from 15.6 to 20.0 %, 10.9 to 17.9 % and 3.9 to 21.0 %, respectively).

Table 9. Number of soil samples per WDPT class and depth for different types of plots. Type: OC, long unburnt soil under oak forest; OB, burnt soil under oak forest; PB, burnt soil under pine forest; PC, long unburnt soil under pine forest. WDPT classes: 1, wettable; 2 slightly water repellent; 3, strongly water repellent; 4, severely water repellent; 5, extremely water repellent. Each depth increment included 54 measurements with a total of 486 measurements across each of the four treatments (N = 1944).

Type	Depth (cm)	WDPT class				
		1	2	3	4	5
OC/OB	0	4/0	15/0	20/7	14/12	1/35
	2	5/0	8/0	13/6	21/21	7/27
	4	10/0	12/9	10/9	11/12	11/24
	6	17/0	12/8	18/7	7/23	0/16
	8	18/0	21/15	15/20	0/19	0/0
	10	25/0	29/27	0/27	0/0	0/0
	12	39/18	15/15	0/21	0/0	0/0
	14	54/32	0/22	0/0	0/0	0/0
	16	54/42	0/12	0/0	0/0	0/0
PC/PB	0	0/0	19/	12/15	7/10	16/29
	2	0/0	14/0	16/11	13/19	11/24
	4	0/0	17/0	15/14	15/19	7/21
	6	0/0	11/0	12/12	18/18	13/24
	8	1/0	10/10	17/18	23/15	3/11
	10	0/0	18/16	15/24	21/14	0/0
	12	12/11	18/13	8/13	16/17	0/0
	14	20/17	12/14	22/23	0/0	0/0
	16	18/22	15/16	21/16	0/0	0/0

6.3.3 CHANGES IN THE HYDROLOGICAL RESPONSE OF FIRE-AFFECTED SOILS

Different hydrological responses were observed at burnt and unburnt soils under oak and pine forest after rainfall simulations. Runoff flow was observed in all the experiments after the first 5 minutes of rainfall. Figure 7 shows the behaviour of runoff as a function of time. The maximum runoff rate was reached in a range between 35 and 60 minutes after the rainfall simulation started in most of the plots.

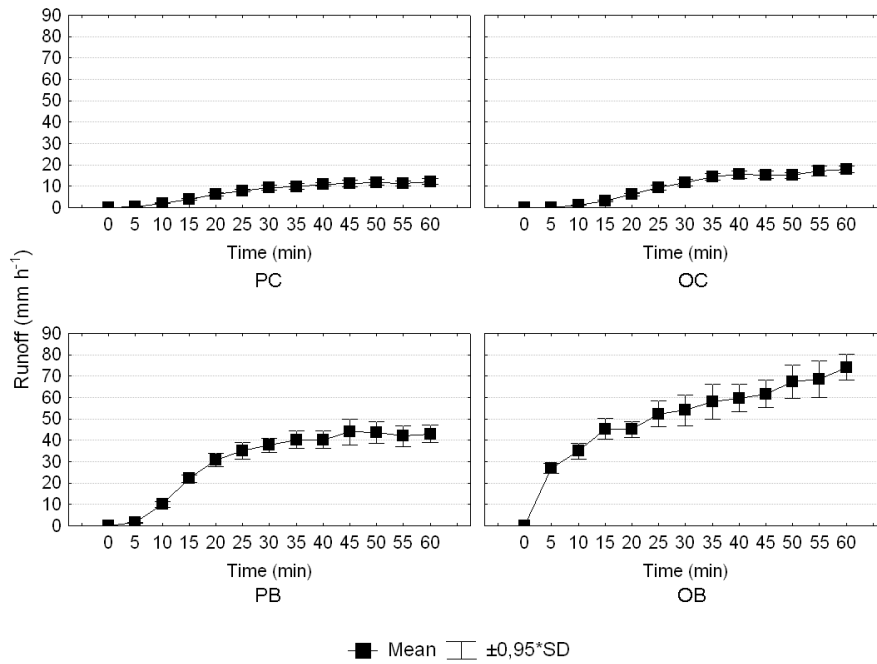


Figure 7. Relationship between runoff rate and time for control unburnt and burnt plots under pine and oak forest. PC: long unburnt soil under pine forest; OC: long unburnt soil under oak forest; PB: burnt soil under pine forest; OB: burnt soil under oak forest. Some standard deviation bars are hidden by plots.

Long unburnt soils under pine forest showed the lowest average runoff flow (7.5 mm h^{-1}). The maximum observed runoff rate was 13.0 mm h^{-1} after 60 minutes of rainfall at one of the plots, but average values ranged through a short interval ($11.1 - 12.2 \text{ mm h}^{-1}$) during the last 20 minutes of rainfall. More intense runoff generation was observed at burnt plots under pine forest, where the runoff rate increased rapidly and linearly approximately between 5 and 25 minutes after the rainfall started, approaching a maximum, with average values varying between 40.2 and 43.9 mm h^{-1} during the last 25 minutes of simulation.

Mean runoff generation at long unburnt plots under oak forest was 10.6 mm h^{-1} after 60 minutes of simulation. Observed runoff flow increased slightly during the first 15 minutes of simulation, grew linearly between 15 and 30 minutes and stabilized at values ranging from 11.5 to 20.6 mm h^{-1} . In the case of burnt plots, mean runoff from soils under oaks grew rapidly between 0.0 and 45.4 mm h^{-1} during the first 15 minutes of simulated rainfall and reached 74.1 mm h^{-1} at the end of the 60 minutes period. Average runoff rate from burnt plots under oaks was 49.9 mm h^{-1} .

Sediment concentration in runoff also showed great differences between plots (Figure 8). Generally, sediment yield increased linearly during the first 15-20 minutes of rainfall because it takes time for the soil to get wet, as well as for the soil particles to become detached from the surface. After that time, a peak of sediment yield was reached for all plots. Sediment concentration in runoff was very low at long unburnt plots under pines and oaks, with mean values between 1.09 ± 0.6 (plots under pines) and $1.4 \pm 0.8 \text{ g L}^{-1}$ (oaks). In the case of burnt soils, the average sediment concentration in runoff increased up to 6.8 ± 3.8 (pines) and $10.1 \pm 5.5 \text{ g L}^{-1}$ (oaks), with peaks of mean sediment concentration of 13.5 ± 3.4 (20 minutes, pines) and $19.4 \pm 5.1 \text{ g L}^{-1}$ (20 minutes, oaks). After these peaks of sediment concentration in runoff, a steady decrease of sediment concentration was observed. Mean sediment concentrations in runoff after 60 minutes from burnt soils under pines and oaks were 5.4 ± 0.8 and $8.1 \pm 1.6 \text{ g L}^{-1}$, respectively.

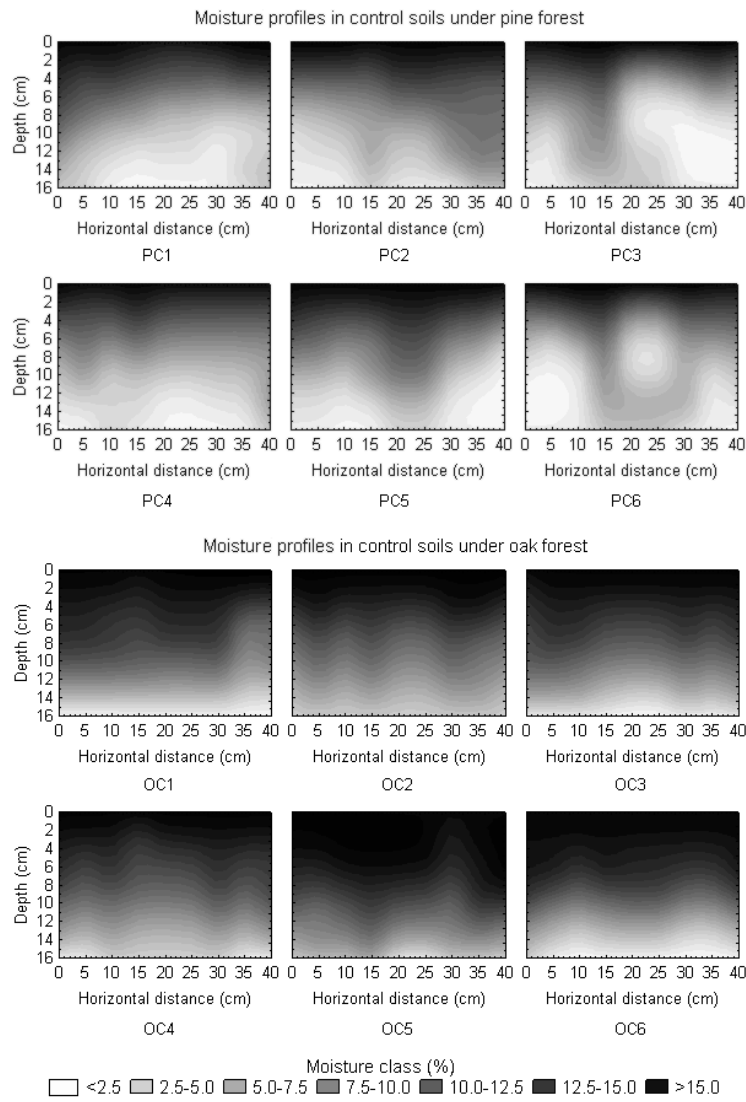


Figure 8. Moisture profiles in long unburnt plots under pine forest (PC1-PC6) and oak forest (OC1-OC6).

6.3.4 *MOISTURE PROFILES*

The observation of irregular wetting fronts and heterogeneous wetting patterns in soil profiles revealed the existence of preferential flow paths. Moisture profiles under pine and oak forests are shown in Figure 8 (long unburnt soils) and Figure 9 (burnt soils). A comparatively irregular moisture pattern was observed at long unburnt plots under pine forest. In this case, moist pockets were observed between bodies of relatively dry soil as a consequence of preferential flow paths. No dry soil (moisture content < 2.5 %) was observed at any case between 0 and 4 cm, but the proportion of dry soil samples increased progressively between 6 cm (11 %) and 16 cm (70 %).

Moisture profiles from long unburnt plots under oaks showed a deeper and more homogeneous infiltration. No dry soil samples were observed between 0 and 12 cm, although the proportion of dry soil samples increased rapidly below this depth (13 % at 14 cm and 59 % at 16 cm).

Under burnt pine forest, the proportion of dry soil samples (moisture content < 2.5 %) was 0 % between 0 and 4 cm and 6 % between 6 and 8 cm, but it ranged between 20 and 87 % in the 10-16 cm layer. In burnt soils under oaks, the proportion of dry soil samples (moisture content < 2.5 %) was 100 % between 0 and 12 cm and it increased to 41 % at 14 cm and 83 % at 16 cm.

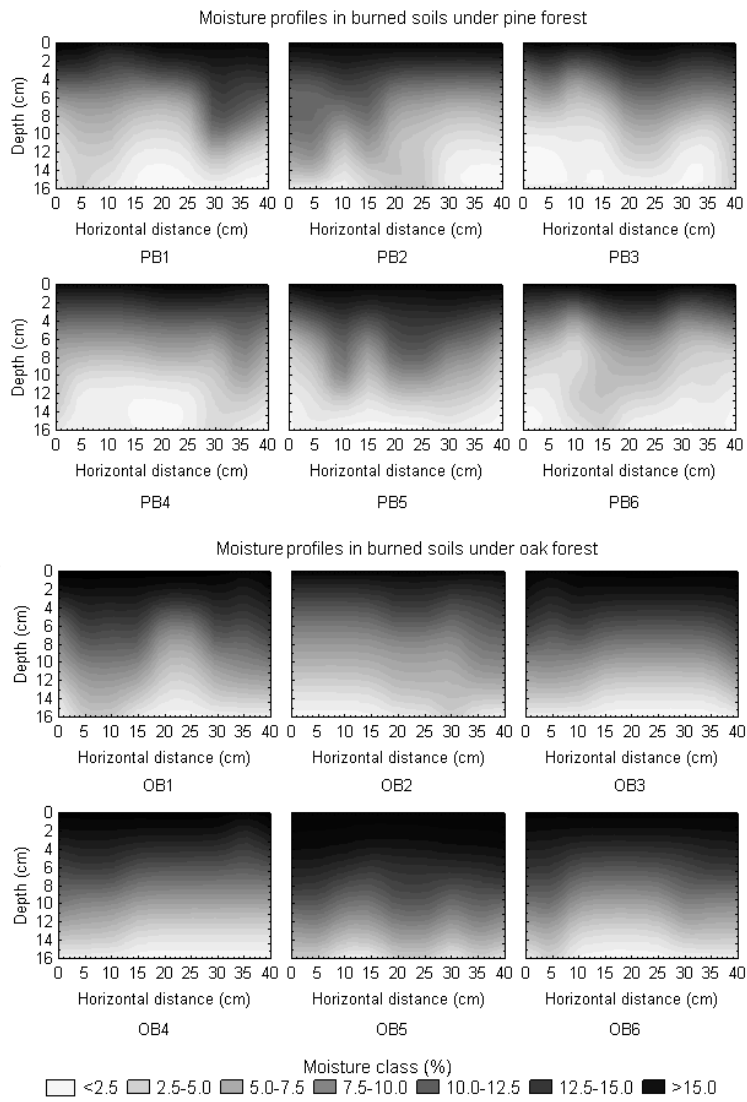


Figure 9. Moisture profiles in burnt plots under pine forest (PB1-PB6) and oak forest (OB1-OB6).

The distribution of soil moisture classes at long unburnt or burnt soil profiles under pine and oak forests is shown in Table 10. The distribution of moisture classes from long unburnt soils showed not great differences compared with burnt soils, with a relative high proportion of samples with moisture contents below 5.0 % (40.5 % of samples from long unburnt plots and 45.3 % of samples from burnt plots). Intermediate moisture classes decreased greatly from unburnt to burnt plots. For example, samples with moisture class 4 (7.5-10.0 %) decreased from 11.7 % in unburnt plots to 3.7 % of samples in burnt plots. In the case of soil plots under oak forest, the proportion of dry or slightly wet soil samples (classes 1-3) increased from 27.1 % to 41.3 % in unburnt and burnt plots, respectively. No great differences were observed between the proportion of soil samples with moisture classes 5-7, 59.3 and 49.3 % from long unburnt and burnt plots respectively.

Table 10. Number of soil samples per moisture class and depth for different types of plots. Type: OC, long unburnt soil under oak forest; OB, burnt soil under oak forest; PB, burnt soil under pine forest; PC, long unburnt soil under pine forest. Moisture classes: 1, <2.5 %; 2, 2.5-5.0 %; 3, 5.0-7.5 %; 4, 7.5-10.0 %; 5, 10.0-12.5 %; 6, 12.5-15.0 %; 7, >15.0 %. Each depth increment included 54 measurements with a total of 486 measurements across each of the four treatments (N = 1944).

Type	Depth (cm)	Moisture class						
		1	2	3	4	5	6	7
OC/OB	0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	54/54
	2	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	4/12	50/42
	4	0/0	0/0	0/0	0/0	1/7	42/38	11/9
	6	0/0	0/0	2/3	0/5	18/27	25/19	9/0
	8	0/0	0/0	0/9	7/20	19/20	26/5	2/0
	10	0/0	0/2	1/30	30/16	19/6	4/0	0/0
	12	0/0	3/23	23/27	26/4	2/0	0/0	0/0
	14	7/22	24/22	18/10	3/0	2/0	0/0	0/0
	16	32/45	21/9	1/0	0/0	0/0	0/0	
PC/PB	0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	54/54
	2	0/0	0/0	0/0	0/0	2/1	23/18	29/35
	4	0/0	0/2	4/2	2/0	33/36	15/14	0/0
	6	6/3	1/5	2/29	31/6	13/8	1/3	0/0
	8	9/3	11/20	17/16	8/7	9/3	0/5	0/0
	10	18/11	19/27	8/9	5/5	4/0	0/2	0/0
	12	19/28	19/17	5/7	9/0	2/2	0/0	0/0
	14	29/37	12/13	11/4	2/0	0/0	0/0	0/0
	16	38/47	16/7	0/0	0/0	0/0	0/0	

6.4 DISCUSSION

6.4.1 CHANGES OF WATER REPELLENCY IN FIRE-AFFECTED SOILS

Soil water repellency is common at the long unburnt plots under pines and oaks in the study area, with WDPT classes ranging from wettable to severely water repellent. Water repellency in long unburnt soils under pines was stronger than in long unburnt soils under oaks. This is in agreement with many authors, who have found high water repellency in unburnt acid and calcareous soils under pines in comparison with other species (Doerr *et al.* 1996; Varela *et al.* 2002; Mataix-Solera *et al.* 2007; Pérez-Bejarano *et al.* 2009). Anyway, observed water repellency in long unburnt soils under oaks is not atypical, as it has been found previously in other Mediterranean areas (for example: Jordán *et al.* 2008). In some cases, such water repellency has been induced or increased by wildfires, but significant seasonal variations have been observed in the absence of fire (Zavala *et al.* 2009b). This suggests that the high level of water repellency observed in long unburnt soils in the study area is a natural soil characteristic occurring without help of fire.

This study has demonstrated that water repellency increased considerably after fire in soils under oaks. Increased water repellency has been reported after fire under different vegetation types and soils in Mediterranean areas by Arcenegui *et al.* (2008), Tessler *et al.* (2008) and Zavala *et al.* (2009c). In contrast, other researchers have found that fire did not enhance or even destroy soil water repellency. Doerr *et al.* (1996, 1998) reported that burning did not affect hydrophobicity in Portugal, as unburnt and old burnt soils were just as water repellent as recently burnt soils. In other Mediterranean areas from SW Spain, soil water repellency was destroyed or decreased after experimental burning during a period of time (Zavala *et al.* 2009a; Jordán *et al.*, 2010a).

Results show that most burnt and unburnt topsoil samples (0-5 cm) under oaks and pines in the studied area are water repellent. Burning did not intensify hydrophobicity under pines at the topsoil and water repellent soil samples were observed at 0 - 16 cm depth at all unburnt plots. In contrast, water repellency was intensified after burning in the 0-10 cm layer from soils under pines and oaks, where a high proportion of extremely water repellent samples was observed. This agrees with other studies (DeBano *et al.* 1970; Dyrness, 1976; DeBano, 1981; Giovanninni and Lucchesi, 1983; Scott and Van Wyk, 1990). According to these studies, the relatively low water repellency in the

topsoil can be induced by an intense heating during burning, which volatilizes the organic coatings of soil particles and aggregates (DeBano, 1966; Doerr *et al.* 2006b). On the other hand, if low intensity heating occurs, hydrophobicity can be enhanced (DeBano, 1966). Low burning temperatures (175 °C) do not induce significant changes in repellency, as found by DeBano and Krammes (1966), but higher temperatures can destroy hydrophobicity (DeBano and Krammes, 1966; Savage, 1974; DeBano *et al.* 1976; Robichaud and Hungerford, 2000). DeBano (1966), DeBano *et al.* (1970) and Savage (1974) observed that, when heated, some hydrophobic organic substances in the topsoil are vaporized and lost to the atmosphere in the smoke during burning and some can move downward following the temperature gradient in the soil until they condense on the surface of soil particles in the upper 50 mm of soil.

Water repellency did not show significant differences between long unburnt and unburnt soil under pines. If water repellency from long unburnt soils under pines is assumed to be similar to pre-fire repellency, it can be suggested that pre-fire water repellency was already so high that soil temperature during burning did not contribute to an increase. In this case, the increase in extremely water repellent samples observed in soil profiles probably results from translocation of hydrophobic substances into the subsoil. Immediately after burning, soil temperatures above 250 °C contribute to re-volatilize part of the hydrophobic substances, thereby thickening the band of repellency in the soil (Savage, 1974). When soils containing hydrophobic organic substances are heated to temperatures of 175 - 250 °C, water repellency becomes intense (DeBano, 1981). In a recent work, Doerr *et al.* (2006b) studied the effect of differing wildfire severities on soil water repellency at the *Eucalyptus* forested Nattai Tablelands (Sidney, Australia). They observed that burning destroyed repellency in the surface soil layer in areas where burn severity was high, and caused little change in its persistence where it was not destroyed, but significantly increased the persistence of subsurface repellency. As in burnt soil under pines in this work, pre-fire persistence was already so high that soil heating did not lead to the increase typically observed in previous studies.

None of the burnt soil profiles showed a water repellent layer sandwiched between surface and subsurface wettable layers. This contrasts with studies, for example, by DeBano *et al.* (1970), Giovannini and Lucchesi (1983) and Scott and Van Wyk (1990). Doerr *et al.* (1996) studied the vertical distribution of water repellency in burnt soil profiles and suggested that the lack of a wettable surface horizon may be explained partly by low temperatures at the surface during burning (unable to destroy the surface water repellent layer), shallowness of the wettable surface layer (which can be easily eroded) and

possible unintentional removal of hydrophobic substances during the experiments.

Burnt and unburnt soils under pines showed a higher proportion of strong to extreme water repellent samples through the profile. The hydrophobic layer was thinner under oaks, where no strong to extremely water repellent samples were observed below 12 cm in burnt and 8 cm in unburnt soils. The type and cover of vegetation influences the fire-induced water repellency in Mediterranean areas, as observed by several authors. In a laboratory experiment, Arcenegui *et al.* (2007) observed that combustion of litter from *Rosmarinus officinalis* and *Pinus halepensis* resulted in a higher degree of water repellency than combustion of litter from *Brachypodium retusum*. Arcenegui *et al.* (2009) found that burnt samples from understory vegetation tend to show shorter WDPTs than burnt samples under pines. In Mediterranean fire-affected sandy soils, Zavala *et al.* (2009c) found that persistence and intensity of water repellency were higher under pine forest than shrubland or herbaceous vegetation. This can be due to the chemical differences of litter from different species, as suggested by Arcenegui *et al.* (2009), Martínez-Zavala and Jordán-López (2009) and Zavala *et al.* (2009b).

The short-term duration of this research does not allow deductions concerning any further changes in soil water repellency. Some studies have reported that fire-induced soil water repellency decreases within a few weeks to a couple of years after fire (Hubbert and Oriol, 2005; Doerr *et al.* 2009b). In contrast, it has been found that water repellency can increase after prolonged burning during long periods of time: Cerdà and Doerr (2005) found a consistent increment in soil water repellency under *Pinus halepensis* during an 11-year monitoring period following fire, although repellency levels were slight; Zavala *et al.* (2009c) found strong to severe soil water repellency in burnt areas of the Atlantic dune coast in SW Spain under pine forest many years after fire. After an experimental fire, Zavala *et al.* (2009a) and Jordán *et al.* (2010a) reported that soil water repellency was re-established naturally after 12-18 months in soils under Mediterranean shrubland. Further research is needed to draw conclusions regarding the long-term evolution of soil water repellency in the study area.

6.4.2 IMPACT OF FIRE-INDUCED SOIL WATER REPELLENCY ON SURFACE HYDROLOGY AND EROSION RESPONSE

Small plots (approximately 1 m²) have the problem of the low energy of flow for soil detachment and transport generated over short distances and the partial and limited representativeness of the high spatial variability of surface components in hillslopes (Boix-Fayos *et al.* 2007; Chaplot and Le Bissonais; 2000). Furthermore, the response to runoff can be very quick due to an artificial decrease of concentration times for continuous flow. Rill erosion processes cannot be generated with small-plot simulators (Hamed *et al.* 2002). Consequently, extrapolations of these results to other scales cannot be easily justified. Conclusions after simulated representative storms must be regarded as an index of relative differences, not as absolute values that can be extrapolated to larger areas or basins (Benavides-Solorio and MacDonald, 2001). Obviously, greater plots are closer to the reality of erosion processes at regional or catchment scale. However, large plots are not useful for understanding mechanisms acting at the scale of millimeters as splash detachment or other factors as the patchy distribution of vegetation or water repellency (Cerdà and Jordán, 2010). In contrast, small plots (1 m²) are as useful for quantifying soil loss as larger plots and both can display the same behaviour when compared with the catchment scale erosional response. Small plots are very suitable to characterize quickly the hydrological and erosional response of different microenvironments and to study the effect of soil surface components (Boix-Fayos *et al.* 2007), such as those studied in this research.

It is widely known that fire alterations of the soil surface and environmental factors condition the post-fire hydrological and erosional responses and that soil losses are generally enhanced after fire (Shakesby and Doerr, 2006). This has been discussed recently by Woods and Balfour (2008), Cerdà and Doerr (2008) and Zavala *et al.* (2009a), who have suggested that the presence of ash and/or charred litter layers contribute to decreased runoff and erosion rates while they stay on the soil surface. If the ash/litter layer is not thick enough or after this layer is naturally removed (e.g., by wind or water) and the mineral soil surface is exposed, and runoff generation and soil loss can be enhanced. Observed enhanced soil loss rates in fire-affected soils are in agreement with observations by Terry and Shakesby (1993), who demonstrated that water repellent soils induced greater splash losses after laboratory rainfall simulations.

In this experiment, the hydrological differences between burnt and unburnt plots or between plots under pines and oaks are very large. This effect is typical of Mediterranean systems at this scale and probably due to the relatively high simulated rainfall intensity, as reported by Cerdà *et al.* (1998). Observed infiltration rates from unburnt plots under oaks are similar to those reported from other semi-arid soils in Mediterranean areas of Spain under oak forests (Cerdà *et al.* 1998; Jordán *et al.* 2008; Zavala *et al.* 2009a). Runoff under pines was relatively lower at burnt and unburnt plots. Discontinuous flow patterns on hillslopes are not random, since the hydrological processes depend on both soil properties and vegetation characteristics. Runoff water is generated at certain sites of the hillslopes and can easily be trapped by soils with a deep infiltration capacity (Imeson *et al.* 1992; Jordán *et al.* 2008).

Runoff coefficients from burnt plots under pines and oaks increased significantly compared with unburnt plots. Both burnt and unburnt soils under oaks and pines tend to show a certain degree of repellency, although soils under pines are more strongly water repellent. Soil water repellency in the topsoil (0-5 cm) showed significant differences between burnt and unburnt plots under oaks, but no difference was observed under pines. Bulk density and porosity showed a small variation between unburnt and burnt plots under oaks and pines, but this alone cannot explain the large differences observed in runoff generation after simulated rainfall experiments. On the other hand, water repellency was stronger and the thickness of the water repellent layer increased after burning in soil plots under pines. In this case, the proportion of strong to extremely water repellent observations was considerably higher in the first 16 cm of soil depth.

Wetting front depth and wetting patterns varied considerably reflecting the heterogeneity of soil hydrological responses on the studied soil plots and the large variability within the plot and between different soil uses, as shown by Cerdà *et al.* (1998) and Jordán *et al.* (2009). The shape and depth of the wetting patterns are a consequence of soil physical properties, but also of other properties such as water repellency (Bauters *et al.* 1998; Wang *et al.* 1998; Carrillo *et al.* 2000a, 2000b).

After rainfall simulations in plots under oaks, the proportion of soil samples with moisture classes 1-3 increased after burning, while soil samples with moisture classes 4-7 decreased. In burnt plots, the first few centimetres of soil were completely wet after simulated rainfall (with most samples showing moisture classes 6 and 7) and the deep layers (12-16 cm) remained relatively dry (with most samples showing moisture classes 1-3). The uniform moisture

gradient through soil depth in burnt and long unburnt plots under oaks is a consequence of prevailing matrix flux infiltration and water repellency. Most water was stored in the surface layers, which became rapidly saturated and favoured a continuous incremental increase in runoff rate during the experiments. This is in agreement with Doerr *et al.* (2003) who suggested that, at the plot scale, water repellency at the soil surface leads to low infiltration rates, thereby promoting Hortonian overland flow. In the case of burnt plots under oaks, runoff generation was expected to increase asymptotically like it did at burnt plots under pines. In contrast, runoff rate did not reach a steady state after 60 minutes of rainfall simulations (85 mm h⁻¹). Thus, it may be suggested that the erosion risk in soils affected by fire under oaks triggers in the case of prolonged rains or wet periods. In addition, bare shallow soils developed from slate or quartzite in the study area can reach saturation after intense rainfall, contributing to runoff generation (Schnabel, 1997).

In the case of plots under pines, the proportion of soil samples with moisture classes between 1 and 3 below 6 cm depth increased after burning and the proportion of samples with moisture classes between 5 and 7 just varied slightly in the first 4 cm. In contrast to the wetting front observed under oaks, moisture profiles under pines showed a heterogeneous wetting, with a highly irregular wetting front. The heterogeneity of moisture patterns under pines is the result of wettable and water repellent three-dimensional soil patches, as observed by Zavala *et al.* (2009c). Runoff rates determined in burnt plots under pines were higher relative to unburnt plots, with runoff generation increasing asymptotically and reaching a steady state after 25-30 minutes of simulated rainfall. In this case, water repellency in the first centimetres of soil contributed to enhanced runoff rates. As shown in Figures 7 and 8, moisture distributed irregularly through the soil body of burnt and unburnt plots under pines. In these cases, infiltration took place through a small part of the ponded area, in those points where water repellency broke down during wetting or the vertical pressure of the water column forced infiltration. An irregular wetting pattern formed and infiltrated water moved downward through preferential flow paths. After laboratory experiments, Wallach and Jortzick (2008) analyzed the process of wetting and redistribution of water in air-dried water repellent soil samples and found that the accumulated water can flow as surface runoff on a sloping soil surface or increase the positive hydrostatic pressure on small irregular areas of a flat soil surface until a critical pressure. When the latter occurs, water infiltrates rapidly through preferential flow paths. This finding is in agreement with reports by several authors (DeBano, 1981; Ritsema *et al.* 1993; Ritsema and Dekker, 1994, 1995; Pierson *et al.* 2008; Jordán *et al.* 2009; Zavala *et al.* 2009c).

As soil water repellency from burnt plots under oaks and pines did not show great differences (Table 7), it can be assumed that fire intensity (in terms of reached temperatures) under both types of vegetation was comparable. Differences in infiltration may be related with the wetting dynamics, more than with the persistence of WR. As different wetting patterns were observed in long unburnt soils, the relative influence of fire intensity, fire severity, vegetation type or soil properties on the wetting pattern under oaks and pines cannot be outlined in this work.

7 EFFECT OF BURNING TEMPERATURE ON WATER REPELLENCY AND AGGREGATE STABILITY IN FOREST SOILS UNDER LABORATORY CONDITIONS

7.1 INTRODUCTION

Wildfires can induce physical, chemical and biological alterations in soils (Neary *et al.* 2005). Some of the most affected soil physical parameters are water repellency and aggregate stability (Arcenegui *et al.* 2008). Water repellency is a property of many soil types that reduces soil infiltration rates, enhancing overland flow and increasing soil erosion risk. It has been reported from different regions, climates, soil types and land uses by many researchers (Wallis and Horne, 1992; DeBano, 2000b; Doerr *et al.* 2000; Jaramillo *et al.* 2000). Water repellency is affected by various biotic and abiotic factors. Some of the biotic factors are the presence of hydrophobic organic compounds released by roots and plant tissues (Dekker and Ritsema, 1996; Doerr *et al.* 1998), fungal activity (Savage *et al.* 1969; Jex *et al.* 1985), or the mineralization/humification rates (McGhie and Posner, 1981). Wildfires, soil texture, temperature and soil moisture are considered to be the main abiotic factors affecting SWR (Doerr *et al.* 2000; Doerr *et al.* 2006a).

Fire-induced soil water repellency is widely considered as one of the main causes of enhanced surface runoff flow and soil loss commonly observed after wildfires (Scott and Van Wyk, 1990; Shakesby *et al.* 1993; Andreu *et al.* 1996; Inbar *et al.* 1997; Robichaud and Brown, 1999; Zavala *et al.* 2009a). Fire-induced water repellency in soils depends on reached temperatures and duration of temperature peaks. In a laboratory experiment, DeBano and Krammes (1966) heated soil samples at temperatures between 150 and 480 °C during intervals of 5, 10, 15 and 20 minutes and did not observed significant changes in water repellency at soil temperatures below 175 °C, but it increased considerably between 175 and 200 °C. Subsequently, several authors have tried to establish temperature thresholds for the increase and destruction of soil water repellency (for example: Savage, 1974; Scholl, 1975; DeBano *et al.* 1976; DeBano, 2000a; Robichaud and Hungerford, 2000; González-Pérez *et al.* 2004; Doerr *et al.* 2004a; Doerr *et al.* 2005; Bryant *et al.* 2005) but complex patterns

have been reported. It is accepted that temperatures of 175-200 °C can induce soil water repellency (Doerr *et al.* 2000), but only above a certain organic matter content (DeBano, 1991). In addition, destruction of repellency has been reported after laboratory experiments at temperatures of 370 °C (Robichaud and Hungerford, 2000), 280-400°C (DeBano and Krammes, 1966), 270-300 °C (Savage, 1974; DeBano *et al.* 1976), and 200-250 °C, with significant attenuation between 105 and 200 °C (Nakaya, 1982). Destruction of water repellency has been reported after intense fire in an afforested area in South Africa (Scott and Van Wyk, 1990), soils under different vegetation types in Eastern Spain (Cerdà and Doerr, 2005; Cerdà and Doerr, 2008), soils under Mediterranean shrubland in southern Spain (Jordán *et al.*, 2010a), and Australian eucalypt catchments (Doerr *et al.* 2006a). Burning characteristics, type of soil, mineralogy, organic matter content, water content and even measuring methods seem to be responsible of these variations.

DeBano *et al.* (1970) and Savage (1974) observed that heated hydrophobic organic substances in the topsoil are vaporized and lost upward in the smoke during burning, but a variable can move downward following the temperature gradient in the soil until they condense on the surface of soil particles in the upper 50 mm of soil. Immediately after burning, soil temperatures above 250 °C contribute to re-volatilize part of the hydrophobic substances, thereby broadening the water repellent layer (Savage, 1974). When soils containing hydrophobic organic substances are heated to temperatures between 175 and 205 °C, pre-existing water repellency becomes intense (DeBano, 1981).

Destruction of organic matter during burning should lead to a decrease in the stability of aggregates. The effect of wildfires on aggregate stability depends on factors such as severity of fire (Úbeda, 1999), soil mineralogy (Giovannini *et al.* 1988), changes in organic matter content (García-Corona *et al.* 2004) and enhanced water repellency (Giovannini and Lucchesi, 1983; Mataix-Solera and Doerr, 2004). Different responses have been found by authors: increasing aggregate stability has been reported by Giovannini *et al.* (1988), Mataix-Solera *et al.* (1996), Díaz-Fierros *et al.* (1987), Guerrero *et al.* (2001), and Arcenegui *et al.* (2008), and decreasing aggregate stability by Sanroque *et al.* (1985) and García-Corona *et al.* (2004). A direct consequence of retarded wetting in water repellent soils is the enhanced structural stability of soil aggregates (Chenu *et al.* 2000; Mataix-Solera and Doerr, 2004), so that the reduced erodibility of the topsoil may compensate the effects of enhanced water repellency in overland flow generation to some degree (Giovannini *et al.* 1983; Hallett *et al.* 2001b).

The main objective of this research is to study the effects of different burning temperatures and soil moisture in water repellency and aggregate stability in soils under laboratory conditions. Soil water repellency has been approached by two different methods with comparative purposes.

7.2 MATERIALS AND METHODS

7.2.1 SAMPLE COLLECTING

Soil samples (0-70 mm) were collected under eucalyptus forests in Andalusia (SW Spain), New South Wales (SE Australia) and Michoacán (central Mexico). Fire-induced water repellency has been previously reported in most of these areas (Brown, 1972; Crockford *et al.* 1991; Shakesby *et al.* 2003; Jordán *et al.* 2009). Soils were classified as Regosols and Leptosols (WRB, 2006), and were developed from grawacks and shales (Andalusia), lavas (Mexico) and volcanic pyroclastic sediments (Mexico and Australia).

When present, litter was carefully removed by brushing. Seven soil samples for soil analysis (1 sample) and heating treatments (6 samples) were collected in a radius of 100 cm at each sampling plot. Soil samples were collected carefully using cores 10 cm in diameter and 7 cm in length, sharpened at the bottom.

7.2.2 EXPERIMENTAL DESIGN

Undisturbed core samples were dried (110 °C) to constant weight and insulated with a 25 mm thick ceramic cover before heating treatments, as in Robichaud and Hungerford (2000). Six core samples from each plot were moistened by drip irrigation. Three of the samples were let drying until 5-10 % by weight (dry) and the rest were let drying until 20-25 % by weight (moist). Dry and moist core samples of each plot were burned in the laboratory under four heating intensities. Heat treatments represented soil temperatures that have been reported under prescribed fires and wildfires (Wells *et al.* 1979). Four heat treatments were applied. An electric radiant heater was located directly on the surface of samples, and heat was generated until maximum measured temperature at the surface of samples reached 100-150 °C (HT1), 250-300 °C (HT2), and 400-450 °C (HT3) during 40 minutes. Thermocouple probes were inserted horizontally at each core every 10 mm from the surface until 100 mm deep, and the sensing probe located in the center of the core. Soil temperature during the treatments was recorded at each point every 30 seconds.

In order to study the effects of burning temperature on aggregate stability, homogeneous top soil samples (0-5 cm depth) were collected at five soil plots at Sierra de Aracena Natural Park (SW Spain). Subsamples were treated at eight different temperatures (50, 100, 150, 200, 250, 300, 350 and 400 °C) in an oven. After the desired temperature was reached, soils were exposed to these temperatures during 40 minutes. After heating, organic carbon and aggregate stability were determined. Organic carbon and aggregate stability were also determined in unburned control samples at each plot.

7.2.3 SOIL ANALYSIS

Subsamples for soil analysis were dried at laboratory room temperature (25 °C) to a constant weight and sieved (2 mm) to eliminate coarse soil particles. Soil acidity (pH) was measured in aqueous soil extract in de-ionised water (1:2.5 soil:water). Soil organic carbon was determined by the Walkley-Black method (Walkley and Black, 1934).

Previously to particle size distribution determinations, samples were treated with H₂O₂ (6 %) to remove organic matter. The proportion of particles of diameter above 2 mm (coarse particles) was determined by wet sieving and soil texture was determined in the fine earth fraction (particles with size below 2 mm), and classified according to USDA (2004). Bulk density was measured by the core method (Blake and Hartge, 1986), using cores 10 cm in diameter, 10 cm in length, and 785.40 cm³ in volume.

Aggregate stability was measured in undisturbed soil subsamples (0-70 mm depth) and burned soil samples. The aggregate stability method used was the 'counting the number of water drop impacts' (CND) test (Imeson and Vis, 1984). Distilled water drops (0.05 mL) were allowed to fall from a constant-feed buret 1 m through a polyethylene pipe (10 cm in diameter) onto aggregates 4-5 mm in diameter separated by dry sieving and pre-wetted during 24 h with distilled water to standard moisture conditions (pF 1) to avoid slacking (Imeson and Vis, 1984). Individual aggregates were placed on a 2 mm mesh sieve. The number of drops necessary to destroy each aggregate was recorded and used as an index of the stability of that aggregate. Ten individual aggregates from each sample were analyzed and mean number of drop impacts was chosen as representative for that sample.

Persistence and intensity of water repellency were determined in unheated and heated soil core samples. Persistence of water repellency was analyzed by the water drop penetration time (WDPT) test (Wessel, 1988). The WDPT test

measures how long repellency persists on a porous surface. It consists of placing a drop of distilled water on the soil surface and recording the time taken for the water drop to completely penetrate the soil. For every WDPT test, a small amount of soil was placed into a Petri dish and leveled. Four drops (0.5 μL in volume) of distilled water (20 °C) were applied with a syringe to the surface of soil samples. The penetration time for each drop was recorded and the average penetration time taken as representative of the WDPT for each sample. WDPT classes were classified as in Bisdom *et al.* (1993) and Doerr *et al.* (1998): wettable (class 1; WDPT \leq 5 s), slightly water repellent (2; WDPT: 5-60 s), strongly water repellent (3; WDPT: 60-600 s), severely water repellent.

Intensity of soil water repellency was determined in soil samples under dry conditions ($n = 36$). Intensity of soil water repellency was analyzed by measuring the contact angle (CA) of a sessile water drop on the soil surface. CA measurements were performed with a pocket goniometer (model Gardco PG-1) which was fitted with an eyepiece and a carrier plate. The method approaches water repellency by placing a drop of distilled water on the soil surface and is based on the observation of the contact angle formed at the three-phase contact point. Water drops 0.5 μL in volume were placed onto the soil surface using a manual dispenser. When the soil surface is water repellent, the droplet beads up and the contact angle is displayed and measured. The accuracy of the measured angle is $\pm 2^\circ$, and an integral eyepiece provides additional magnification ($\times 7$) for improved accuracy. Ten readings of contact angles were taken for each soil sample and the mean value was taken as representative. All contact angles were measured under controlled humidity laboratory conditions (aprox. 50 %).

7.2.4 DATA ANALYSIS

Data analysis included t-test comparisons, correlations, regression, and ANOVA. Assumptions of normality and homogeneity of variances were tested using the Shapiro-Wilk and Brown-Forsyth tests, respectively. Since most of the variables did not satisfy these assumptions, alternative non-parametric tests were used (Kruskall-Wallis ANOVA, and Mann-Whitney U test). When ANOVA null hypothesis was rejected, pos-hoc pairwise comparisons were performed to investigate differences between means (Bonferroni test). For regression analysis, WDPT data were transformed by decimal logarithm. All computations were made using STATISTICA version 6 (StatSoft, Inc. 2001).

7.3 RESULTS

7.3.1 CHARACTERIZATION OF SOIL SAMPLES

Soil characteristics are shown in Table 11. Soil texture varied in a range of loam classes (loam, sandy loam, sandy clay loam or sandy clay loam). The average proportion of sand was 58.1 ± 14.8 %, and clay 19.0 ± 6.8 %. The average proportion of coarse fragments (mineral particles > 2 mm) was 32.3 ± 9.2 %. All soil samples were acid (pH 4.1-5.9), with mean pH 5.1 ± 0.6 . Organic carbon showed a great variation, ranging from very poor (0.2 %) to very high contents (7.2 %). Mean organic carbon content was 2.9 ± 2.3 %, and coefficient of variation was relatively high (0.8). Specific surface varied between 33.8 and $144.1 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ ($69.6 \pm 26.1 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, on average), and showed a strong relationship with clay content ($R^2 = 0.94$). Finally, bulk density ranged between 0.97 and 1.58 g cm^{-3} ($1.35 \pm 0.15 \text{ g cm}^{-3}$, on average).

7.3.2 TEMPERATURE PATTERNS

Heating of soil cores was not uniform, because of irregular distribution of organic debris and differential consumption of fuels. Average maximum temperatures measured during the heating treatments are shown in Figure 10. Average maximum temperatures measured at each depth in soil samples showed significant differences between dry and moist samples heat treatments (Table 12).

Average maximum temperatures were 123.9 ± 15.1 and 111.7 ± 5.6 °C for dry and moist surface samples (0-10 mm, HT1), 279.5 ± 10.5 and 237.8 ± 25.4 °C (0-10 mm, HT2), 427.2 ± 75.5 and 462.6 ± 79.3 °C (0-10 mm, HT3). Significant differences from measured average maximum temperatures from dry and moist samples after different heating treatments are shown in Table 21. After HT1, average maximum temperatures measured in dry samples decreased with depth from 123.9 ± 15.1 (0 mm) to 60.8 ± 17.0 °C (70 mm), and no significant differences were observed between data at 10 and 70 mm depth. Temperatures measured in moist samples decreased slightly from 111.7 ± 5.6 (0 mm) to 40.3 ± 14.4 °C (70 mm), although no significant differences were observed between data at 20 and 70 mm depth.

Table 11. Characterization of studied soils.

Location	Parent material	Soil group	Sand (%)	Clay (%)	Texture (USDA)	Coarse fragments (%)	pH	Organic carbon (%)	Specific surface (m ² g ⁻¹)	Bulk Density (g cm ⁻³)
Andalusia, Spain	Grawacks	Leptosol	51.3	18.8	Loam	45.6	5.3	0.2	70.6	1.58
Andalusia, Spain	Shales	Leptosol	55.9	20.5	Sandy clay loam	27.2	5.7	1.0	75.6	1.37
Andalusia, Spain	Shales	Leptosol	50.9	18.1	Loam	35.5	5.9	1.7	73.3	1.31
Andalusia, Spain	Shales	Leptosol	55.0	16.3	Sandy loam	31.8	4.8	1.8	57.0	1.46
Andalusia, Spain	Shales	Regosol	38.2	16.9	Loam	37.6	4.8	1.5	65.9	1.33
Michoacán, Mexico	Volcanic sediments	Leptosol	76.0	17.2	Sandy loam	38.9	5.7	2.2	65.0	1.32
Michoacán, Mexico	Volcanic sediments	Leptosol	29.0	39.0	Clay loam	27.3	4.5	4.2	144.1	1.33
Michoacán, Mexico	Lavas	Regosol	69.7	12.7	Sandy loam	15.2	5.7	1.3	33.8	1.41
New South Wales, Australia	Volcanic sediments	Leptosol	56.3	20.3	Sandy clay loam	37.3	4.6	5.0	65.0	0.97
New South Wales, Australia	Volcanic sediments	Leptosol	69.0	18.0	Sandy loam	29.4	4.2	7.2	60.2	1.20
New South Wales, Australia	Volcanic sediments	Regosol	77.5	12.5	Sandy loam	23.6	4.9	1.7	52.3	1.45
New South Wales, Australia	Volcanic sediments	Regosol	69.0	18.0	Sandy loam	37.9	4.6	6.6	73.0	1.43
Mean			58.1	19.0		32.3	5.1	2.9	69.6	1.35
Standard deviation			14.8	6.8		8.2	0.6	2.3	26.1	0.15
Variation coefficient			0.3	0.4		0.3	0.1	0.8	0.4	0.11

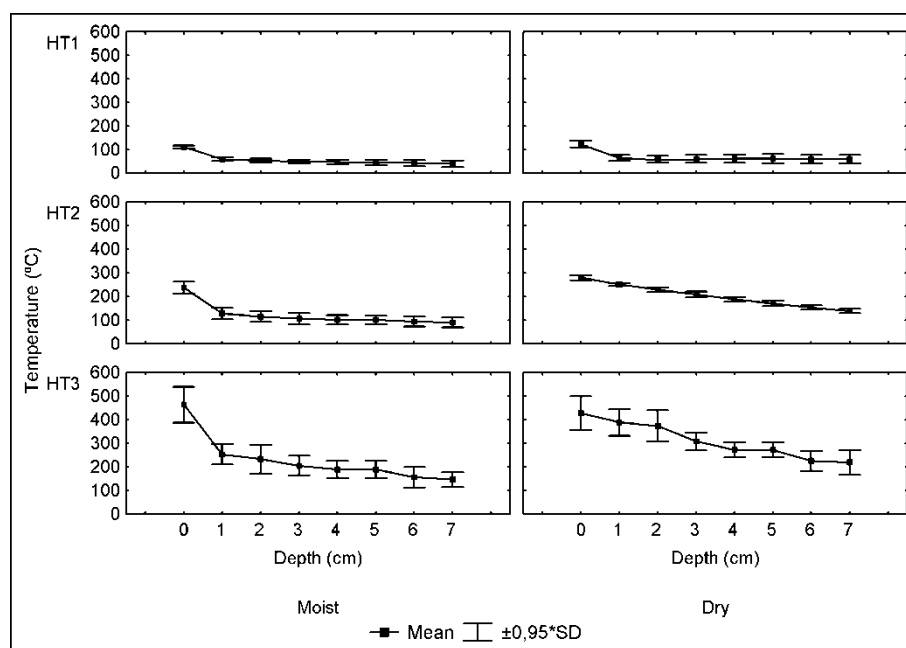


Figure 10. Variation in depth of average maximum temperatures of dry and moist samples for each burning treatment. A: 100-150 °C, B: 250-300 °C, C: 400-450 °C.

Table 12. Temperatures (mean ± standard deviation, °C) registered, mean data using average values of all depths measured, and results of the Mann-Whitney U-test for measured temperatures from dry and moist conditions per heating treatment. N=96 for every mean.

Temperature rank (°C)	Dry	Moist	U	p-level
100-150	68.7 ± 26.8	56.6 ± 23.9	3000.5	0.000030
250-300	202.3 ± 47.1	122.0 ± 50.6	1014.5	0.000000
400-450	310.4 ± 89.4	228.7 ± 106.7	2063.0	0.000000

Temperature changes after HT2 and HT3 were much more steep (Figure 10). Average maximum temperatures after HT2 varied between 279.5 ± 10.5 (0 mm) and 133.5 ± 21.5 °C (70 mm) in dry samples, and 237.8 ± 25.4 (0 mm) and

90.5 ± 21.7 °C (70 mm) in moist samples. Finally, average maximum temperatures after HT3 varied between 427.2 ± 75.5 (0 mm) and 219.3 ± 55. °C (70 mm) in dry samples, and 462.6 ± 79.3 (0 mm) and 146.1 ± 33.8 °C (70 mm) in moist samples.

Table 13. Temperatures (mean ± standard deviation, °C) registered at each depth, and results of the Kruskal-Wallis test for temperatures at different depths under dry and moist condition. Within a row means followed by the same letter did not show significant differences. N= 12 for each mean.

Depth (cm)	Temperature rank (°C)			
	100-150	250-300	400-450	
Dry	0	123.9 ± 15.1 b	279.5±10.5 h	427.2±75.5 d
	1	64.5±13.5 a	250.9±7.3 g	388.4±59.5 d
	2	58.3±15.3 a	228.3±9.4 f	373.1±68.5 cd
	3	60.1±17.2 a	208.5±13.7 e	306.9±38.8 bc
	4	61.5±18.7 a	188.6±10.3 d	271.7 ±33.7ab
	5	61.0±20.7a	171.1±12.6 c	271.7±33.7 ab
	6	60.2±18.2 a	153.8±10.5 b	224.7±45.1 a
	7	60.1±18.5 a	137.4±10.2 a	219.3±55.5 a
	Kruskal-Wallis, p	<0.001	<0.0001	<0.0001
Moist	0	111.7 ± 5.6 c	237.8±25.4 c	462.6±79.3 c
	1	59.4±8.2b	128.1± 24.7b	253.0±45.3 b
	2	53.4 ±8.4ab	115.7±24.9 ab	232.2±64.0 b
	3	50.1±7.9 ab	107.0±25.4 ab	204.3±43.8 ab
	4	48.6.0±9.7 ab	101.8±21.2 ab	188.0±38.3 ab
	5	45.8±12.7 ab	101.0±20.1 ab	188.0±38.3 ab
	6	43.4±13.2 a	94.3±21.5 a	155.7±45.4 a
	7	40.3±14.4a	90.5±21.7 a	146.1±33.8 a
	Kruskal-Wallis, p	<0.0001	<0.0001	<0.0001

7.3.3 EFFECT OF BURNING ON SOIL WATER REPELLENCY

Water drop penetration times determined after the heating treatments are shown in Figure 11. The Mann-Whitney U test found significant differences between WDPTs under dry and moist conditions for all heating treatments and control samples (Table 14). Average WDPT for all depths under moist conditions decreased to 53 % and 28 % of average WDPT under dry conditions after HT1 and HT2, respectively. Small differences were observed between dry and moist samples after HT3, but significance was very low (Table 14).

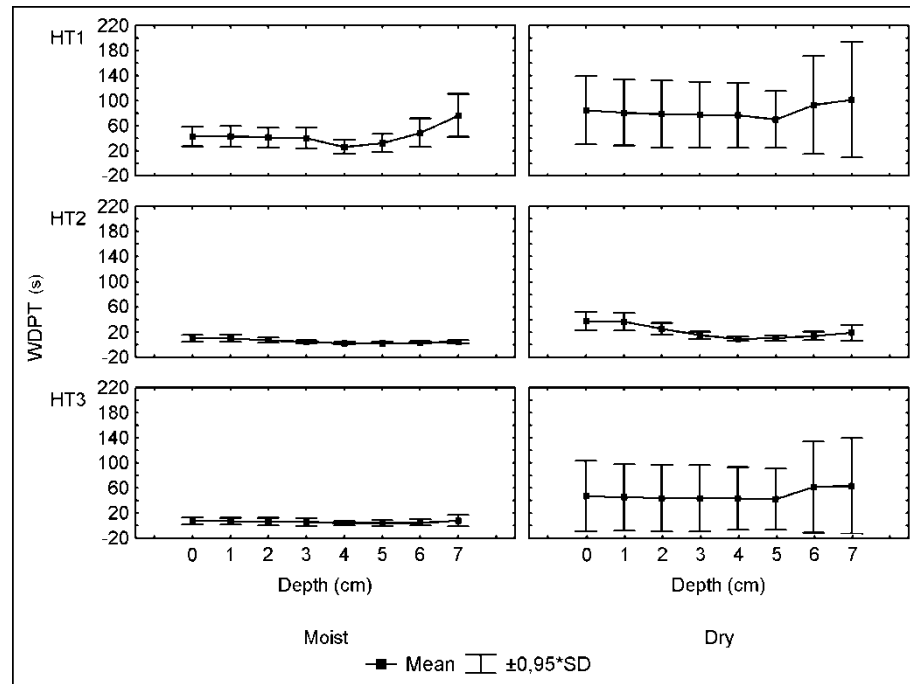


Figure 11. Variation in depth of measured water drop penetration times of dry and moist samples for each burning treatment. A: 100-150 °C, B: 250-300 °C, C: 400-450 °C.

Table 14. Water drop penetration times (mean \pm standard deviation), mean data using average values of all depths measured and sites, and results of the Mann-Whitney U-test for measured WDPT (s) from dry and moist condition. N=96 for each mean.

Temperature rank (°C)	Dry	Moist	U	p-level
Control	95.6 \pm 55.1	9.9 \pm 6.7	106.0	0.000000
100-150	83.0 \pm 63.6	43.9 \pm 24.3	2983.5	0.000024
250-300	21.0 \pm 14.5	5.8 \pm 4.6	988.0	0.000000
400-450	1.6 \pm 1.8	1.9 \pm 1.4	3773.0	0.030096

After HT1, average WDPTs from dry samples increased slightly from 84.9 ± 57.5 (0 mm) to 101.7 ± 97.1 s (70 mm), although no significant differences were observed for different depths. Average WDPTs from moist samples increased significantly from 42.8 ± 16.4 (0 mm) to 76.6 ± 36.3 s (70 mm), as shown in Table 15. After HT2, WDPT decreased significantly with depth under dry and moist conditions. Average WDPT decreased from 37.8 ± 15.1 (0 mm) to 19.0 ± 13.5 s (70 mm) in dry samples, and from 10.3 ± 5.7 (0 mm) to 4.8 ± 2.5 s (70 mm) in moist samples. After HT3, WDPT from different depths did not show significant differences under dry conditions, and it decreased significantly with depth under moist conditions from 3.3 ± 1.6 (0 mm) to 1.5 ± 1.0 s (70 mm).

Table 15. Water drop penetration times (mean \pm standard deviation) determined at each depth in control and heated core samples, and results of the Kruskal-Wallis test for WDPT results at different depths under dry and moist condition. Within a column means followed by the same letter did not show significant differences. N= 12 for each mean.

	Depth (cm)	Temperature rank ($^{\circ}$ C)			
		Control	100-150	250-300	400-450
Dry	0	90 ± 55	84 ± 57	37 ± 15 a	2 ± 2
	1	87 ± 51	81 ± 55	36 ± 15 a	2 ± 2
	2	85 ± 51	78 ± 56	25 ± 9 ab	2 ± 1
	3	85 ± 51	77 ± 55	15 ± 6 bc	1 ± 1
	4	85 ± 43	76 ± 54	9 ± 3 c	0 ± 0
	5	83 ± 42	70 ± 47	10 ± 4 c	0 ± 0
	6	121 ± 65	92 ± 82	13 ± 7 bc	1 ± 1
	7	124 ± 71	101 ± 97	18 ± 13 bc	1 ± 1
	Kruskal-Wallis, p	0.2385	< 0.05	< 0.0001	< 0.05
Moist	0	12 ± 6	42 ± 16 a	10 ± 5 a	3 ± 1 a
	1	11 ± 6	42 ± 17 a	10 ± 5 a	3 ± 1 a
	2	10 ± 6	41 ± 16 a	7 ± 4 ab	2 ± 1 ab
	3	10 ± 6	40 ± 17 a	4 ± 2 b	1 ± 0 b
	4	6 ± 4	26 ± 11 a	2 ± 1 b	0 ± 0 b
	5	7 ± 5	32 ± 15 a	2 ± 1 b	0 ± 0 b
	6	8 ± 6	48 ± 23 a	3 ± 1 b	1 ± 0 b
	7	14 ± 10	76 ± 36 b	4 ± 2 b	1 ± 1 b
	Kruskal-Wallis, p	0.2385	< 0.01	< 0.0001	< 0.0001

Contact angles (mean and standard deviation) determined from soil samples (0-10 mm) under dry conditions are shown in Figure 12. For all data, the average contact angle was 103.3° , and varied between 62.1 and 144.0° . Significant differences (Kruskal-Wallis $p < 0.0001$) were observed between

heat treatments HT1/HT2 and HT3, since the mean contact angle decreased from 122.4 ± 16.8 (HT1) and 112.2 ± 22.5 (HT2) to 75.3 ± 9.2 ° (HT3). The Spearman rank correlation coefficient for WDPT / CA was 0.844 ($p \leq 0.000001$). The linear relationship between persistence (logWDPT) and intensity of water repellency (CA) is shown in Figure 13.

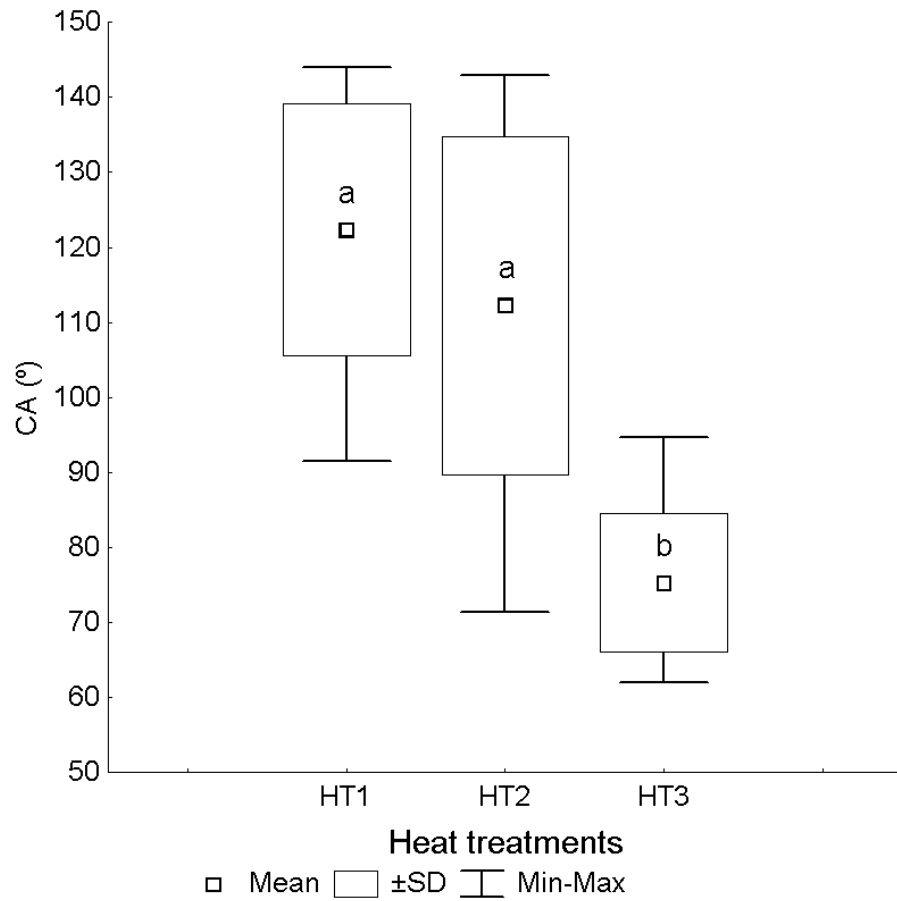


Figure 12. Mean contact angle, standard deviation (SD), minimum and maximum values (Min-Max). Kruskal-Wallis $p \leq 0.001$; different letters indicate significant differences between means after heat treatments; N = 12 for each treatment.

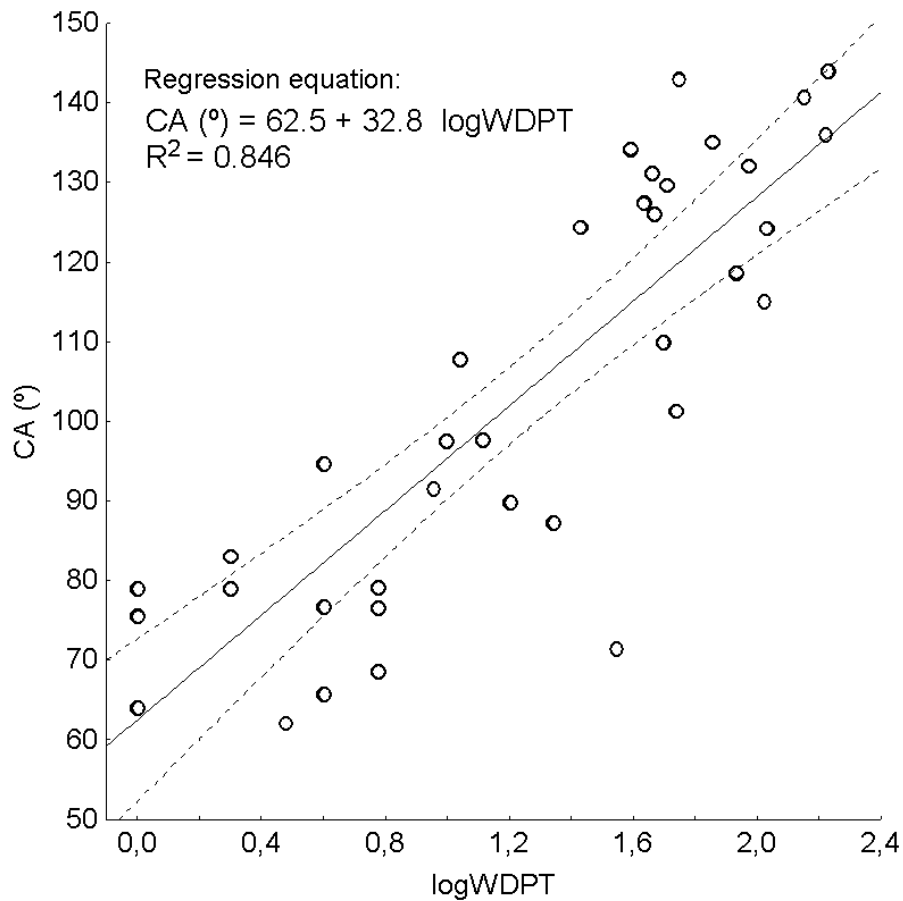


Figure 13. The linear regression showed a high R^2 coefficient ($R^2 = 0.846$; $p \leq 0.0001$).

7.3.4 EFFECT OF TEMPERATURE ON AGGREGATE STABILITY

Temperature caused changes in organic carbon content and aggregate stability of soil samples (Table 16). Organic carbon was consumed at different rates after temperature treatments depending on temperature. Average decrease in

organic carbon for soil samples after 50-150 °C treatments was 7.0 %, although this difference was not significant ($p > 0.05$). Average decrease in organic carbon was 89.8 % for the rest of treatments (200-400 °C). Significant differences were observed between organic carbon after 50, 100 and 150 °C temperatures and the rest of treatments (4.0 ± 1.8 and 0.4 ± 0.3 %, respectively; Mann-Whitney U test $p = 0.000000$).

Table 16. Organic carbon content and CND value determined in control and heated samples at different temperatures, CND ratio between control and heated samples, and results of the Kruskal-Wallis test for all variables. Within a column values followed by the same letter did not show significant differences. Significant differences between organic carbon and CND mean values between control and heated samples are marked with an asterisk (*). N = 5 for each temperature and variable.

Temperature (°C)	Organic carbon from control samples (%)	Organic carbon from heated samples (%)	CND from control samples	CND from heated samples	CND ratio
50	4.3 ± 1.7	4.0 ± 2.0 b	109.4 ± 35.5	109.6 ± 31.9 b	1.0 ± 0.1 b
100	4.4 ± 1.7	3.6 ± 1.6 b	106.6 ± 35.9	108.4 ± 42.0 b	1.1 ± 0.3 b
150	4.3 ± 1.7	4.5 ± 2.1 b	110.2 ± 27.6	112.6 ± 44.8 b	1.1 ± 0.4 b
200	4.3 ± 1.6	0.7 ± 0.4 a *	108.6 ± 45.5	19.8 ± 5.5 a *	0.2 ± 0.1 a
250	4.4 ± 1.8	0.7 ± 0.2 a *	107.4 ± 28.3	21.2 ± 3.3 a *	0.2 ± 0.1 a
300	4.3 ± 1.8	0.2 ± 0.1 a *	104.2 ± 39.7	12.4 ± 1.7 a *	0.1 ± 0.1 a
350	4.3 ± 1.6	0.3 ± 0.1 a *	105.2 ± 38.5	14.2 ± 1.3 a *	0.2 ± 0.1 a
400	4.5 ± 1.7	0.2 ± 0.1 a *	112.8 ± 35.2	12.2 ± 1.6 a *	0.1 ± 0 a
Kruskal-Wallis. p	> 0.05	0.0000	> 0.05	0.0000	0.0001

Control unheated samples showed a high aggregate stability, with aggregates stable after 44-174 drop impacts. The number of drop impacts necessary to destroy aggregates from different heat treatments ranged between 11 and 166. The proportion of aggregates from control unheated samples surviving after 90 drop impacts was 75 %, and this value decreased to 25 % for heated samples. The relationship between temperature and changes in aggregate stability is shown in Figure 14. The CND ratio between control unheated and heated soil samples decreases with temperature following a logarithmic curve. Average values for each treatment are shown in Table 16. Significant differences in aggregate stability were observed between soil samples after 50-150 °C treatments and the rest. The average number of drop impacts necessary for

dispersion of aggregates ranged between 16.0 ± 4.8 drops (200-400 °C treatments) and 110.2 ± 37.0 (50, 100 and 150 °C treatments). After 200-400 °C treatments, the average decrease in CND was 85.2 %.

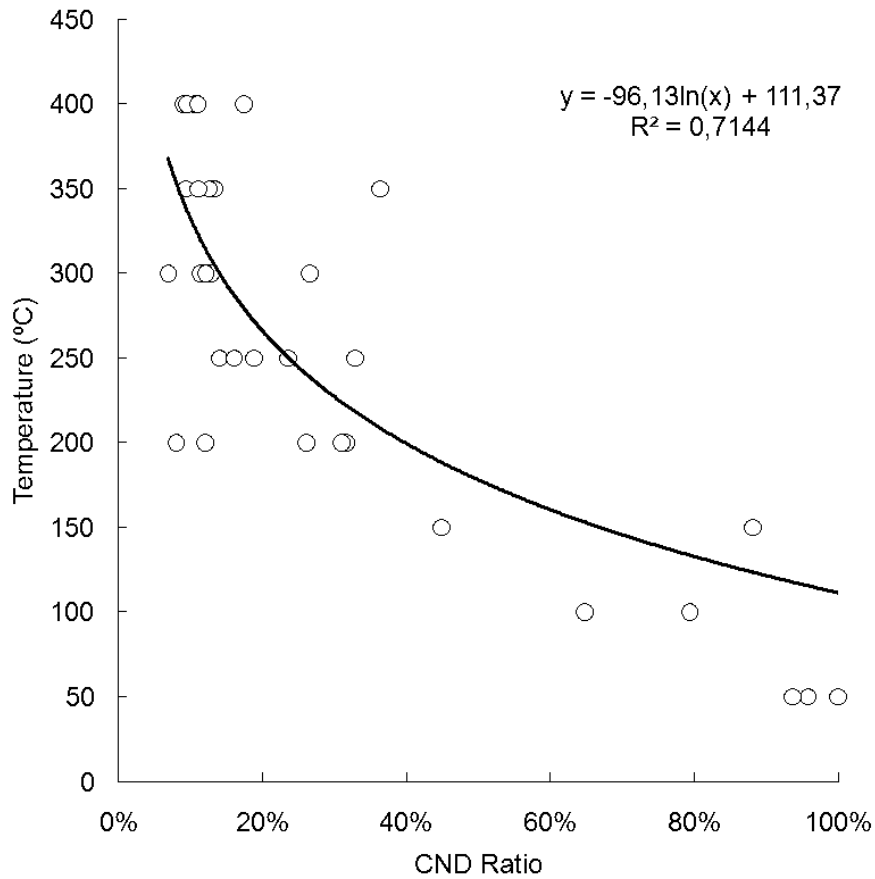


Figure 14. Relationship between temperature and decrease in aggregate stability (CND ratio between before and after burning values).

7.4 DISCUSSION

7.4.1 SOIL TEMPERATURE AFTER HEAT TREATMENTS

Temperature gradients (Figure 10) showed a maximum at the surface (0 mm) and a progressive decrease with depth after all treatments. This response is in agreement with results achieved by different researchers (Campbell *et al.* 1995; DeBano *et al.* 1970; DeBano *et al.* 1979; Robichaud and Hungerford, 2000). Maximum observed temperatures in the laboratory experiments correspond to a range of low-high intensity natural burning. During wildfires, the entire plant canopy can be consumed within a short time. Most of the heat generated by the combustion of the aboveground fuels is directed upward, and just about 8 % is transmitted to the soil surface and into the underlying soil (DeBano, 1974). Reported maximum soil temperatures during grassland fires, with relatively low fuel loading, can reach 700 °C at the surface during a short period, but use to be below 200 °C (e.g., Raison, 1979). During forests fires, maximum temperatures range generally between 200 and 300 °C (Rundel, 1983). During very intense wildfires soil surface maximum temperatures are usually around 500 - 700 °C, with short peaks of 1500 °C (Countryman, 1969; Dunn and DeBano, 1977). In contrast, prescribed fires take place under cooler burning conditions and fire behavior is less explosive (DeBano *et al.* 1979; Neary *et al.* 2005). Soil temperature gradients observed in this research are similar to those reported by DeBano *et al.* (1979) for low severity fires in chaparral vegetation and prescribed shrubland fires (Zavala *et al.* 2009; Jordán *et al.*, 2010a).

According to Robichaud and Hungerford (2000), where heating is sufficient, the temperature at a certain depth of the soil core rises to a value approaching the boiling point of water and remains stable until soil material at that depth is almost completely dry. After that, if heating continues, a rapid temperature increase occurs above 100 °C. According to Campbell *et al.* (1995), the lag time in temperature increase is due to soil water content, and temperatures recorded near the surface of the soil cores can increase more quickly for dry soils. This statement is in agreement with our results for HT2 (Mann-Whitey U test $p = 0.000037$), but not for HT1 or HT3 (Mann-Whitey U test $p = 0.046387$ and 0.248214 , respectively). A possible explanation to this is that rapid temperature increase does not occur during low temperature burning, which can remain under 100 °C during a relatively long time. In fact, maximum temperatures during HT1 experiments were below 115 °C in 30 % of dry soil cores. On the other hand, the 0-10 cm soil layer is quickly dried under high temperature burning, and it virtually behaves as dry soil.

7.4.2 CHANGES IN WATER REPELLENCY AFTER HEATING

Infiltration of water drops in unheated control samples took a longer time than in heated samples at all depths for dry conditions (Table 15). This confirmed that even heat treatments under relatively low temperatures partly destroyed soil water repellency. After similar experiments, Robichaud and Hungerford (2000) attributed this behaviour to naturally occurring repellency in original dry soil samples, as shown in DeBano (1973) and Dekker and Ritsema (1994). In contrast, control samples under moist conditions showed shorter WDPTs than samples under 100-150 °C treatment. This difference can be attributed to the moistening process, which induced a decrease in the degree of natural repellency from control soil samples. Soil moisture content decreased during HT1 treatments and soil water repellency was increased respect to control samples at all depths. HT2 and HT3 treatments induced greater decreases in WDPTs at all depths.

After HT2, soil samples were wettable or slightly water repellent, and average WDPT increased significantly from 5.8 ± 4.6 s, under moist conditions, to 21.1 ± 14.5 s, dry conditions (U Mann-Whitney $p=0.000000$). Soil samples were wettable after HT3 treatment, with WDPTs from 1.6 ± 1.8 s (dry conditions) to 1.9 ± 1.4 s (moist conditions). Wettability increased with heat intensity from HT1 to HT3 at all depths of soil cores. Many studies have found similar effects of temperature in soil water repellency (e.g., Savage, 1974; Scholl, 1975; Doerr *et al.* 2004a; Garcia-Corona *et al.* 2004; Bryant *et al.* 2005). In a laboratory experiment, Robichaud and Hungerford (2000) found that low heat treatments had more occurrences of slightly and moderately repellent conditions than high heat treatments.

Temperature-related changes in soil water repellency observed by DeBano and Krammes (1966) showed that, depending on time of exposure, heating to temperatures below 175 °C did not induce significant changes in repellency. Average WDPT from dry samples in this research increased from 95.6 ± 55.1 s (control samples) to 83.0 ± 63.6 s after HT1 treatments, but no significant differences were observed between both values. Average WDPT decreased considerably HT2 respect to control (21.0 ± 14.5 s) and water repellency was destroyed after HT3 treatment (1.6 ± 1.8 s), confirming conclusions from other authors (DeBano and Krammes, 1966; Savage, 1974; DeBano *et al.* 1976; Robichaud and Hungerford, 2000).

7.4.3 RELATIONSHIP BETWEEN PERSISTENCE AND INTENSITY OF WATER REPELLENCY AFTER LABORATORY BURNING

Persistence (measured as logWDPT) and intensity (measured as contact angle between water drops and the soil surface) of soil water repellency showed a linear relationship (Figure 14). A strong relationship between both parameters is difficult to find, due to the different physical significance of both tests, and several authors have found contradictory results. Some have reported acceptable correlations between WDPT and contact angles, measured indirectly using the MED test, in a range of soils (Doerr, 1998; Scott, 2000; Huffman *et al.* 2001). Zavala *et al.* (2009a), for example, found strong linear relationships between logWDPT and sessile contact angles from fire affected sand dune soils under different vegetation types; but the same authors (Jordán *et al.*, 2010a) found weak relationships between contact angle and WDPT or ethanol percentage classes from burned soils from siliceous sandstone under different forest types or shrubland. Recently, Doerr *et al.* (2009a) found also poor correlations between WDPT, ethanol percentage test and contact angle, which should compromise the ability of the latter two methods to provide a detailed discrimination between hydrologically meaningful levels of water repellency. They explained these weak correlations as a result of the diversity of samples and the greater WDPT range compared to data from Scott (2000) or Hufmann *et al.* (2001).

Other authors have found that weak correlations may be due to other causes. Bachmann *et al.* (2003) found that the WDPT test was sensitive only within a narrow interval of contact angles (85 ° - 115 °). Below 90 °, WDPT was mostly < 5 s, but exceeded 3600 s above this range. Woche *et al.* (2005) found WDPTs < 5 s only for contact angles below 73 °, and WDPTs > 5 s only for soils with contact angles > 90 °. These observations are in agreement with our results. In our experiments, WDPT ≤ 5 s were observed for contact angles in the range from 62 to 95 °, and WDPTs between 6 and 169 s were observed for contact angles between 68 and 144 °.

As the relationship between the sessile contact angle and WDPT grows logarithmically it can be assumed that contact angle can be used for separating wettable and water repellent soil samples, but it cannot make a distinction among different degrees of repellency. This results confirm the utility of the WDPT test for measuring how long a soil can resist wetting during water contact, which is critical in terms of predicting the risk for runoff flow

generation (Wessel, 1988; Doerr, 1998; Jordán *et al.* 2008; Doerr *et al.* 2009a; Zavala *et al.* 2009a)

7.4.4 IMPACT OF LABORATORY BURNING IN AGGREGATE STABILITY

Forest fires can induce or enhance water repellency in most forest soils, what can in turn reduce slaking. Slaking is caused by increased pore pressure in aggregates as water enters the aggregate by matric suction. The formation of water repellent coatings inhibits or reduces the attractive force between water and soil aggregates or particles, and increases aggregate stability (Mataix-Solera and Doerr, 2004). Different degrees of aggregate stability have been observed in burned soils depending on parameters such as mineralogy (Nishita and Haug, 1972; Giovannini *et al.* 1988), severity of fire (Guerrero *et al.* 2001; Mataix-Solera *et al.* 2002), and water repellency (García-Corona *et al.* 2004; Mataix-Solera and Doerr, 2004).

Aggregate stability is positively correlated with organic matter content, so the thermal destruction of organic compounds in aggregates after severe burning (Fernández *et al.* 1997) tends to decrease stability (Cerdà *et al.* 1995; Giovannini *et al.* 2001). In contrast, other authors have found that burned soils do not always show a positive relationship between organic matter content and soil aggregation. Several authors have found that, in some cases, burned soils with low organic matter content show high aggregate stability (Úbeda, 1999; Giovannini *et al.* 1990b; Giovannini and Lucchesi, 1997; Guerrero *et al.* 2001). Some factors implicated in this process are recrystallization of Fe and Al oxides, the dehydration of soil gels and the fusion of clays into sandsize particles.

In this research, average maximum temperatures measured in the 0-10 mm layer were classified in three ranks: 100-150 °C, 250-300 °C and 400-450 °C. Several authors have reported that these temperature ranges can induce changes in water repellency and other physical properties of soils (Campbell *et al.* 1995; DeBano *et al.* 1970; Robichaud *et al.* 2000; Dlapa *et al.* 2008). This research shows that low temperature treatments did not affect aggregate stability in a great manner, but it decreased considerably after exposure to temperatures above 200 °C. This decrease can also be related to changes in soil water repellency, as it has been observed by many authors, who have observed that aggregate stability is improved by the presence of hydrophobic organic matter coatings (Wallis and Horne, 1992; De Bano, 1981; Chenu *et al.* 2000; Benito *et al.* 2003; Urbanek *et al.* 2007). Slight soil water repellency can increase aggregate stability by reducing rapid water entry into the soil matrix and air entrapment responsible for aggregate slaking (Blanco-Canqui and Lal,

2009). Aggregate stability has been found to decrease with decreasing water repellency even after small changes in organic matter content from fire affected soils (Ellies *et al.* 2005; Fox *et al.* 2007). This is in agreement with our results, since soil water repellency was found to decrease considerably after HT2 and HT3 treatments.

Changes in aggregate stability can be also related to changes in organic carbon content after fire (DeBano *et al.* 1979; Soto *et al.* 1991). The organic carbon content did not change significantly after heat treatments after 50-150 °C treatments. But the organic carbon content decreased from 4.4 ± 1.6 % (control samples) to 0.4 ± 0.3 % after heat treatments at temperatures above 200 °C. CND value also decreased from 107.6 ± 34.7 (unheated samples) to 16.0 ± 4.8 drops (heated samples above 200 °C). These results show that removal of original organic matter by burning reduce aggregate stability, given the role of organic matter as a stabilizing agent of aggregates. This is in agreement with Chenu *et al.* (2000), who observed that organic matter increased soil water stability, and this effect could be adscribed to better resistance to slaking and increased internal cohesion of aggregates. In contrast, several authors have found that changes in aggregate stability after burning show complex patterns, depending on the type of fire, temperature reached, mineralogy, the presence of hydrophobic compounds and even selection of highly stable aggregates during burning (Mataix-Solera and Doerr, 2004; Arcenegui *et al.* 2008).

8 CONCLUSIONES

- 1) Efectos a corto plazo de fuegos experimentales en suelos bajo bosque de eucalipto en el Sudeste de Australia.
 - a) La acidez del suelo generalmente decrece cuando se incrementa la intensidad del fuego. Este proceso podría estar relacionado con la pérdida de grupos -OH provenientes de los minerales de la arcilla, de la formación de óxidos y de la liberación de cationes solubles después de la oxidación completa de la materia orgánica bajo un fuego de alta intensidad. En cualquier caso, el incremento del pH inducido por las cenizas fue efímero debido a la rápida desaparición de éstas por el efecto de la lluvia y del viento.
 - b) En este estudio se observaron pequeñas variaciones de la textura incluso después de fuego de alta intensidad. Este hecho puede deberse al relativamente bajo contenido de arcilla previamente al proceso de quemado, aunque también a la variabilidad espacial de la textura y al diseño del experimento. Es probable que un pequeño incremento en la fracción más fina del suelo después de un fuego de alta intensidad estuviere condicionado por los procesos de erosión post-incendio.
 - c) Los índices de estabilidad de agregados mostraron buenos coeficientes de correlación con el contenido de materia orgánica. Después del incendio, el papel de la materia orgánica como agente cementante de los agregados del suelo es extremadamente importante en cualquier condición de intensidad del fuego. El efecto de otros agentes cementantes en suelos ácidos afectados por el fuego deberá estudiarse en posteriores desarrollos.
 - d) Los fuegos de baja intensidad favorecen la repelencia al agua del suelo. Este hecho está acorde con los resultados de distintos autores, los cuales han puesto de manifiesto la repelencia al agua inducida por el fuego puede incrementarse en suelos con débil o moderada repelencia preexistente. La repelencia al agua del suelo inducida por el fuego persistió o se incrementó progresivamente, pero, al final del experimento, decreció por debajo de los niveles iniciales.
 - e) Estos resultados sugieren que la persistencia de las condiciones de mojado después de la destrucción de la repelencia al agua del suelo, se podría considerar como un índice o marcador de la severidad del fuego, pues es una consecuencia directa de la fuerte reducción del contenido de materia orgánica del suelo. Por último, la dinámica de

mojado y secado del suelo explicaría los cambios en la repelencia al agua del suelo posterior al incendio. Cortos periodos secos deberían ser suficientes para producir un incremento en la repelencia al agua del suelo.

- 2) Evolución posterior a un incendio de las propiedades del suelo en una zona mediterránea después de una quema controlada: un estudio de tres años.
 - a) El contenido en arena aumentó progresivamente durante el período del estudio, mientras que el contenido de la arcilla disminuyó después de la quema. Los cambios en contenido de la arena durante el período experimental no se pueden atribuir totalmente a la quema. Los procesos más probables de erosión de suelo posterior al fuego contribuyeron a la retirada selectiva de la arcilla, llevando la desaparición de partículas minerales finas.
 - b) La repelencia al agua del suelo disminuyó inmediatamente después del intenso calentamiento, pero la proporción de muestras impermeables del suelo fue similar apenas un año después de quemar. Este resultado está de acuerdo con investigaciones anteriores de los autores y confirma que la repelencia al agua es una característica natural de estos suelos. Además, después de la retirada de la vegetación, los procesos de la erosión de suelo posterior al fuego llevaron a la exposición del material hidrofóbico subsuperficial del suelo que no quedó afectado por las temperaturas del incendio.
 - c) La combustión de la materia orgánica de suelo afectó fuerte a características químicas del suelo, incrementándose el pH y la conductividad eléctrica por la liberación de cationes. Éstos cambios tempranos eran efímeros y los valores previos al incendio se restablecieron después de apenas un año.
 - d) La alta severidad del fuego llevó a una reducción en contenido de la materia orgánica y, por tanto, a un decrecimiento de la estabilidad de agregados y al aumento de densidad aparente. Estos resultados están de acuerdo con los resultados de otros autores, que han relacionado el alto contenido de la materia orgánica en suelos mediterráneos con la alta estabilidad de agregados. Probablemente una estabilidad de agregados más baja, inmediatamente después que la quema

experimental se podría explicar en parte como resultado de destrucción de la repelencia al agua.

- 3) Los cambios inducidos por el fuego en la repelencia al agua contribuyeron a un incremento del flujo preferencial y en las tasas de erosión posteriores al incendio de Huelva en 2004.
 - a) El patrón espacial de la repelencia al agua del suelo se asocia a los distintos tipos de vegetación. Los suelos bajo pino y roble en la zona de estudio muestran un alto grado de repelencia al agua bajo las condiciones pre-incendio. Aunque los incendios están asociados a los bosques mediterráneos, no hay una relación establecida entre la mojabilidad y la repelencia al agua con el uso del suelo.
 - b) Después del incendio, las tasas de escorrentía y de sedimentos recogidos aumentaron en los suelos bajo las dos especies, aunque el incremento bajo roble fue mayor.
 - c) No se puso de manifiesto ninguna capa hidrofílica en la superficie del suelo, pero el grosor de la capa hidrofóbica aumentó considerablemente después del incendio.
 - d) Tanto en suelos quemados como no quemados bajo pino y roble, la severidad de la repelencia al agua es generalmente alta en la superficie del suelo, donde es normal la presencia de sustancias orgánicas hidrofóbicas, y va decreciendo con la profundidad en los primeros 16 centímetros.
 - e) En suelos quemados bajo roble, la capa repelente al agua retardo o impidió la infiltración durante los experimentos de simulación de lluvia. La zona superior del suelo se saturó rápidamente con el agua llevando a un continuo incremento de las tasas de escorrentía y a altos picos de la concentración de sedimentos en la escorrentía.
 - f) Se observaron patrones de flujo preferencial tanto en suelos quemados como no quemados bajo pino. Después de las simulaciones de lluvia, las tasas de escorrentía y la concentración de sedimentos en la escorrentía se incrementaron en comparación con las obtenidas en condiciones previas al incendio. Además, las tasas de escorrentía para el caso de suelos quemados bajo pino se incrementaron asintóticamente, estabilizándose al cabo de 30 minutos de lluvia simulada a 85 mm h^{-1} .
- 4) Efectos de la temperatura de quemado en la repelencia al agua y la estabilidad de agregados en suelos forestales bajo condiciones de laboratorio.

- a) La persistencia (medida por el método WPDT) y la intensidad (determinada por la medida del ángulo de contacto entre las fases líquida y sólida) de la repelencia al agua presentaron cambios significativos respecto a muestras de control sin calentar después de exponerlas a temperaturas de entre 10 y 150 °C durante 40 minutos. La repelencia al agua decreció considerablemente cuando las muestras fueron calentadas a 250-300°C y prácticamente desapareció al calentarlas a 400-450°C.
- b) La repelencia al agua del suelo no sufrió grandes variaciones en las capas más profundas del suelo (60-70 cm) tras el tratamiento a 100-150°C respecto de las muestras de control. Esto es debido a las bajas temperaturas alcanzadas durante la exposición al quemado en el laboratorio.
- c) La humedad del suelo produjo un decrecimiento de la repelencia al agua del suelo en las muestras tratadas a 100-150°C y 250-300°C. Sin embargo, no tuvo ningún efecto en las muestras tratadas a 400-450°C ya que el contenido de agua se perdió durante el proceso de calentamiento.
- d) La repelencia al agua de las muestras secas fue alta en las capas superficiales, disminuyendo progresivamente con la profundidad, y mostrando un nuevo incremento a 60-70 cm de profundidad en las muestras de suelo tratadas a 100-150°C y 200-250°C, donde las temperaturas quedaron por debajo de los 200°C. Este hecho está acorde con los resultados obtenidos después de incendios. En muestras húmedas (condiciones que ocurren comúnmente después de incendios prescritos) calentadas a 100-150°C, el más alto grado de repelencia al agua se observa en capas más profundas del perfil de suelo (70 cm). A temperaturas superiores a 200°C, la repelencia al agua de muestras húmedas decrece progresivamente con la profundidad.
- e) Los tratamientos de calentamiento en el laboratorio redujeron la estabilidad de agregados del suelo, especialmente después de la exposición a temperaturas superiores a los 200°C, donde los valores CND de las muestras de suelo calentadas decrecieron por debajo del 40% comparadas con las muestras de suelo sin calentar.
- f) La persistencia (logWDPT) y la intensidad (ángulo de contacto) de la repelencia al agua del suelo mostraron una relación logarítmica. Las determinaciones de los ángulos de contacto son válidas tanto para suelos hidrofílicos como hidrofóbicos, pero no hacen distinción entre los diferentes grados de repelencia. De esta manera, el test WDPT es

más útil en términos de predicción de la respuesta hidrológica del suelo.

9 REFERENCIAS

- Agee, J.K. 1993. Fire ecology of Pacific Northwest forests. Island Press, Washington, DC.
- Albini, F.A. 1976. Estimating wildfire behavior and effects. General Technical Report INT-30. United States Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, UT.
- Alexander, M.E. 1982. Calculating and interpreting forest fire intensities. *Canadian Journal of Botany* 60, 349-357.
- Alexis, M.A., Rasse, D.P., Rumpel, C., Bardoux, G., Péchot, N., Schmalzer, P., Drake, B., Mariotti, A. 2007. Fire impact on C and N losses and charcoal production in a scrub oak ecosystem. *Biogeochemistry* 82, 201-216.
- Almendros, G., González-Vila, F.J., Martín F. 1990. Fire induced transformation of soil organic matter from an oak forest. An experimental approach to the effects of fire on humic substances. *Soil Science* 149, 158-168.
- Amézketa, E. 1999. Soil aggregate stability: a review. *Journal of Sustainable Agriculture* 14, 83-151.
- Andreu, V., Rubio, J.L., Forteza, J., Cerni, R. 1996. Post-fire effects on soil properties and nutrient losses. *International Journal of Wildland Fire* 6, 53-58.
- Arcenegui, V., Guerrero, C., Mataix-Solera, J., Mataix-Beneyto, J., Zornoza, R., Morales, J., Mayoral, A.M. 2009. The presence of ash as an interference factor in the estimation of the maximum temperature reached in burned soils using near-infrared spectroscopy (NIR). *Catena* 74, 177-184.
- 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* 44, 219-226.
- 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.

- Arocena, J.M., Opio, C. 2003. Prescribed fire-induced changes in properties of subboreal forest soils. *Geoderma* 113, 1-16.
- Bachmann, J., Woche, S.K., Goebel, M.-O., Kirkham, M.B., Horton, R. 2003. Extended methodology for determining wetting properties of porous media. *Water Resources Research* 39, article 1353.
- Badía, D., 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.
- Baldock, J.A., Smernik, R.J. 2002. Chemical composition and bioavailability of thermally altered *Pinus resinosa* (Red pine) wood. *Organic Geochemistry* 33, 1093-1109.
- Bauhus, J., Khanna, P.K., Raison, R.J. 1993. The effect of fire on carbon and nitrogen mineralization and nitrification in an Australian forest soil. *Australian Journal of Soil Research* 31, 621-639.
- Bauters, T.W.J., DiCarlo, D.A., Steenhuis, T.S., Parlange, J.Y. 1998. Preferential flow in water-repellent sands. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1185-1190.
- Bellinfante, N., Gómez, I.A., Jordán, A., Zavala, L.M. 2007. Consultoría y asistencia para el levantamiento de información ambiental referida a unidades geomorfoedáficas para la zona del incendio forestal de Minas de Río tinto en Huelva. Technical report OG-007/05. EGMASA. Sevilla. Documento Técnico no publicado.
- Benavides-Solorio, J, MacDonald, L.H. 2001. Post-fire runoff and erosion from simulated rainfall on small plots, Colorado Front Range. *Hydrological Processes* 15, 2931-2952.
- Benito, E., Santiago, J.L., de Blas, E., Varela, M.E. 2003. Deforestation of water-repellent soils in Galicia (NW Spain): effects on surface runoff and erosion under simulated rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 145-155.
- Bisdorf, E.B.A., Dekker, L.W., Schoube, J.F.T. 1993. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. *Geoderma* 56, 105-118.
- Blake, G.R., Hartge, K.H. 1986. Bulk density. En: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis: Part 1, Physical and Mineralogical Methods*. Monograph Number 9 (2nd ed.). American Society of Agronomy, Soil Science Society of America. Madison, WI.
- Blanco, R., Clavero, J., Cuello, A., Marañón, T., Seisdedos, J.A. 1991. Sierras del Algibe y del Campo de Gibraltar. Diputación provincial de Cádiz. Jerez de la Frontera.
- Blanco-Canqui, H., Lal, R. 2009. Extent of soil water repellency under long-term no-till soils. *Geoderma*, 149, 171-180.

- Boix Fayos, 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-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Imeson, A.C., Soriano-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-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Arnau-Rosal, E., Albadalejo, J., Castillo, V. 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., Keeley, J.E. 2005. Fire as a global "herbivore": the ecology and evolution of flammable ecosystems. *Trends in Ecology and Evolution* 20, 387-394.
- Borselli, L., Torri, D., Poesen, J., Salvador Sanchis, P. 2000. Effects of water quality on infiltration, runoff and interrill erosion processes during simulated rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 329 - 342.
- Boyer, W.D., 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
- Bradstock, R.A., Keith, D.A., Auld, T.D. 1995. Fire and conservation: imperatives and constraints on managing for diversity. En: Bradstock, R.A., Auld, T.D., Keith, D.A., Kingsford, R.T., Lunney, D., Sivertsen, D.P. (Eds.), *Conserving Biodiversity: Threats and Solutions*. Surrey Beatty and Sons, Chipp.
- Brown, J.H.A. 1972. Hydrologic effects of a bushfire in a catchment in south-eastern New South Wales. *Journal of Hydrology*, 15, 77-96.
- Brown, J.K. 1974. Handbook for inventorying downed woody material. General Technical Report INT-16. United States Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, UT
- Bryant, R., Doerr, S.H., Helbig, M. 2005. The effect of oxygen deprivation on soil hydrophobicity during heating. *International Journal of Wildland Fire*, 14, 449-455.
- Brye, K.R. 2006. Soil physiochemical changes following 12 years of annual burning in a subhumid-subtropical tallgrass prairie: a hypothesis. *Acta oecologica* 30, 407-413.
- Buczko, U., Bens, O., Fischer, H., Huttli, R.F. 2002. Water repellency in sandy luvisols under different forest transformation stages in northeast Germany. *Geoderma* 109, 1-18.

- Buhk, C., Meyn, A., Jentsch, A. 2007. The challenge of plant regeneration after fire in the Mediterranean Basin: scientific gaps in our knowledge on plant strategies and evolution of traits. *Plant Ecology* 192, 1-19.
- Burch, G.J., Moore, I.D., Burns, J. 1989. Soil hydrophobic effects in infiltration and catchment runoff. *Hydrological Processes* 3, 211-222.
- Campbell, G.S., Jungbauer Jr., J.D., Bristow, K.L., Hungerford, R.D. 1995. Soil temperature and water content beneath a surface fire. *Soil Science*, 159, 363-374.
- Campbell, G.S.; Jungbauer, J.D., Jr.; Bidlake, W.R.; Hungerford, R.D. 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Science* 158, 307-313.
- Campbell, G.S.; Jungbauer, J.D., Jr.; Bristow, K.L.; Hungerford, R.D. 1995. Soil temperature and water content beneath a surface fire. *Soil Science*. 159, 363-374.
- Campbell, R.E., Baker, M.B., Folliott, P.F. 1977. Wildfire effects on a ponderosa pine ecosystem: an Arizona case study. USDA Forest Service Papers, RM-191. Rocky Mountain Forest and Range Experimental Station, United States Department of Agriculture, Forest Service. Fort Collins, CO.
- Campo, J., Gimeno-García, E., Andreu, V., González-Pelayo, O., Rubio, J.L. 2008. Aggregation of under canopy and bare soils in a Mediterranean environment affected by different fire intensities. *Catena* 74, 212-218.
- Carrillo, M.L.K., Letey, J., Yates, S.R. 2000a. Unstable water flow in a layered soil: I. Effects of a stable water-repellent layer. *Soil Science Society of America Journal* 674, 450-455.
- Carrillo, M.L.K., Letey, J., Yates, S.R. 2000b. Unstable flow in a layered soil: II. Effects of an unstable water-repellent layer. *Soil Science Society of America Journal* 674, 456-459.
- Cerdà, A. 1998a. Post-fire dynamics of erosional processes under Mediterranean climatic conditions. *Zeitschrift für Geomorphologie* 42, 373-398.
- Cerdà, A. 1998b. Soil aggregate stability under different Mediterranean vegetation types. *Catena* 32, 73-86.
- Cerdà, A., 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., Doerr, S.H. 2008. The effect of ash and needle cover on surface runoff and erosion in the immediate post-fire period. *Catena* 74, 256-263.
- Cerdà, A., Jordán, A., 2010. Métodos para la cuantificación de la pérdida de suelo y aguas tras incendios forestales, con especial referencia a las parcelas experimentales. En: Cerdà, A., Jordán, A. (Eds.), Actualización en métodos y técnicas para el estudio de los suelos afectados por incendios forestales. Cátedra de Divulgació de la Ciència, Universitat de València, FUEGORED. Valencia.
- Cerdà, A., Lasanta, A. 2005. Long-term erosional responses after fire in the Central Spanish Pyrenees: 1. Water and sediment yield. *Catena*, 60, 59-80.
- Cerdà, A., Imeson, A., Calvo, A. 1995. Fire and aspect induced differences on the erodibility and hydrology of soils at La Costera, Valencia, Southeast Spain. *Catena*, 24, 289-304.
- Cerdà, A., Schnabel, S., Ceballos, A., Gomez-Amelia, D. 1998. Soil hydrological response under simulated rainfall in the Dehesa land systems (Extremadura, SW Spain) under drought conditions. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 195-209.
- Certini, G. 2005. Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Oecologia* 143, 1-10.
- Chafer, C.J. 2008. A comparison of fire severity measures: an Australian example and implications for predicting major areas of soil erosion. *Catena* 74, 235-245.
- Chandler, C., Cheney, P., Thomas, L., Trabaud, L., Williams, D. 1983. Fire in forestry. Vol. 1: Forest fire behavior and effects. John Wiley and Sons. New York, NY.
- Chandler, C.P.; Cheney, P.; Thomas, P.; Trabaud, L.; Williams, D. 1991. Fire in forestry - Volume I: Forest fire behavior and effects. John Wiley and Sons. New York, NY.
- Chaney, K., Swift, R.S. 1984. The influence of organic matter on aggregate stability in some British soils. *Journal of Soil Science* 35, 223-230.
- Chaplot, V., Le Bissonais, Y. 2000. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 145-153.
- Chenu, C., Le Bissonais, Y., Arrouays, D. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1479-1486.
- Clapp, C.E., Stark, S.A., Clay, D.E., Larson, M.E. 1986. Sewage sludge organic matter and soil properties. En: Chen, Y., Avnimilech, Y. (Eds.), The

- role of organic matter in modern agriculture. Martinus Nijhoff. Dordrecht.
- Countryman, C. M. 1969. Project Flambeau. An investigation of mass fire (1964-1967), Final Report. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. Berkeley CA.
- Countryman, C.M. 1976a. The nature of heat—Its role in wildland fire—Part 1. Unnumbered Publication. United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. Berkeley, CA.
- Countryman, C.M. 1976b. Radiation. Heat—Its role in wildland fire—Part 4. Unnumbered Publication. United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. Berkeley, CA.
- Crockford, S., Topalidis, S., Richardson, D.P. 1991. Water repellency in a dry sclerophyll forest-measurements and processes. *Hydrological Processes* 5, 405-20.
- Czimczik, C.I., Schmidt, M.W.I., Schulze, E.D. 2005. Effects of increasing fire frequency on black carbon and organic matter in Podzols of Siberian Scots pine forest. *European Journal of Soil Science* 56, 417-428.
- Dai, X., Boutton, T.W., Glaser, B., Ansley, R.J., Zech, W. 2005. Black carbon in a temperate mixed-grass savanna, *Soil Biology and Biochemistry* 37, 1879-1881.
- DeBano, L.F. 1966. Formation of non-wettable soils involves heat transfer mechanism. Research Notes PSW-132. United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experimental Station. Berkeley, CA.
- DeBano, L.F. 1971. The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Soil Science Society of America Proceedings* 35, 340-343.
- DeBano, L.F. 1973. Water repellent soils: their implications in forestry. *Journal of Forestry*, 71, 220-223.
- DeBano, L.F. 1974. Chaparral soils. En: Rosenthal, M. (Ed.), *Living with the chaparral: Symposium Proceedings*. Sierra Club Special Publication. San Francisco, CA..
- DeBano, L.F. 1981. Water repellent soils: a state-of-the-art. General Technical Report PSW-46. United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experimental Station. Berkeley, CA.
- DeBano, L.F. 1990. The effect of fire on soil. En: Harvey, A.E., Neuenschwander, L.F. (Eds.), *Management and productivity of*

- western-montane forest soils. General Technical Report INT-280. United States Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, UT.
- DeBano, L.F. 1991. The effect of fire on soil properties. En: Harvey, A.E., Neuenschwander, L.F. (Eds.), Proceedings of a Symposium on Management and Productivity of Western-Montane Forest Soils, 10-12 April, 1990. Boise, ID.
- DeBano, L.F. 2000a. The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. *Journal of Hydrology* 231-232, 195-206.
- DeBano, L.F. 2000b. Water repellency in soils: a historical overview. *Journal of Hydrology* 231-232, 4-32.
- DeBano, L.F., Krammes, J.S. 1966. Water repellent soils and their relation to wildfire temperatures. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin XI Ann. 2*, 14-19.
- 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., Rice, R.M., Conrad, C.E. 1979. Soil heating in chaparral fires: effects on soil properties, plant nutrients, erosion and runoff. Research Paper PSW-145. United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. Berkeley, CA.
- 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 Proceedings*, 34, 130-133.
- DeBano, L.F., Neary, D.G., Ffolliott, P.F. 1998. Fire's effects on ecosystems. John Wiley and Sons. New York, NY.
- DeBano, L.F., Neary, D.G., Ffolliott, P.F. 2005. Soil physical properties. En: Neary, Daniel G.; Ryan, Kevin C.; DeBano, Leonard F. (Eds.), Wildland fire in ecosystems, effects of fire on soils and water. General Technical Report RMRS-GTR-42-vol.4. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Ogden, UT.
- 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. Variation in water content and wetting patterns in Dutch water repellent peaty clay and clayey peat soils. *Catena*, 28, 89-105.

- Dekker, L.W., Doerr, S.H., Oostindie, K., Ziogas, A.K., Ritsema, C.J. 2001. Water repellency and critical soil water content in a dune sand. *Soil Science Society of America Journal* 65, 1667-1674.
- Díaz-Fierros, F., Benito, E., Pérez, R. 1987. Evaluation of the USLE for prediction of erosion in burnt foresta reas in Galicia (NW Spain). *Catena* 14, 189-199.
- Dikici, H., Yilmaz, C.H. 2006. Peat fire effects on some properties of an artificially drained peatland. *Journal Environment Quality* 35, 866-870.
- Dlapa, P., Doerr, S.H., Lichner, L., Sir, M., Tesar, M. 2004. Effect of kaolinite and Ca-montmorillonite on the alleviation of soil water repellency. *Plant, Soil and Environment*, 50, 358-363
- Dlapa, P., Simkovic Jr., I., Doerr, S.H., Simkovic, I., Kanka, R., Mataix-Solera, J. 2008. Application of thermal analysis to elucidate water-repellency changes in heated soils. *Soil Science Society of America Journal* 72, 1-10.
- Doerr, S.H. 1998. On standardizing the “water drop penetration time” and the “molarity of an ethanol droplet” techniques to classify soil hydrophobicity. A case study using medium textured soils. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 663-668.
- Doerr, S.H., Thomas, A.D. 2000. The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *Journal of Hydrology* 231-232, 134-147.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D. 1996. Soil hydrophobicity variations with depth and particle size fraction in burned and unburned Eucalyptus globulus and Pinus pinaster forest terrain in the Águeda Basin, Portugal. *Catena* 27, 25-47.
- 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 hydro-geomorphological significance. *Earth Science Reviews* 51, 33-65.
- Doerr, S.H., Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Shakesby, R.A., 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., Ferreira, A.J.D., Walsh, R.P.D., Shakesby, R.A., Leighton-Boyce G., Coelho C.O.A. 2003. Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modelling: experimental evidence at point to catchment scales from Portugal. *Hydrological Processes* 17, 363-377.

- Doerr, S.H., Blake, W.H., Shakesby, R.A., Stagnitti, F., Vuurens, S.H., Humphreys, G.S., Wallbrink, P. 2004a. Heating effects on water repellency in Australian eucalypt forest soils and their value in estimating wildfire soil temperatures. *International Journal of Wildland Fire*, 13, 157-163.
- Doerr, S.H., Blake, W.H., Shakesby, R.A., Stagnitti, F., Vuurens, S.H., Humphreys, G.S., Wallbrink, P. 2004b. Post-fire water repellency: an indicator of soil temperature. *International Journal of Wildland Fire* 13, 157-163.
- Doerr, S.H., Llewellyn, C.T., Douglas, P., Morley, C.P., Mainwaring, K.A., Haskins, C., Johnsey, L., Ritsema, C.J., Stagnitti, F., Allison, 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.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Dekker, L.W., Ritsema, C.J. 2006a. Occurrence, prediction and hydrological effects of water repellency amongst major soil and land-use types in a humid temperate climate. *European Journal of Soil Science* 57, 741-754.
- Doerr, S.H., Shakesby, R., Blake, W., Chafer, C., Humphreys, G. 2006b. Effects of differing wildfire severities on soil wettability and implications for hydrological response. *Journal of Hydrology* 319, 295-311.
- Doerr, S.H., Woods, S.M., Martin, M.D., Casimiro, M. 2009a. 'Natural background' soil water repellency in conifer forests of the north-western USA: its prediction and relationship to wildfire occurrence. *Journal of Hydrology*, 371, 12-21.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., MacDonald, L.H. 2009b. Soil water repellency: a key factor in post-fire erosion. En: Cerdà, A., Robichaud, P. (Eds), *Fire Effects on Soils and Restoration Strategies*, Science Publishers, Inc., Enfield, New Hampshire.
- Dunn, P.H., DeBano, L.F. 1977. Fire's effect on biological and chemical properties of chaparral soils. En: Mooney, H.A., Conrad, C.E. (Coords.), *Proceedings of a Symposium on Environmental Conservation: Fire and Fuel Management in Mediterranean Ecosystems, August 4-5, 1988*. General Technical Report WO-3. United States Department of Agriculture, Forest Service. Palo Alto, CA.
- Durgin, P.B., Vogelsang, P.J. 1984. Dispersion of kaolinite by water extracts of Douglas-fir ash. *Canadian Journal of Soil Science* 64, 439-443.
- Duriscoe, D.M., Wells, W.G. 1982. Effects of fire on certain physical properties of selected chaparral soils. En: Conrad, C.E., Oechel, W.C.

- (Eds.), Proceedings Symposium Dynamics and Management of Mediterranean-type Ecosystems. General Technical Report PSW-58. United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experimental Station. Portland, OR.
- Dyrness, C.T. 1976. Effect of wildfire on soil wettability in the high Cascade of Oregon. Research Paper PNW-202. United States Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experimental Station. Portland, OR.
- Dyrness, C.T., Youngberg, C.T. 1957. The effect of logging and slash burning on soil structure. *Soil Science Society of America Proceedings* 21, 444-447.
- Ekinci, H. 2006. Effect of Forest Fire on Some Physical, Chemical and Biological Properties of Soil in Çanakkale, Turkey. *International Journal of Agriculture and Biology* 8, 102-106.
- Ellies, A., Ramírez, C., MacDonald, R. 2005. Organic matter and wetting capacity distribution in aggregates of Chilean soils. *Catena* 59, 69-78
- Etiégni, L., Campbell, A.G. 1991. Physical and chemical characteristics of wood ash. *Bioresource Technology* 37, 173-178.
- 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*, 29:1-11.
- Fernández, I., Cabaneiro, A., Carballas, T. 1999. Carbon mineralization dynamics in soils after wildfires in two Galician forests. *Soil Biology and Biochemistry* 31,1853-1865.
- Fernández, C., Vega, J.A., Fonturbel, T., Jiménez, E., Pérez, J.R. 2008. Immediate effects of prescribed burning, chopping and clearing on runoff, infiltration and erosion in a shrubland area in Galicia (NW Spain). *Land Degradation and Development* 19, 502-515.
- Flannigan, M.D., Stocks, B.J., Wotton, B.M. 2000. Climate change and forest fires. *The Science of the Total Environment* 262, 221-229.
- 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.
- 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.
- García-Corona, R., Benito, E., de Blas, E., Varela, M.E. 2004. Effects of heating on some soil physical properties related to its hydrological

- behaviour in two north-western Spanish soils. *International Journal of Wildland Fire* 13, 195-199.
- Garrido, B., Hampe, A., Marañón, T., Arroyo, J. 2003. Regional differences in land use affect population performance of the threatened insectivorous plant *Drosophyllum lusitanicum* (Droseraceae). *Diversity and Distributions* 9, 335-350.
- Germanoski, D., Miller, J.R. 1995. Geomorphic response to wildfire in an arid watershed, Crow Canyon, Nevada. *Physical Geography* 16, 243-56.
- Giardina, C.P., Sanford, R.L., Dockersmith, I.C. 2000. Changes in soil phosphorus and nitrogen during slash-and-burn clearing of a dry tropical forest. *Soil Science Society of American Journal* 64, 399-405.
- Gil, J., Zavala, L.M., Bellinfante, N., Jordán, A., 2010. Acidez y capacidad de intercambio catiónico en los suelos afectados por incendios. Métodos de determinación e interpretación de resultados. En: Cerdà, A., Jordán, A. (Eds.), *Actualización en métodos y técnicas para el estudio de los suelos afectados por incendios forestales*. Cátedra de Divulgació de la Ciència, Universitat de València, FUEGORED. Valencia.
- Gillon, D., Gomendy, V., Houssard, C., Marechal, J., Valette, J.C. 1995. Combustion and nutrient losses during laboratory burns. *International Journal of Wildland Fire* 5, 1-12.
- Gimeno-García, E., Andreu, V., Rubio, J.L. 2000. Changes in organic matter, nitrogen, phosphorus and cations in soil as a result of fire and water erosion in a Mediterranean landscape. *European Journal of Soil Science* 51, 201-210.
- Giovanini, G., Lucchesi, S., Giachetti, M. 1988. Effect of heating on some physical and chemical parameters related to soil aggregation and erodibility. *Soil Science*, 143, 220-226.
- Giovanini, G. 1994. The effect of fire on soil quality. En: Sala, M., Rubio, J.L. (Eds.), *Soil Erosion as a Consequence of Forest Fires*. Geofoma Ediciones. Logroño.
- Giovanini, G., Lucchesi, S. 1983. Effect of fire on hydrophobic and cementing substances of soil aggregates. *Soil Science* 136, 231-236.
- Giovanini, G., Lucchesi, S. 1997. Modifications induced in the soil physico-chemical parameters by experimental fires at different intensities. *Soil Science*, 162, 479-86.
- Giovanini, G., Lucchesi, S., Cervelli, S. 1983. Water-repellent substances and aggregate stability in hydrophobic soil. *Soil Science* 135, 110-113.

- 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, 255-262.
- Giovannini, G., Lucchesi, S., Giachetti, M. 1990a. Effects of heating on some chemical parameters related to soil fertility and plant growth. *Soil Science* 149, 344-350.
- Giovannini, G., Lucchesi, S., Giachetti, M. 1990b. Beneficial and detrimental effects of heating on soil quality. En: J.C. Goldammer and M.J. Jenkins (Editors), *Fire in ecosystem dynamics*, SPB Academic Publishing, The Hague.
- Giovannini, G., Vallejo, R., Lucchesi, S., Bautista, S., Ciompi, S., Llovet, J. 2001. Effects of land use and eventual fire on soil erodibility in dry Mediterranean conditions. *Forest Ecology and Management* 147, 15-23.
- Gonzalez, J., Fernandez, M.C., Gimeno, G.P. 1992. Efectos de los incendios forestales sobre el suelo. *Suelo y Planta* 2, 71-79.
- 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
- 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.
- GraphPad Software, 2010. GraphPad Prism version 5.00 for Windows. GraphPad Software. San Diego, CA.
- Grier, C.C. 1975. Wildfire effects on nutrient distribution and leaching in a coniferous ecosystem. *Canadian Journal of Forest Research* 5, 599-607.
- 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., Baumgartl, T., Young, I.M. 2001a. Subcritical water repellency of aggregates from a range of soil management practices. *Soil Science Society of America Journal* 65, 184-190.
- Hallett, P.D., Ritz, K., Wheatley, R.E. 2001b. Microbial derived water repellency in soil. *International Turfgrass Society Research Journal*, 9, 518-524.
- Hamed, Y., Albergel, J., Pépin, Y., Asseline, J., Nasri, S., Zante, P., Berndtsson, R., El-Niazy, M., Balah, M. 2002. Comparison between rainfall simulator erosion and observed reservoir sedimentation in an erosion-sensitive semiarid catchment. *Catena* 50, 1-16.

- Hardy, C.C.; Menakis, J.P.; Long, D.G.; Brown, J.K. 1998. Mapping historic fire regimes for the Western United States: Integrating remote sensing and biophysical data. In: Greer, J.D. (Ed.), Proceedings of the 7th Forest Service Remote Sensing Applications Conference; 1998 April 6-10; Nassau Bay, TX. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. Bethesda, MD.
- Hartford, R.A., Frandsen, W.H. 1992. When it's hot, it's hot ... or maybe it's not (surface flaming may not portend extensive soil heating). *International Journal of Wildland Fire* 2, 139-144.
- Hatten, J., Zabowski, D. 2010. Fire severity effects on soil organic matter. *International Journal of Wildland Fire* 19, 613-623.
- Hatten, J., Zabowski, D., Scherer, G., Dolan, E. 2005. A comparison of soil properties after contemporary wildfire and fire suppression. *Forest Ecology and Management* 220, 227-241.
- Henderson, G.S., Golding, D.L. 1983. The effect of slash burning on the water repellence of forest soils at Vancouver, British Columbia. *Canadian Journal of Forest Research* 13, 353-355.
- Hendrickx, J.M.H., Dekker, L.W., Boersma, O.H. 1993. Unstable wetting fronts in water repellent field soils. *Journal of Environmental Quality* 22, 109-118.
- Hernández Bastida, J., Alvarez Rogel, J., Faz Cano, A. 1998. Variations of some edaphic Properties in fire damaged pinewood (*Pinus Halepensis*) and esparto field (*Stipa tenacissima*) in Murcia (SE Spain). En: Rodríguez, A.R. (Ed.), *The Soil As A Strategic Resource: Degradation Processes and Conservation Measures*. Geoforma Ediciones. Logroño.
- Horne, D.J., McIntosh, J.C. 2000. Hydrophobic compounds in sands in New Zealand; extraction, characterization and proposed mechanisms for repellency expression. *Journal of Hydrology* 231-232, 35-46.
- Hsu, P.H. 1989. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides. En: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America. Wisconsin, WI.
- Hubbert, K., Preisler, H., Wohlgemuth, P., Graham, R., Narog, M. 2006. Prescribed burning effects on soil physical properties and soil water repellency in a steep chaparral watershed, southern California, USA. *Geoderma* 130, 284-298.
- Hubbert, K.R., Oriol, V. 2005. Temporal fluctuation in soil water repellency following wildfire in chaparral steeplands, southern California. *International Journal of Wildland Fire* 14, 439-447.
- 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.
- Hungerford, R.D., Harrington, M.D., Frandsen, W.H., Ryan, R.C., Niehoff, J.G. 1990. Influence of fire on factors that affect site productivity. En: Harvey, A.E., Neuenschwander, L.F. (Eds.), *Symposium on Management and Productivity of Western-Montane Forest Soils*. United States Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station. Ogden, UT.
- Ibáñez, J.J., Lobo, M., Almendros, G., Polo, A. 1983. Impacto del fuego sobre algunos ecosistemas edáficos de clima mediterráneo continental en la zona centro de España. *Boletín de la Estación Central de Ecología* 24, 755-777.
- Iglesias, T., Cala, V., Gonzalez, J. 1997. Mineralogical and chemical modifications in soils affected by a forest fire in the Mediterranean area. *Science of the Total Environment* 204, 89-96.
- Imeson, A.C., Vis, M. 1984. Assessing soil aggregate stability by water-drop impact and ultrasonic dispersion. *Geoderma* 34, 185-200.
- Imeson, A., Verstraten, J., van Mulligen, E., 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 a Mediterranean woodland, Mt. Carmel, Israel. *International Journal of Wildland Fire* 7, 285-294.
- Jamison, V.C. 1946. Resistance to wetting in the surface of sandy soils under citrus trees in Central Florida and its effect upon penetration and the efficiency of irrigation. *Soil Science Society of America Proceedings* 11, 103-109.
- Jaramillo, D.F., Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Hendrickx, J.M.H. 2000. Occurrence of soil water repellency in arid and humid climates. *Journal of Hydrology* 231-232, 105-111.
- Jenny, H. 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill, Inc. New York, NY.
- Jensen, M., Michelsen, A., Gashaw, M. 2001. Responses in plant, soil inorganic and microbial nutrient pools to experimental fire, ash and biomass addition in a woodland savanna. *Ecology* 128, 85-93.
- Jex, G.W., Bleakley, B.H., Hubbell, D.H., Munro, L.L. 1985. High humidity-induced increase in water repellency in some sandy soils. *Soil Science Society of America Journal* 49, 1177-1182.
- Johansen, M.P., Hakonson, T.E., Breshears, D.D. 2001. Post-fire runoff and erosion from rainfall simulation: contrasting forests with shrublands and grasslands. *Hydrological Processes* 15, 2953-2965.

- Johnson, D.W., Curtis, P.S. 2001. Effects of forest management on soil C and N storage: meta analysis. *Forest Ecology and Management* 140, 227-238.
- Jordán, A., Ruiz, M.A., Parrales, I.A., Limón, F. 1998. Principales Tipos de Suelos Asociados al Bosque de *Quercus Sp.* y Brezal en el Parque Natural los Alcornocales (Cádiz-Málaga). *Almoraima* 19, 231-240
- Jordán, A., Martínez-Zavala, L.M., Bellinfante, N. 2008. Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. *Catena* 74, 137-143.
- Jordán, A., Zavala, L.M., Nava, A.L., Alanís, N. 2009. Occurrence and hydrological effects of water repellency in different soil and land use types in Mexican volcanic highlands. *Catena* 79, 60-71.
- Jordán, A., González, F.A., Zavala, L.M., 2010a. Re-establishment of soil water repellency after destruction by intense burning in a Mediterranean heathland (SW Spain). *Hydrological Processes* 24, 736-748.
- Jordán, A., Zavala, L.M., González, F.A., Bárcenas-Moreno, G., Mataix-Solera, J., 2010b. Repelencia al agua en suelos afectados por incendios: Métodos sencillos de determinación e interpretación. En: Cerdà, A., Jordán, A. (Eds.), *Actualización en métodos y técnicas para el estudio de los suelos afectados por incendios forestales*. Cátedra de Divulgació de la Ciència, Universitat de València, FUEGORED. Valencia.
- Jordán, A., Zavala, L.M., Mataix-Solera, J., Nava, A.L., Alanís, N., 2011. Effect of fire severity on water repellency and aggregate stability on Mexican volcanic soils. *Catena* 84, 136-147.
- Jungerius, P., de Jong, J. 1989. Variability of water repellence in the dunes along the Dutch coast. *Catena* 16, 491-497.
- Kaiser, K., Guggenberger, G., Haumaier, L., Zech, W. 2001. Seasonal variations in the chemical composition of dissolved organic matter in organic forest floor layer leachates of oldgrowth Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.) stands in northeastern Bavaria, Germany. *Biogeochemistry*, 55, 103-143.
- Keeley, J.E. 2009. Fire intensity, fire severity and burn severity: a brief review and suggested use. *International Journal of Wildland Fire* 18, 116-126.
- Keeley, J.E., Keeley, M.B., Fotheringham, C.J. 2005. Alien plant patterns during postfire succession in mediterranean-climate California shrublands. *Ecological Applications* 15, 2109-2125.
- Keizer, J.J., Coelho, C.O.A., Shakesby, R.A., Domingues, C.S.P., Malvar, M.C., Perez, I.M.B., Matias, M.J.S., Ferreira, A.J.D. 2005. The role of soil

- water repellency in overland flow generation in pine and eucalypt forest stands in coastal Portugal. *Australian Journal of Soil Research* 43, 337-349.
- Keizer, J.J., Doerr, S.H., Malvar, M.C., Prats, S.A., Ferreira, R.S.V., Oñate, M.G., Coelho, C.O.A., Ferreira, A.J.D. 2008. Temporal variation in topsoil water repellency in two recently burnt eucalypt stands in north-central Portugal. *Catena* 74, 192-204.
- Ketterings, Q.M., Bigham, J.M., Laperche, V. 2000. Changes in soil mineralogy and texture caused by slash-and-burn fires in Sumatra, Indonesia. *Soil Science Society of American Journal* 64, 1108-1117.
- Khanna, P.K. y Raison, R.J. 1986. Effect of fire intensity on solution chemistry of surface soil under a *Eucalyptus pauciflora* forest. *Australian Journal of Soil Research* 24, 423-434.
- King, P.M. 1981. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. *Australian Journal of Soil Research* 19, 275-285.
- Knicker, H., Gonzalez-Vila, F.J., Polvillo, O., Gonzalez, J.A., Almendros, G. 2005. Fire-induced transformation of C- and N- forms in different organic soil fractions from a Dystric Cambisol under Mediterranean pine forest (*Pinus pinaster*). *Soil Biology and Biochemistry* 37, 701-718.
- Knoepp, J.D., DeBano, L.F., Neary, D.G. 2005. Soil chemistry. En: Neary, D.G., Ryan, K.C., DeBano, L.F. (Eds.), *Wildland fire in ecosystems: effects of fire on soils and water*. General Technical Report RMRS-GTR-42-vol.4. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Fort Collins, CO.
- Kraemer, J.F., Hermann, R.K. 1979. Broadcast burning: 25-year effects on forest soils in the western flanks of the Cascade Mountains. *Forest Science* 25, 427-439.
- Krammes, J.S., Osborn, J. 1969. Water-repellent soils and wetting agents as factors influencing erosion. En: DeBano, L.F., Letey, J. (Eds), *Proceedings of a Symposium on Water Repellent Soils*, 6-10. May 1968. University of California. Riverside, CA.
- Kruskal, W.H., Wallis, W.A. 1952. Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American Statistical Association* 47, 583-621.
- Kunze, M.D., Stednick, J.D. 2006. Streamflow and suspended sediment yield following the 2000 Bobcat fire, Colorado. *Hydrological Processes* 20, 1661-1681.

- Kutiel, P., Shaviv, A. 1992. Effects of soil type, plant composition, and leaching on soil nutrients following a simulated forest fire. *Forest Ecology and Management* 53, 329-343
- Lasanta, T., García-Ruiz, J.M., Pérez-Rontomé, C., Sancho Marcén, C. 2000. Runoff and sediment yield in a semi-arid environment: the effect of land management after farmland abandonment. *Catena* 38, 256-278.
- Leighton-Boyce, G., Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D. 2007. Quantifying the impact of soil water repellency on overland flow generation and erosion: a new approach using rainfall simulation and wetting agent on in situ soil. *Hydrological Processes* 21, 2337-2345.
- Letey, J. 2001. Causes and consequences of fire-induced soil water repellency. *Hydrological Processes* 15, 2867-2875.
- Lewis, S., Wu, J., Robichaud, P. 2006. Assessing burn severity and comparing soil water repellency, Hayman Fire, Colorado. *Hydrological Processes* 20, 1-16.
- Lide, D.R. (Ed.). 2001. *CRC handbook of chemistry and physics*. 82nd Edition. CRC Press. New York, NY.
- MacDonald, L.H., Huffmann, E.L. 2004. Post-fire soil water repellency: persistence and soil moisture thresholds. *Soil Science Society of America Journal* 68, 1729-1734.
- Mann, H.B, Whitney, D.R. 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Annals of Mathematical Statistics* 18, 50-60.
- Martin, D.A.; Moody, J.A. 2001. The flux and particle-size distribution of sediment collected in the hillslope traps after a Colorado wildfire. In: *Proceedings of the 7th Federal interagency sedimentation conference*; 2001 March 25-29. Federal Energy Regulatory Commission III. Reno, NV - Washington, DC.
- Martínez-Zavala, L., Jordán-López, A. 2009. Influence of different plant species on water repellency in Mediterranean heathland soils. *Catena* 76, 215-223.
- Mataix-Solera, J. 1999. *Alteraciones físicas, químicas y biológicas en suelos afectados por incendios forestales. Contribución a su conservación y regeneración*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante. Alicante.
- Mataix-Solera, J., Doerr, S.H. 2004. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. *Geoderma* 118, 77-88.

- Mataix-Solera, J., Guerrero, C. 2007. Efectos de los incendios forestales en las propiedades edáficas. En: Mataix-Solera, J. (Ed.), Incendios forestales, suelos y erosión hídrica. CEMACAM. Font Roja-Alcoi.
- Mataix-Solera, J., Gómez, I., Navarro-Pedreño, J., Guerrero, C., Moral, R. 2002. Soil organic matter and aggregates affected by wildfire in a *Pinus halepensis* forest in a Mediterranean environment. *International Journal of Wildland Fire* 11, 107-114.
- Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Mayoral, A.M., Morales, J., González, J., García-Orenes, F., 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., Benito, E., Andreu, V., Cerdà, A., Llovet, J., Úbeda, X., Martí, C., Varela, E., Gimeno, E., Arcenegui, V., Rubio, J.L., Campo, J., García-Orenes, F., Badía, D., 2010. ¿Cómo estudiar la estabilidad de agregados en suelos afectados por incendios? Métodos e interpretación de resultados. En: Cerdà, A., Jordán, A. (Eds.), Actualización en métodos y técnicas para el estudio de los suelos afectados por incendios forestales. Cátedra de Divulgació de la Ciència, Universitat de València, FUEGORED. Valencia.
- Mataix-Solera, J., Gómez, I., García, F., Navarro-Pedreño, J., Mataix, J. 1996. Degradation of a burned forest soil: evolution of organic matter and aggregate stability. En: Proceeding of the First European Conference on Erosion Control. Sitges, Barcelona.
- McGhie, D.A., Posner, A.M. 1980. Water repellence of a heavy textured western Australia surface soil. *Australian Journal of Soil Research* 18, 309-323.
- McLeod, M., Aislabie, J., Smith, R., Fraser, A., Roberts, A., Taylor, M. 2001. Viral and chemical tracer movement through contrasting soils. *Journal of Environmental Quality* 30, 2134-2140.
- Mermut, A.R., Luk, S.H., Romkens, M.J.M., Poesen, J.W.A. 1997. Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. *Geoderma* 75, 203-214
- Molina, M., Fuentes, R., Calderón, R., Escudey, M., Avendaño, K., Gutiérrez, M. y Chang, A.C. 2007. Impact of forest fire ash on surface charge characteristics of Andisols. *Soil Science* 172, 820-834.
- Morales, H.A., Návar, J., Domínguez, P.A. 2000. The effects of prescribed burning on surface runoff in a pine forest stand of Chihuahua, Mexico. *Forest Ecology and Management* 137, 199-207.

- Naidu, C.V., Srivasuki, K.P. 1994. Effect of forest fire on soil characteristics in different areas of Seshachalam hills. *Annals of Forestry* 2, 166-173.
- Nakaya, N. 1982. Water repellency in soils. *Journal of Agricultural Research Quarterly* 16, 24-28.
- Navas, A., Alberto, F., Machín, J., Galán, A. 1990. Design and operation of a rainfall simulator for field studies on runoff and soil erosion. *Soil Technology* 3, 385-397.
- Naveh, Z. 1974. Effects of fire in the Mediterranean region. En: Kowzłowski, T.T., Ahlgren, C.E. (Eds.), *Fire and ecosystems*. Academic Press. New York, NY.
- Neary, D.G., Ryan, K.C., DeBano, L.F. 2005. Wildland fire in ecosystems: effects of fire on soils and water. General Technical Report RMRS-GTR-42-vol.4. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Ogden, UT.
- Neary, D.G.; Klopatek, C.C.; DeBano, L.F.; Ffolliott, P.F. 1999. Fire effects on belowground sustainability: a review and synthesis. *Forest Ecology and Management* 122, 51-71.
- Nishita, H., Haug, R.M. 1972. Some physical and chemical characteristics of heated soils. *Soil Science* 113, 422-430.
- Notario, J.S., Afonso, D.M, Díaz, R. 2004. Effect of a wildfire on volcanic soils under pine forest and broom scrub in Tenerife (Canary Islands). ISCO 2004 - 13th International Soil Conservation Organisation Conference - Brisbane, July 2004. Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions. Brisbane.
- Ojeda, F., Arroyo, J, Marañón, T. 1995. Biodiversity components and conservation of Mediterranean heathlands in southern Spain. *Biological Conservation* 72, 61-72.
- Oswald, B.P., Davenport, D., Neuenschwander, L.F. 1999. Effects of slash pile burning on the physical and chemical soil properties of Vassar soils. *Journal of Sustainable Forestry* 8, 75-86
- Packham, D., Pompe, A. 1971. The radiation temperatures of forest fires. *Australian Forest Research* 5, 1-8.
- Pagliai, M., Guidi, G., La Marca, M., Giachetti, M, Lucamante, G. 1981. Effects of sewage sludges and compost on soil porosity and aggregation. *Journal of Environmental Quality* 10, 556-561.
- Pardini, G., Gispert, M., Dunjó, G. 2004. Relative influence of wildfire on soil properties and erosion processes in different Mediterranean environments in NE Spain. *The Science of the Total Environment* 328, 237-246.

- Pausas, J.G, Vallejo, V.R. 1999. The role of fire in European Mediterranean Ecosystems. En: Chuvieco, E. (Ed.), Remote sensing of large wildfires in the European Mediterranean basin. Springer-Verlag, Berlin.
- Pausas, J.G., Llovet, J., Rodrigo, A., Vallejo, R. 2008. Are wildfires a disaster in the Mediterranean basin? - A review. *International Journal of Wildland Fire* 17, 713-723,
- Pereira, P., Bodí, M., Úbeda, X., Cerdà, A., Mataix-Solera, J., Balfour, V., Woods, S., 2010. Las cenizas en el ecosistema suelo. En: Cerdà, A., Jordán, A. (Eds.), Actualización en métodos y técnicas para el estudio de los suelos afectados por incendios forestales. Cátedra de Divulgació de la Ciència, Universitat de València, FUEGORED. Valencia.
- Pérez-Bejarano, A., Mataix-Solera, J., Zornoza, R., Guerrero, C., Arcenegui, V., Mataix-Beneyto, J., Cano-Amat, S., 2010. Influence of plant species on physical, chemical and biological soil properties in a Mediterranean forest soil. *European Journal of Forest Research* 129, 15-24.
- Pierson, F.B., Robichaud, P.R., Moffet, C.A., Spaeth, K.E., Williams, C.J., Hardegree, S.P., Clark, P.E. 2008. Soil water repellency and infiltration in coarse-textured soils of burned and unburned sagebrush ecosystems. *Catena* 74, 98-108.
- 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.
- 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., Woods, P.V., Jakobsen, B.F., Bary, G.A.V. 1986. Soil temperatures during and following low-intensity prescribed burning in a eucalyptus pauciflora forest. *Australian Journal of Soil Research* 24, 33-47.
- Reeder, C.J., Jurgensen, M.F. 1979. Fire-induced water repellency in forest soils of upper Michigan. *Canadian Journal of Forest Research* 9, 369-373.
- Ritsema, C.J., Dekker, L.W. 1994. Soil moisture and dry bulk density patterns in bare dune sands. *Journal of Hydrology* 154, 107-131.
- Ritsema, C.J., Dekker, L.W. 1995. Distribution flow: a general process in the top layer of water repellent sandy soils. *Water Resources Research* 31, 1187-1200.

- Ritsema, C.J., Dekker, L.W. 1998. Three-dimensional patterns of moisture, water repellency, bromide and pH in a sandy soil. *Journal of Contaminant Hydrology* 31, 295-313.
- Ritsema, C.J., Dekker, L.W. 2000. Preferential flow in water repellent sandy soils: Principles and modeling implications. *Journal of Hydrology* 231-232, 308-319.
- Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Hendrickx, J.M.H., Hamminga, W. 1993. Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil. *Water Resources Research* 29, 2183-2193.
- Robichaud, P.R., Brown, R.E. 1999. What happened after the smoke cleared: Onsite erosion rates after a wildfire in eastern Oregon. *Wildland Hydrology* June/July, 419-426.
- Robichaud, P.R., 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 postfire rehabilitation treatments. General Technical Report RMRS-63. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Fort Collins, CO.
- Robinson, D. 1999. A comparison of soil water distribution under ridge and bed cultivated potatoes. *Agricultural Water Management* 42, 189-204.
- Rodriguez, J.M., Vicén, F.J., Badía, D., Ascaso, J. 2000. Fire effects on plant recovery and soil erosion in Castejon de Valdejasa Hills (Zaragoza). *Georgica* 7, 55-68.
- Roscoe, R., Buurman, P., Velthorst, E.J., Pereira, J.A.A. 2000. Effects of fire on soil organic matter in a "cerrado sensu-stricto" from Southeast Brazil as revealed by changes in $\delta^{13}C$. *Geoderma* 95, 141-160.
- Rundel, P.W. 1983. Impact of fire on nutrient cycles in Mediterranean-type ecosystems with reference to chaparral. En: Kruger, F.J., Mitchell, D.T., Jarvis, J.U.M. (Eds.), *Mediterranean-Type Ecosystems: The Role of Nutrients*. Springer-Verlag, New York, NY.
- Ryan, K.C. 2002. Dynamic interactions between forest structure and fire behavior in boreal ecosystems. *Silva Fennica* 36, 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*. General Technical Report INT-182. United States Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, UT.

- Sandberg, D.V., Ottmar, R.D., Peterson, J.L., Core, J. 2002. Wildland fire on ecosystems: effects of fire on air. General Technical Report RMRS-GTR-42-vol. 5. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Ogden, UT.
- Sanroque, P., Rubio, J.L., Mansanet, J. 1985. Efectos de los incendios forestales en las propiedades del suelo, la composición florística y en la erosión hídrica de las zonas forestales de valencia (España). *Revue d'Ecologie et de Biologie du Sol* 22, 131-147.
- Savage, S.M. 1974. Mechanism of fire-induced water repellency in soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 38, 652-657.
- Savage, S.M., Martin, J.P., Letey, J. 1969. Contribution of some soil fungi to natural and heat-induced water repellency in sand. *Soil Science Society of America Proceedings*, 33, 405- 409.
- Savage, S.M., Osborn, J., Letey, J. y Heton, C. 1972. Substances contributing to fire induced water repellency in soils. *Proceedings of the Soil Science Society of America* 36, 674-678.
- Savage, S.M., Osborn, J., Letey, J., Heaton, C. 1972. Substances contributing to fire-induced water repellency in soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 36, 674-678.
- Schmidt, M.W.I., Skjemstad, J.O., Gehrt, E., Kögel-Knabner, I. 1999. Charred organic carbon in German chernozemic soils. *European Journal of Soil Science* 50, 351-365.
- Schnabel, S. 1997. Soil erosion and runoff production in a small watershed under silvo-pastoral land use (dehesas) in Extremadura, Spain. *Geoforma*, Logroño.
- Scholl, D.B. 1975. Soil wettability and fire in Arizona chaparral. *Soil Science Society of America Proceedings* 39, 356-361.
- Schulten, H.R., Leinweber, P., Sorge, C. 1993. Composition of organic matter in particle size fractions of an agricultural soil. *Journal of Soil Science* 44, 677-691.
- Scott, D.F., van Wyk, D.B. 1990. The effects of wildfire on soil wettability and hydrological behavior of an afforested catchment. *Journal of Hydrology* 121, 239-256.
- Scott, D.F. 2000. Soil wettability in forested catchments in South Africa; as measured by different methods and as affected by vegetation cover and soil characteristics. *Journal of Hydrology* 231-232, 87-104.
- Scott, D.F., Van Wyk, D.B. 1990. The effects of wildfire on soil wettability and hydrological behaviour of an afforested catchment. *Journal of Hydrology* 121, 239-256.

- Sertsu, S.M, Sánchez, P.A. 1978. Effects of heating on some changes in soil properties in relation to an Ethiopian land management practice. *Soil Science Society of American Journal* 42, 940-944.
- Sevink, J., Imeson, A.C., Verstraten, J.M. 1989. Humus form development and hillslope runoff, and the effects of fire and management, under Mediterranean forest in NE-Spain. *Catena* 16, 461-475.
- Shakesby, R.A., Doerr, S.H. 2006. Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. *Earth-Science Reviews* 74, 269-307.
- Shakesby, R.A., Coelho, C.O.A., Ferreira, A.D., Terry, J.P., Walsh, R.P.D. 1993. Wildfire impacts on soil erosion and hydrology in wet Mediterranean forest, Portugal. *International Journal of Wildland Fire* 3, 95-110.
- Shakesby, R.A., Chafer, C.J., Doerr, S.H., Blake, W.H., Wallbrink, P.W., Humphries, G.S., Harrington, B.A. 2003. Fire intensity, water repellency characteristics and hydrogeomorphological changes following the Christmas 2001 Sydney forest fires. *Australian Geographer* 34, 147-175.
- Shapiro, S.S., Wilk, M.B., Chen, H.J. 1968. A comparative study of various tests of normality. *Journal of the American Statistical Association* 63, 1343-1372.
- Simard, A.J. 1991. Fire severity, changing scales, and how things hang together. *International Journal of Wildland Fire* 1, 23-34.
- Singer, M.J., Munns, D.N. 1996. *Soils: an introduction*. 3rd edition. Prentice Hall. Upper Saddle River, NJ.
- Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., Deneff, K. 2004. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics (Review). *Soil and Tillage Research* 79, 7-31.
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. USDA-SCS Agric. Handb. 436. United States Government Printing Office. Washington, DC.
- Soler, M., Sala, M., Gallart, F. 1994. Post fire evolution of runoff and erosion during an eighteen month period. En: Sala, M., Rubio, J.L. (Eds), *Soil erosion as a consequence of forest fire*. Geofoma Ediciones. Logroño.
- Soto, B. y Díaz-Fierros, F. 1997. Soil water balance as affected by throughfall in gorse (*Ulex europaeus*, L.) shrubland after burning. *Journal of Hydrology* 195, 218-231.
- Soto, B., Benito, E., Díaz-Fierros, F. 1991. Heat-induced degradation processes in forest soils. *International Journal of Wildland Fire* 1, 147-152.

- StatSoft, Inc., 2001. STATISTICA (data analysis software system), version 6. <http://www.statsoft.com>.
- Strakhov, N.M. 1967. Principles of Lithogenesis. Oliver & Boyd. Edimburgh.
- Tan, K.H., Hajek, B.F., Barshad, I. 1986. Thermal analysis techniques. In: Klute A (ed) Methods of soil analysis. 1. Physical and mineralogical methods. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America. Madison, WI.
- Terefe, T., Mariscal, I., Gómez, M., Espejo, R. 2005. Relationship between soil color and temperature in the surface horizon of Mediterranean soils. A laboratory study. *Soil Science* 170, 495-503.
- 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.
- Terry, J.P., Shakesby, R.A. 1993. Soil hydrophobicity effects on rainsplash: Simulated rainfall and photographic evidence. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 519-525.
- Tesslet, 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.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science* 33, 141-163.
- Tomkins, I.B., Kellas, J.D., Tolhurst, K.G., Oswin, D.A. 1991. Effects of fire intensity on soil chemistry in a eucalypt forest. *Australian Journal of Soil Research* 29, 25-47.
- Trabaud, L. 1981. Man and fire: impacts on Mediterranean vegetation. En: di Castri, F., Goodallm D.W., Specht, R.L. (Eds.), *Mediterranean-type shrublands*. Elsevier. Amsterdam.
- Úbeda, X., Sala, M. 1998. Variations in runoff and erosion in three areas with different fire intensities. *Geoökodynamik* 19, 179-188.
- Úbeda, X. 1999. Structural changes on soils after forest fires. En: J. Bech (Ed.), *Extended Abstracts of 6th International Meeting of Soils with Mediterranean Type of Climate*. Universitat de Barcelona. Barcelona.
- Úbeda, X., Outeiro, L. 2009. Physical and chemical effects of fire on soil. En: Cerdà, A., Robichaud, P.R. (Eds.), *Fire effects on soils and restoration strategies*. Science Publishers. Enfield, NH. Pp.
- Úbeda, X., Lorca, M., Outeiro, L. R., Bernia, S., Castellnou, M. 2005. The effects of prescribed fire on soil quality (Prades Mountains, North East Spain). *International Journal of Wildland Fire* 14, 379-384.
- Ulery, A.L, Graham, R.C. 1993. Forest fire effects on soil color and texture. *Soil Science Society of America Journal* 57, 135-140.

- Ulery, A.L., Graham, R.C., Amrhein, C. 1993. Wood-ash composition and soil pH following intense burning. *Soil Science* 156, 358-364.
- Ulery, A.L., Graham, R.C., Chadwick, O.A, Wood, H.B. 1995. Decadescale changes of soil carbon, nitrogen and exchangeable cations under chaparral and pine. *Geoderma* 65, 121-134.
- Urbanek, E., Hallett, P., Feeney, D., Horn, R. 2007. Water repellency and distribution of hydrophilic and hydrophobic compounds in soil aggregates from different tillage systems. *Geoderma* 140, 147-155.
- USDA. 2004. Soil survey laboratory methods manual. Soil survey investigation report No. 42. Version 4.0. United States Department of Agriculture-NCRS, Lincoln, NE.
- Van den Bosch, H., Ritsema, C.J., Boesten, J.J.T.I., Dekker, L.W., Hammiga, W. 1999. Simulation of water flow and bromide transport in a water repellent sandy soil using a one-dimensional convection-dispersion model. *Journal of Hydrology* 215, 172-187.
- Van't Woudt, B.D. 1959. Particle coatings affecting the wettability of soils. *Journal of Geophysical Research* 64, 263-267.
- Varela, M.E., de Blas, E., Benito, E., López, I. 2002. Changes induced by forest fires in the aggregate stability and water repellency of soils in NW Spain. En: Viegas, D.X. (Ed.), *Forest Fire Research and Wildland Fire Safety*. Millpress. Rotterdam.
- Vasander, H., Lindholm, T. 1985. Fire intensities and surface temperatures during prescribed burning. *Silva Fennica* 19, 1-15.
- Viro, P.J. 1974. Effects of forest fire on soil. En: Kozlowski, T.T., Ahlgren, C.E. (Eds.), *Fire and Ecosystems*. Academic Press. London.
- Wahl, N.A. 2008. Variability of water repellency in sandy forest soils under broadleaves and conifers in north-western Jutland/Denmark. *Soil and Water Research* 3, S155-S164.
- Walkley, A., Black, I.A. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil O.M. and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science* 37, 29-38.
- Wallach, R, Jortzick, C. 2008. Unstable finger-like flow in water-repellent soils during wetting and redistribution - the case of a point water source. *Journal of Hydrology* 351, 26-41.
- Wallis, M.G., Horne, D.J. 1992. Soil water repellency. *Advances in Soil Sciences* 20, 91-140.
- Wang, Z., Wu, Q.J., Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Feyen, J. 2000. Effects of soil water repellency on infiltration rate and flow instability. *Journal of Hydrology* 231-232, 265-276.
- Wells, C.G., Campbell, R.E., DeBano, L.F., Lewis, C.E., Fredriksen, R.L., Franklin, E.C., Froelich, R.C., Dunn, P.H., 1979. Effects of fire on soil:

- a state-of-knowledge review. General Technical Report WO-7. United States Department of Agriculture, Forest Service. Washington, DC.
- 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. General Technical Report WO- 7. United States Department of Agriculture, Forest Service. Washington, DC.
- Wessel, A.T. 1988. On using the effective contact angle and the water drop penetration time for classification of water repellency in dune soils. *Earth Surface Processes Landforms* 13, 555-561.
- Winer, B.J., Brown, D.R., Michels, K.M. 1991. *Statistical principles in experimental design*. (3rd ed.). McGraw-Hill. New York, NY.
- Witter, J.V., Jungerius, P.D., Harkel, M.J. 1991. Modeling water erosion and the impact of water repellency. *Catena* 18, 115-124.
- Woche, S.K., Goebel, M.O., Kirkham, M.B., Horton, R., van der Ploeg, R.R., Bachmann, J. 2005. Contact angle of soils as affected by depth, texture, and land management. *European Journal of Soil Science* 56, 239-251.
- Woods, S.W., Balfour, V.N. 2008. The effect of ash on runoff and erosion after a severe forest wildfire, Montana, USA. *International Journal of Wildland Fire* 17, 535-548.
- WRB. 2006. World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No 103. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Roma.
- Zavala L.M., Jordán, A., Gil, J., Bellinfante, N, Pain, C. 2009a. Intact ash and charred litter reduces susceptibility to rain splash erosion post-wildfire. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1522-1532.
- Zavala, L.M., González, F.A., 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.
- Zavala, L.M., González, F.A., Jordán, A. 2009c. Fire-induced soil water repellency under different vegetation types along the Atlantic dune coast-line in SW Spain. *Catena* 79, 153-162.
- Zavala, L.M., Granged, A.J.P., Jordán, A, Bárcenas-Moreno, G., 2010. Effect of burning temperature on water repellency and aggregate stability in forest soils under laboratory conditions. *Geoderma* 158, 366-374.

10 ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Sección transversal de la Tierra a través de un continente.....	8
Figura 2. Ciclos e intercambios de materia y energía entre la atmósfera, el suelo, la corteza y los seres vivos.....	9
Figura 3. Detalle de las fases del suelo.....	11
Figura 4. Relación entre el clima y los suelos a lo largo de un gradiente latitudinal (a partir de Strakhov, 1967).....	14
Figura 5. Esquema de la evolución del perfil del suelo bajo condiciones estables.....	16
Figura 6. Esquema de la función de los procesos de alteración física y química en la formación del suelo.....	17
Figura 7. Sedimentos arrastrados tras la desaparición de la cobertura vegetal durante un incendio (Alicante).....	23
Figura 8. Génesis de la estructura del suelo.....	25
Figura 9. Bolsas de suelo seco debido a la distribución discontinua de la repelencia al agua.....	28
Figura 10. Cambios de color inducidos por la acción del fuego (norte de Huelva).....	30
Figura 11. Pérdida completa del horizonte superficial en la cuenca del río Cotter (Canberra, Australia), 6 años después del incendio de 2003. El embalse de la imagen se colmató casi en su totalidad tras la movilización de sedimentos.....	31
Figura 12. Residuos no afectados por el incendio sobre la capa de cenizas, caídos después del paso del fuego (norte de Huelva).....	33
Figura 13. Área de estudio.....	41

Figura 14. Diseño experimental y distribución de la intensidad del fuego.	43
Figure 1. Sampling scheme at each plot.	64
Figure 2. Proportion of water repellent (WDPT > 5 s) and wettable (WDPT ≤ 5 s) soil plots under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire. Distribution of data showed significant differences (Kruskal-Wallis p: 0.0000); different letters indicate significant differences between groups.	73
Figure 3. Studied area affected by the 2004 Huelva wildfire. Marked plots show the location of simulated rainfall experiments.	80
Figure 4. Detailed view of fire affected pine forest (a) and oak forest (b).....	81
Figure 5. Soil water repellency profiles from long unburnt plots under pine forest (PC1-PC6) and oak forest (OC1-OC6).	88
Figure 6. Soil water repellency profiles from burnt plots under pine forest (PB1-PB6) and oak forest (OB1-OB6).....	89
Figure 7. Relationship between runoff rate and time for control unburnt and burnt plots under pine and oak forest. PC: long unburnt soil under pine forest; OC: long unburnt soil under oak forest; PB: burnt soil under pine forest; OB: burnt soil under oak forest. Some standard deviation bars are hidden by plots.	91
Figure 8. Moisture profiles in long unburnt plots under pine forest (PC1-PC6) and oak forest (OC1-OC6).	93
Figure 9. Moisture profiles in burnt plots under pine forest (PB1-PB6) and oak forest (OB1-OB6).....	95
Figure 10. Variation in depth of average maximum temperatures of dry and moist samples for each burning treatment. A: 100-150 °C, B: 250-300 °C, C: 400-450 °C.	112
Figure 11. Variation in depth of measured water drop penetration times of dry and moist samples for each burning treatment. A: 100-150 °C, B: 250-300 °C, C: 400-450 °C.....	114

Figure 12. Mean contact angle, standard deviation (SD), minimum and maximum values (Min-Max). Kruskal-Wallis $p \leq 0.001$; different letters indicate significant differences between means after heat treatments; N = 12 for each treatment.....116

Figure 13. The linear regression showed a high R^2 coefficient ($R^2 = 0.846$; $p \leq 0.0001$).117

Figure 14. Relationship between temperature and decrease in aggregate stability (CND ratio between before and after burning values).....119

11 ÍNDICE DE TABLAS

Table 1. Pre-fire fuel and environmental conditions and properties of fire behavior..... 63

Table 2. Evolution of species mean cover (%) along the three 40-m transects before fire (pre-fire conditions), immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire..... 67

Table 3. Mean values \pm standard deviation for organic matter content, sand and clay content under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire, and results of the Kruskal-Wallis test (p). Within a column means followed by the same letter did not show significant differences..... 68

Table 4. Mean values \pm standard deviation for pH, electrical conductivity (EC), organic matter content (OM) under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire, and results of the Kruskal-Wallis test (p). Within a column means followed by the same letter did not show significant differences..... 71

Table 5. Mean values \pm standard deviation for bulk density (BD) and aggregate stability (CND) under pre-fire conditions, immediately after fire, 1 year, 2 years, and 3 years after fire, and results of the Kruskal-Wallis test (p). Within a column means followed by the same letter did not show significant differences..... 75

Table 6. Average values (\pm standard deviation) of pH, SOC, N, C/N, bulk density, sand content and clay content at the topsoil (0-5 cm soil samples) and Kruskal-Wallis ANOVA test results (KW, p). Within-a-column means followed by the same letter are not significantly different. Type: OB: burnt soil under oak forest; OC: long unburnt soil under oak forest; PB: burnt soil under pine forest; PC: long unburnt soil under pine forest..... 85

Table 7. Average WDPT (\pm standard deviation), distribution of the WDPT classes at the topsoil (0-5 cm soil samples) and Mann-Whitney U test p-value (MW U, p) for burnt/control soils under oak forest and pine forest. Type: OB: burnt soil under oak forest; OC: long unburnt soil under oak forest; PB: burnt

soil under pine forest; PC: long unburnt soil under pine forest. WDPT classes: 1: wettable, 2: slightly water repellent, 3: strongly water repellent, 4: severely water repellent..... 86

Table 8. R-Spearman coefficients for topsoil (0-5 cm soil samples) variables and WDPT class. Not significant coefficients are not shown. Type: OB: burnt soil under oak forest; PB: burnt soil under pine forest; PC: long unburnt soil under pine forest..... 86

Table 9. Number of soil samples per WDPT class and depth for different types of plots. Type: OC, long unburnt soil under oak forest; OB, burnt soil under oak forest; PB, burnt soil under pine forest; PC, long unburnt soil under pine forest. WDPT classes: 1, wettable; 2 slightly water repellent; 3, strongly water repellent; 4, severely water repellent; 5, extremely water repellent. Each depth increment included 54 measurements with a total of 486 measurements across each of the four treatments (N = 1944). 90

Table 10. Number of soil samples per moisture class and depth for different types of plots. Type: OC, long unburnt soil under oak forest; OB, burnt soil under oak forest; PB, burnt soil under pine forest; PC, long unburnt soil under pine forest. Moisture classes: 1, <2.5 %; 2, 2.5-5.0 %; 3, 5.0-7.5 %; 4, 7.5-10.0 %; 5, 10.0-12.5 %; 6, 12.5-15.0 %; 7. >15.0 %. Each depth increment included 54 measurements with a total of 486 measurements across each of the four treatments (N = 1944). 96

Table 11. Characterization of studied soils. 111

Table 12. Temperatures (mean \pm standard deviation, °C) registered, mean data using average values of all depths measured, and results of the Mann-Whitney U-test for measured temperatures from dry and moist conditions per heating treatment. N=96 for every mean..... 112

Table 13. Temperatures (mean \pm standard deviation, °C) registered at each depth, and results of the Kruskal-Wallis test for temperatures at different depths under dry and moist condition. Within a row means followed by the same letter did not show significant differences. N= 12 for each mean. 113

Table 14. Water drop penetration times (mean \pm standard deviation), mean data using average values of all depths measured and sites, and results of the Mann-Whitney U-test for measured WDPT (s) from dry and moist condition. N=96 for each mean. 114

Table 15. Water drop penetration times (mean \pm standard deviation) determined at each depth in control and heated core samples, and results of the Kruskal-Wallis test for WDPT results at different depths under dry and moist condition. Within a column means followed by the same letter did not show significant differences. N= 12 for each mean.115

Table 16. Organic carbon content and CND value determined in control and heated samples at different temperatures, CND ratio between control and heated samples, and results of the Kruskal-Wallis test for all variables. Within a column values followed by the same letter did not show significant differences. Significant differences between organic carbon and CND mean values between control and heated samples are marked with an asterisk (*). N = 5 for each temperature and variable.118