



3.3

Acidez y capacidad de intercambio catiónico en los suelos afectados por incendios. Métodos de determinación e interpretación de resultados

Juan Gil¹, Lorena M. Zavala², Nicolás Bellinfante² y Antonio Jordán²

¹Departamento de Química Agrícola y Edafología, Facultad de Ciencias (Universidad de Córdoba), Edificio Marie Curie. 3º Planta, Campus de Rabanales, 14014, Córdoba. qe1gitoj@uco.es

²Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Facultad de Química (Universidad de Sevilla), C/ Profesor García González, 1, 41012, Sevilla.

Acidez y capacidad de intercambio catiónico en los suelos afectados por incendios. Métodos de determinación e interpretación de resultados

Juan Gil¹, Lorena M. Zavala², Nicolás Bellinfante² y Antonio Jordán²

¹ Departamento de Química Agrícola y Edafología, Facultad de Ciencias (Universidad de Córdoba), Edificio Marie Curie. 3^a Planta, Campus de Rabanales, 14014, Córdoba. *qe1gitoj@uco.es*

² Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Facultad de Química (Universidad de Sevilla), C/Profesor García González, 1, 41012, Sevilla.

RESUMEN

Los incendios forestales ocasionan una alteración profunda de la vegetación, por lo que los planes de recuperación de zonas incendiadas abordan normalmente la restauración de la vegetación, olvidando el papel del suelo como sostén físico y nutricional. La recuperación de la funcionalidad del sistema suelo-planta pasa necesariamente por el conocimiento del impacto que causa el fuego sobre el suelo, y el análisis e interpretación de determinados índices de calidad. En el presente trabajo se discute la importancia del pH y la capacidad de intercambio catiónico del suelo como índices del impacto causado por el fuego, proponiendo métodos estandarizados de determinación, y aplicándolos a un caso práctico.

INTRODUCCIÓN

Los incendios forestales, ya sean de baja o de alta intensidad, interaccionan directamente con la vegetación y con el suelo, pudiendo incluso tener influencia en la edafodiversidad (Hatten et al., 2005). Los cambios en la vegetación producidos por el fuego inducen a cambios en el suelo porque la vegetación es uno de los factores de formación (Jenny, 1980).

En el subsistema suelo, la modificación de las condiciones que regulan los procesos de edafogénesis debe inducir a cambios en sus propiedades, y ello tiene un reflejo final en el ecosistema del que forman parte (DeBano et al., 1998). En este sentido son numerosos los estudios sobre los cambios producidos por el fuego sobre diversas propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos, aunque no siempre las conclusiones obtenidas son similares ni extrapolables de unas áreas a otras. Este aspecto, quizá más relevante en lo referente a algunas propiedades físicas, como por ejemplo la hidrofobicidad, también se extiende a las propiedades químicas. En términos generales los efectos inmediatos del fuego sobre propiedades químicas se manifiestan en la zona más superficial del epipedión (Campbell et al., 1995) pues temperaturas superiores a 150 °C normalmente sólo alcanzan los primeros centímetros (Marcos et al., 2009), y varían en función de la vegetación, del tipo de suelo y de la propia dinámica del incendio (Marcos et al., 1998). La mayoría de los cambios afectan inicialmente al contenido y naturaleza de la materia orgánica, y a procesos relacionados con la cantidad y permanencia de las cenizas depositadas en el suelo (Terefe et al., 2008), aunque otras propiedades, relacionadas o no con esos constituyentes, también son afectadas (Mataix-Solera y Guerrero, 2007).

La literatura científica sobre los efectos de los incendios sobre los cambios en las propiedades químicas del suelo y la materia orgánica son a menudo contradictorios, lo que ha llevado a

muy diferentes conclusiones sobre la magnitud y la importancia de los cambios químicos inducidos por el fuego (DeBano et al., 1998), aunque este hecho se debe en parte a los diferentes métodos de determinación empleados (Knoepp et al., 2005).

En nuestro país también son muchos los datos sobre el impacto directo o indirecto que el fuego ejerce sobre las propiedades químicas de los suelos afectados. Recientemente, Carballas et al. (2009) han aportado numerosos datos sobre suelos afectados por el fuego en Galicia, especialmente los relativos a la evolución de las fracciones orgánicas tras el incendio, el carbono, el nitrógeno o el complejo de cambio, y Mataix-Solera y Guerrero (2007) señalan en una revisión general cómo los cambios en la mineralogía o en las sustancias orgánicas modifican los valores de pH y de conductividad eléctrica, la naturaleza de la materia orgánica o las características del complejo de cambio.

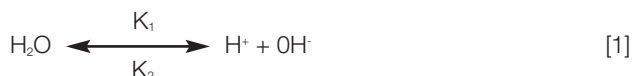
Con el objetivo de generalizar los conceptos señalados sobre los cambios en determinadas propiedades químicas de los suelos quemados se señala en este capítulo la importancia del pH y el complejo de cambio como índices del impacto de los incendios forestales en los suelos. Se resumen también los métodos analíticos referidos a pH y complejo de cambio, cuyo empleo generalizado debe contribuir sin duda a la obtención de resultados homogéneos y fácilmente extrapolables a otras áreas.

ACIDEZ DEL SUELO

Acidez y capacidad de amortiguación del suelo

Al ser el suelo un sistema heterogéneo de fases sólidas, líquidas y gaseosas el valor del pH es la medida de la actividad del ión hidrógeno, pero en unas condiciones de humedad específicas.

El agua puede disociarse de la siguiente manera:



La velocidad con que transcurren la reacción de disociación (V_1) y la reacción de asociación (V_2) es la siguiente:

$$V_1 = K_1 [\text{H}_2\text{O}] \quad [2]$$

$$V_2 = K_2 [\text{H}^+] [\text{OH}^-] \quad [3]$$

De modo que la constante de equilibrio (K_{eq}) se puede definir mediante la siguiente ecuación:

$$K_{\text{eq}} = K_1/K_2 = [\text{H}^+] [\text{OH}^-] / [\text{H}_2\text{O}] \quad [4]$$

En condiciones estándar, la constante de equilibrio del agua es $1,8 \cdot 10^{-16}$ M. Suponiendo que $[\text{H}_2\text{O}]$ se mantiene constante en todo momento, ya que la variación es despreciable, su valor será:

$$[\text{H}_2\text{O}] = (1000 \text{ g L}^{-1}) / (18 \text{ g mol}^{-1}) = 55,55 \text{ M} \quad [5]$$

A partir de estas ecuaciones, puede determinarse el valor del producto iónico del agua (K_w):

$$K_w = [\text{H}^+] [\text{OH}^-] = K_{\text{eq}} \times [\text{H}_2\text{O}] = (1,8 \times 10^{-16}) \times 55,55 \text{ M} = 10^{-14} \quad [6]$$

Aplicando logaritmos decimales a la ecuación:

$$\log_{10} [H^+] + \log_{10} [OH^-] = \log_{10} (10^{-14}) = -14 \quad [7]$$

Si definimos el pH como el negativo del logaritmo decimal de la concentración de protones y el pOH como el negativo del logaritmo decimal de la concentración de OH⁻, tenemos lo siguiente:

$$pH = -\log_{10} [H^+] \quad [8]$$

$$pOH = -\log_{10} [OH^-] \quad [9]$$

$$pH + pOH = 14 \quad [10]$$

La suma de pH y pOH es constante, de modo que un incremento en uno de ellos va acompañado de una disminución del otro. De esta manera, se considera que pH = 7 es el punto neutro, ya que en ese punto, pH = pOH. Es decir, [H⁺] = [OH⁻] = 10⁻⁷. Valores de pH por debajo de 7 corresponden a condiciones ácidas, mientras que por encima de 7, se trata de condiciones básicas. De este modo, el valor de pH del suelo proporciona información acerca de los efectos perjudiciales de la acidez, aunque no permite diagnosticar las causas.

La superficie de los coloides del suelo puede estar cargada negativamente debido a los átomos de oxígeno y los grupos hidroxilos no compartidos, así como a las sustituciones isomórficas en los grupos tetraédricos u octaédricos de los cristales de arcilla. Las cargas pueden estar relacionadas con la cantidad de protones de la siguiente manera:

Este tipo de cargas se denomina pH-dependientes, ya que cuanto mayor es la concentración de protones en la solución del suelo, mayor es el número de cargas que pueden ser bloqueadas. Las cargas que se originan por procesos de sustitución isomórfica en las arcillas se conocen como cargas permanentes, ya que no dependen del pH.

Sin embargo, la idea de que los suelos ácidos son los que tienen su complejo de intercambio saturado en protones ha ido cediendo frente a la de que los suelos ácidos no son simplemente suelos-H₃O⁺ o suelos-H⁺, sino suelos-Al³⁺ (Paver y Marshal, 1934; Schofield y Taylor, 1955). En medio ácido, la estructura cristalina de las arcillas saturadas por protones colapsa, liberando Al³⁺, Mg²⁺, Fe³⁺, etc. Los cationes de aluminio o magnesio pasan a la solución del suelo, mientras que el hierro precipita como Fe₂O₃ (observándose un color rojo más o menos intenso). Los efectos de la acidez sobre las plantas están estrechamente ligados a la toxicidad del aluminio de la solución del suelo. La teoría del aluminio establece el predominio de éste como catión principal en las arcillas ácidas (Low, 1955). El comportamiento de las plantas en suelos ácidos viene condicionado por la presencia de aluminio en la solución del suelo, ya que es tóxico para las raíces. El aluminio en la solución depende del porcentaje de aluminio intercambiable en el suelo.

En la naturaleza, el valor de pH del suelo oscila entre 3 (suelos con sulfatos ácidos) y 12 (suelos alcalinos). Los suelos aptos para la agricultura tienen un pH comprendido entre 5,5 y 8,5. El pH en agua no es un parámetro estable, ya que se ve afectado por la estación del año, el estado de desarrollo del cultivo, y diversos factores ecológicos. Entre estos factores se encuentra el CO₂ de la atmósfera del suelo, resultado de la respiración de la biomasa edáfica, que puede ocasionar una cierta acidificación del suelo:

La presencia de hidrogeniones libres en la solución del suelo en un momento determinado está controlada por la naturaleza de los minerales de las arcillas, la materia orgánica y otros

componentes del suelo. Así, a pH menores de 5,5 la química de este proceso está controlada por iones polimerizados de hidroxil-Al. Los pH de 6-7 por los procesos de cambio iónico, y a pH superiores 7-8,3 por la presión parcial de CO₂. A esta propiedad del suelo que regula la cantidad de hidrogeniones libres se la conoce por Capacidad de Amortiguación del Suelo (Thomas, 2002).

Los incendios forestales afectan a la acidez del suelo en la medida que puedan transformar a los mecanismos responsables. La mayor parte de los autores han comprobado un aumento del pH de una o más unidades, al menos durante algunos meses. El aumento se debe generalmente a la combustión de la materia orgánica y la producción de cenizas, las cuales aportan al suelo cantidades importantes de iones básicos, que incrementarían el pH.

Un aumento de pH durante el período inmediatamente posterior a un incendio puede condicionar la insolubilización de algunos nutrientes (Koepp et al., 2005), especialmente el fósforo, que es un macronutriente muy deficitario en los ecosistemas forestales. El fósforo puede ser inmovilizado a pH bajo (al formar compuestos estables con hierro o aluminio) y a pH alto, al formar compuestos estables con calcio. Otros micronutrientes que pueden ser liberados en grandes cantidades durante el fuego y cuya disponibilidad puede verse afectada en gran manera por el incremento del pH son el hierro o el cobre.

La medida del pH de una suspensión de suelo en agua indica la concentración de iones H₃O⁺ disociados en el líquido sobrenadante, en equilibrio con los no disociados fijados sobre algunos constituyentes sólidos del suelo como los minerales arcillosos, la materia orgánica y algunos compuestos en los que el aluminio está asociado a moléculas de agua o a iones OH⁻. Estos constituyentes, por su tendencia a fijar iones H⁺ y OH⁻, amortiguan las variaciones de pH del suelo (Thomas, 2002).

El significado físico-químico del pH de una disolución en equilibrio con una muestra de suelo puesta en suspensión en agua no considera la totalidad de los iones ácidos (protones e iones de aluminio) fijados sobre el complejo arcillo-húmico. Sin embargo estos iones ácidos, que constituyen la acidez potencial efectiva o acidez de cambio del suelo, pueden ser desplazados por intercambio con un ión como el K⁺ de una disolución de KCl. Este intercambio de los iones fijados en el complejo de cambio conduce generalmente a que el pH en KCl sea menor que el medido en H₂O, y puede variar de 0,5 a 1,5 unidades de pH. Para un conjunto de suelos de un mismo grupo taxonómico esta diferencia presenta una correlación positiva con la acidez de intercambio, que no es extensiva a conjuntos de suelos muy diferentes por sus constituyentes minerales y orgánicos, ya que el cambio de pH no depende solamente del desplazamiento de los iones ácidos fijados sino también de fenómenos físico-químicos (estructura y solubilidad), sitios activos de intercambio, etc.

Métodos de determinación de la acidez del suelo

El pH del suelo se determina potenciométricamente basándose en la ecuación de Nernst. Como electrodo indicador se utiliza un electrodo de vidrio. Como electrodo de referencia se utiliza un electrodo de calomelanos saturado:

$$E = E_0 - (2,3 RT \cdot \text{pH}) / nF \quad [11]$$

Donde: $R = 8,314 \text{ J } ^\circ\text{K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$; $F = 96493 \text{ C}$; $n = \text{número de electrones transferidos}$. El potencial de pila a $25 \text{ }^\circ\text{C}$ (E_p) será:

$$E_p = E + 0,0591 \text{ pH} \quad [12]$$

El valor de E dependerá del potencial del electrodo de referencia y los potenciales de unión (potencial del electrodo interno y potencial de asimetría debido a la membrana de vidrio).

Medida del pH en mezcla 1:2,5

La medida del pH más usual es la de relación suelo:agua 1:2,5, recomendada por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (ISSS). Para ello se coloca una muestra de 20 g de suelo, previamente secada al aire y tamizada por malla de 2 mm, en un vaso de precipitados de 100 mL. A continuación se añaden 50 mL de agua destilada, removiendo suavemente con una varilla de vidrio. Finalmente se realiza la medida potenciométrica del pH mediante un pH-metro.

Medida del pH en pasta saturada

Una medida alternativa es la realizada en pasta saturada, que tiene en cuenta las diferencias texturales entre suelos y ofrece un valor más próximo al existente en un suelo saturado en agua. La pasta saturada se prepara añadiendo suelo seco y tamizado (<2 mm) sin pesar a un vaso de precipitados de 100 mL. Se añaden cantidades sucesivas de agua destilada, removiendo con una varilla de vidrio hasta obtener una pasta espesa y homogénea en la que no puede haber agua en exceso, lo que puede comprobarse inclinando el vaso y observando que no fluye la pasta ni existe sobrenadante de agua. Después de 30 minutos se introduce el electrodo en la pasta y se determina el pH.

Medida del pH en KCl

En el caso de que sea necesario determinar el pH en KCl, se opera de la misma forma (ya sea en solución 1:2,5 ó en pasta saturada), pero utilizando una solución de KCl (0,1 N) en lugar de agua destilada.

CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO

Según Pedro (1992), el cambio iónico y la hidratabilidad son los procesos más importantes después de la fotosíntesis en la naturaleza, ya que constituyen el almacén de nutrientes del suelo. En un suelo, la Capacidad de Intercambio Cationico (CIC) es la cantidad total de cationes que puede retener sobre su complejo adsorbente, a un pH dado. Es una propiedad que depende de su composición química, fundamentalmente del contenido y naturaleza de la arcilla y de la materia orgánica. El origen de la CIC se encuentra en el complejo adsorbente del suelo al que los iones de la solución se unen mediante fenómenos físicos de superficie, fundamentalmente por adsorción.

Los elementos químicos del suelo pueden ocupar distintos compartimentos:

- a. En la fase sólida (inmovilizados en la red cristalina, en aluminosilicatos amorfos, o en compuestos orgánicos).

- b. En la fase líquida (disueltos en la solución del suelo). El agua de este sistema corresponde al agua capilar y gravitacional del suelo, y es donde se disuelven las sustancias minerales solubles procedentes de la mineralización, meteorización e hidrólisis de los minerales primarios. Los iones presentes en la solución del suelo se encuentran hidratados, rodeados por un número determinado de moléculas de agua. La hidratación tiene un efecto importante sobre la movilidad de los iones, ya que aumenta considerablemente su radio iónico. Los elementos contenidos en la fase líquida pueden ser transportados o perdidos por lavado.
- c. En la interfase sólido-líquido. En este caso, los elementos se hallan localizados en la superficie de las partículas (adsorbidos) y en su área de influencia, de modo que se hallan en íntimo contacto con la solución. La adsorción es la asociación de una partícula (un átomo, molécula o ión) a la superficie de un sólido.

El sistema responsable del proceso de intercambio se halla precisamente en este último compartimento, y es también llamado complejo de cambio, complejo coloidal o complejo adsorbente. Este complejo está constituido fundamentalmente por arcillas y materia orgánica humificada, y posee carga negativa, lo que le permite la adsorción de cationes. Cada tipo de catión tiene un equilibrio propio entre la solución del suelo y el complejo de cambio, de modo que este equilibrio depende de factores como la carga y tamaño del ión, la competencia con otros cationes o la constitución de los componentes del complejo de cambio.

La adsorción se debe a la interacción entre partículas en disolución y la superficie de los sólidos por medio de diferentes mecanismos (fuerzas de Van der Waals, puentes de hidrógeno, enlace iónico o covalente). De este modo, las partículas en disolución pueden ser adsorbidas por la fase sólida del suelo. Esto implica a los minerales de arcilla y a la materia orgánica.

Clásicamente se distinguen cargas permanentes y cargas variables en el complejo de cambio del suelo. La carga permanente es independiente del pH y está ligada a características intrínsecas de los constituyentes del suelo, en particular a las arcillas 2:1 (debido fundamentalmente a las sustituciones isomórficas). Las cargas variables están ligadas a la eventual disociación de los grupos -OH de las arcillas, o a la disociación de los grupos funcionales -COOH y -OH de la materia orgánica. En la fracción mineral existen cargas localizadas en el borde de la estructura cristalina, donde la carga está descompensada, como en el caso de la caolinita. También ocurre en minerales no cristalinos como los óxidos, hidróxidos, alofanas e imogolita. A su vez, los grupos -OH pueden disociarse y originar cargas negativas en la superficie del mineral, a las que, en medio ácido, se pueden unir protones, lo que origina cargas positivas en las zonas de borde.

En el caso de la fracción orgánica, el equilibrio con los protones afecta a los grupos hidroxilo (-OH), carboxilos (-COOH), fenoles (-C₆H₄OH) y aminas (-NH₂).

La relativa contribución de las partículas de arcilla y de la materia orgánica a la CIC del suelo depende fundamentalmente de la proporción entre ambos componentes y sus cantidades totales (Tate, 1987), así como del tipo de arcilla o materia orgánica presente. Minerales como la montmorillonita tienen valores altos (120 cmol(+) kg⁻¹), y otros como las caolinitas bajos (3 cmol(+) kg⁻¹). Otras partículas minerales como los limos y arenas son muy poco adsorbentes y prácticamente carecen de importancia como almacén de cationes de cambio. En el caso de la materia orgánica es fundamental el grado de humificación y descomposición.

Durante un incendio el calor puede afectar en mayor o menor cuantía a los constituyentes del suelo. La localización próxima a la superficie de la materia orgánica la hace especialmente susceptible, ya que temperaturas entre 100 y 500 °C son suficientes para inducir cambios químicos y cuantitativos en los compuestos orgánicos (Knoepp et al., 2005). La minerales se alteran a más temperatura, y además se encuentran repartidos por el suelo más o menos homogéneamente.

De acuerdo con muchos autores se observa después del incendio un descenso de los valores de la capacidad de intercambio catiónico de los suelos, especialmente en los primeros centímetros de suelo. Este descenso será más o menos importante dependiendo de la severidad del incendio, contenido previo de materia orgánica, y cantidad o naturaleza de los minerales de las arcillas. Los suelos arenosos por estas razones sufren una disminución notable de almacenamiento de iones

Los cationes de cambio proceden de la meteorización del material originario del suelo, de la materia orgánica y de aportes externos superficiales y subterráneos. Los cationes intercambiables se hallan en una proporción considerablemente mayor que los cationes de la solución del suelo, representando éstos últimos una proporción en torno al 1%, excepto en suelos salinos.

Los cationes de cambio más frecuentes en los suelos calizos de regiones semiáridas y áridas son: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ , por este orden de importancia. Estos cationes se denominan comúnmente bases de cambio aún cuando esta denominación no es científicamente correcta, ya que los cationes tienen carácter ácido.

La CIC no explica totalmente las características del complejo de cambio del suelo. Suelos con la misma CIC pueden ofrecer comportamientos distintos. Esto se debe a la diferente cantidad de cationes adsorbidos o a la diferente composición de estos.

Los cationes de cambio pueden ser de distintos tipos:

- a. Cationes básicos. Aquí se incluyen cationes como el Ca^{2+} , el Mg^{2+} y el K^+ . El Na^+ se incluye también en este grupo, aunque se halla en muy baja proporción, y predomina sólo en el caso de los suelos salino-alcálinos.
- b. Cationes ácidos. En este grupo se incluyen los protones, procedentes de los ácidos húmicos, y el Al^{3+} , procedente de la alteración química del material original.

En función de la naturaleza de la roca, las condiciones bajo las que se desarrolla el suelo, o de los procesos edáficos que tengan lugar, la cantidad y composición de los cationes adsorbidos al complejo coloidal variará de una forma u otra.

En función de la saturación del complejo de cambio se pueden establecer tres tipos de suelos:

- a. Suelos desaturados, con presencia importante de cationes ácidos (H^+ y Al^{3+}). La presencia de aluminio indica una elevada acidez y fitotoxicidad.
- b. Suelos poco saturados a saturados, neutros a ligeramente básicos, con presencia mayoritaria de Ca^{2+} y Mg^{2+} en el complejo de cambio. No existe aluminio, y los protones ocupan sólo el 12 – 30% del complejo.
- c. Suelos muy saturados, donde el porcentaje de H^+ oscila entre el 4 y el 15%. En los suelos más básicos, el sodio de intercambio llega a representar hasta el 75% del complejo.

Método de determinación de la capacidad de intercambio catiónico

Para medir la capacidad de cambio catiónico y los cationes cambiables se han desarrollado diferentes métodos experimentales (Page et al., 1982).

El método empleado (Bower et al., 1952) se fundamenta en el desplazamiento de los cationes de cambio y los iones H^+ del suelo mediante una disolución monoiónica, saturando la muestra con el catión de esta disolución, procediendo seguidamente al desplazamiento y medida de este ión. Normalmente se utiliza el ión Na^+ para desplazar los cationes del suelo, y el ión NH_4^+ para desplazar al Na^+ fijado en las posiciones de intercambio.

Para la determinación de la capacidad de intercambio catiónico es necesario pesar una muestra de suelo de 4 a 6 g según la textura fuese media/fina o gruesa, respectivamente. Las muestras de suelo se colocan en un tubo de centrifuga de 50 mL y añadir 33 mL de $AcONa$ (1 N, pH 7). La muestra se agita durante 5 minutos y a continuación se centrifuga durante 5 minutos a 2000-2500 rpm, hasta que el líquido sobrenadante quede transparente.

A continuación el líquido sobrenadante se decanta sobre un matraz aforado de 100 mL. Se vuelve a tratar la muestra mediante dos porciones más de 33 mL de $AcONa$, decantando el líquido sobrenadante sobre el mismo matraz aforado. Posteriormente, se ajusta el volumen a 100 mL.

Después del tratamiento con $AcONa$, la muestra de suelo se lava con etanol para eliminar el exceso de sales. Para ello se vierten 33 mL de etanol (95%) sobre el tubo de centrifuga que contiene el suelo saturado en Na^+ , agitando y centrifugando consecutivamente como en el caso anterior, al menos 3 veces. El etanol de los tres lavados se desecha.

Por último el ión Na^+ adsorbido por la muestra se desplaza con tres volúmenes de 33 mL de $AcNH_4$ 1N, siguiendo idéntico procedimiento, pero recogiendo las tres fracciones en un matraz aforado de 100 mL y enrasando con agua destilada. De la solución recogida se harán diluciones 1:10 y 1:100 con agua destilada. La cuantificación del ión Na^+ adsorbido por el complejo de cambio se realizará en una de estas diluciones o en la original, según su concentración, mediante espectrofotometría de emisión atómica. La medida de la concentración de Na^+ permite obtener con un sencillo cálculo la capacidad de cambio catiónico del suelo en $cmol (+) kg^{-1}$. Las medidas espectrofotométricas se realizan con un espectrofotómetro de absorción atómica.

Determinación de los cationes de cambio y saturación del complejo de cambio

La determinación de los cationes de cambio (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+) se realiza en una muestra paralela (4 a 6 g). Las muestras de suelo se colocan en un tubo de centrifuga de 50 mL y añadir 33 mL de $AcONH_4$ (1N). La muestra se agita durante 5 minutos y a continuación se centrifuga durante 5 minutos a 2000-2500 rpm, hasta que el líquido sobrenadante quede transparente. En el caso de suelos calizos, los cationes Ca^{2+} y Mg^{2+} se extraerán de manera similar con una solución de $AcONa$ (1 N, pH 7).

El líquido sobrenadante se recoge en un matraz aforado de 100 mL y se enrasa. En este extracto se determina la concentración de Ca^{2+} y Mg^{2+} mediante espectrofotometría de absorción atómica, y Na^+ y K^+ , mediante espectrofotometría de emisión. Los resultados se expresan en $cmol (+) kg^{-1}$.

La saturación en bases del complejo de cambio se expresa como porcentaje (V) y se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$V = ([Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] + [K^+] + [Na^+]) \times 100 / CIC \quad [13]$$

donde $[Ca^{2+}]$, por ejemplo, es la cantidad del catión Ca^{2+} expresada en $cmol(+) kg^{-1}$ de suelo.

INTERPRETACIÓN PRÁCTICA

En 2004 se produjo un incendio forestal en el paraje de las Minillas en Aldeaquemada (provincia de Jaén), que afectó un total de 7685 ha (Figura 1). La superficie afectada incluyó además parte de los municipios de Castellar, Montizón, Navas de San Juan y Santisteban del Puerto, provocando graves daños en la masa forestal (Figura 2). Inmediatamente después del incendio se seleccionaron 24 puntos aleatoriamente distribuidos en los que se muestreó la sección de control (0-25 cm). Algunos detalles de las zonas afectadas se muestran en la figura 2 y la figura 3. De la misma forma, se realizó un muestreo en zonas vecinas no quemadas incluidas en el Parque Natural de Despeñaperros (42 muestras control) bajo las mismas condiciones de vegetación y sustrato litológico, localizadas 20 kilómetros al oeste del área de estudio.

El clima predominante es mediterráneo templado con inviernos suaves y veranos secos y calurosos. La precipitación media anual es de unos 800 mm, siendo enero el mes más lluvioso con precipitaciones que oscilan entre 80 mm y 100 mm. La temperatura media anual es de

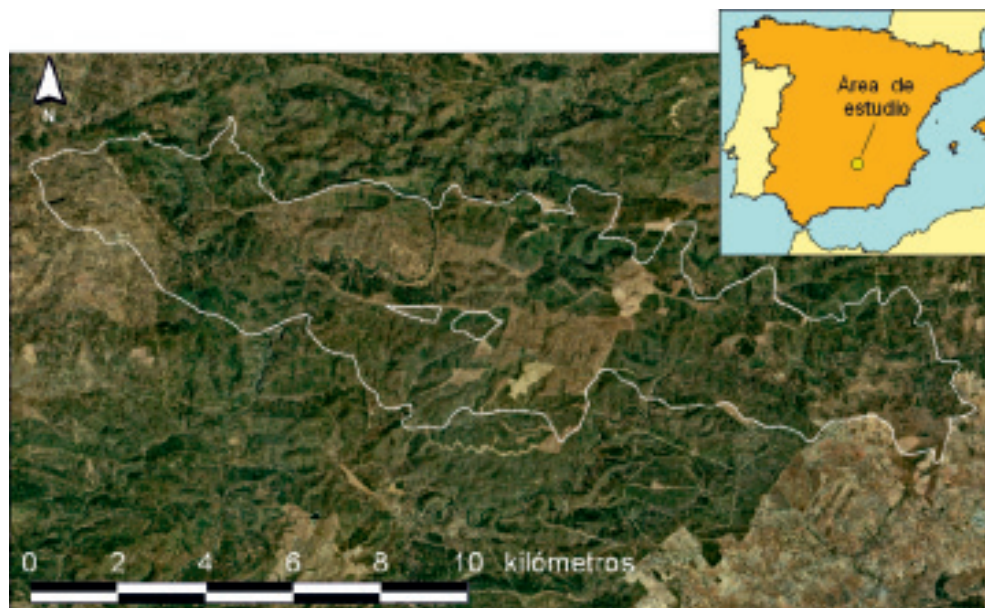


Figura 1. Perímetro del área afectada por el incendio de Aldeaquemada, Jaén (2004).



Figura 2. Detalle del área afectada por el incendio forestal de 2004 en Aldeaquemada (a); testigos de vegetación original no afectada por el fuego en el límite del incendio (b).

alrededor de 15 °C, el mes más caluroso julio (24-26 °C) y el mes más frío enero (4-6 °C). No obstante, durante el proceso de reconocimiento de campo se ha podido comprobar una contrastada agresividad climática invernal, con períodos relativamente prolongados de fuertes heladas, así como algunos episodios de nieve.

Desde el punto de vista litológico, el sustrato se caracteriza por la presencia de diversos materiales ordovícicos concordantes sobre esquistos y arcosas cámbricas, entre los que destacan a veces potentes paquetes de cuarcitas sobre los que la erosión ha moldeado parajes de una gran belleza. Alternan con estas cuarcitas otras tableadas con pizarras arcillosas que progresivamente ceden ante otras arenosas, y “pizarras de librilla”, características por su color negro. Finalmente se localizan también tramos de arcosas y esquistos. No obstante, el ámbito de influencia del incendio se aproxima por el sureste a areniscas, margas abigarradas y arcillas triásicas que conforman una morfología llana que ofrece un fuerte contraste paisajístico con la zona afectada.



Figura 3. Detalle del área quemada mostrando la pérdida de cobertura vegetal y donde se puede apreciar una severidad baja a moderada del fuego.

Los tipos de suelo más abundantes en el área de estudio son los Leptosoles y Regosoles (según la WRB, 2006; las figuras 4, 5 y 6 muestran algunos de los perfiles estudiados). Los procesos de modelado condicionan fuertemente la edafogénesis, limitada básicamente por el factor relieve, por lo que predominan Leptosoles generalmente con contacto lítico próximo a la superficie (Leptosoles líticos), a veces con cierta acumulación de materia orgánica que ha permitido el desarrollo de un epipedión móllico (Leptosoles móllicos), en ocasiones con gran acumulación de cenizas como consecuencia del incendio, o algo más desarrollados (Leptosoles eútricos).

Puntualmente aparecen suelos mucho más evolucionados, generalmente con un horizonte de acumulación de arcilla delgado de color rojo (Luvisoles crómicos), que cuando está desaturado permite incluir este patrón morfológico en el grupo de los Acrisoles (Acrisoles léptico ródicos). Otros grupos de suelos de estas áreas se asocian a procesos de coluvionamiento, que se sitúan por tanto en las partes bajas de las laderas (Regosoles eútricos) y excepcionalmente muestran materia orgánica en superficie (húmicos). Finalmente, en las formaciones alomadas o en posiciones somitales estables aparecen suelos con endopediación cámbico (Cambisoles eútricos y húmicos).

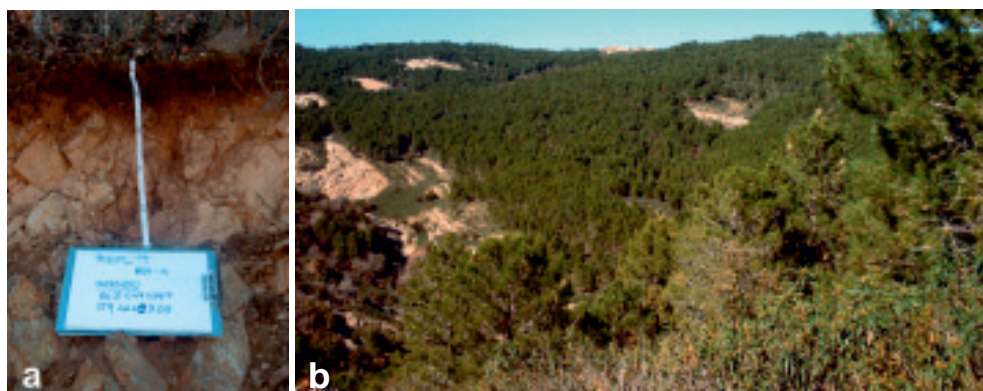


Figura 4. Perfil de Leptosol móllico muestreado en el área afectada por el fuego en el municipio de Montizón (Jaén), en el enclave Loma del Estrecho (a); vista de una de las áreas de control del Parque Natural Despeñaperros (b).



Figura 5. Perfil de Leptosol lítico muestreado en el enclave de Las Minillas (a) y vista del entorno (b).

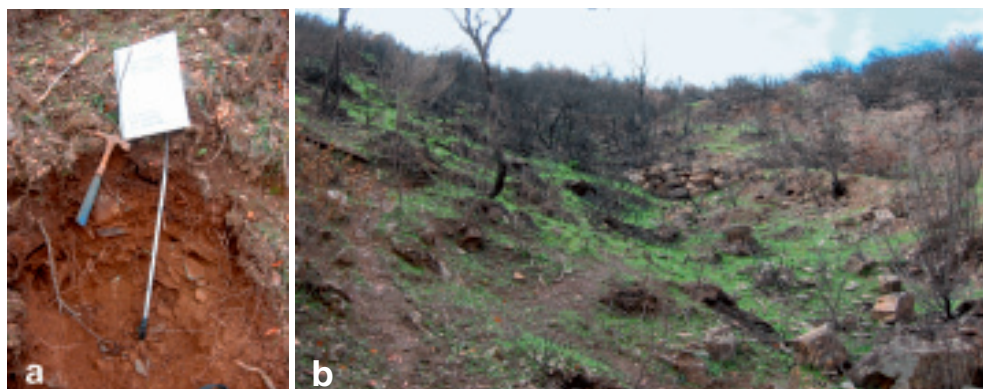


Figura 6. Perfil de Leptosol lítico muestreado en el enclave de La Alameda (a) y vista del entorno (b).

Diseño experimental

Para evaluar los efectos del fuego en la acidez y la capacidad de intercambio catiónico del suelo se recogieron muestras superficiales de la sección de control (0-25 cm) en 24 puntos representativos seleccionados del área afectada por el incendio de Aldeaquemada (Jaén) en 2004. Como control, se escogieron 42 muestras con el mismo criterio de una zona vecina no afectada por el fuego, dentro del Parque Natural de Despeñaperros, distante 20 km aproximadamente del área quemada.

Previamente a los análisis químicos, las muestras se secaron en bandejas de papel al aire y posteriormente se pasaron por un tamiz de 2 mm de luz de malla y se homogeneizaron. En el laboratorio se determinó la acidez y la capacidad de intercambio catiónico, tal como se ha descrito más arriba.

Previamente al análisis se comprobó la normalidad de los datos mediante el test de Shapiro-Wilk. Como la mayoría de las variables no mostró una distribución normal, se utilizaron test alternativos no paramétricos: comparación de medias (test U de Mann-Whitney) y comparación de distribuciones (test de Kolmogorov-Smirnov para dos muestras, K-S). Los análisis se llevaron a cabo mediante el paquete STATISTICA v6 (StatSoft, Inc. 2001).

RESULTADOS

Acidez

Los resultados analíticos se muestran en la tabla 1. Los suelos control mostraron un carácter ligeramente ácido, con valores de pH oscilando entre 5,1 y 6,8 y un valor promedio de $5,9 \pm 0,4$. En el caso de los suelos quemados, mostrando promedio de $6,5 \pm 0,6$, significativamente mayor tal como muestra el test U (tabla 2). Los valores de pH en los suelos quemados mostraron una distribución significativamente distinta (como muestra el test K-S, Tabla 2) y se movieron en un rango entre 5,6 y 7,3, con valores desplazados hacia la neutralidad (Figura 7).

Tabla 1. Resultados analíticos de las variables analizadas en la zona control y quemada: promedio \pm desviación estándar (DE), mínimo y máximo.

		N	Promedio \pm DE	Mínimo	Máximo
Suelo control	pH	42	5,9 \pm 0,4	5,1	6,8
	CIC cmol (+) kg ⁻¹	42	14,10 \pm 5,63	5,80	30,90
	Ca ²⁺ cmol (+) kg ⁻¹	42	6,43 \pm 3,37	1,70	18,20
	Mg ²⁺ cmol (+) kg ⁻¹	42	1,13 \pm 0,71	0,20	4,70
	Na ⁺ cmol (+) kg ⁻¹	42	0,45 \pm 0,46	0,10	2,30
	K ⁺ cmol (+) kg ⁻¹	42	0,38 \pm 0,24	0,10	1,20
	V%	42	59,8 \pm 16,4	31,5	100,0
Suelo quemado	pH	24	6,5 \pm 0,6	5,6	7,3
	CIC cmol (+) kg ⁻¹	24	2,11 \pm 0,80	0,71	3,86
	Ca ²⁺ cmol (+) kg ⁻¹	24	0,64 \pm 0,30	0,27	1,23
	Mg ²⁺ cmol (+) kg ⁻¹	24	0,17 \pm 0,20	0,04	1,05
	Na ⁺ cmol (+) kg ⁻¹	24	0,09 \pm 0,04	0,03	0,17
	K ⁺ cmol (+) kg ⁻¹	24	0,04 \pm 0,03	0,00	0,09
	V%	24	48,6 \pm 23,6	20,6	111,6

Capacidad de intercambio catiónico

La CIC de los suelos control (Tabla 1) muestra un coeficiente de variación próximo al 40% y un valor medio de 14,1 \pm 5,63 cmol(+) kg⁻¹. El Ca²⁺ es el catión dominante, pues ocupa más del 45% de los sitios de intercambio en la mayoría de los casos, con un promedio de 6,43 \pm 3,37 cmol(+) kg⁻¹, seguido de Mg²⁺, Na⁺ y K⁺ (1,13 \pm 0,45; 0,45 \pm 0,46; 0,38 \pm 0,24 cmol(+) kg⁻¹, respectivamente). En las muestras de suelos de las zonas incendiadas se observa un importante descenso del valor de CIC respecto a los suelos control no quemados (Tabla 1). El gradiente de cationes cambiables sigue la misma tendencia que en los suelos control, Ca²⁺>Mg²⁺>Na⁺>K⁺, aunque el test U de Mann-Whitney muestra un descenso significativo del contenido en todas las bases de cambio en los suelos quemados (Tabla 2). Como promedio, este descenso llega a ser del 90,1, 85,0, 80,0 y 99,9% para Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ y K⁺, respectivamente.

El test U de Mann-Whitney mostró que el promedio de la saturación

Tabla 2. Resultados del test de comparación de medias (U de Mann-Whitney) y de comparación de distribuciones (Kolmogorov-Smirnov) para las variables analizadas. ND: no determinado.

	U Mann-Whitney, p	Kolmogorov-Smirnov, p
pH	0,000025	p < 0,001
CIC	0,000000	ND
Ca ²⁺	0,000000	ND
Mg ²⁺	0,000000	ND
Na ⁺	0,000000	ND
K ⁺	0,000000	ND
V%	0,016128	p < 0,025

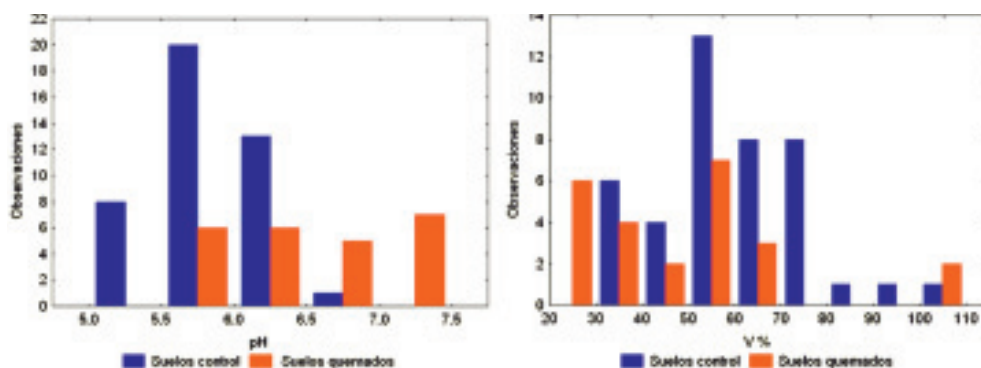


Figura 7. Histogramas de frecuencias de valores de pH (derecha) y de valores de saturación del complejo de cambio (V%, izquierda) en suelos control y quemados.

del complejo de cambio decreció casi un 20% en los suelos quemados ($48,07 \pm 22,33\%$ frente a $59,8 \pm 16,4\%$ en los suelos control) de forma significativa, variando también significativamente la distribución de valores (Tabla 2). La distribución de valores de saturación en los suelos quemados mostró una forma irregular, aunque con mayoría de casos agrupados en el intervalo 20-60%, frente al intervalo mayoritario de 40-80% en los suelos control (Figura 7).

DISCUSIÓN

Todos los estudios realizados sobre suelos quemados ponen de manifiesto que el fuego produce cambios en sus propiedades químicas, y los efectos dependen de la severidad y duración del fuego y de las temperaturas alcanzadas (Certini, 2005). En el caso analizado, el pH se ha incrementado significativamente en los suelos quemados respecto a los suelos control. Este hecho está de acuerdo con la idea general que establece que, generalmente, el pH de los suelos quemados se incrementa debido a los aportes de carbonatos, óxidos y cationes básicos realizados por las cenizas (Kutiel et al; 1990; Ulery et al., 1995). 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., 1990), así como a la liberación de cationes solubles tras la combustión de la materia orgánica. No obstante, otros autores han obtenido diferentes resultados en función de la intensidad del fuego. Experimentalmente, Badía y Martí (2003) han comprobado que el calentamiento del suelo a 250 °C provoca un descenso en el pH, aunque cuando las temperaturas alcanzan los 500 °C lo aumenta. Arocena y Opio (2003) observaron que los cambios en el pH pueden permanecer durante 2 ó 3 años y que el aumento puede llegar a ser de 2 ó 3 unidades, lo que atribuyen al lixiviado de las cenizas y a la capacidad tampón de los suelos. En este sentido, Úbeda et al., (2005) muestran que, en suelos calizos, los valores de pH retornan a los niveles de prefuego al año del incendio.

En general, el incremento del pH es temporal, ya que está relacionado con el pH previo al incendio, la cantidad de cenizas producida, la composición química de las cenizas y la humedad del clima (Wells et al., 1979). 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 50 años para recuperar el pH inicial (Viro, 1974; Khanna y Raison, 1986; Etiégni y Campbell, 1991). En la zona de estudio, con suelos de carácter silíceo y valores de saturación frecuentemente inferiores al 60%, es posible que este efecto perdure más tiempo. Los minerales filíticos y la materia orgánica humificada poseen propiedades coloidales y cargas negativas, por lo que el complejo arcillohúmico formado por estos materiales tiene la propiedad de retener los cationes procedentes de la disolución del suelo. Sin embargo, éstos últimos sólo se fijan momentáneamente, haciéndose por tanto intercambiables o cambiables por otros cationes. Un aumento del pH, aún de modo temporal, puede dar lugar a problemas de fertilidad o a efectos sobre la vegetación, al impedir la asimilación de algunos micronutrientes (Follet et al., 1981). En otras ocasiones, la absorción de determinados tipos de nutrientes puede disminuir por problemas de antagonismo.

Tras el incendio, se ha observado un importante descenso tanto en la CIC como en el contenido en cationes cambiables. Este descenso puede ser explicado fácilmente por la combustión de materia orgánica, como ha sido explicado por Carballas et al. (1993) y Carballas et al. (2009). Procesos erosivos intensos posteriores a la acción del fuego, por ejemplo, pueden exponer los horizontes subsuperficiales, lo que puede contribuir a un descenso de la CIC, como ha sido puesto de manifiesto por Hatten et al. (2005).

Los cationes de cambio liberados pueden perderse como consecuencia de los procesos de lavado o de la escorrentía superficial. La mayoría de los estudios señalan que la saturación en bases desciende como consecuencia del lixiviado postincendio, proceso que en estos suelos afecta especialmente al Na^+ y K^+ , más móviles (Soto y Díaz-Fierros, 2003), lo que ha sido puesto de manifiesto en el presente trabajo. Los cambios en la saturación del complejo de cambio pueden ser pequeños cuando las precipitaciones son escasas, ya que no se produce un fuerte proceso de lixiviado (Hatten et al., 2005). Sin embargo, algunos autores han mostrado que los cationes bivalentes, menos móviles y en forma de óxidos o carbonatos insolubles frecuentemente, aumentan en el complejo (Knoepp et al., 2005; Hepper et al., 2008), aunque en el área de estudio se observa apreciable descenso también de bivalentes. Todo ello induce una desaturación mayor del complejo de cambio en el escenario postincendio 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 Ca^{2+} y K^+ procedente de las cenizas, que afectan sólo a los cinco centímetros superiores. Veinticinco 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. Griet (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. Otras veces, los cambios pueden

ser matizados por otros factores, como han sugerido otros autores. Notario et al. (2004), por ejemplo, concluyeron que la capacidad de cambio catiónico de Andosoles canarios no se vio afectada por el fuego, aunque el tipo de vegetación sí se relacionaba con el incremento en la saturación de bases del complejo de cambio. También el tipo de sustrato y su grado de afectación por el fuego pueden influir: Hepper et al. (2008), observaron que los contenidos de K^+ y Na^+ aumentaron en el suelo como consecuencia de la destrucción térmica de feldespatos de Na^+ .

En un estudio sobre un fuego de baja intensidad, Goh et al., en 1991, encontraron retenciones en los lugares de intercambio catiónico del humus del 80 y 90% del K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} procedentes de las cenizas. Así, incrementos de Mn, Ca y Zn pueden deberse según Stark (1977) al aporte de elementos por la incineración de la vegetación. El aumento de Mn puede llegar a producir efectos tóxicos en la vegetación y causar deficiencia de hierro por efectos antagónicos (Kabata y Pendias, 1984).

Iglesias et al. (1995), observan que existen coeficientes de correlación significativos entre el Mn y C, y el Mn y el N, lo que parece deberse a la asociación de este metal con la materia orgánica, en especial con grupos funcionales nitrogenados para formar complejos estables (Graham et al., 1988).

El hecho de que en horizontes inferiores también existan correlaciones entre el Mn y el N puede indicar una posible movilización en los suelos quemados de algunas fracciones de materia orgánica transformada por el efecto del incendio (Savage et al., 1972; DeBano et al., 1977). DeBano y Conrad (1978) cuantificaron pérdidas notables de algunos nutrientes, especialmente N y K tras las primeras lluvias.

CONCLUSIONES

El pH de los suelos quemados mostró valor promedio significativamente mayor que el de los suelos control y además una distribución de los valores muy distinta; en general la mayoría de los valores se desplazaron hacia la neutralidad como un efecto claro postincendio. Probablemente la combustión de la materia orgánica durante el fuego y la consiguiente liberación de cationes solubles produjo un ligero incremento del pH porque los cationes básicos son liberados en la combustión y depositados en la superficie del suelo. Este proceso puede ser importante ya que es sabido que el pH afecta en gran medida a la disponibilidad de nutrientes para las plantas y nutrientes como el P el Fe y el cobre pueden ser limitantes al estar en formas insolubles. En cualquier caso los cambios en el pH suelen ser temporales y dependen del pH original del suelo, de la cantidad y composición química de las cenizas generadas en el incendio y de las características locales del clima.

Desde un punto de vista práctico, por tanto, es conveniente controlar el pH del suelo durante los primeros meses después del incendio, ya que un incremento del pH debido a factores como las cenizas y los procesos químicos que actúan sobre ellas y el suelo, puede condicionar la insolubilización de algunos nutrientes limitantes en el desarrollo de las plantas.

En las muestras de suelos de las zonas incendiadas se observa un importante descenso del valor de CIC respecto a los suelos control no quemados. Además el promedio de la satura-

ción del complejo de cambio decreció casi un 20% en los suelos quemados variando además la distribución de valores de forma significativa. La capacidad de intercambiar cationes es fundamental para mantener el reservorio de nutrientes y evitar su pérdida por lavado tras el incendio. La contribución de las partículas de arcilla y de la materia orgánica a la CIC depende en gran medida de la proporción de los dos componentes y del tipo de arcilla y materia orgánica presente. El calentamiento del suelo puede afectar a la CIC de varias formas. Una de ellas es la destrucción de los compuestos húmicos en la superficie del suelo que comienza a descomponerse a una temperatura de unos 100 °C y se destruyen totalmente a temperaturas próximas a 500 °C. Sin embargo para destruir los materiales de las arcillas deben alcanzarse temperaturas entre 700 y 800 °C. Además estos materiales se distribuyen a mayores profundidades donde están más protegidos de las altas temperaturas de la superficie.

Desde un punto de vista práctico es necesario controlar el valor de CIC después del incendio. Las medidas deberían repetirse periódicamente en el tiempo hasta restablecida la vegetación y producción de materia orgánica humificada. Durante ese periodo, y en función del contenido en arcilla, sería conveniente aportar al suelo nutrientes minerales. Pudiera pensarse que la combustión de la materia orgánica produciría cenizas muy ricas en cationes minerales. Si bien esto es cierto, al existir una capacidad de intercambio catiónico menor en el suelo, esta acumulación provisional en las cenizas podría ser efímera en el tiempo dependiendo de las lluvias que lavarían el exceso de nutrientes.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este estudio ha sido posible gracias a la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Los autores también agradecen la colaboración durante la recolección y preparación de las muestras de suelo a D. Manuel Molina Gómez (Técnico Especialista de Laboratorio) y a los Licenciados D. Daniel Gil Contreras (Facultad de Biología, Universidad de Córdoba) y D. Alberto Bazán López (Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Córdoba) la ayuda en el laboratorio. Así mismo, los autores desean agradecer al Ministerio de Ciencia e Innovación la financiación del desarrollo de la Red Temática "Efectos de los incendios forestales sobre los suelos" (CGL2007-28764-E/BTE; CGL2008-01632-E/BTE y CGL2009-06861-E/BTE).

REFERENCIAS

- Arocena, J.M. y Opio, C. 2003. Prescribed fire-induced changes in properties of sub-boreal forest soils. *Geoderma*, 113, 1-16.
- Badía, D. y 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.
- Bower, C.A., Reitemeier, R.F. y Fireman, N. 1952. Exchangeable cation analysis of saline and alkaline soils. *Soil Science*, 73, 251-261.
- Campbell, G.S., Jungbauer, J.D., Bristow, K.L. y Hungerford, R.D. 1995. Soil temperature and water content beneath a surface fire. *Soil Science*, 159, 363-374.
- Carballas, M., Acea, M.J., Cabaneiro, A., Trasar, C., Villar, M.C., Diaz-Raviña, M., Fernández, I., Prieto, A., Saa, A., Vázquez, F.J., Zehner, R. y Carballas, T. 1993. Organic matter, nitrogen, phosphorus and microbial population evolution in forest humiferous acid soils after wildfires. En: L. Trabaud y P. Pro-

- don (Eds.), *Fire in Mediterranean ecosystems*. Ecosystem Research Report 5. Commission of the European Countries. Bruselas.
- Carballas, T., Martín, A. y Díaz-Raviña, M. 2009. Efecto de los incendios forestales sobre los suelos de Galicia. En: A. Cerdà y J. Mataix-Solera (Eds.), *Efectos de los incendios forestales sobre los suelos en España*. El estado de la cuestión visto por los científicos españoles. Cátedra Divulgación de la Ciencia, Universitat de València. Valencia.
- Certini, G. 2005. Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Oecologia*, 143,1-10.
- DeBano, L.F. y Conrad, C.E. 1978. The effect of fire on nutrients in a chaparral ecosystem. *Ecology*, 59, 489-497.
- DeBano, L.F., Dunn, P.H. y Conrad, C.E. 1977. Fire's effect on physical and chemical properties of chaparral soils. I. Soil nitrogen. *Soil Science Society of America Journal*, 43, 504-509.
- DeBano, L.F., Neary, D.G. y Folliott PF. 1998. *Fire's Effects on Ecosystems*. Willey. New York.
- Etiégni, L. y Campbell, A.G. 1991. Physical and chemical characteristics of wood ash. *Bioresource Technology*, 37, 173-178.
- WRB, 2006. *World Reference base soil resources*. World soil resources reports n° 103. FAO. Rome.
- Follet, R.H., Murphy, L.S. y Donahue, R.L. 1981. *Fertilizers and soil amendments*. Prentice-Hall Int. London.
- Giovannini, G., Lucchesi, S. y 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. y Giachetti, M. 1990. Effects of heating on some chemical parameters related to soil fertility and plant growth. *Soil Science*, 149, 344-350.
- Goh, K.M. y Phillips, M.J. 1991. Effects of clearfell logging and burning of a *Nothofagus* forest on soil nutrient dynamics in South Island, New Zealand - changes in forest floor organic matter and nutrient status. *New Zealand Journal of Botany*, 29, 367-384.
- Graham, R.D., Hannam, R.J. y Uren, N.C. 1988. *Manganese in soils and plants*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Grier, C.C. 1975. Wildfire effects on nutrient distribution and leaching in a coniferous ecosystem. *Canadian Journal of Forest Research*, 5, 599-607.
- Hatten, J., Zabowski, D., Scherer, G. y Dolan, E. 2005. A comparison of soil properties after contemporary wildfire and fire suppression. *Forest Ecology and Management*, 220, 227, 241.
- Hepper, E., Urioste, A., Belmonte, V. y Buschiazzo, D. 2008. Temperaturas de quema y propiedades físicas y químicas de suelos de la región semiárida pampeana central. *Ciencia del Suelo*, 26, 29-34.
- Ibáñez, J.J., Lobo, M., Almendros y 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.
- Jenny, H. 1980. *The Soil Resource*. Springer-Verlag. New York, NY.
- Kabata-Pendias, A. y Pendias, H. 1984. *Trace elements in Soil and Plants*. CRC. Press, Inc. Boca Raton, FL
- 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.
- Knoepp, J.D., DeBano, L.F. y Neary, D.G. 2005. *Soil chemistry*. D.G. Neary, K.C. Ryan y L.F. DeBano (Eds.). *Wildland fire in ecosystems: effects of fire on soils and water*. General Technical Report RMRS-GTR-42-vol.4. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Ogden, UT.
- Kraemer, J.F. y 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.
- Kutiel, P. y Shaviv, A. 1990. Effects of soil types, plant composition and leaching processes on soil nutrients following a simulated forest fire. En: *Proceedings of the International Conference on Forest Fire Research*. Coimbra.
- Low, P.F. 1955. The role of aluminum in the titration of bentonite. *Soil Science Society of America Proceedings* 19, 135-139.

- Marcos, E., Tárrega, R., Calvo, L. y Luis-Calabuig, E. 2009. Efectos del fuego sobre el suelo bajo comunidades arbustivas y arbóreas de la provincia de León. Los brezales como caso de estudio. En: En: A. Cerdà y J. Mataix-Solera (Eds.), Efectos de los incendios forestales sobre los suelos en España. El estado de la cuestión visto por los científicos españoles. Cátedra Divulgación de la Ciencia, Universitat de València. Valencia.
- Marcos, E., Luis, E. y Tárrega, R. 1998. Chemical soil changes in shrubland after experimental fire. L. Trabaud (Ed.), Fire Management and Landscape Ecology. International Association of Wildland Fire. Fairfield, WA.
- 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. y Guerrero, C. 2007. Efectos de los incendios forestales en las propiedades edáficas. J. Mataix-Solera (Ed.), Incendios Forestales, Suelos y Erosión Hídrica. Caja Mediterráneo, CEMACAM Font Roja-Alcoi, Alicante.
- 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.
- Notario, J.S., Afonso, D.M., Díaz, R. 2004. Effect of wildfire on volcanic soils under pine forest and broom scrub in Tenerife (Canary Islands). 2004. 13th International Soil Conservation Organization Conference. Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions. ISCO. Brisbane.
- Page, A.L., Miller, R.H. y Keeney, D.R. 1982. Methods of soil analysis, Part. 2, Chemical and Microbiological Properties. American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Marshall, C.E. y Paver, H. 1934. The role of aluminium in the reactions of the clays. *Journal of the Society of Chemical Industry*, 53, 750-762.
- Pedro, G. 1992. Aspects actuels de la connaissance des argiles dans les sols. III Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Sociedad Española de la Ciencia del Suelo. Pamplona.
- Schofield, R.K. y Taylor, A.W. 1955. The measurement of soil pH. *Soil Science Society of America Journal* 19, 164-167.
- Savage, S.M., Osborn, J. y Heaton, C. 1972. Substances contributing to fire-induced water repellency in soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 36, 674-679.
- 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.
- Stark, M.N. 1977. Fire and nutrient cycling in a Douglas-fir/larch. *Ecology*, 58, 16-30.
- StatSoft. 2001. STATISTICA (data analysis software system), version 6. Statsoft, Inc. Ulsa, OK.
- Tate, R.L. 1987. Soil organic matter: Biological and ecological effects. John Wiley & Sons, Inc. New York, NY. 304 p.
- Terefe, T., Mariscal-Sancho, I., Peregrina, F. y Espejo, R. 2008. Influence of heating on various properties of six mediterranean soils. A laboratory study. *Geoderma*, 143, 273-280.
- Thomas, G.W. 2002. pH. En: R. Lal (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*. New York, NY.
- Úbeda, X., Lorca, M., Outeiro, R.L., Bernia, S. y 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. y 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. y Wood, H.B. 1995. Decade-scale changes of soil carbon, nitrogen and exchangeable cations under chaparral and pine. *Geoderma*, 65, 121-134.
- Wells, C.G., Campbell, R.E., DeBano, L.F., Lewis, C.E., Fredriksen, R.L., Franklin, E.C., Froelich, R.C. y Dunn, P.H. 1979. Effects of fire on soil. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, General Technical Report WO 7, 1-34.

