

UNIVERSIDAD DE OVIEDO
FACULTAD DE GEOLOGÍA



Relaciones entre hidrofobicidad y carbono orgánico
edáfico en suelos cuarcíticos afectados por incendios
forestales. Reserva de Muniellos, suroeste de la
Cordillera Cantábrica.

Trabajo fin de máster
Julio 2016

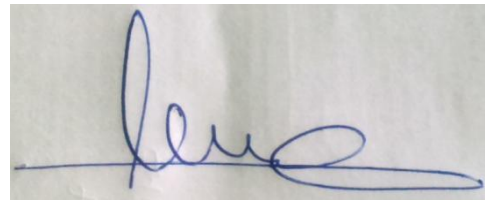


Máster en recursos geológicos e ingeniería geológica

Marta Méndez Quintana

Dña. Marta Méndez Quintana, autor del Trabajo Fin de Máster titulado “Relaciones entre hidrofobicidad y carbono orgánico edáfico en suelos cuarcíticos afectados por incendios forestales. Reserva de Muniellos, suroeste de la Cordillera Cantábrica.”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

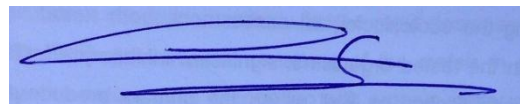
En Oviedo, a 10 de Julio de 2016



Fdo. Marta Méndez Quintana

La Dra. Cristina Santín Nuño, profesora visitante del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirma que ha tutelado el trabajo “Relaciones entre hidrofobicidad y carbono orgánico edáfico en suelos cuarcíticos afectados por incendios forestales. Reserva de Muniellos, suroeste de la Cordillera Cantábrica.”, realizado por Dña Marta Méndez Quintana, y autoriza su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 10 de Julio de 2016



Fdo. Cristina Santín Nuño

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a Cristina Santín Nuño por haberme dirigido, orientado y corregido el presente trabajo y a Susana Fernández Menéndez por su ayuda y orientación incondicional durante el desarrollo de esta tesis. A ambas dos, muchas gracias por el apoyo y la ayuda ofrecidos durante el muestreo y el devenir posterior del trabajo, que no ha ocupado poco tiempo.

A Elías Afif, por haberme dejado utilizar el laboratorio de ingeniería agroforestal del campus de Mieres para realizar la analítica de suelos, y por su ayuda siempre que la he necesitado.

Al Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio (*INDUROT*) especialmente a Jorge Marquínez y Luján Infanzón por haberme prestado su ayuda y soporte durante la realización de este trabajo.

A Juan José Peón por su ayuda en el laboratorio.

A mis compañeros y amigos de licenciatura y máster por tantos momentos compartidos, buenos y no tan buenos, pero inolvidables.

Al profesorado de la licenciatura y máster en general, porque sin ellos hoy no sería geóloga.

A mis padres, por ser el mayor e indispensable apoyo en todo momento y hacer que todo sea un poco más fácil.

A todos, muchísimas gracias.

Resumen

Los incendios forestales afectan globalmente a unas 300-400 Mha de terreno al año (Randerson et al., 2012; Giglio et al., 2013). Los incendios forestales, ya sean de origen natural o antrópico generan importantes impactos ambientales en los ecosistemas, afectando a su diversidad y sus recursos forestales y generando además impactos económicos en las áreas afectadas. El Principado de Asturias, y más concretamente el suroccidente asturiano, es una zona muy castigada por las altas recurrencias de incendios forestales, en su mayoría de origen antrópico, debido al manejo del fuego para el uso agrícola, ganadero y de pastoreo. A causa de los incendios es frecuente encontrar en el suroccidente asturiano áreas pedregosas, deforestadas, brezales y tojales y zonas donde se ha perdido el suelo o éste es muy pobre. Los incendios forestales provocan una degradación del suelo que se manifiesta en cambios texturales, variaciones en el comportamiento hídrico, pérdida de la materia orgánica y aparición de hidrofobicidad tras las quemaduras, entre otros. Este estudio compara dos zonas del occidente asturiano con diferente recurrencia de incendios y vegetación (bosque y brezal) y similar clima, orientación y pendiente para determinar la hidrofobicidad de los suelos y relacionarla con el historial de incendios y otros parámetros del suelo como son el pH, la conductividad eléctrica, el contenido en materia orgánica y el carbono oxidable, para valorar los efectos de los incendios sobre los suelos y la hidrofobicidad. Este estudio sugiere que los efectos inmediatos de los incendios forestales sobre la hidrofobicidad de los suelos habrían ya desaparecido y que la hidrofobicidad que los caracteriza actualmente se debe principalmente al tipo de materia orgánica presente en el suelo. Este estudio propone además futuras líneas de trabajo para ahondar en estos aspectos y llegar a conclusiones más precisas debido a limitaciones en la analítica disponible para llevar a cabo el presente trabajo.

Abstract

Vegetation fires affect globally about 300-400 Mha of land per year (Randerson et al., 2012; Giglio et al., 2013). Vegetation fires, either of natural or anthropic origin, generate important environmental impacts in the ecosystems, affecting their diversity and their forest resources and also generating economic impacts in the affected areas. The Principado of Asturias, and in particular the southwestern area of Asturias a very damaged area by the high recurrence of forest fires, most of them of anthropic origin due to the use of fire for agricultural, cattle and shepherding purposes. Because of fires, it is common to find, in southwestern Asturias, rocky areas, heaths, gorses and areas where the soil has been lost or it is very poor. Vegetation fires cause deterioration of the soil that produces textural changes, variations in the hydrological behaviour, loss of organic matter and the appearance of hydrophobic behavior after the burning, among others. This study compares two zones of southwestern Asturias with different fires recurrence and vegetation (forest, heaths) and similar climate, orientation and gradient to determine the hydrophobicity of the soils and connect it with the history of fires and other parameters of the soil such as the pH, electrical conductivity, the contents of organic matter and Cox to value the effects of the fires on the soils and the hydrophobicity. This study suggests that the immediate effects of forest fires on the hydrophobicity of the soils would have already disappeared and that the hydrophobicity that characterizes them currently is mainly due to the type of organic matter present in the soil. This study proposes as well future lines of work to deepen these aspects and reach more precise conclusions due to limitations in the available analysis to carry out the present work

INDICE

1. Introducción y objetivos (Página 7)

- 1.1. Incendios forestales y su contexto en Asturias (Página 7)
- 1.2. Efectos de los incendios forestales en los suelos (Página 8)
- 1.3. Efectos de los incendios forestales sobre la materia orgánica y el carbono orgánico edáfico del suelo (Página 10)
- 1.4. Efectos de los incendios forestales sobre la hidrofobicidad de los suelos (Página 11)
- 1.5. Objetivos del estudio (Página 13)

2. Área de estudio (Página 15)

- 2.1. Contexto geográfico (Página 15)
- 2.2. Contexto geológico (Página 16)
- 2.3. Geomorfología (Página 17)
- 2.4. Contexto climático (Página 19)
- 2.5. Vegetación y suelos (Página 27)
- 2.6. Recurrencia de incendios (Página 30)

3. Metodología (Página 31)

- 3.1. Muestreo (Página 31)
- 3.2. Determinación de la materia orgánica por ignición (Página 33)
- 3.3. Determinación de pH y conductividad (Página 34)
- 3.4. Hidrofobicidad (Página 35)
- 3.5. Espectroscopía del infrarrojo cercano (NIR) (Página 36)
- 3.6. Tratamiento estadístico de los datos (Página 36)

4. Resultados y discusión (Página 37)

- 4.1. Descripción general de los suelos (Página 37)
 - 4.1.1. *Conductividad eléctrica (Página 37)*
 - 4.1.2. *pH (Página 37)*
 - 4.1.3. *Materia orgánica y carbono oxidable (Página 37)*
 - 4.1.4. *Hidrofobicidad (Página 37)*
- 4.2. Similitudes y diferencias entre los datos obtenidos (Página 38)
 - 4.2.1. *Comparación de medias y varianzas (Página 38)*
 - 4.2.2. *Correlaciones (Página 41)*
- 4.3. Discusión (Página 44)

5. Conclusiones (Página 48)

6. Perspectivas futuras y limitaciones del estudio (Página 49)

Bibliografía

Anexos

1. Introducción y objetivos.

1.1.Los incendios forestales y su contexto en Asturias.

Los incendios forestales afectan globalmente a unas 300-400 Mha de terreno al año (Randerson et al., 2012; Giglio et al., 2013). Según los futuros escenarios propuestos para el cambio climático, las condiciones futuras, más secas y con temperaturas más altas, aumentarán el área afectada por los fuegos (Gillet et al., 2004).

Las causas de los incendios forestales pueden ser de origen natural o antrópico, y sus repercusiones son importantes, ya que afectan a los ecosistemas, la biodiversidad, los recursos forestales y las economías de ámbito local y nacional (Álvarez y Marquínez, 2007). Sus efectos y consecuencias no son uniformes y pueden ser muy graves, ya que pueden causar una destrucción temporal de los bosques o la degradación duradera de una zona, como se verá más adelante.

El uso del fuego como herramienta para gestionar los ecosistemas se conoce ya desde el mesolítico (Naveh, 1991), y ha acompañado al hombre desde los primeros indicios de la aparición de la agricultura. En el Principado de Asturias existe una gran incidencia de incendios forestales los cuales a lo largo de años han provocado cambios en el paisaje y los elementos que lo componen. En Asturias, existe un manejo del fuego ya que el suelo en ámbitos rurales tiene principalmente un uso agrícola, ganadero y de pastoreo, por lo tanto la mayor parte de los incendios forestales que se producen en Asturias no forman parte del ciclo natural de los ecosistemas, sino que son provocados por el hombre. Además de los incendios intencionados, también se producen incendios debidos a negligencias y causas desconocidas, y generalmente se producen por quema de pastos y quemas agrícolas (Figura 1). Álvarez y Marquínez (2007) estiman que los incendios provocados por causas naturales, mayoritariamente rayos, entre 2000 y 2004 representan un 0,54 % del total de incendios producidos. La mayoría de los fuegos se producen en invierno para así obtener pastos en primavera y verano.

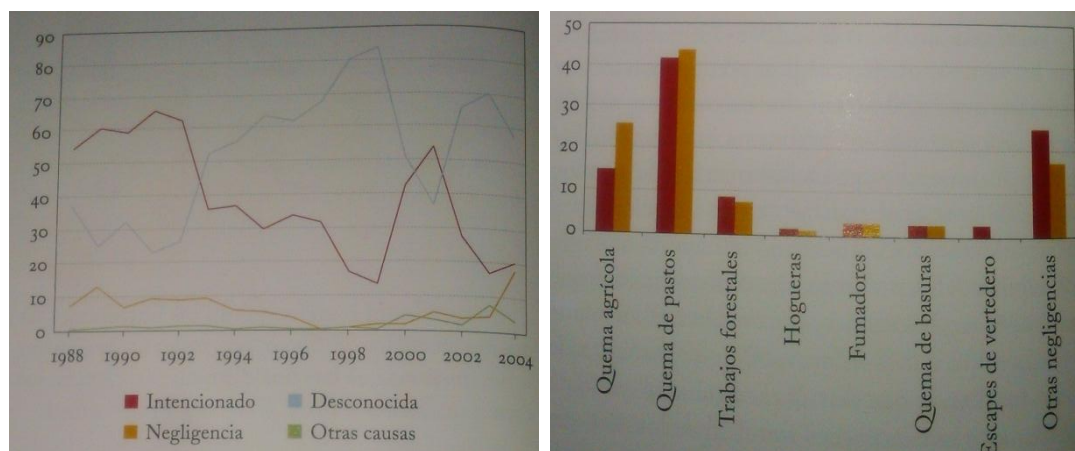


Figura 1. Causas de los incendios (%) a la izquierda, causas de negligencias, a la derecha. Extraído de Álvarez y Marquínez, 2007.

El occidente asturiano tiene una gran recurrencia de incendios, el 38,19 % del suroccidente asturiano ha sido afectado por incendios al menos una vez desde 1994 hasta 2004 (Álvarez y Marquínez, 2007). Estos fuegos han favorecido la existencia de muchas hectáreas con una baja o nula fertilidad, para fines agrícolas y ganaderos, donde dominan las cubiertas vegetales de brezal sobre suelos degradados (Díaz y Fernández Prieto, 1994). Son frecuentes, por tanto, las áreas deforestadas, pedregosas, con brezales y tojales donde se ha perdido el suelo (Figura 2).



Figura 2. Imagen de una ladera en zona de brezal tomada durante la campaña de campo en 2015.

1.2.Efectos de los incendios forestales en los suelos.

Como se ha mencionado anteriormente uno de los principales problemas asociados a los incendios forestales es la degradación de los suelos, esto puede manifestarse de muchas formas; como son cambios texturales, cambios en el comportamiento hídrico, pérdida de la estructura del suelo, cambios químicos, pérdida de la materia orgánica y comportamientos hidrófobos tras intensas quemadas (Figura 4).

Las transformaciones provocadas por los incendios pueden provocar un aumento de la sensibilidad a la erosión (Díaz-Fierros et al., 1987 y 1990; Coelho et al., 1990; Fernández et al., 2005), fruto de esta erosión hídrica se desarrollan formas como canales y cárcavas en el terreno, como se observa en zonas del occidente asturiano que han sufrido incendios forestales, sin vegetación arbórea y con una mayor presencia de estos elementos, que pueden relacionarse con el historial de incendios. La erosionabilidad del terreno en el área de estudio, de acuerdo con la litología es alta, siendo de las más altas de todo el Principado de Asturias, por lo que estos procesos de erosión tienen relevancia en el área de estudio donde se encuadra este trabajo. (Figura 3).

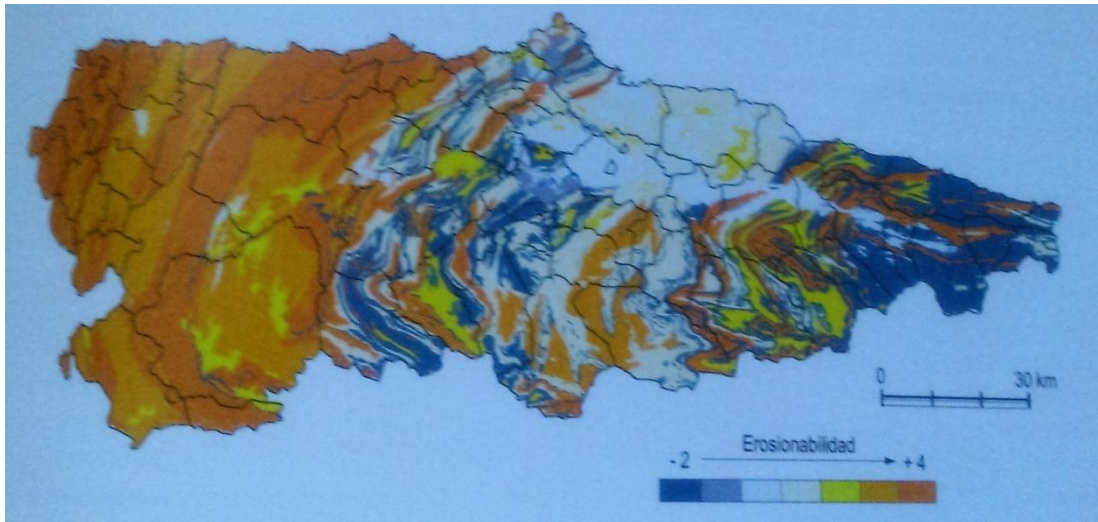


Figura 3. Mapa de erosionabilidad del terreno de acuerdo con la litología. Extraído de Álvarez y Marquínez, 2007.

Autores como DeBano (1979) , Giovannini(1994) y Santín y Doerr (2016) sostienen que los cambios que se producen en los suelos a causa de los incendios forestales están relacionados con la intensidad y duración de la quema (Figura 4), aunque también es necesario tener en cuenta que el grado y el tipo de la degradación de los suelos depende también de otros factores como son sus características físicas y químicas, en especial de la textura y el tipo de agregados estructurales (Tisdal y Oades,1982;Gupta et al.,1984;Dexter,1998;Doerr et al.,1996 y 2004), los cuales dependen a su vez del tipo de arcillas presentes en los suelos, el pH y de la presencia de materia orgánica, especialmente la fracción rica en carbono que es más estable.

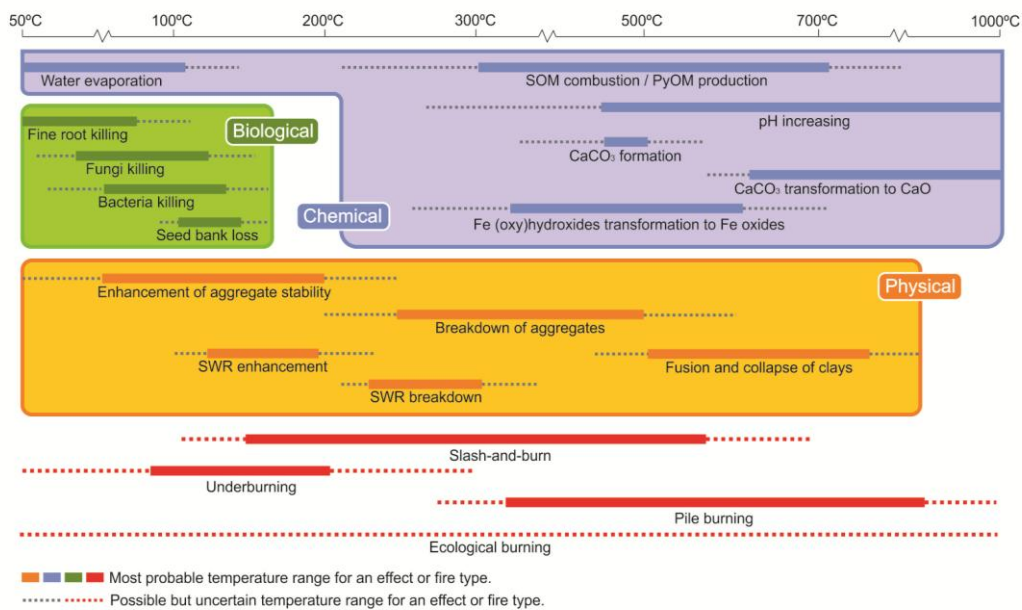
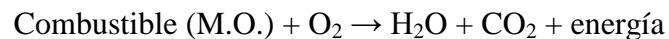


Figura 4. Resumen de los cambios que se producen en el suelo durante un incendio en función de la temperatura.
Extraído de: Santín y Doerr, 2016.

1.3.Efectos de los incendios forestales sobre la materia orgánica (M.O.) y el carbono orgánico edáfico de los suelos.

Los suelos son el mayor reservorio de carbono de la tierra (2157-2293 Pg), el 70 % de este carbono es orgánico, el resto está presente en los suelos como carbonatos (Batjes, 1996). Según varios autores (Swift, 2001; Prentice et al., 2001; Post et al., 1990) el carbono presente en los suelos es el doble que el que está presente en la atmósfera y el doble o triple que el que se encuentra en la vegetación. El carbono orgánico edáfico afecta a las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo.

Como se ha mencionado anteriormente, los incendios forestales producen la alteración de la materia orgánica del suelo afectando tanto a su contenido como a su composición (González-Pérez et al., 2004) y esta alteración viene marcada por la intensidad, duración y recurrencia de los incendios así como factores locales como el clima, la topografía y el tipo de vegetación presente en la zona, ya que no todos los tipos de vegetación tienen la misma combustibilidad. En una reacción de combustión, el combustible es en este caso la M.O. y el comburente es el oxígeno. Durante la combustión la M.O. se oxida y se generan CO_2 y H_2O . La combustión puede resumirse, en general, mediante la siguiente reacción:



En el área de estudio la combustibilidad de la vegetación es alta (Álvarez y Marquínez, 2007).

La materia orgánica del suelo (M.O.) hace referencia a un conjunto de residuos orgánicos de origen vegetal y/o animal en diferentes etapas de descomposición y que se acumulan tanto en la superficie del suelo como dentro del perfil de éste (Rosell, 1999). El principal componente de la M.O. es el carbono orgánico edáfico.

En relación a la permanencia en el suelo, se pueden diferenciar tres fracciones diferentes del carbono; una fracción activa o lábil (hidratos de carbono, ligninas, proteínas, ácidos grasos, etc) la cual puede permanecer en el suelo minutos, días o semanas; una fracción activa intermedia, con permanencias de meses o años, y una fracción pasiva o refractaria (también llamada recalcitrante), la cual es más estable que las anteriores (como pueden ser las huminas), y que puede permanecer en el suelo años, siglos y hasta milenios (González-Pérez, 2004). En los bosques la mayor parte del carbono se acumula como fracción activa intermedia y contiene materiales como restos de madera, hojarasca y materia orgánica en descomposición, los cuales tienen diferentes tiempos de residencia en los suelos (Balesdent y Mariotti, 1996; Schulze et al., 2000); los azúcares por ejemplo tienen una permanencia de días (fracción activa ó lábil), la madera puede permanecer hasta milenios y fracciones muy estables como el Black Carbon son prácticamente inalterables.

Durante el proceso de descomposición de la materia orgánica en el suelo (restos de plantas, microorganismos, animales) un porcentaje variable del carbono (C), en torno a un 60-

80% es devuelto a la atmósfera en forma de CO₂. Este proceso de mineralización es rápido, ocurre en el primer año. El resto del C sufre procesos de oxidación más lentos, otra parte pasar a formar parte de la biomasa microbiana, o se humifica, dando lugar a compuestos más estables (González-Pérez, 2004). La descomposición de la M.O presente en el suelo se debe tanto a factores bióticos (actividad microbiana) como abióticos (procesos físico-químicos, incendios).

Bajo condiciones ambientales, durante los incendios forestales, la combustión no suele ser completa, debido a la deficiencia de oxígeno, esto hace que durante los incendios se generen además de cenizas blancas, fruto de la combustión completa, nuevos compuestos como consecuencia de la combustión incompleta de la M.O., los cuales se añaden a las modificaciones de la M.O ya existente en el suelo a causa del fuego. Estos nuevos compuestos tienen un carácter refractario, son más resistentes a la oxidación y tienen tiempos de permanencia altos en el suelo, mayores a sus materiales precursores no quemados. Se pueden denominar bajo el nombre de *carbono pirogénico* (Santín et al., 2016).

Es necesario mencionar que los efectos en los suelos de la temperatura durante los incendios son complejos de valorar, ya que dependen del tiempo de residencia del incendio, la humedad del suelo, la mineralogía y la composición de la M.O. (González-Pérez et al., 2004). A continuación se enumeran diferentes efectos del fuego sobre la M.O. Entre los 100° y los 200°C se produce una pérdida de C por generación de volátiles (Kang y Sajjapongse, 1980), por encima de los 200°C comienza el proceso de carbonización de la M.O. Por encima de los 300°C se producen cambios de tipo estructural, afectando a los ácidos fúlvicos y húmicos y generando compuestos aromáticos (Figura 4). Normalmente disminuye la cantidad de compuestos activos ó lábiles y aumenta la cantidad de compuestos pertenecientes a la fracción intermedia y recalcitrante.

Los incendios causan una reducción de la biomasa microbiana (Figura 2) a temperaturas entre 50°C y 150°C. Además, después de un incendio, aumenta la cantidad de nutrientes disponibles en el suelo y el pH (Santín y Doerr, 2016).

Durante los incendios la M.O. puede ser total o parcialmente destruída durante la combustión, o pueden también pueden darse aportes a causa de la adicción de carbono pirogénico y hojas y restos vegetales no quemados. Johnson y Curtis (2001) estudiaron diferentes suelos en América del Norte y encontraron mayores cantidades de C en suelos que habían sido quemados recientemente, mientras que en suelos que habían sido quemados anteriormente (10 años) el contenido de C era menor. Ese aumento de C fue atribuído al aporte de carbono pirogénico y M.O. recalcitrante generada durante los incendios.

1.4. Efectos de los incendios forestales sobre la hidrofobicidad de los suelos.

La hidrofobicidad (*Soil Water Repellency*, SWR) puede ser definida como la condición de un suelo el cual no se humedece de forma espontánea cuando el agua entra en contacto con su superficie (Leelamanie et al., 2008 a). Este comportamiento afecta a la infiltración, la evaporación, la erosionabilidad de los suelos y otros factores de tipo hidrológico (Feng et al, 2001). La hidrofobicidad es una propiedad común en los suelos con

diferentes tipos de vegetación y se acentúa con los incendios (DeBano,2000; Doerr et al.,2000), así, suelos que en un principio no mostraban hidrofobicidad pueden desarrollarla a causa del fuego. Esto sucede cuando a causa de un incendio forestal, durante la combustión de la M.O. se generan compuestos que aportan hidrofobicidad al suelo.

La hidrofobicidad, varía con el tiempo y depende de diversos factores como son la temperatura ambiente, el contenido en humedad de los suelos, los ciclos de secado y humedecimiento que haya sufrido el suelo, la humedad ambiental y la estructura del suelo.

Doerr et al. (2002) encontraron que la hidrofobicidad aumentaba cuando el suelo estaba bajo condiciones de humedad ambiental en torno al 90% y que disminuía bajo condiciones de humedad ambiental en el laboratorio de en torno a un 40%. En cuanto a la relación entre la hidrofobicidad y la humedad del suelo, parece ser mayor en suelos secos, disminuyendo si aumenta la humedad del suelo, hasta que se alcanza una humedad crítica que hace que el suelo sea hidrofílico (DeBano et al., 1971). Teniendo en cuenta esto los suelos pueden mostrar una hidrofobicidad actual, es decir, la que se corresponde con el grado de humedad del suelo en ese momento e hidrofobicidad potencial, que es la máxima hidrofobicidad que pueden mostrar los suelos cuando están secos. Esto pone de manifiesto la estacionalidad que puede existir en la hidrofobicidad en relación al clima y las variaciones de éste.

Los incendios por tanto pueden generar hidrofobicidad en los suelos hidrofílicos, o aumentarla o disminuirla en suelos que ya eran hidrofóbicos en dependiendo de la temperatura alcanzada, el tipo de vegetación quemada y la humedad del suelo (DeBano, 1970).

En general, la hidrofobicidad se intensifica a temperaturas entre los 175-200°C. Los efectos de la temperatura en el suelo son diversos. Por un lado concentran las sustancias de carácter hidrofóbico en los suelos y puede llegar a “soldarlas” a las partículas de suelo generando nuevas partículas hidrofóbicas, esto ocurre a temperaturas de 250°C, pero desaparece a temperaturas de 270-300°C (Figura 4).

La longevidad de los efectos del fuego en la hidrofobicidad es muy variable; autores como Dyrness (1976) encontraron que la hidrofobicidad en áreas quemadas persistió alrededor de seis años mientras que DeBano et al. (1976) registró persistencias de seis meses. Giovaninni et al. (1987) registró la reaparición de hidrofobicidad tras un fuego que la destruyó por completo en períodos de 3 meses. Esto pone de manifiesto la dificultad a la hora de cuantificar la persistencia de la hidrofobicidad generada por incendios debido al gran número de factores que influyen en ella (tipo de suelo, estructura, tipo de M.O, humedad del suelo, topografía, etc).

DeBano (1991) concluyó que los suelos arenosos, con menos de un 10% de arcillas son más susceptibles a desarrollar hidrofobicidad que los suelos más finos.

La microtopografía a escala micro y milimétrica puede aumentar la hidrofobicidad en relación a una superficie plana (McHale et al., 2005).

La hidrofobicidad se desarrolla cuando las fuerzas de atracción entre el suelo y el agua son menores que las fuerzas de atracción existentes entre las moléculas que forman el cuerpo de agua. Los suelos minerales más comunes tienen una energía superficial mucho mayor que el agua, por tanto se comportan como materiales hidrofílicos, sin embargo los suelos que tienen una cubierta de tipo orgánico (componentes derivados de plantas y microorganismos vivos y en descomposición) pueden tener una energía superficial menor que el agua y muestran entonces comportamientos hidrofóbicos (Doerr et al.,2000) Es comúnmente aceptado que las cubiertas de tipo orgánico (ceras, polímeros orgánicos, restos vegetales) causan hidrofobicidad en los suelos (González-Pérez et al.,2004). La hidrofobicidad puede aparecer no sólo en superficie, ya que pueden existir compuestos que favorecen la hidrofobicidad en la matriz de los suelos y en los poros. La materia orgánica puede recubrir las partículas del suelo causando comportamientos hidrofóbicos (Bisdorn et al,1993).

Los productos orgánicos que generan hidrofobicidad pueden provenir de plantas, hongos y bacterias. Los dos tipos de productos principales que causan hidrofobicidad son los hidrocarburos alifáticos y amfílitos (González-Pérez et al., 2004) Las fuentes de estos productos son diversas, a continuación se enumeran algunas de ellas.

- La **vegetación** perenne que contiene ceras y resinas como eucaliptos y pinos
- Los matorrales tipo brezal
- Los **hongos y microorganismos**, aunque es difícil determinar cuáles de ellos influyen directamente en la hidrofobicidad.

En cuanto a la **materia orgánica** y el **carbono orgánico edáfico** y su relación con la hidrofobicidad, es difícil establecer una relación entre su contenido total y la hidrofobicidad que causan más allá de una correlación positiva, ya que en los suelos suele haber mucha más materia orgánica de la necesaria para generar hidrofobicidad en el suelo, por tanto la causante de la hidrofobicidad es sólo una parte de la MOS total presente en el suelo. La **hojarasca** y el humus generalmente están relacionados con un aumento de la hidrofobicidad (Doerr et al., 2000).

Todo esto pone de manifiesto que aparte de los compuestos hidrofóbicos generados por plantas y microorganismos, el régimen de descomposición en el suelo y la cantidad de compuestos acumulados influyen en el desarrollo de la hidrofobicidad (Doerr et al.,2000).

Los incendios pueden causar un aumento de la hidrofobicidad de los suelos, generar hidrofobicidad en los suelos que no la mostraban anteriormente o destruirla si se da una combustión completa de la materia orgánica del suelo (Arcenegui et al., 2008; Granged et al., 2011b) en función de la duración del incendio y las temperaturas alcanzadas (DeBano et al.,1976; Doerr et al.,2004), la disponibilidad de oxígeno y el contenido en humedad del suelo. Si la cubierta vegetal es eliminada por completo pueden acelerarse los procesos hidrológicos y geomorfológicos que afectan a la erosión de los suelos (Doerr et al., 2009).

1.5.Objetivos del estudio

Como se ha mencionado anteriormente, los incendios forestales modifican el paisaje y afectan a las propiedades de los suelos, causando importantes impactos ambientales. El suroccidente asturiano es una zona muy castigada por la recurrencia de incendios forestales (Figura 5).

Esta historia de incendios, ha modificado la cubierta vegetal de la zona, disminuyendo las zonas de bosque y aumentando las zonas ocupadas por vegetaciones arbustivas tipo brezal. Los cambios en la vegetación y los compuestos orgánicos generados durante los incendios han podido aumentar la hidrofobicidad de los suelos de la zona, además, el cambio del tipo de cubierta vegetal y el aumento de la hidrofobicidad a causa de los incendios forestales ha podido contribuir a un aumento de los procesos de erosión en la zona. Son frecuentes las formas erosivas como canales y cárcavas que podrían guardar relación con el historial de incendios de la zona. La existencia de suelos pobres, de poco espesor y con poca evolución podría estar también relacionada con la alta recurrencia de incendios.

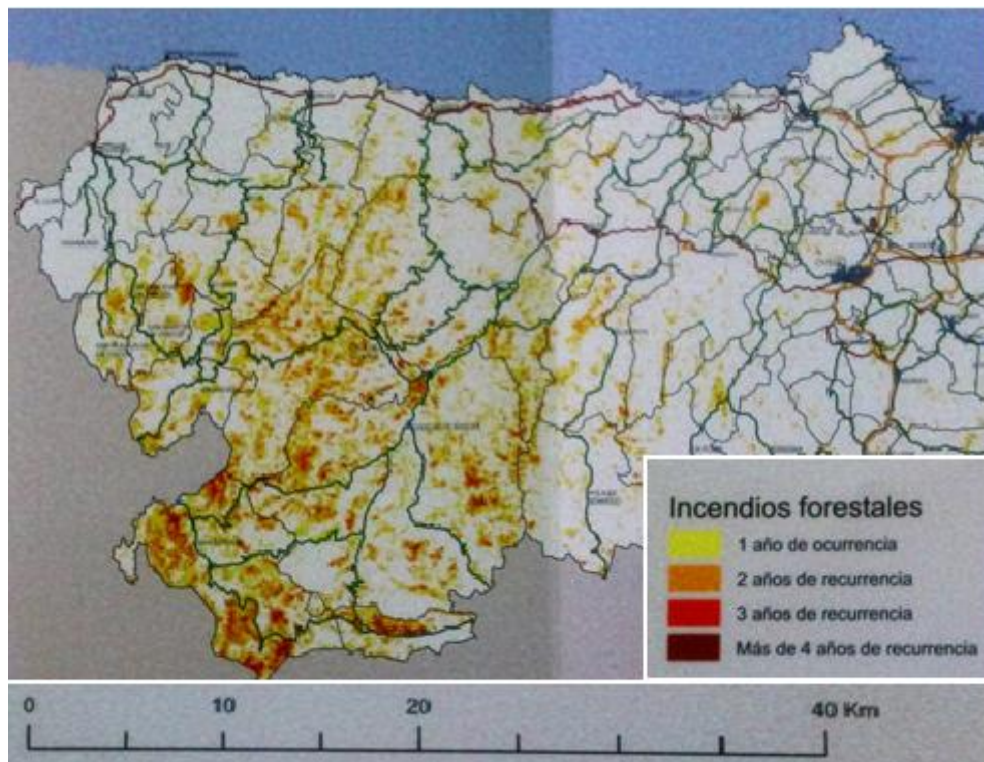


Figura 5. Recurrencia de incendios para el occidente asturiano entre los años 1984 y 2003 donde se observa que puede haber recurrencias de hasta más de cuatro años. Modificado de Álvarez y Marquínez, 2007.

Dado que hasta el momento no se conocen trabajos sobre la hidrofobicidad de los suelos en Asturias, es muy interesante empezar a conocer los efectos que los incendios forestales provocan en la hidrofobicidad de los suelos y poder relacionarla con otras propiedades del suelo para conocer mejor la evolución de los suelos en relación a la historia de incendios.

El **objetivo** de este estudio es comparar la hidrofobicidad de los suelos en dos zonas del suroccidente asturiano las cuales han sido afectadas por incendios forestales con una recurrencia distinta y relacionar la hidrofobicidad con las características de los suelos como

son sus propiedades (pH, contenido de materia orgánica, tipos de carbono edáfico, etc), su localización (pendiente, clima), el tipo de vegetación y sustrato geológico y el historial de incendios de la zona. Para ello se han escogido dos zonas próximas a la Reserva Natural Integral de Muniellos; una de ellas, al sur de Muniellos, con vegetación de brezal, y la otra, al norte de Muniellos, con vegetación de bosque. Ambas zonas tienen similares sustratos geológicos, orientación, pendiente y clima, por lo que en este estudio se pretende relacionar la hidrofobicidad de estos suelos con respecto a su historial de incendios y su vegetación, que son diferentes, pero también con respecto a otros factores que pueden ser tremendamente determinantes en el comportamiento hidrofóbico o hidrofílico de los suelos como son el tipo y cantidad de M.O. presente en el suelo.

2. Área de estudio

2.1.Contexto geográfico

El presente trabajo fin de máster se encuadra en el Principado de Asturias, más concretamente en el suroeste de la Cordillera Cantábrica (Fig XXX). La zona de estudio se sitúa en el suroccidente asturiano, en las proximidades de la Reserva Natural Integral de Muniellos.

El área de estudio puede dividirse en dos zonas diferentes. Una de ellas, zona A, al sur de la Reserva, próxima a las localidades de Fondos de Vega y Tablado (concejos de Degaña e Ibias); la cual presenta vegetación arbustiva de brezal, y la otra, zona B, situada al norte de la Reserva Natural Integral de Muniellos, próxima al Puerto del Connio y a la localidad de Oballo (concejo de Cangas de Narcea), la cual presenta vegetación de Bosque. Dichas zonas aparecen indicadas mediante un recuadro rojo (figura 6).



Figura 6. Situación geográfica de las dos zonas de muestreo representadas por un recuadro negro a la derecha y por dos puntos amarillos a la izquierda; A (brezal), B (bosque). Extraído de Google Earth.

2.2.Contexto geológico

La zona de estudio se sitúa geológicamente dentro del Macizo Ibérico, más concretamente en la Zona Astur – Occidental Leonesa (ZAOL). Dentro de la ZAOL se han descrito diferentes dominios, el presente trabajo se encuentra dentro del Dominio de Navia-Alto Sil (Figura 7).

La ZAOL se caracteriza por presentar una abundancia de rocas siliciclásticas, areniscas, pizarras y cuarcitas de edad Paleozoico Inferior (Cámbrico-Orodovícico) de gran potencia que reemplazan a la serie paleozoica de la Zona Cantábrica. Estos materiales están afectados por pliegues, cabalgamientos y fallas que se generaron en condiciones de metamorfismo de bajo grado, por lo cual manifiestan foliaciones tectónicas y deformación interna. El grado de metamorfismo aumenta hacia el oeste (Marcos et.al, 2004).

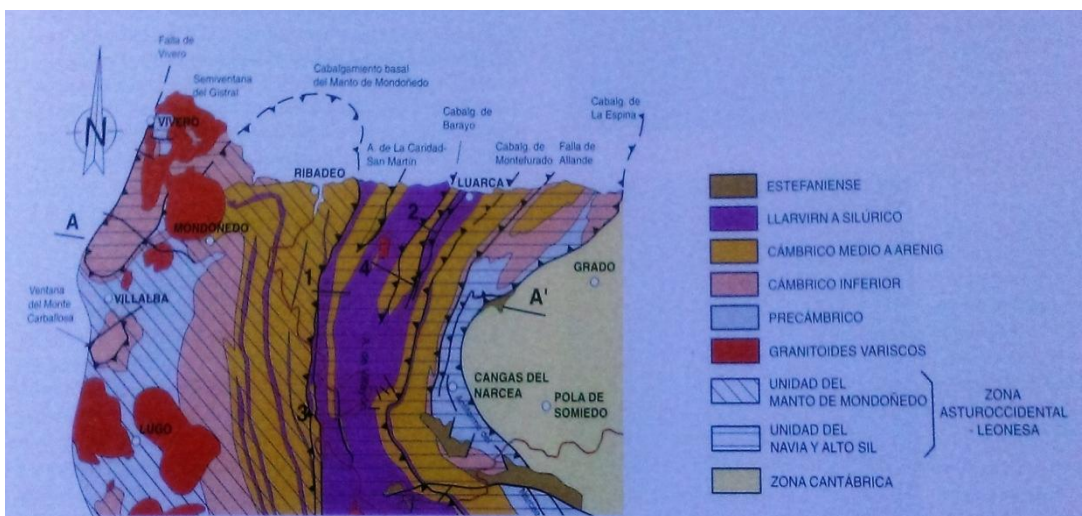


Figura 7. Esquema geológico de la ZAOL basado en Martínez-Catalán et al. (1992) donde se observa la Unidad de Navia y Alto Sil donde se encuadra el área de estudio. Extraído de Geología de Asturias.

En cuanto a la tectónica de la zona la mayor parte de sus características se deben a la Orogenia Varisca. La ZAOL representa la zona interna del Orógeno Varisco (Marcos et.al, 2004).

Geología del sustrato y formaciones superficiales

Geología del sustrato

En ambas zonas de estudio (A y B) la geología del sustrato que aflora corresponde a la Serie de Los Cabos (Figura 8).

La Serie de Los Cabos (Lozte,1958) es una sucesión detrítica de gran espesor (más de 4000 metros), de edad Cámbrico Medio – Ordovícico Inferior, formada por areniscas y pizarras que culminan por lo general con niveles de cuarcitas blancas. Esta secuencia litológica tiene su mayor espesor en el Dominio del Navia y Alto sil (4500 metros) y disminuye en los dominios adyacentes (Marcos, 1973; Marcos et al., 1980, Bastida et al., 1980, Villas et al., 1995).

La sucesión se inicia con pizarras verdes y por encima se sitúan alternancias de cuarcitas, areniscas amarillentas y pizarras, la serie culmina , como se ha mencionado antes, con cuarcitas masivas blancas, en el caso de la zona A y con cuarcitas blancas tabulares con intercalaciones en ocasiones de areniscas y pizarras en la zona B.

Además, aparecen pizarras negras masivas, de edad Ordovícico Medio, los cuales son materiales muy homogéneos.

Formaciones superficiales

El sustrato geológico aparece en ocasiones recubierto por diversas formaciones superficiales desarrolladas en relación a los procesos geomorfológicos presentes en la zona. Estos depósitos superficiales son en muchas ocasiones el material de partida de gran parte de los suelos de la zona.

Dado que el muestreo en la zona A se realizó íntegramente en la misma ladera, los depósitos superficiales que aparecen en dicha zona se corresponden con canchales y derrubios de ladera y materiales de la Serie de los Cabos, no obstante, en zonas bajas de la ladera aparecen pizarras pequeñas zonas de llanura próximas a la misma aparecen depósitos aluviales y coluviales, terrazas proglaciares y depósitos glaciares y morrenas, aunque el muestreo no incluye estos depósitos. (Figura 8). En la zona B aparecen recubriendo el sustrato geológico depósitos de ladera; derrubios y canchales. (Figura 8).

En términos generales, las formaciones superficiales que más abundan en la zona de estudio se corresponden a formaciones clásticas originadas por procesos de ladera con escasa matriz, abundante matriz y sin matriz, considerando los depósitos con cantidades variables de matriz como derrubios y los depósitos sin matriz, formados únicamente por clastos como canchales.

Cabe destacar que según trabajos previos (Marquínez et al, 2007) los incendios forestales facilitan la erosión del suelo y pueden llevar asociado un aumento de la pedregosidad superficial que en sus etapas más avanzadas pueden dar lugar a depósitos superficiales formados por clastos con ausencia de vegetación y suelo, por lo tanto la génesis de los canchales puede ser por caída de fragmentos de roca en escarpes cuarcíticos o por una intensa erosión del suelo.

2.3. Geomorfología

El área de estudio se caracteriza geomorfológicamente por que ha sufrido una gran influencia de la glaciación Pleistoceno Superior. Esto se manifiesta en las cabeceras de los valles fluviales orientados al norte mediante restos de morfología glacial con depósitos morrénicos, mientras que en los valles orientados al sur aparecen morfologías periglaciares como depósitos de geliflujión, como los conservados en la parte sur del Valle de Degaña, y extensas zonas de derrubios que, como se ha mencionado anteriormente recubren las laderas.

Los procesos geomorfológicos activos son varios y se describen a continuación.

Las laderas se caracterizan por tener altas pendientes (Figura 9) y ser inestables, presentando procesos de caída de rocas, generalmente en los escarpes cuarcíticos y movimientos en masa en zonas más pizarrosas. La reptación del suelo es otro proceso común en la zona de estudio.

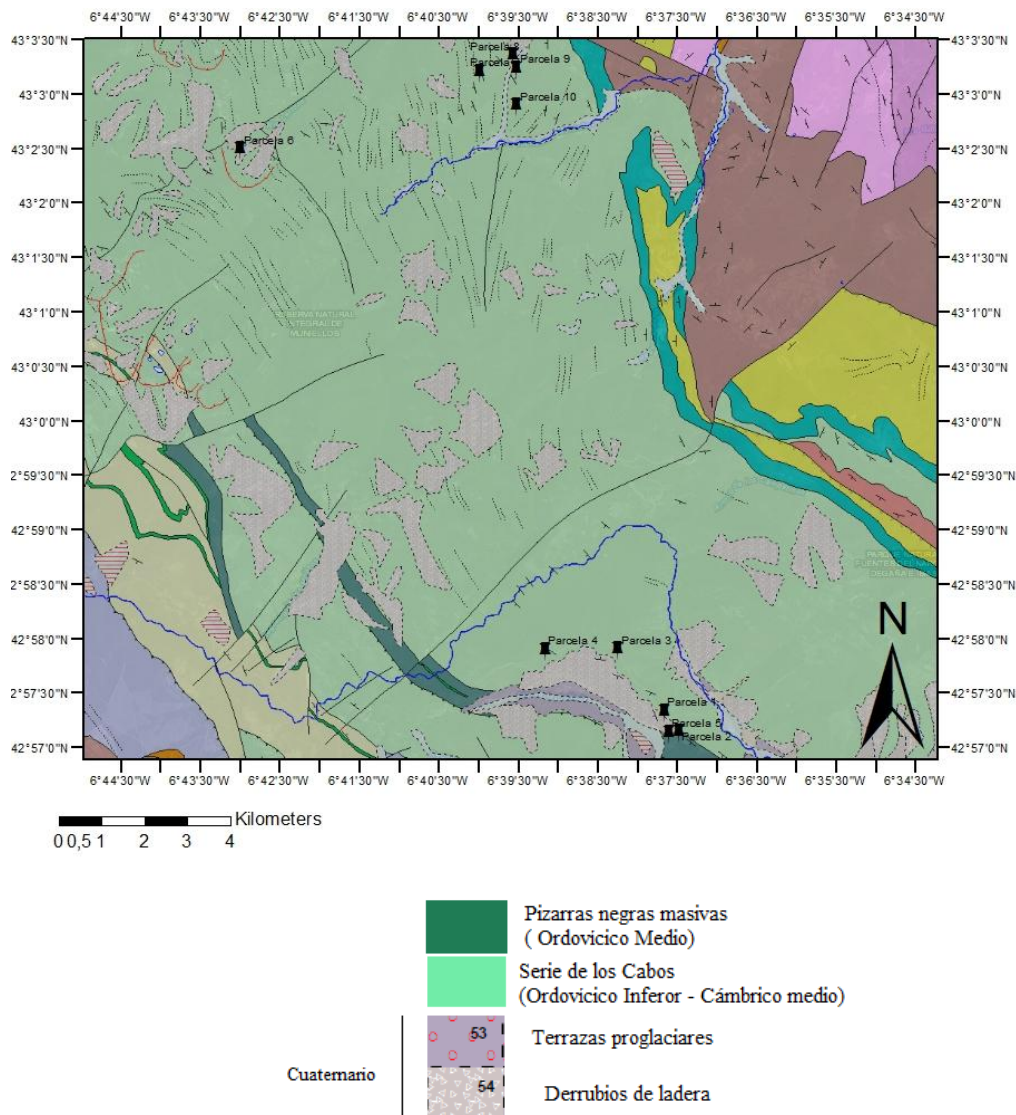


Figura 8. Mapa geológico contínuo a escala 1:50.000 (GEODE) en el cual se muestra la localización de los puntos de muestreo en las dos zonas; la de brezal, abajo, y la de bosque, arriba. Extraído de: Instituto Geológico y Minero de España (IGME)

En la zona de Degaña se observa como sobre la vegetación de brezal y tojal se manifiestan procesos de erosión laminar, rills y cárcavas (Figura10). La presencia de derrubios de ladera facilita el desarrollo de estas formas de erosión hídrica (las cárcavas erosionan los mantos de derrubios) mientras que los canchales parecen inhibir tal desarrollo ya que la escorrentía superficial es menor (Álvarez y Marquínez et al., 2007). Se observan también sistemas torrenciales incipientes con cárcavas en su cabecera.

En la zona B, la más próxima a Muniellos, se observan sistemas torrenciales de orden 1, como los anteriores, derrubios de ladera y canchales.

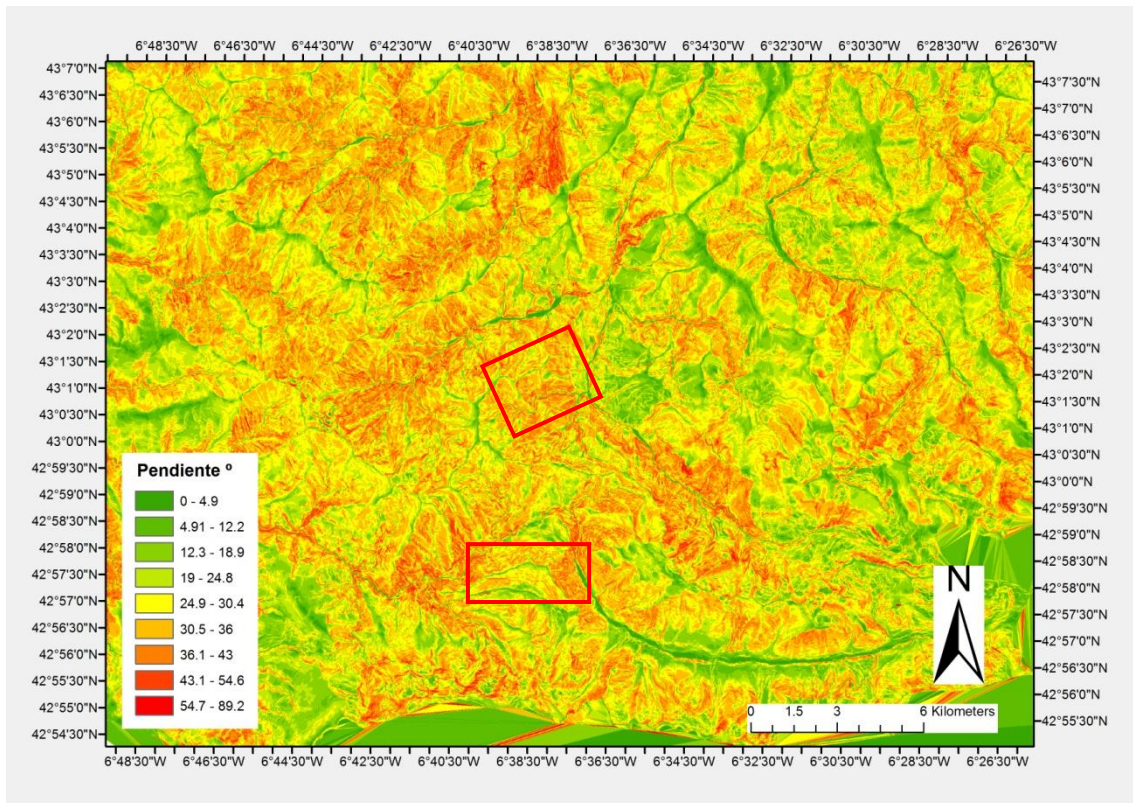


Figura 9. Mapa de pendientes para la zona de estudio donde se observan las dos zonas de muestreo encuadradas en rojo; la zona de brezal abajo y la zona de bosque arriba.

2.4.Contexto climático.

El clima de Asturias es un clima oceánico, con nubosidad y precipitaciones abundantes repartidas a lo largo del año y temperaturas suaves en invierno y verano. Debido a la orografía de la zona existen microclimas que afectan sobre todo a zonas de interior y montaña, como es el caso de la zona de estudio. El clima asturiano se caracteriza, en general por tener además una insolación baja en general, y una aridez en principio inexistente, pero que depende en ocasiones del efecto que la Cordillera Cantábrica ejerce como barrera orográfica (Felicísimo Pérez, 1990).

Según la clasificación climática de Köppen Geiger (1936) Asturias tiene un clima templado tipo C, en el cual en el mes más frío la temperatura está comprendida entre los 0 y los 18°C.

Dentro de los climas del tipo C se distinguen dos subtipos que están presentes en Asturias.

Subtipo *Cfb*, el cual indica un clima templado sin estación seca con verano templado. Este subtipo de clima abarca casi toda la región asturiana a excepción de zonas con un Subtipo *Csb*, el cual indica un clima templado con un verano seco y templado. Se da en la parte

noroccidental de la península ibérica y en áreas montañosas. Este tipo de clima es el representativo del área de estudio (Figura 11).

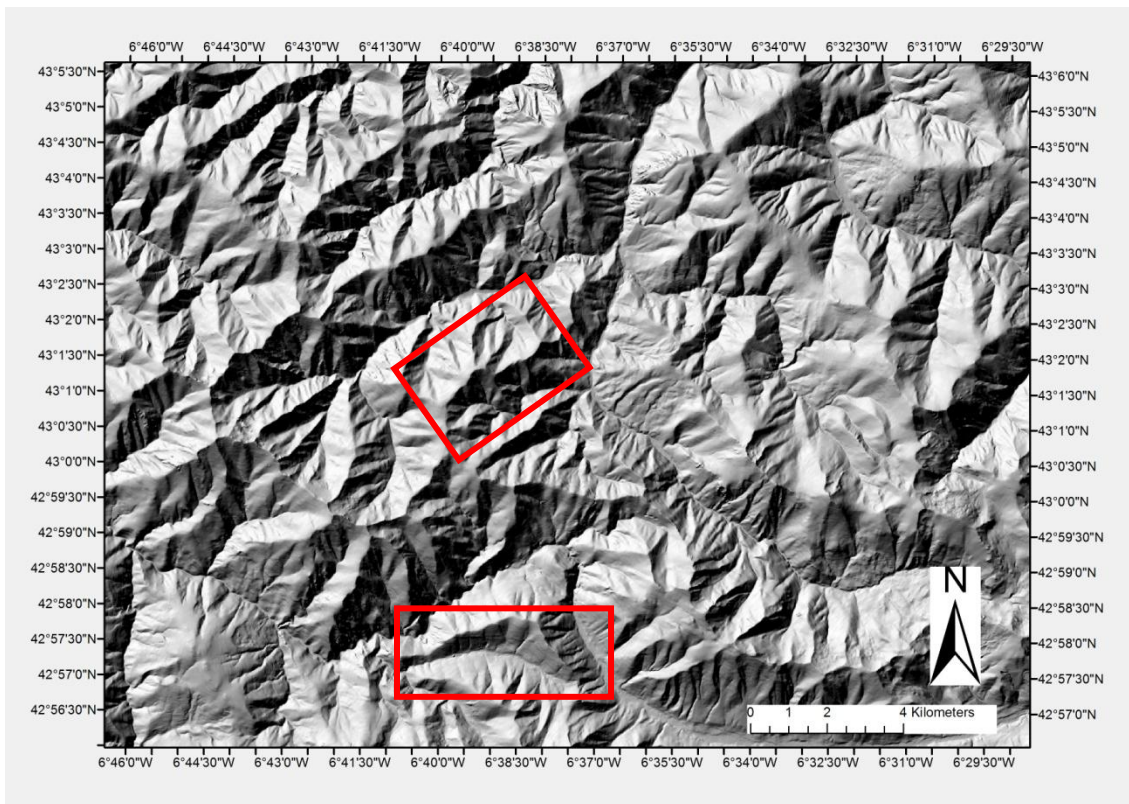


Figura 10. Mapa de sombras donde se pueden apreciar formas erosivas como rills y cárcavas en la zona de estudio encuadrada en rojo; brezal abajo y bosque arriba.

Precipitaciones

En la vertiente cantábrica existe una fuerte interacción entre dos masas de aire diferentes; una de aire frío de origen ártico y otra de aire cálido, de origen subtropical. El límite entre estas dos masas a escala global se denomina frente. Estas masas de aire cuando interaccionan entre sí se desplazan horizontal y verticalmente. El aire caliente se sitúa por encima del frío, el cual tiene una mayor densidad. El enfriamiento de las masas de aire al ascender se denomina enfriamiento por elevación adiabática y es el principal causante de las precipitaciones que llegan al suelo (Felicísimo Pérez, 1990)

Las precipitaciones en Asturias dependen fundamentalmente de tres fenómenos, el primero es la *elevación adiabática* antes mencionada, el segundo se debe a *movimientos convectivos* cuando la radiación solar calienta mucho el suelo y el aire adyacente se calienta y se eleva y el tercero, que se produce a causa de las barreras orográficas presentes en Asturias, que hacen que la masa de aire deba elevarse para superarla, este fenómeno se denomina *efecto de ladera*. Estos tres mecanismos son los desencadenantes de las precipitaciones en Asturias.

Como puede observarse en la figura 12 la precipitación medial anual en Asturias oscila entre 800 y 1400 mm, salvo alguna pequeña región montañosa con valores más altos. En el área de estudio las precipitaciones medias son de 1400 mm al año.

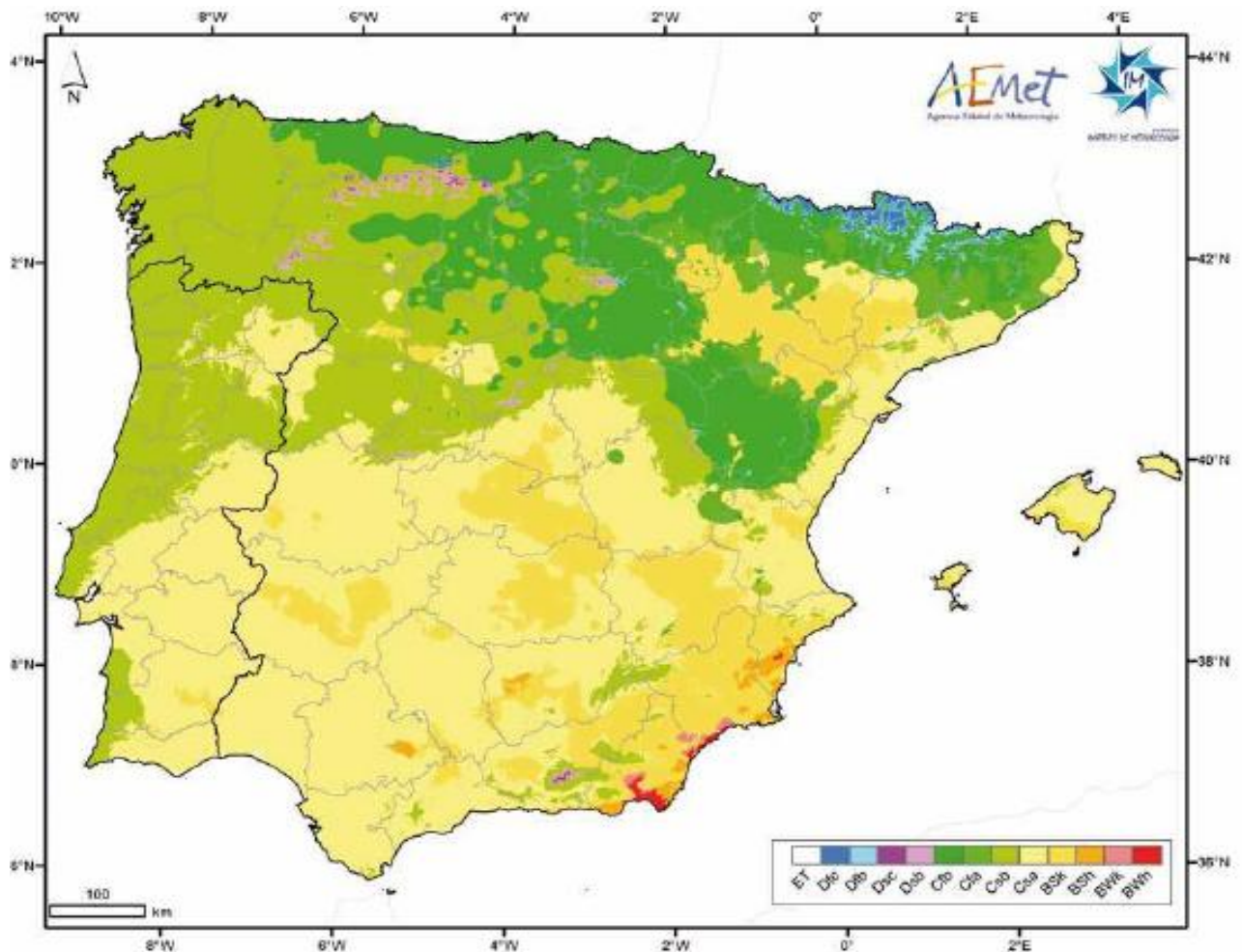


Figura 11. Clasificación climática de Köppen Geiger (1936) para los climas de España y Portugal. Fuente: AEMET

En general, en la costa cantábrica, las precipitaciones son superiores a 100 mm al mes en el periodo invernal y menores en los meses de julio, agosto y septiembre. El volumen de precipitaciones en época estival aumenta en general de modo sensible de oeste a este. Sin embargo, cabe destacar la estacionalidad de las precipitaciones en Asturias (Felicísimo, 1980). Esta estacionalidad en las precipitaciones se debe a varios factores. Al efecto de ladera, el cual es mayor en las sierras costeras que en zonas de interior con altitudes similares. La insularidad, la cual disminuye las precipitaciones en zonas como cabos y las aumenta en sierras o territorios de mayor altitud, o el abrigo orográfico que se da en valles o zonas deprimidas tras una zona montañosa, originándose precipitaciones en la zona de barlovento por efecto de ladera, quedando los valles con una escasez de precipitaciones con respecto a la

zona de barlovento. Las precipitaciones durante la época estival tienen una mayor variabilidad geográfica en las zonas montañosas del occidente asturiano, esta variabilidad viene marcada por la orientación de las laderas respecto a las masas de aire. En verano las lluvias dependen de los vientos con componente NO, ya que los vientos de carácter NE son predominantemente secos, por tanto las vertientes orientadas al NO (vertiente expuesta) reciben más precipitaciones, con el cambio de vertiente (vertiente protegida) las precipitaciones se reducen.

En invierno, sin embargo adquieren una mayor importancia los vientos de carácter SO, el contraste orográfico de la época estival se elimina. En el occidente asturiano se registran los valores más altos de precipitaciones invernales ya que es una zona más próxima a los vientos de componente SO. Se puede decir por tanto que existen zonas donde el abrigo orográfico permanece en todas las estaciones, son las zonas con más aridez de Asturias. Un ejemplo de esto es la cuenca media del Río Narcea (Cangas del Narcea, Soto de la Barca, etc.), la cual representa el clima más árido del occidente asturiano.

Para hablar sobre la aridez en Asturias es necesario tener en cuenta la evapotranspiración (ETP), la cual está relacionada además con el régimen térmico como se describe más adelante, tiene unos valores medios anuales con mucha menos variabilidad que las lluvias. La ETP es de 700 mm al año en la parte de la llanura central de Asturias y los fondos de valle, como por ejemplo Moreda, que supera los 750 mm; la costa presenta valores de unos 700 mm al año y no hay diferencias apreciables entre el oriente y occidente. En zonas de montaña la ETP oscila entre 600 y 700 mm, sin embargo zonas especialmente altas como Leitariegos presentan valores que pueden ser inferiores a 600 mm al año. Los meses estivales (junio, julio, agosto, septiembre) son los que representan la mayor parte de la ETP, ya que las temperaturas son más elevadas. De diciembre a marzo la ETP registra los valores más bajos.

Las situaciones de aridez se presentan en Asturias a pesar de tener un clima oceánico. En el mes de julio comienza la situación de déficit hídrico la cual alcanza valores máximos en agosto con magnitudes de 60mm. En septiembre la situación de aridez desaparece a causa de las lluvias que recargan los suelos y el descenso de temperaturas.

Temperatura y radiación solar

Radiación solar.

La *radiación directa* es la irradiancia que alcanza la superficie en un plano horizontal y que procede solamente del disco solar. La *radiación difusa* es la que, incidiendo igualmente en un plano horizontal, procede del resto del cielo a causa de la dispersión que se produce en la atmósfera. La *radiación global* que recibe la tierra es la suma de ambas irradiancias. La irradiación solar es la energía procedente del sol que llega a la unidad de superficie terrestre en un tiempo determinado, se expresa en kJm^2 o en kWhm^2 .

La *insolación* se puede definir como la cantidad de energía en forma de radiación solar que llega a un punto de la tierra en un tiempo concreto. En Asturias la insolación alcanza sus máximos en verano, ya que hay más horas de sol y sus mínimos en invierno. Como puede

observarse en la figura 14 la insolación que recibe el norte de España es significativamente menor que la observada en la parte central y en el sur del país.

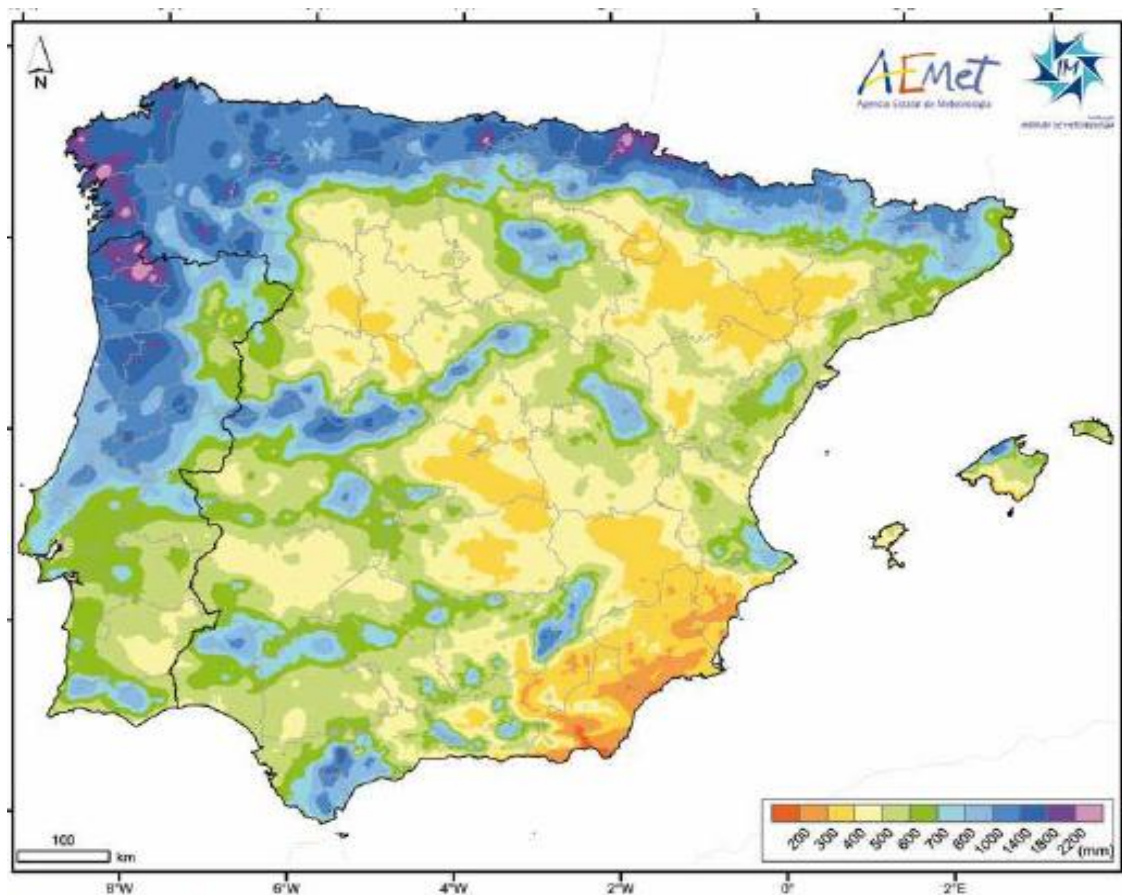


Fig. 69. Precipitación media anual.
Média da precipitação total anual.
Average total annual precipitation.

Figura 12. Precipitación media anual para España. Fuente: AEMET

Los mayores contrastes en insolación en Asturias están condicionados por la topografía, la orientación, y la pendiente del terreno, que influyen en la radiación solar que recibe un territorio concreto, especialmente en invierno. En los meses de diciembre y enero las laderas orientadas entre los 330 y los 30° (NNO, N, NNE) no reciben radiación solar directa durante el día. Una ladera orientada al sur, con una pendiente de más de 25° recibe en el mismo período el doble de radiación que se fuese horizontal (Felicísimo y Fernández Cepedal, 1984). Las laderas de la zona de estudio tienen orientación SE, SW (Figura 13), por lo tanto reciben radiación solar en invierno y verano, con las variaciones características de cada período.

Temperatura

Las temperaturas en una región dependen de forma muy estrecha de la cantidad de radiación solar que recibe un territorio, por lo que las temperaturas en Asturias tienen una estacionalidad que se puede relacionar con la estacionalidad de la insolación, con un mínimo invernal en enero y un máximo estival en agosto, esto es relacionable, como se ha mencionado anteriormente con las situaciones de aridez. La temperatura media del aire en Asturias puede observarse en la figura 15.

Las temperaturas en Asturias alcanzan sus valores máximos en el mes de agosto, aunque la radiación solar ya ha disminuido, del mismo modo las temperaturas mínimas se registran en Enero aunque la radiación solar es mayor que en diciembre. Esto se debe a la capacidad del suelo y el mar de retener calor, que proporciona una inercia térmica estable (Felicísimo Pérez ,1990).

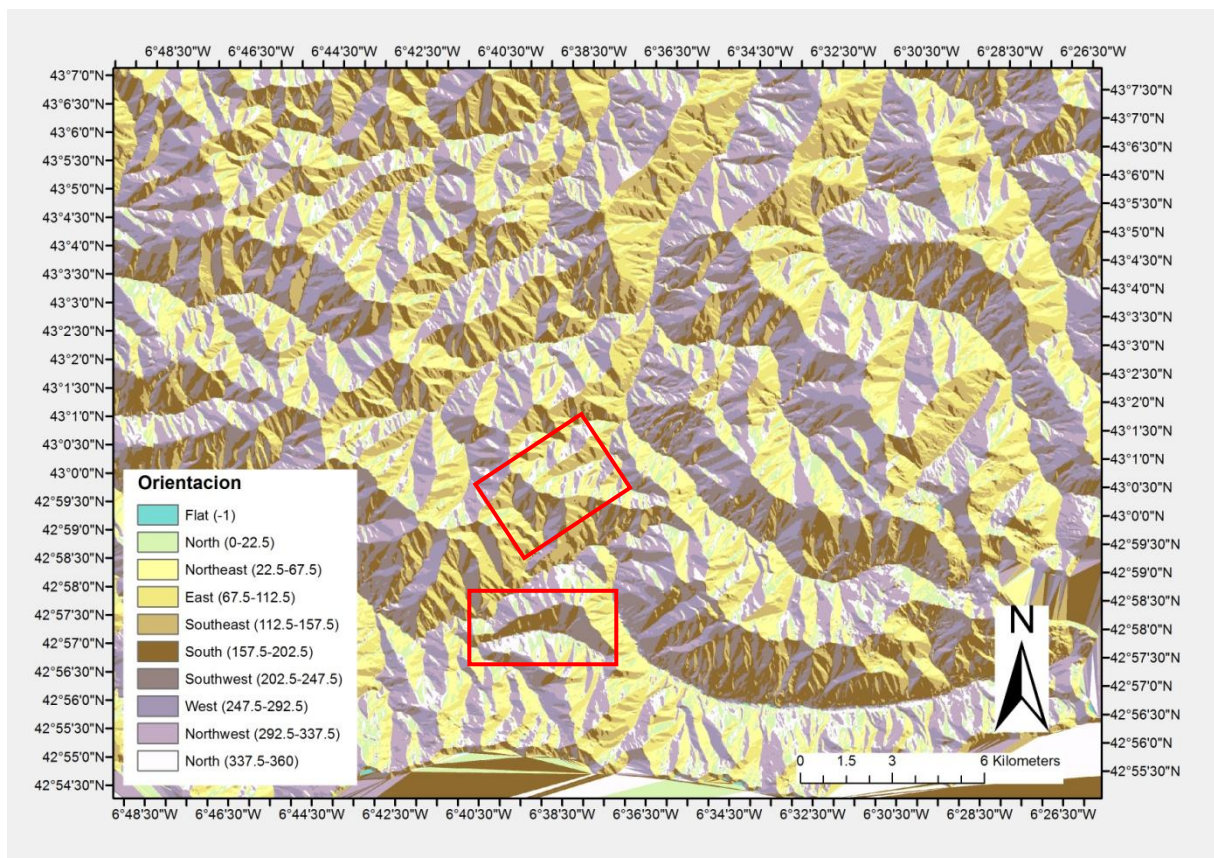


Figura13. Mapa de orientaciones para la zona de estudio representada por recuadros rojos; abajo brezal, arriba bosque.

El mar por tanto suaviza los contrastes térmicos, esta situación se pierde hacia el interior pero sin llegar nunca a los extremos que se observan en las localidades continentales. En zonas de montaña los valores son similares a los de los valles interiores con 10,9 °C de media en Moal, 10,5 °C en Leitariegos y 11,8 °C en Grado y 7,3 °C en Llanes. Además de la distancia al mar, la altitud influye disminuyendo las temperaturas, aproximadamente medio grado por cada 100 metros. Además hay que tener en cuenta las variaciones topográficas locales que como se ha dicho anteriormente influyen en la insolación.

Los valores diarios medidos a lo largo de un mes se denominan media de las máximas y media de las mínimas.

En cuanto a las temperaturas medias máximas, estas alcanzan sus valores máximos en los fondos de valle como San Antolín de Ibias o Soto de la Barca. Los valores mínimos de temperaturas medias máximas se registran en Leitariegos (1525 m) debido a su altitud.

En cuanto a las temperaturas medias mínimas los valores máximos se registran en el litoral, donde el mar ejerce un efecto suavizador. Cabo Peñas registra los mayores valores con 11,5 °C de media. Los menores valores se registran en Leitariegos.

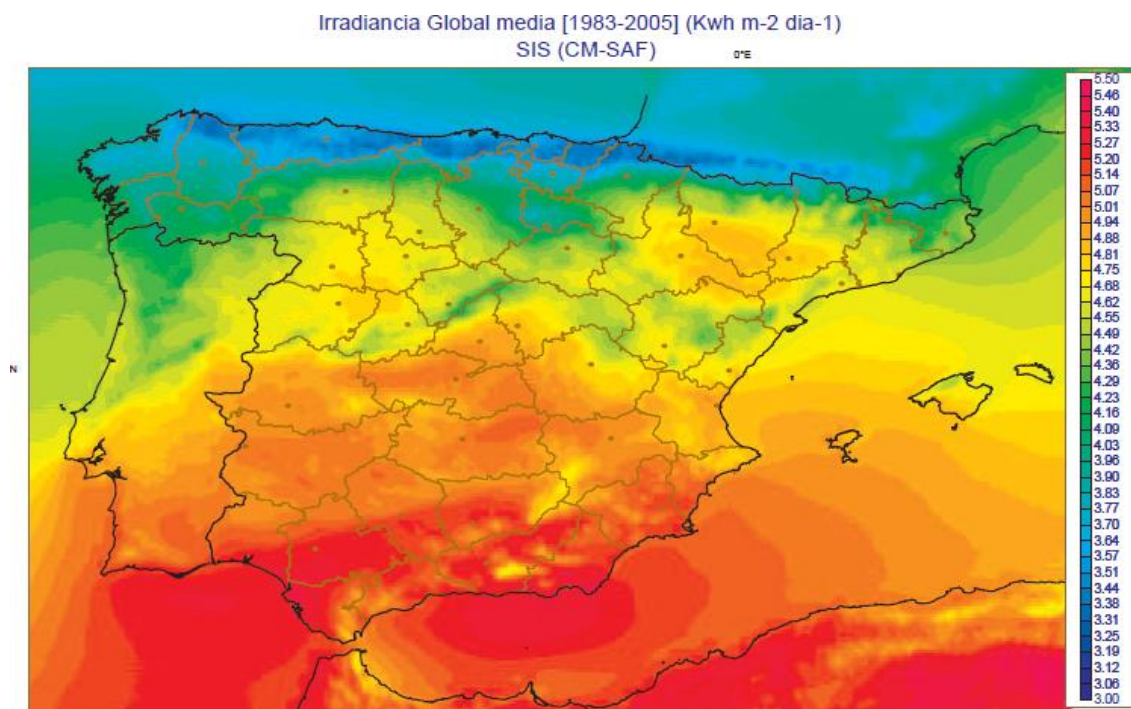


Figura 14. Irradiancia global media para la península ibérica. Extraído de: AEMET.

Vientos

En el caso de Asturias el relieve influye estrechamente en la trayectoria de los vientos, existiendo barreras o pasillos que dan lugar a la formación de vientos de carácter local que no siguen el régimen general.

Los vientos en Asturias tienen unas componentes O, SO, E Y NE según la región. Existe de nuevo una alternancia estacional del régimen de vientos, característico de los climas cantábricos.

Durante los meses fríos los vientos que dominan son los vientos de carácter SO, los cuales provocan precipitaciones abundantes en zonas elevadas. En la vertiente sur de la cordillera se producen lluvias por efecto de ladera. En los meses cálidos dominan los vientos de carácter E y NO los cuales generan precipitaciones abundantes y tienen un efecto de ladera

mayor que los vientos del NO. Sin embargo en estos meses cálidos la influencia del anticiclón subtropical de las Azores tiene mayor influencia que en invierno, esto provoca el descenso de las precipitaciones y suaviza las temperaturas cálidas de la época, ya que es un aire frío pero poco húmedo. Los vientos de carácter O generan precipitaciones permanentes en el tiempo y pierden intensidad hacia el este de la Península Ibérica. Los efectos orográficos más intensos se deben a los vientos polares de componente N con descensos de temperaturas y precipitaciones en Asturias, sin embargo en la vertiente leonesa las precipitaciones no son significativas. Estas situaciones de vientos del norte son frecuentes en verano, aumentando las lluvias en esa época del año que alternan con períodos de sol. Los vientos de componente S y SO son mucho menos importantes que los anteriores.

Vientos locales

Los vientos en zonas montañosas están influenciados por el relieve. Los vientos son canalizados por los valles y varían entonces su trayectoria y velocidad en función de la topografía. Los balances de calor diferenciales en zonas de montaña también generan gradientes locales en el régimen de los vientos. Los vientos de ladera tienen su origen en la insolación diferencial sobre las laderas de los valles, lo cual provoca movimientos conectivos sobre ellas, generándose vientos que ascienden por la ladera expuesta y descienden por la ladera en sombra.

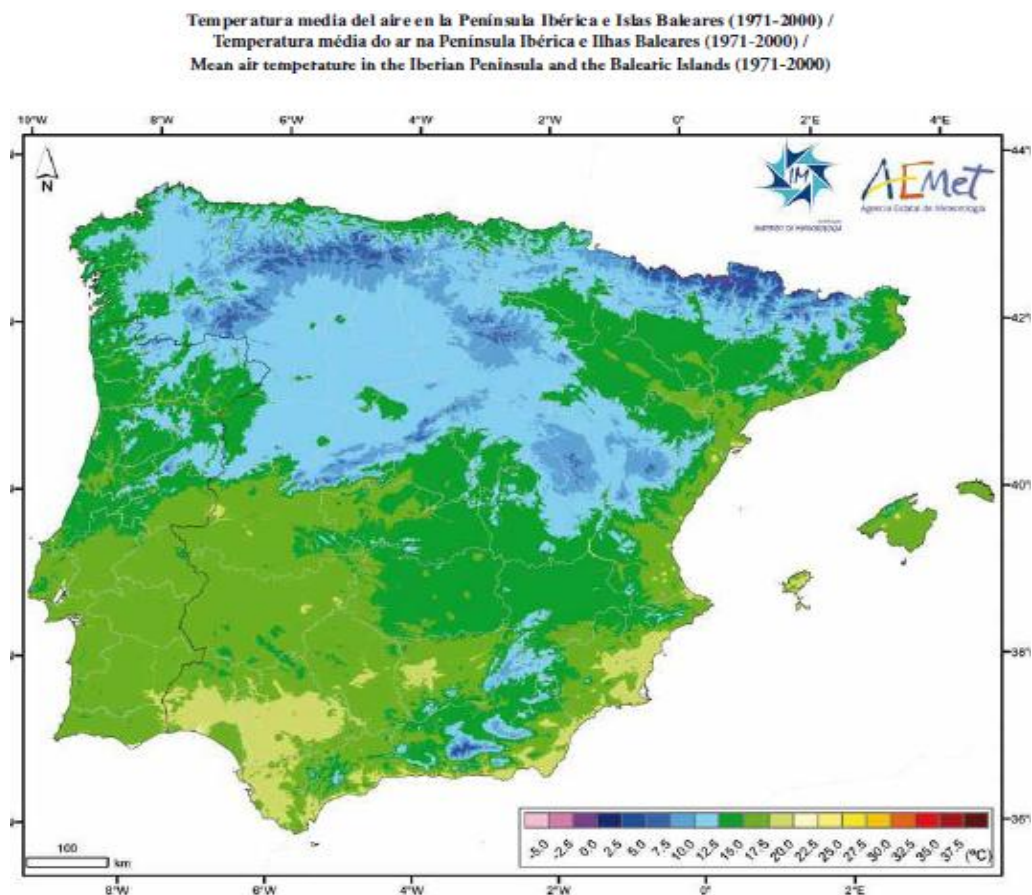


Fig 5. Temperatur media anual.
 Média da temperatura média anual.
 Annual average mean temperature.

Figura 15. Temperatura media del aire en la Península Ibérica. Extraído de: AEMET.

2.5. Vegetación y suelos

Suelos

Como se ha mencionado antes, los suelos que se encuentran en el área de estudio se forman sobre las formaciones superficiales que se generan como consecuencia de la meteorización de los materiales cuarcíticos de la Serie de Los Cabos. Son materiales con gran cantidad de fragmentos de roca mayores a 8 mm y un porcentaje de pedregosidad alrededor del 60% (Fernández-Menéndez, 2002). Tienen además carácter ácido y poca matriz arcillosa y limosa, aunque los porcentajes de matriz varían según la zona y el tipo de depósito superficial (derrubios, canchales). Las fuertes pendientes que caracterizan al área de estudio hacen que los suelos sean jóvenes, poco evolucionados y que sus características sean similares a los materiales de los cuales derivan. Son suelos propios de zonas montañosas y con elevadas pendientes.

En la zona de Degaña los suelos se generan sobre derrubios procedentes de la desintegración de las cuarcitas tableadas y las intercalaciones de pizarras de la Serie de Los Cabos. Como consecuencia de esto los suelos tienen una pedregosidad alta. Son suelos con poco espesor, pH ácido, textura arenosa y baja capacidad de intercambio catiónico (Marquínez et al., 2007). Estos suelos son comunes en zonas de altas pendientes y fuertemente erosionadas, como es el caso de la zona de Degaña. Según la FAO serían suelos que se podrían encuadrar como Leptosol lítico – Regosol.

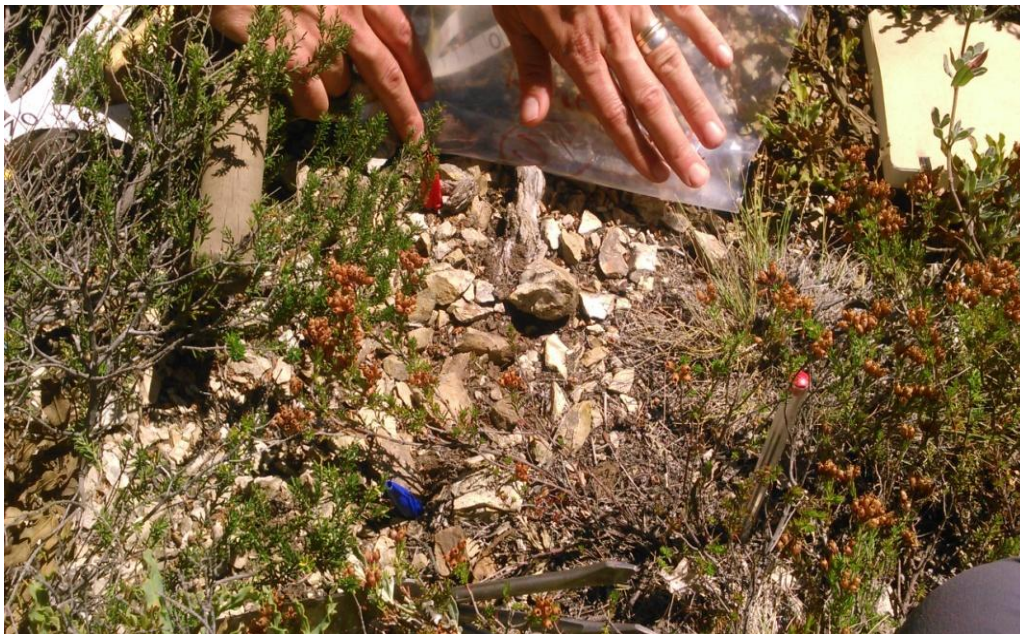


Figura 16. Imagen donde se muestra un afloramiento de suelo en el área de estudio de brezal con la pedregosidad propia de la zona.

En la zona más próxima a Muniellos los suelos se caracterizan por presentar abundantes clastos de cuarcita normalmente ocultos a la vista por una hojarasca muy abundante, mucho más que en la zona de Degaña, y otros restos orgánicos poco o nada humificados.



Figura 17. Imagen donde se muestra un afloramiento de suelo en la área de estudio de bosque donde se aprecia la abundante hojarasca y cubierta vegetal y la elevada pedregosidad.

La textura es arenosa y no se observan limos y arcillas. Son suelos típicos de las zonas de bosque en zonas montañosas. Durante la campaña de campo se observaron numerosos canchales, materiales no consolidados, donde se asentaban muchos suelos de la zona. Según la FAO serían suelos tipo Regosol dístico.

Los suelos muestreados por tanto son suelos tipo Leptosol lítico – Regosol en la zona de brezal y suelos tipo Regosol dístico en la zona de bosque.

Vegetación

En la zona de Degaña, la vegetación se corresponde con formaciones leñosas bajas, en general, inferiores a 2 metros de altura, compuestos por matas y subarbustos. Son formaciones típicas de terrenos silíceos en zonas degradadas y que han sido afectadas por el fuego. Según la Cartografía Temática del Principado de Asturias (CTPA) se puede clasificar de modo general este tipo de vegetación como brezales de *Erica Aragonensis*. Domina el brezo rojo, pero también hay carquesas (*Chamaespartium tridentatum* y *Halimium alyssoides*), los cuales pueden dominar en momentos inmediatamente posteriores a la quema del terreno. También puede aparecer jara (*Halimium umbellatum*). Hay helechos y algún pino en la parte baja de la ladera. Hay robles y abedules en las partes altas de la ladera, que pueden corresponderse con los antiguos bosques que había en la zona, sustituidos por el brezal tras las quemadas.

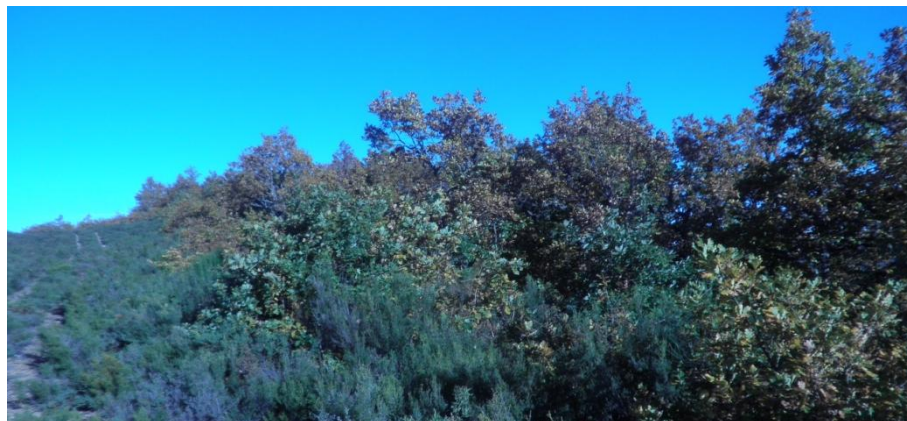


Figura 18. Imágenes tomadas durante la campaña de campo en la zona de brezal.

En la zona de bosque, próxima a Muniellos domina la vegetación de bosque, se observa como la erosión es menor que en la zona de brezal y en ocasiones hay una cubierta vegetal muy bien desarrollada. También existen zonas con menos vegetación en las que se encuentran canchales.

En cuanto a las formaciones leñosas altas están presente la vegetación de bosque, según la Cartografía Temática del Principado de Asturias (CTPA) , se trata de rebollares oligótrofos, propios de colinas o zonas montañosas en laderas solanas y húmedas. Se trata de robledales albares, que pertenecen a la serie *Luzulo henriquesii-Querceto petraeae sigmetum*, en la cual predomina el roble albar, pero también se encuentran abedules.



Figura 19. Imágenes tomadas durante la campaña de campo en la zona de bosque.

Como formaciones leñosas bajas, dominan los piornales y escobornales pertenecientes a los géneros *Cytisus* y/o *Genista* (***piornales de Genista polygaliphylla*** y *Cytisus scoparius con Cytisus multiflorus*) donde se puede encontrar escobas negras y blancas y piorno. Sustituyen a los rebollares oligótrofos mencionados anteriormente, abundan en zonas de solana.

También hay tojos (*Ulex* sp. pl.) y helechos en zonas que podrían haber sido deforestadas.

2.6. Recurrencia de incendios

Las zonas de brezal y bosque tienen una recurrencia de incendios distinta.

Marquínez et al. (2002) y Álvarez et al. (2007) han realizado una cartografía de áreas quemadas por incendios entre los años 1984 y 2004. Según esta cartografía la zona de brezal se ha quemado en esos 20 años 8 veces, entre los años 1985 - 1986, 1988 - 1989, 1990 - 1991, 1992 - 1993, 1998 - 1999, 2000 - 2001 y 2001-2002. La ladera donde se han muestreado

suelos de brezal ha sido afectada prácticamente en su totalidad por estos incendios y todas las parcelas de muestreo se sitúan sobre terreno quemado.

La zona de bosque, sin embargo se ha quemado mucho menos, la zona de bosque ha sufrido incendios en los años 1984-1985, 1985-1986, 1988-1989 y 1991-1992. La superficie quemada es mucho menor y solamente las parcelas 7 y 8 del muestreo de bosque (Ver anexo I) se sitúan sobre terreno quemado entre los años 1988 y 1989; el resto de incendios afectaron a zonas cercanas pero no a la propia zona de muestreo.

3. Metodología

3.1. Muestreo

Las campaña de campo se dividió en dos salidas al campo, una de ellas a la zona de Degaña, donde se muestreó en la zona de brezal y la otra en las proximidades de la Reserva Natural Integral de Muniellos, donde se muestreó en zona de bosque.



Figura 20. Imagen donde se observa el muestreo realizado en zona de bosque (izquierda) y zona de brezal (derecha).

El muestreo se realizó utilizando diez parcelas (5 en brezal y 5 en bosque) compuestas por dos transectos con 3 puntos de muestreo cada 3 metros de longitud. Del mismo modo, los transectos estaban separados 3 metros entre ellos. Para el área de muestreo se escogió un cuadrado de 20 x 20 cm, muestreando la parte superficial del suelo, los primeros 2 ó 4 cm; dependiendo de si había suficiente material para muestrear y quitando previamente si era necesario la hojarasca y el mantillo existente. En cada entorno (bosque y brezal) se obtuvieron 30 muestras (5 parcelas en 2 transectos con 3 muestras cada uno) que conforman un total de 60.

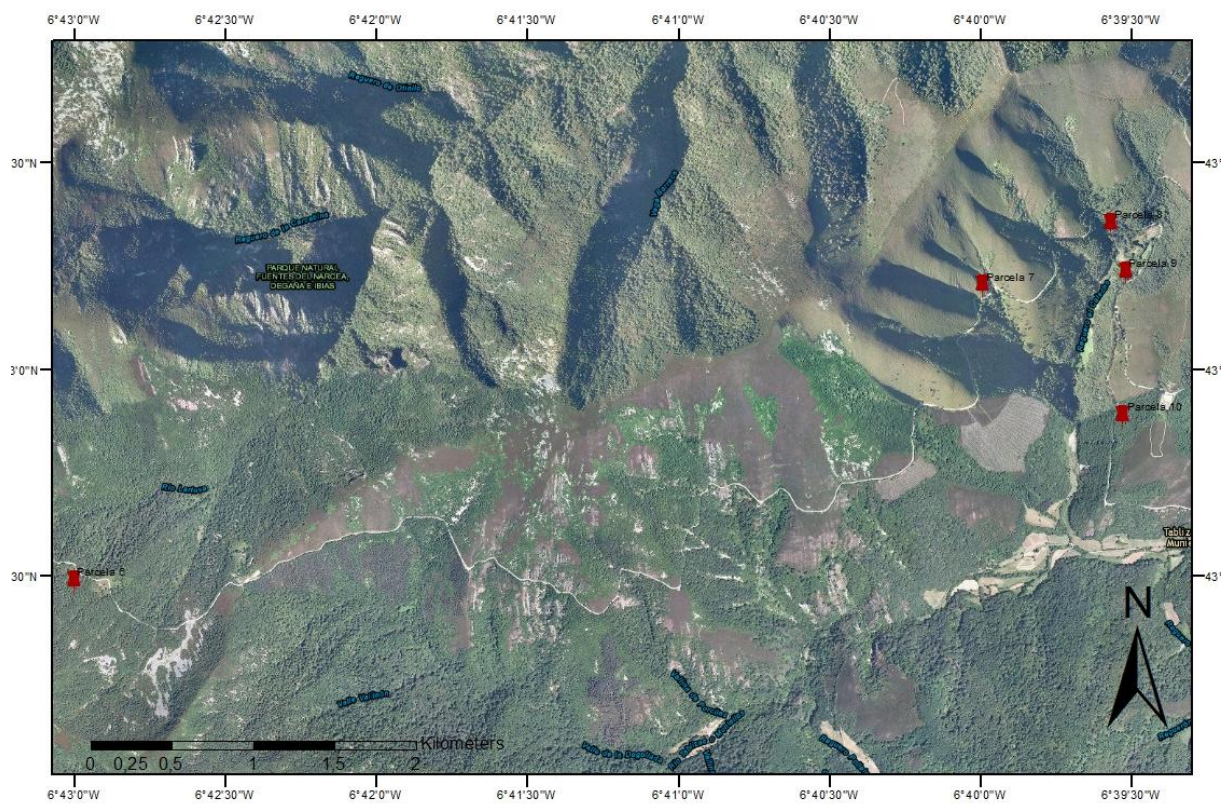
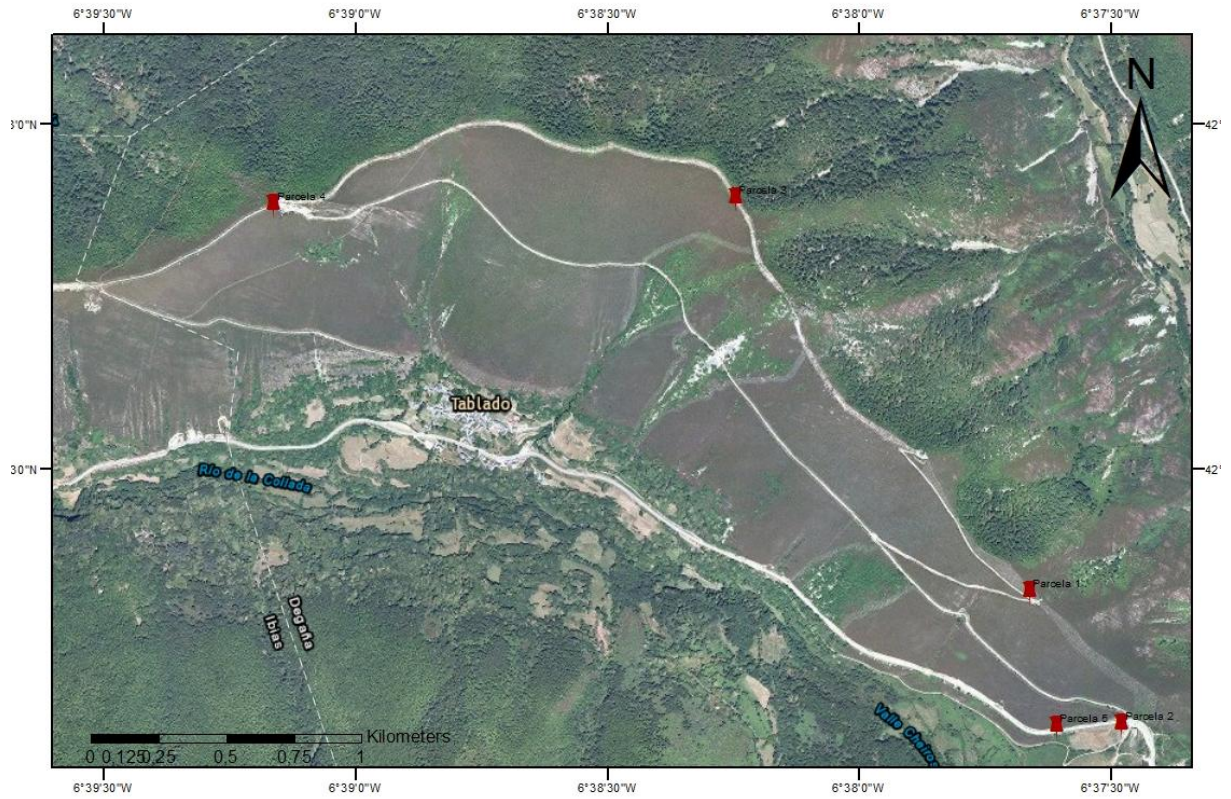


Figura 21. Situación en detalle de las parcelas de los suelos muestreados. Arriba se muestran las parcelas de brezal (parcelas 1 a 5), abajo se muestran las de bosque (parcelas 6 a 10).

Durante el muestreo en la zona de bosque, las distancias de 3 metros entre transectos y puntos de muestreo no pudieron siempre respetarse, debido a las características del terreno y la disposición de la vegetación, por lo que fueron modificadas durante el proceso de muestreo, así como la profundidad del muestreo, que en este caso, muchas veces fue mayor, debido a la escasez de suelo en superficie.

Las muestras fueron almacenadas en bolsas herméticas, transportadas al laboratorio, y secadas en estufa a 45° C durante dos días, posteriormente fueron tamizadas a mano para obtener la fracción de suelo inferior a 2 mm.

3.2. Determinación de la materia orgánica por ignición (WLOI).

Para la estimación del contenido de materia orgánica total presente en el suelo se ha utilizado la determinación de materia orgánica por ignición (Weight Loss-on-ignition) siguiendo las recomendaciones de Cambardella (2001) a partir del método Weight Loss-on-ignition(WLOI) propuesto por Schulte (1988).

Las muestras, previamente tamizadas con un tamiz de 2mm fueron secadas en una estufa de circulación de aire forzado a 110° durante 24 horas para eliminar la humedad remanente. A continuación se introdujeron 3 gramos de muestra en un crisol de porcelana, que previamente había sido secado de igual modo para eliminar la humedad y se obtuvo un primer peso. Una vez hecho esto las muestras se introdujeron en la mufla a 450° durante 5 horas. Después de la ignición las muestras se dejaron enfriar en un desecador de vidrio, una vez frías, se obtuvo el peso de las mismas. La determinación de la materia orgánica se realizó por diferencia de pesos antes de quemar la materia orgánica en la mufla, y después, siguiendo la siguiente fórmula:

$$\% M.O = [\text{Peso muestra} + \text{crisol (g) } 110^{\circ}\text{C} - \text{Peso muestra} + \text{crisol } 450^{\circ}\text{C} / \text{Peso muestra} + \text{crisol (g) } 110^{\circ}\text{C}] \times 100$$

Todas las determinaciones de materia orgánica se han hecho por duplicado para poder valorar la fiabilidad de los datos obtenidos.

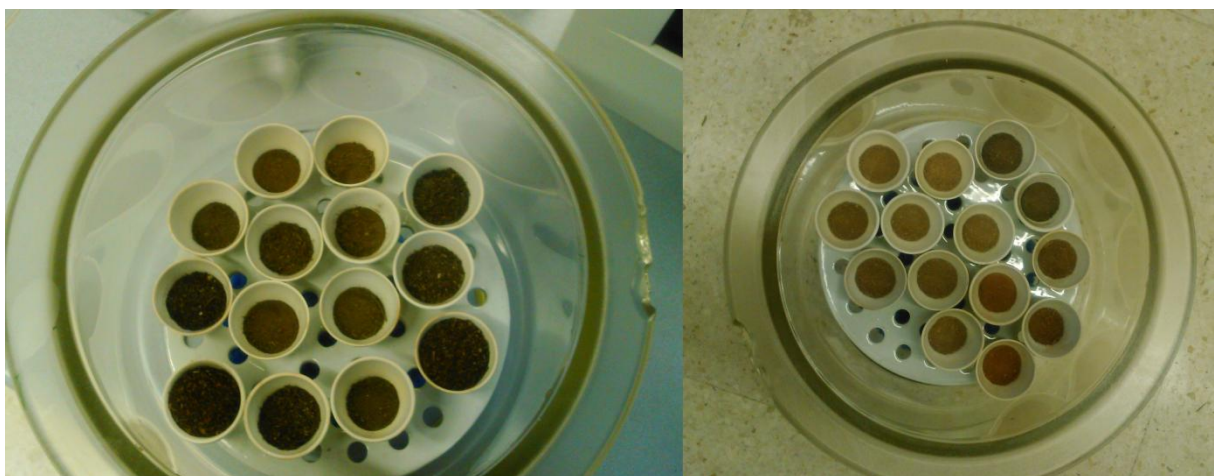


Figura 22. Imagen donde se puede observar una batería de muestras antes de introducirlas en la mufla (izquierda) y tras ser introducidas en la mufla (derecha).

3.3. Determinación de pH y conductividad

Las determinaciones de pH y conductividad eléctrica se han realizado mediante la preparación de una disolución de suelo y agua destilada; posteriormente se han utilizado un medidor de pH y un conductímetro para obtener los valores de pH y conductividad eléctrica correspondientes.

Como en el caso de la materia orgánica, para realizar las determinaciones de pH y conductividad se ha utilizado la fracción de suelo inferior a 2 milímetros que se ha obtenido tamizando las muestras.

pH

La determinación del pH en el agua se ha realizado preparando una disolución con una relación suelo agua de 1:2,5. En este caso se han utilizado 5 gramos de suelo y 12,5 ml de agua destilada, la suspensión ha sido agitada 3 veces, una vez cada 5 minutos., dejando reposar la suspensión 5 minutos antes de realizar las mediciones. Las mediciones se han realizado con un medidor de pH *ORION modelo 420A 12533*.

Conductividad eléctrica

Para la determinación de la conductividad eléctrica se ha utilizado la misma disolución preparada para las mediciones de pH, pero esta vez con una relación suelo agua de 1:5, es decir, 5 gramos de suelo y 25 ml de agua destilada, agitando la suspensión 3 veces, una vez cada 5 minutos dejando como en el caso anterior reposar la suspensión 5 minutos antes de realizar las mediciones. Las mediciones se han realizado con un conductímetro *METLER TOLEDO SevenEasy S30*.

Para comprobar la fiabilidad de las medidas de pH y conductividad se han realizado réplicas de las mediciones, una cada 5 muestras.



Figura 23. Imagen que muestra el medidor de pH (izquierda) y el conductímetro (izquierda) utilizados para realizar las mediciones.

3.4. Hidrofobicidad

Para evaluar la hidrofobicidad de los suelos muestreados se ha utilizado el método “Water Drop Penetration Time (WDPT)” (Van’t Woudt, 1959), el cual consiste en cuantificar el tiempo que tarda en penetrar una gota de agua completamente en la superficie del suelo (Letey, 1969). Puede ocurrir que la gota penetre instantáneamente en el suelo; en este caso sería un suelo hidrofílico, o que permanezca en la superficie hasta evaporarse; en este caso sería un suelo altamente hidrofóbico (Tschapek, 1994), además existen estados intermedios, en los que la gota permanece un tiempo determinado en la superficie del suelo y finalmente se infiltra.

Tratamiento de las muestras

Para la realización del WDPT las muestras fueron secadas en una estufa a 45°C y tamizadas ligeramente para obtener la fracción inferior a 2 mm. Las muestras se dejaron estabilizar con respecto a la humedad ambiental en un portamuestras 24 horas antes de la realización del ensayo. La humedad relativa ambiente en este caso ha sido controlada utilizando un deshumidificador, siendo entre un 58 y un 62% .

En un portamuestras se colocaron aproximadamente unos 10 gramos de suelo y en cada portamuestras se echaron 5 gotas de agua destilada a temperatura ambiente, la gota fue echada cerca de la superficie del suelo para evitar un exceso de energía cinética que pudiese afectar a la penetración de la gota de agua en el suelo (Doerr, 1998).



Figura 24. Imágenes tomadas durante la realización del ensayo WDPT donde pueden observarse gotas en la superficie del suelo (izquierda) y gotas que ya se han infiltrado (derecha).

La cuantificación del tiempo que tarda la gota de agua en infiltrarse se realizó teniendo en cuenta 11 categorías diferentes (Tabla 1), para obtener una buena resolución del método WDPT (Doerr, 1998). Para el análisis posterior de los resultados se utilizó el valor de la mediana de esas 5 gotas, el cual representa el valor central.

Tabla 1. Categorías utilizadas en el ensayo WDPT.

Categoría (tiempo : segundos)										
<5	5-10	10-30	30-60	60-180	180-300	300-600	600-900	900-3600	3600-18000	>18000

3.5. Espectroscopía del infrarrojo cercano (NIR)

La espectroscopía del infrarrojo cercano (NIR) es una técnica caracterizada por su rapidez, bajo coste, precisión y posibilidad de analizar varios parámetros al mismo tiempo (Stark et al., 1986). Mediante la relación de los resultados de análisis químicos y espectros NIR de un conjunto amplio de muestras, la composición del suelo y sus constituyentes puede ser determinada de forma indirecta (McLellan et al., 1991; Morra et al., 1998; B.Ludwig, P.K.Khanna, 2003).

La radiación del infrarrojo cercano es absorbida por diferentes enlaces químicos (ej: C-H, O-H, N-H, C=O, S-H,C-C) los cuales se doblan, retuercen y estiran de diferentes maneras (Osborne y Fearn,1986). Tras escanear las muestras utilizando la espectroscopía NIR se obtiene un espectro, el cual depende, entre otras cosas del tamaño de grano, ya que si aumenta, también lo hace la absorbancia (Casler y Shenk, 1985). Por otro lado el contenido en humedad también influye en el espectro generado, concretamente en lo que respecta a los enlaces O-H, por ello en este caso las muestras han sido secadas en una estufa de circulación de aire forzado, a 45 grados, durante unos 2-3 días.

La herramienta NIR ha sido aplicada con éxito en la evaluación y determinación de las diferentes fracciones orgánicas e inorgánicas del carbono presentes en el suelo, tales como carbonatos, materia orgánica (M.O), carbono pirogénico, raíces, hojarasca en descomposición, actividad microbiana, biomasa e isótopos ^{12}C y ^{13}C (Lal et al.,2001).

En este estudio la técnica NIR ha sido aplicada para obtener el porcentaje de carbono oxidable presente en los suelos de forma indirecta, en vez de utilizar el método de oxidación química mediante dicromato potásico (Knicker et al., 2008). El carbono oxidable es un indicador de las fracciones lábil o activa e intermedia, es decir, las menos recalcitrantes.

Las mediciones han sido llevadas a cabo con un espectrofotómetro móvil *LabSpec 2600 ADL*, la fracción de suelo escaneada ha sido la inferior a 2 mm.

3.6. Tratamiento estadístico de los datos

Para el análisis posterior de los datos obtenidos en el laboratorio se han utilizado los programas IBM SPSS Statistics versión 24 y Microsoft Excel.

Se han llevado a cabo diferentes operaciones estadísticas, con el objetivo de analizar todos los datos en su conjunto y comparar los datos obtenidos en brezal y bosque.

Para comprobar la normalidad de las muestras se ha utilizado el test de Kolmogorov-Smirnov con un nivel de significancia de 0,05. Se han utilizado **estadísticos descriptivos** para observar la tendencia general de los valores de las muestras, se ha realizado una comparación de medias y varianzas de los grupos de bosque y brezal mediante el **test de Levene** y la **prueba T** para muestras independientes, para contrastar si las medias y varianzas de estos dos grupos son similares, el nivel de significancia en este caso ha sido de 0.05 y 0.10 respectivamente. Se han utilizado **correlaciones bivariadas** de Pearson y Spearman para analizar las relaciones entre dos variables.

4. Resultados y discusión.

4.1. Descripción general de los suelos.

4.1.1 Conductividad eléctrica.

Se observa que todos los suelos estudiados tienen una conductividad eléctrica que refleja que los suelos no son salinos, aunque en los suelos de bosque se alcanzan mayores valores que en los suelos de brezal. En general, teniendo en cuenta los valores medios de conductividad, los suelos de bosque registran valores más altos que los suelos de brezal (Tabla 2).

4.1.2 pH.

Los valores de pH indican que todos los suelos tienen un carácter ácido, con valores de pH que oscilan entre 3,50 y 5,53 (Tabla 2). Se alcanzan valores de pH un poco más altos en los suelos de bosque (máx. 5,53) que en los suelos de brezal, donde el valor máximo es de 4,78, sin embargo, se registran valores más bajos en los suelos de bosque (3,50) que en los de brezal (3,76), no obstante si se tienen en cuenta los valores medios los suelos de brezal tienen un pH ligeramente más ácido que los suelos de bosque y, como se observa en la figura 28, la variabilidad en la distribución de los datos es menor en el caso del brezal.

4.1.3 Materia orgánica (M.O.) y carbono oxidable (Cox).

En cuanto a los valores de M.O, se observa que los suelos tanto en bosque como en brezal son muy orgánicos, con porcentajes altos de materia orgánica. Los valores medios son similares en bosque y brezal, en torno a un 36-37 %; sin embargo existe un rango mayor de distribución de los valores en los suelos de brezal que en los suelos de bosque; en los suelos de bosque pueden alcanzarse contenidos de M.O de hasta un 93,4 % , situados como valores anómalos en el diagrama de cajas (Figura 25). Los altos valores de M.O. indican la gran importancia de la misma en los suelos estudiados y sus propiedades.

En relación al carbono oxidable (Cox) se observa una tendencia similar a la de la M.O., con un mayor rango de distribución de datos en el caso del brezal (figura 26) aunque menos visible que en el caso de la materia orgánica, y con valores medios similares entre los suelos de bosque y brezal en torno al 20-21 % y valores máximos muy similares también (45,9 % en bosque y 46,6 % en brezal) (Tabla 2).

4.1.4 Hidrofobicidad

Los valores de hidrofobicidad presentan una gran variabilidad en los datos obtenidos (figura 27); pero en general casi todos los suelos muestran un carácter hidrofóbico, con tiempos de infiltración mayores a 5 segundos (Doerr 1998), con excepción de un grupo de 7 muestras de brezal que muestran un comportamiento hidrofílico. La hidrofobicidad alcanza en todos los suelos como máximo la clase 10, que se corresponde con tiempos de infiltración de

entre 1 y 5 horas. En los suelos de bosque los valores mínimos para la infiltración corresponden a la clase 3 (10-30 segundos) mientras que en los suelos de brezal existen un grupo de muestras, las cuales representan el 23,3 % que pertenecen a la clase 1, es decir, las gotas de agua se infiltran en los primeros 5 segundos (Tabla 3). Como puede observarse en la figura 27, el bosque presenta una menor variabilidad de clases de hidrofobicidad que el brezal y una mayor frecuencia de la clase 10 (tiempos de infiltración de 1 a 5 horas).

Para ver en detalle los datos referentes a la hidrofobicidad, consultar el Anexo II.

Tabla 2. Estadísticos descriptivos para los suelos estudiados en bosque y brezal.

Vegetación		Número de muestras	Valor mínimo	Valor máximo	Media	Desviación estándar
Bosque	Conductividad ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	30	37	235	117,08	46,93
	pH	30	3,50	5,53	4,35	0,51
	Cox (%)	30	8,4	45,9	20,07	9,10
	MO (%)	30	16,4	93,4	36,13	18,30
Brezal	Conductividad ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	28	28	188	82,39	40,03
	pH	30	3,76	4,78	4,20	0,23
	Cox (%)	30	0,0	46,6	21,56	12,75
	MO (%)	30	11,7	74,5	37,28	18,97

Tabla 3. Estadísticos descriptivos para la hidrofobicidad en los suelos estudiados de bosque y brezal.

Vegetación	Número de muestras	Valor mínimo	Valor máximo	%Hidrofóbico	%Hidrofílico
Bosque	30	3	10	100	0
Brezal	30	1	10	97,9	23,3

4.2 Similitudes y diferencias entre los datos obtenidos.

Para ver las diferencias entre los resultados de los distintos parámetros analizados en las dos zonas de muestreo (bosque y brezal) se realizaron diferentes análisis estadísticos, para comparar medias y varianzas se han realizado el Test de Levene y la Prueba T para muestras independientes respectivamente. Para correlacionar variables se han utilizado correlaciones bivariadas de Pearson y Spearman.

4.2.1 Comparación de medias y varianzas.

En cuanto a los resultados arrojados por las pruebas de igualdad de medias (Test de Levene) y varianzas (Prueba T) para muestras independientes se observa que tanto el contenido en M.O, el contenido en carbono oxidable, la conductividad y el pH tienen una distribución normal en la que se asumen varianzas iguales y no se observan diferencias significativas entre las medias de dichos parámetros, excepto en el caso de la conductividad, que sí las muestra. En el caso de la hidrofobicidad, no muestra una distribución normal de los

datos, no se asume una igualdad de varianzas y muestra diferencias significativas entre las medias. Para consultar los datos en detalle ver Anexo II.

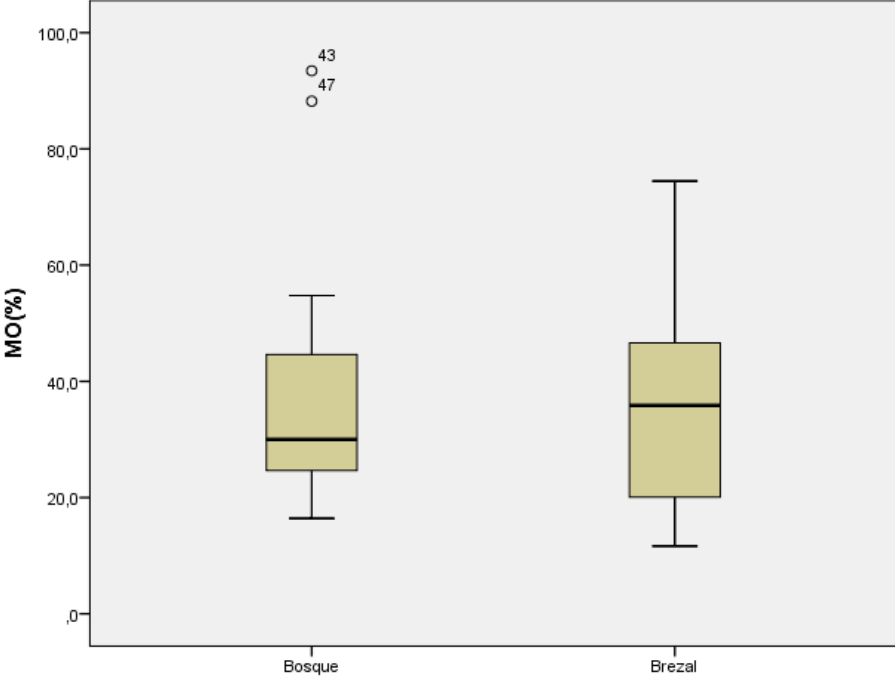


Figura 25. Diagrama de caja correspondiente a los valores de materia orgánica donde se muestran los valores máximos, mínimos, la mediana, los cuartiles primero y tercero y los valores anómalos.

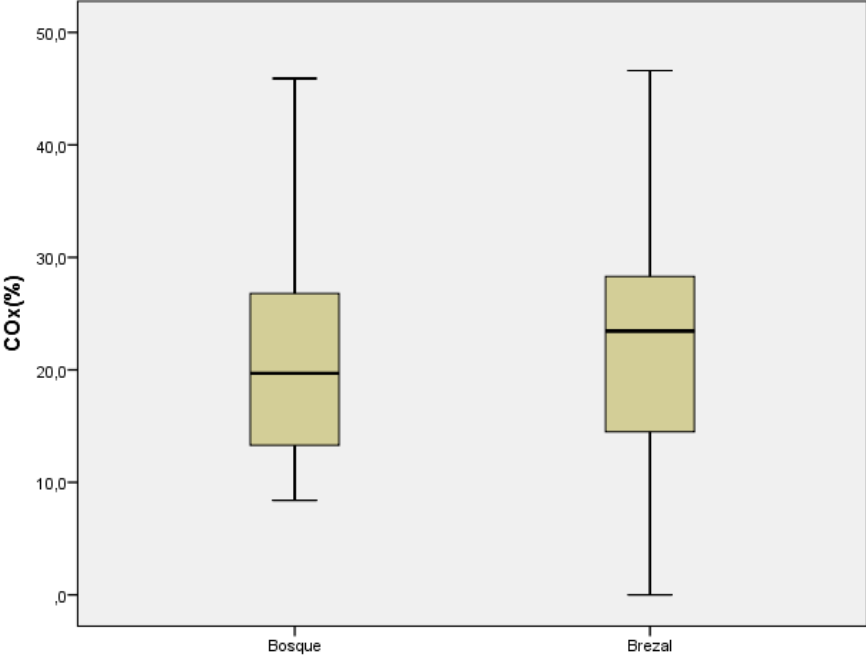


Figura 26. Diagrama de caja correspondiente a los valores de carbono oxidable donde se muestran los valores máximos, mínimos, la mediana y los cuartiles primero y tercero.

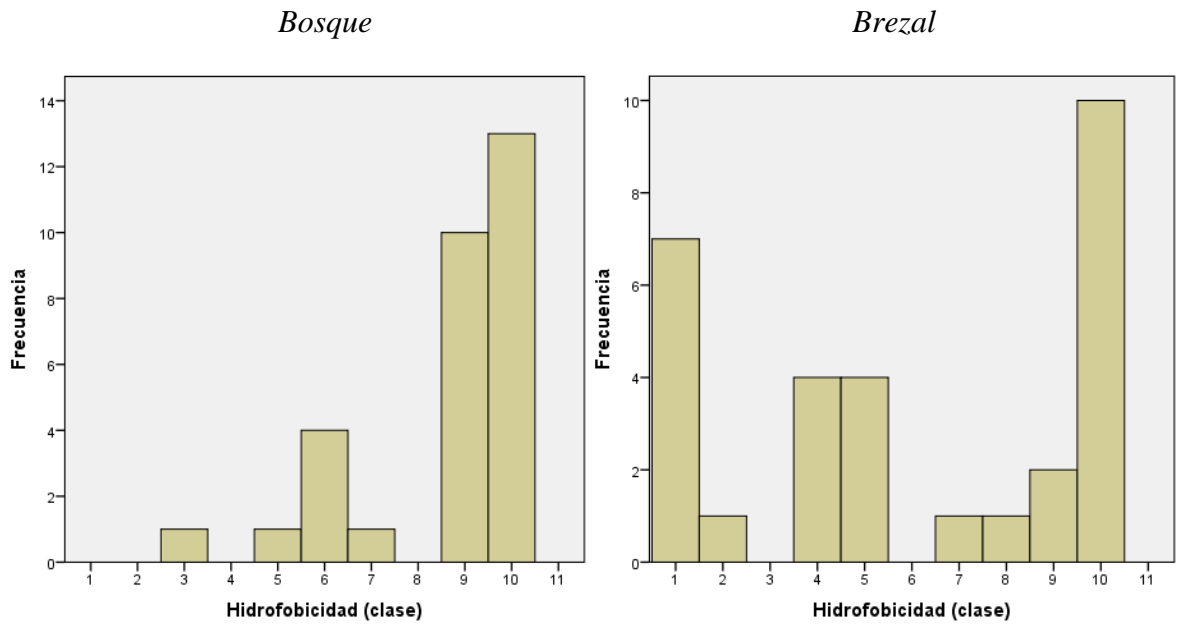


Figura 27. Histogramas para los datos de hidrofobicidad en los suelos de bosque y brezal.

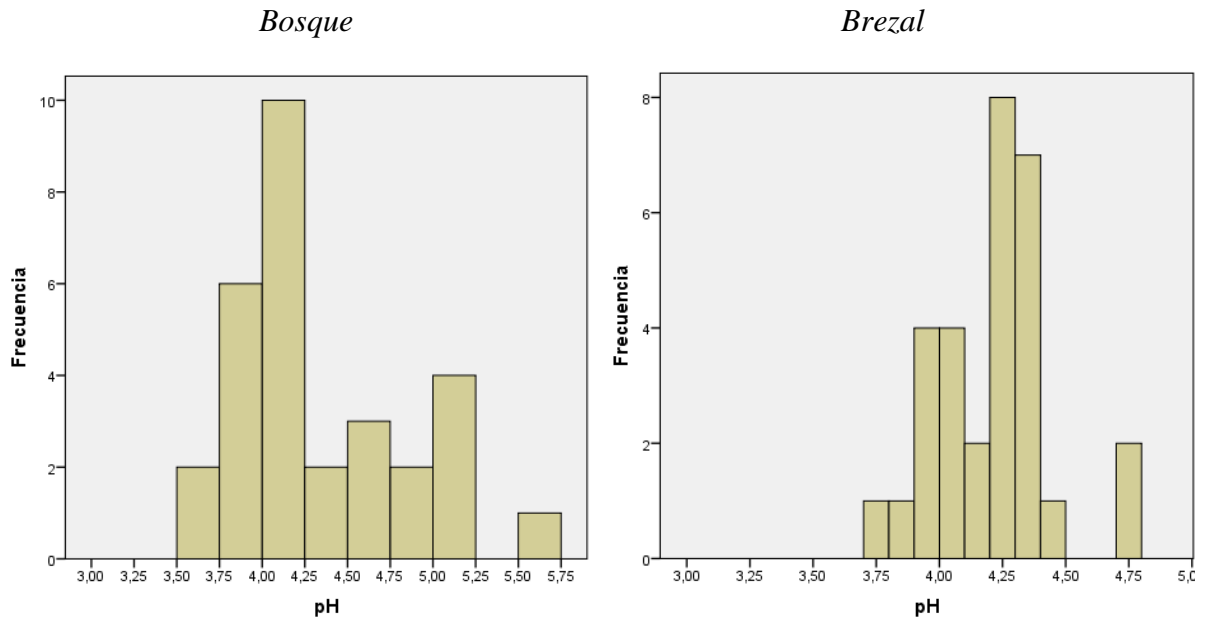


Figura 28. Histogramas para los datos de pH en los suelos de bosque y brezal

4.2.2 Correlaciones

Para correlacionar las variables estudiadas se han utilizado las correlaciones de Pearson para variables con una distribución normal y correlaciones de Spearman para las variables que no tienen esa distribución normal. Para consultar los datos en detalle de las pruebas de normalidad y correlaciones ver Anexo II.

Las correlaciones bivariadas se han hecho de dos formas, considerando a la vez todos los datos de bosque y brezal y analizando los dos grupos por separado. Se han correlacionado todas las variables estudiadas entre sí (M.O., Cox, pH, conductividad eléctrica e hidrofobicidad). En general, tanto analizando los datos en su conjunto como por separado se observan unas tendencias generales y unas variaciones entre grupos, las cuales se describen a continuación.

Existe una correlación positiva entre el contenido de materia orgánica y el contenido de carbono oxidable (Figura 29). Hay que destacar que el valor más alto de esta correlación se alcanza analizando por separado los datos de brezal y bosque mostrando un coeficiente de correlación de Pearson $r^2 = 0,879$ para los datos de brezal (Figura 30). Esto indica que a medida que aumenta el contenido de M.O en el suelo también lo hace el contenido de Cox.

En cuanto al pH, existe una correlación negativa entre el contenido de M.O y el pH a la hora de comparar tanto los datos en su conjunto como los grupos de brezal y bosque por separado, el valor más bajo en este caso aparece al comparar los datos de M.O y pH en las muestras de bosque (Rho de Spearman = - 0,519). En la figura 31 se observa la relación entre los datos de M.O y pH en bosque y brezal. Esto indica que a medida de aumenta el contenido de M.O disminuye el pH.

Se observa una correlación positiva entre el contenido de M.O y la conductividad tanto a la hora de comprar todos los datos en su conjunto como a la hora de comprar los datos de brezal y bosque por separado. Esta correlación alcanza su valor más alto en el caso de las muestras de brezal ($r^2=0,770$) y el menor valor en el caso de las muestras de bosque (Rho=0,523). Esto indica que a medida que aumenta el contenido de M.O lo hace también la conductividad.

En cuanto a la relación entre la M.O y la hidrofobicidad, en todos los casos se observa una correlación positiva entre el contenido de M.O y el carácter hidrofóbico de los suelos. El mayor para esta correlación se alcanza para los datos de brezal (Rho=0,748) y el menor valor aparece en relación a los datos de bosque (Rho= 0,484). Esto pone de manifiesto que a medida que aumenta el contenido de M.O aumenta la hidrofobicidad, pero que existen diferencias entre los suelos de bosque y brezal.

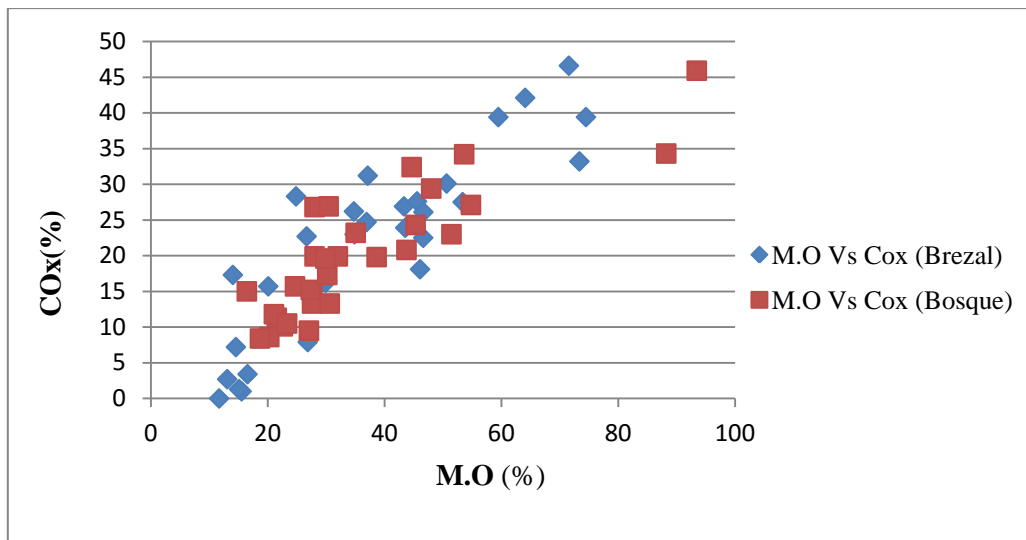


Figura 29. Gráfico de correlación entre el contenido de M.O y Cox para los grupos de bosque y brezal.

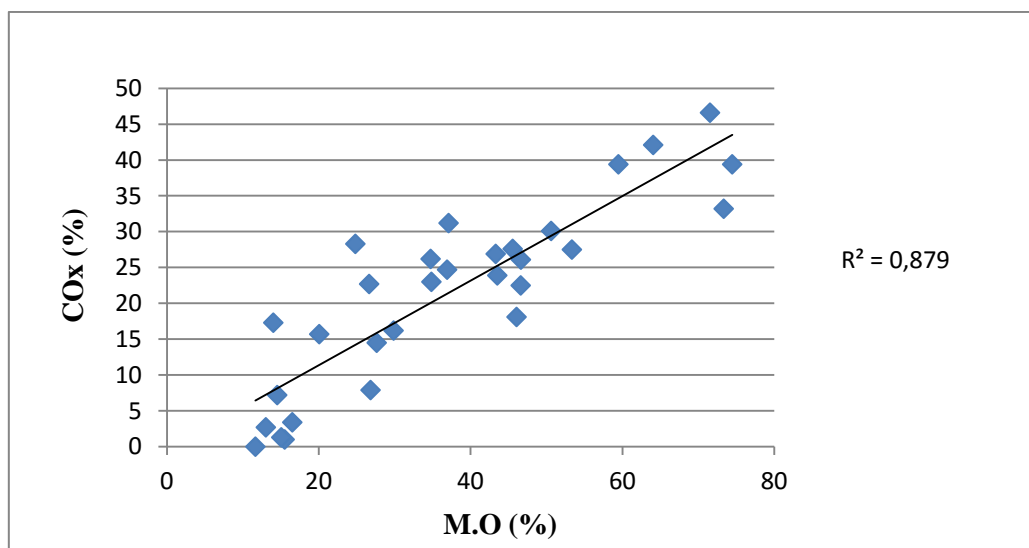


Figura 30. Gráfico de correlación entre el contenido de M.O y Cox para las muestras de brezal.

En cuanto al contenido de carbono oxidable existe una relación inversa entre el contenido de Cox y el valor de pH tanto en el caso de los datos en su conjunto como en el caso de bosque y brezal por separado. Esta correlación tiene su mayor valor en el caso de las muestras de brezal ($r^2 = -0,431$) y su menor valor en el caso de las muestras de bosque ($Rho = -0,539$). Esto indica que a mayor contenido de Cox, menor es el valor de pH, es decir, más acidez (Figura 32).

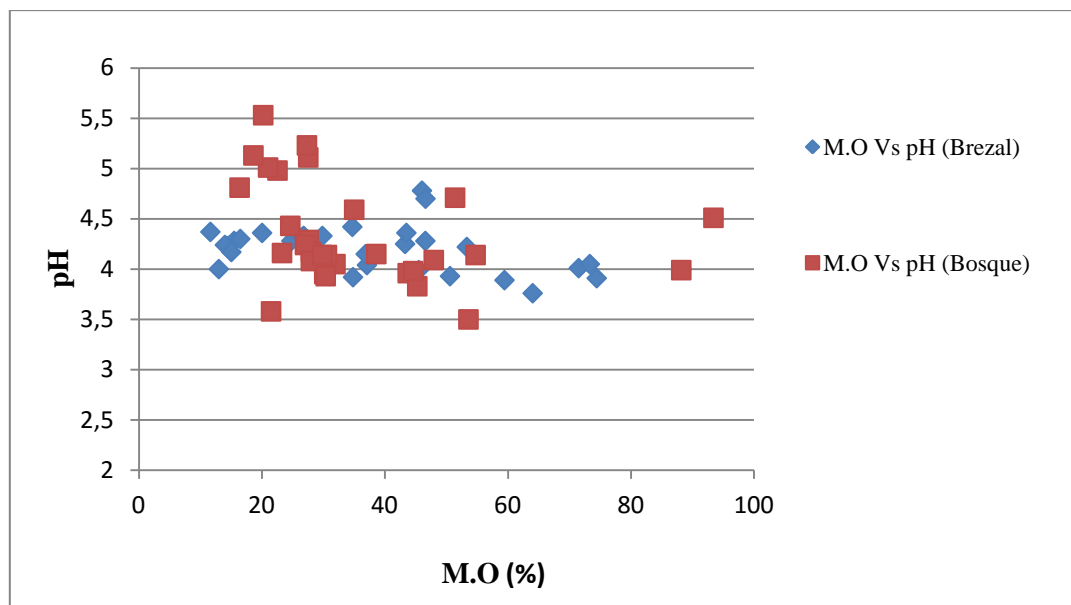


Figura 31. Gráfico de correlación entre el contenido de M.O y el pH para las muestras de bosque y brezal.

La correlación entre el contenido de Cox y la conductividad en los suelos es positiva en todos los casos; alcanza su mayor valor en el caso de las muestras de brezal ($r^2=0,746$) y el menor valor en el caso de las muestras de bosque ($r^2=0,457$). Esto indica que a medida que aumenta el contenido de Cox, aumentan los valores de conductividad (Figura 33).

La correlación entre el Cox y la hidrofobicidad es directa en todos los casos, alcanzando el mayor valor en relación a los valores de brezal ($Rho=0,612$), el valor alcanzado con respecto a los valores de bosque es algo menor ($0,514$). Esto indica que a medida que aumenta el contenido de Cox aumenta la hidrofobicidad; esto concuerda con la relación también positiva observada entre el contenido total estimado de M.O y la hidrofobicidad.

Los datos mostrados ponen de manifiesto como se ha mencionado anteriormente, las correlaciones positivas entre la hidrofobicidad de los suelos y el contenido de M.O y Cox. Respecto a la relación entre hidrofobicidad y conductividad, los resultados obtenidos son algo diferentes con respecto a los casos anteriores. Mientras que analizando todos los datos en su conjunto y los datos de brezal se obtiene una correlación positiva de $Rho=0,745$ y $Rho=0,465$ respectivamente, no se observan correlaciones significativas entre los datos de hidrofobicidad y conductividad en el caso de las muestras de bosque. Algo similar ocurren con los datos de pH, mientras que si analizamos los datos en su conjunto y los datos de brezal no se observan correlaciones significativas entre el pH y la hidrofobicidad, en el caso de las muestras de bosque se observa una correlación negativa entre la hidrofobicidad y el pH de $Rho= -0,444$; lo que indica que a medida que aumenta la hidrofobicidad en los suelos, disminuye el pH.

Con respecto a los datos de conductividad y pH no se han encontrado correlaciones significativas entre ambos parámetros en ninguno de los 3 casos estudiados.

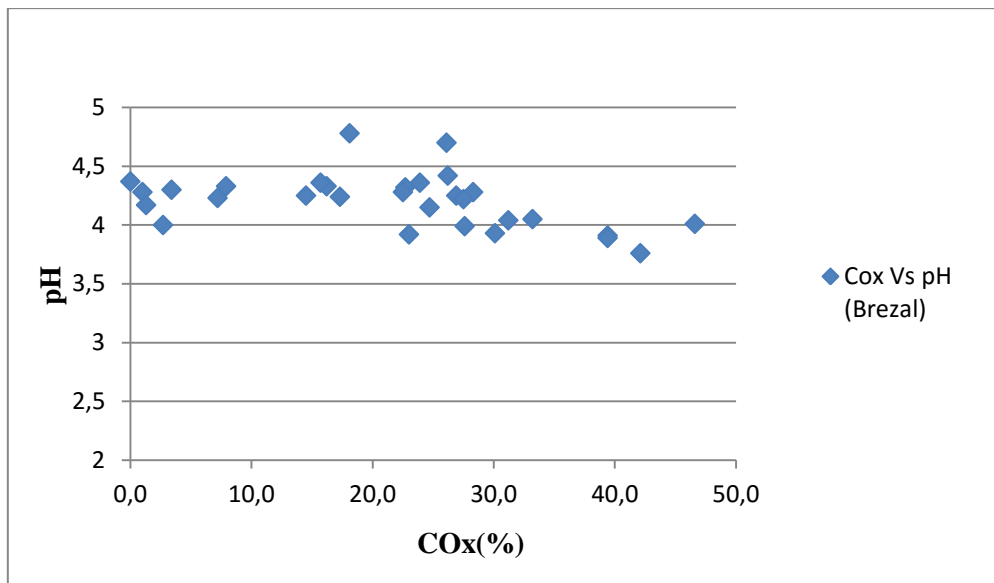


Figura 32. Gráfico de correlación entre los datos de Cox y pH en las muestras de brezal donde se observa una correlación negativa entre ambas variables.

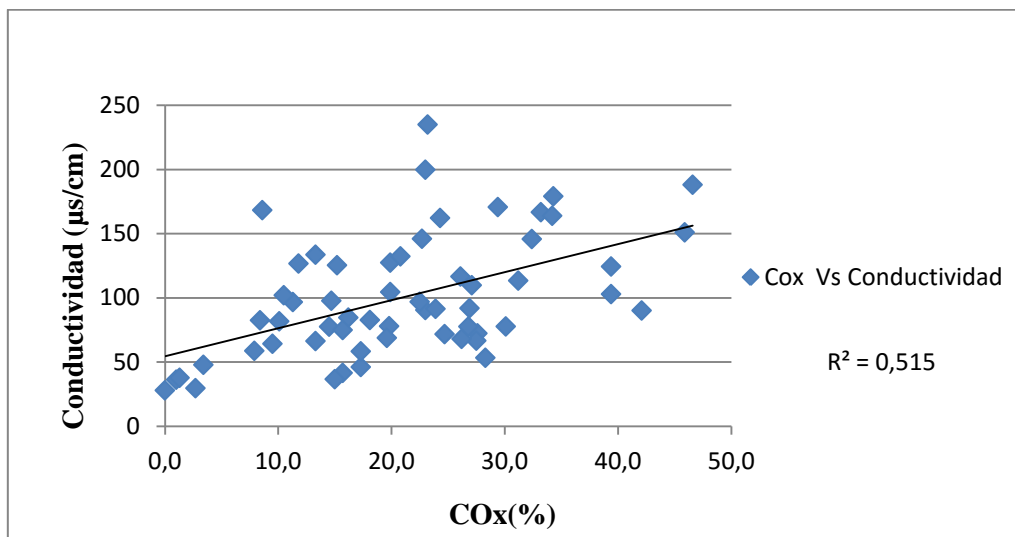


Figura 33. Gráfico de correlación entre los datos de Cox y conductividad eléctrica para todas las muestras estudiadas donde se aprecia la correlación positiva entre ambas variables.

4.3 Discusión

En primer lugar cabe destacar que la ausencia de datos previos de hidrofobicidad en la cordillera aporta a este trabajo un carácter novedoso, y a la vez, impide comprar estos datos de hidrofobicidad con otros de la misma zona, por lo tanto la comparación se realiza con otros autores que han estudiado suelos de características similares y con climas y vegetaciones también similares.

Los resultados de pH concuerdan con la tendencia ácida propia de los suelos que se generan sobre sustratos silíceos como son los materiales de la Serie de Los Cabos presentes en el área de estudio en las dos zonas de muestreo (bosque y brezal), y también con la

vegetación de brezal la cual se relaciona directamente con suelos ácidos y arenosos (Álvarez y Marquínez, 2007).

En cuanto al contenido de M.O y COx, los resultados obtenidos indican que los suelos muestreados son suelos muy orgánicos, con porcentajes altos de COx con respecto a la M.O total estimada del suelo. Esto podría deberse en parte a que se han muestreado los primeros centímetros del suelo, que es donde se acumula predominantemente la M.O. La cantidad de M.O y Cox es ligeramente mayor en los suelos de brezal, teniendo en cuenta los valores medios. Santín et al. (2008) analizaron el contenido en M.O. y carbono en suelos de bosque y brezal en el suroccidente asturiano (Zonas de Combo y Muniellos) y encontraron que los suelos de la zona tenían un alto contenido en M.O. y carbono orgánico edáfico y que constituyen, por tanto, reservas importantes de carbono en la Cordillera Cantábrica. Esto parece concordar con los datos obtenidos en este estudio.

La determinación de la materia orgánica presente en el suelo es uno de los indicadores más importantes en relación a la calidad del suelo (Larson y Pierce, 1991) y como se observa en las correlaciones obtenidas, guarda una relación positiva con el contenido en COx, la conductividad eléctrica y la hidrofobicidad y una correlación negativa con el pH, por lo que caracterizarla en mayor profundidad como han hecho otros autores (Santín et al.,2008 y 2015; Knicker et al.,2008; González-Pérez et al.,2004; Doerr et al.,2000) permitiría afinar estas correlaciones y establecer unas nuevas.

Autores como Doerr (2000) y Neinhuis y Barthlott (1997) Giovaninni et al. (1987) asocian la hidrofobicidad a los diferentes compuestos que forman parte de la materia orgánica del suelo, así como a diferentes tipos de vegetación. Como ya se ha explicado anteriormente en la introducción de esta memoria, los productos como ceras, resinas, hongos y ciertos tipos de vegetación como brezales aparecen en la literatura asociados a suelos hidrofóbicos. La hidrofobicidad de los suelos de este estudio por tanto parece estar relacionada con el tipo de M.O presente en el suelo en sus diversas formas (hojarasca, hongos, humus, diferentes fracciones del carbono pirogénico, etc), ya que los efectos de la hidrofobicidad asociada a los incendios forestales desaparece a los pocos años, y en las zonas de muestreo la última vez que se registró un incendio fue hace 24 años en el caso del bosque y 14 años en el caso del brezal.

Doerr et al. (2000) sostiene que sólo una pequeña parte de la M.O. presente en el suelo es causante de la hidrofobicidad, por lo que una caracterización cualitativa y cuantitativa más detallada sería clave para determinar que parte de la M.O. es responsable de la hidrofobicidad de los suelos estudiados.

Los altos porcentajes de Cox respecto a la M.O. total estimada del suelo, (55,5 % en bosque y 57,83 % en brezal, teniendo en cuenta los valores medios) pueden indicar que hay una mayor presencia de compuestos correspondientes a la fracción activa e intermedia con respecto a la recalcitrante. Esto parece concordar con la abundancia de M.O. que se asocia con la vegetación de brezal y con los suelos muy orgánicos encontrados en el bosque, que llegaron a mostrar hasta un 93,44 % ó 88,21 % de M.O. (Ver anexo I). Además, según

González-Pérez et al. (2008) la mayoría de M.O. se acumula en los bosques como fracción intermedia, por tanto incluída dentro del Cox.

En la zona de bosque se han encontrado, mediante simple examinación visual, trozos de madera carbonizada; es decir, carbono pirogénico que proviene de la combustión incompleta de material durante los incendios que hubo en la zona en el pasado. En la zona de brezal no se encontraron fragmentos grandes de carbón vegetal, pero eso no quiere decir que no haya material pirogénico; es de esperar que los residuos vegetales quemados generados durante los incendios sean de menor tamaño en el brezal, ya que este tipo de vegetación tiene una menor proporción de combustibles leñosos, y además una combustibilidad más alta que el bosque. Santín et al. (2008) encontraron gran cantidad de carbono pirogénico en los suelos de brezal en zonas cercanas a Muniellos, lo que parece indicar que es probable que también exista este tipo de material en los suelos de brezal de este estudio, pero estos materiales pirogénicos están presentes en las fracciones finas del suelo (<2mm), lo que hace imposible identificarlos a simple vista y/o con la analítica de laboratorio utilizada en este estudio.

Santín et al. (2015) sugieren que este carbono pirogénico pueden ser lábil (asociado a fuegos de menor intensidad) o refractario, por lo que es necesaria una mayor analítica para conocer el tipo de material presente, aunque lo que sí parece estar claro es que las transformaciones pirogénicas que sufre la M.O durante los incendios la hace más recalcitrante, lo que prolonga el tiempo de residencia de estos materiales en el suelo (Schmidt et al, 2011; Knicker et al,2013) que pueden variar de décadas a milenios. Los materiales más lábiles, solubles en agua tienen tiempos de residencia de semanas o meses. Bird et al. (2015) sugieren que la mayoría del carbono pirogénico se encuentra en formas estables. Aun así, las estimaciones totales de carbono pirogénico producido a causa de los incendios y su caracterización y tiempos de residencia en los suelos son hoy en día un objetivo por alcanzar (Santín et al.2015).

La M.O total del suelo puede tener diferentes orígenes, por un lado la M.O generada por la descomposición de plantas y microorganismos “in situ”, por otro lado los compuestos carbonizados generados durante los incendios (carbono pirogénico) y por otro lado el carbono que haya sido transportado por acción del viento y por gravedad y escorrentía, ya que las pendientes en la zona son altas y existen cauces torrenciales activos.

La recurrencia de incendios en la zona de brezal y bosque es diferente. La zona de brezal presenta una recurrencia de incendios mucho mayor; desde 1984 hasta 2004 la zona de brezal se ha quemado siete veces, el último incendio registrado se produjo en el año 2002. La zona de bosque se quemó por última vez en 1989 y el área afectada es de muy pequeña entidad. Cabría esperar por tanto un mayor contenido de carbono pirogénico en los suelos de brezal que en los suelos de bosque, los cuales han sido afectados por incendios de una forma mucho menor, por ello los cambios en la vegetación han sido menores, conservándose los robledales albares típicos del clima de la zona. Además, la cantidad de M.O. en los suelos de brezal es mayor que en los suelos de bosque (Santín et al., 2008).

A pesar de esto, los valores totales de M.O y Cox son muy parecidos, como ya encontró Santín et al. (2008) en zonas próximas a las de este estudio. Esto podría deberse a

que en la zona de brezal se hayan dado más procesos de erosión que hayan movilizado parte del carbono y del material generado durante los incendios (carbono pirogénico), ya que además de la elevada combustibilidad de la vegetación de brezal, la orientación sur y las altas pendientes, favorecerían unas mayores temperaturas e insolación y un mayor transporte y erosión. Esto concuerda con el tipo de suelo que se encuentra en la zona de brezal, un suelo de poco espesor, esquelético y poco evolucionado y con la presencia de rills y cárcavas en la zona, que indican procesos de erosión, además de sistemas torrenciales incipientes. La vegetación de bosque de climas húmedos, por el contrario, protege el suelo de la insolación, el impacto de las gotas de agua y la escorrentía (Fernández et al., 2005). Fierros et al. (1987) encontró que las tasas de erosión aumentan durante el primer año después de producirse un incendio. Además de todo esto, en suelos arenosos la M.O es muy importante para la estabilidad de los agregados del suelo (Oades, 1984) por lo que los incendios sucesivos podrían haber originado la pérdida de M.O y material carbonizado generado durante los incendios, favoreciendo los procesos de erosión, todo esto depende de la intensidad de los incendios y del tiempo transcurrido. La topografía y el clima son factores que también influyen en las tasas de erosión (pendientes, insolación, humedad del suelo, etc.).

Como se ha mencionado anteriormente, la hidrofobicidad es una propiedad del suelo que varía con el tiempo y que depende de diversos factores, como son la humedad del suelo, el contenido y tipo de M.O, el clima, la pendiente etc., y que se acentúa con los incendios (DeBano, 2000; Doerr, 2000). Por todo ello la hidrofobicidad puede sufrir variaciones estacionales; la zona de estudio presenta contrastes climáticos propios de zonas de interior, por lo que sería interesante estudiar la hidrofobicidad en el campo, teniendo en cuenta las variaciones climáticas y así poder determinar en qué medida la temperatura y el grado de humedad afectan al comportamiento hidrofóbico de los suelos. Tras una quema intensa, el suelo muestra un comportamiento hidrofóbico (DeBano et al., 1970) pero sus efectos desaparecen a los pocos años (2 en general) después de la quema (Doerr et al., 2000). Normalmente los efectos de los incendios provocan un aumento de la hidrofobicidad, pero en este estudio se observa que a largo plazo esto no es cierto, el carácter hidrofóbico de los suelos depende entonces de otros factores como son el tipo de M.O., las precipitaciones, la humedad y temperatura del suelo, los ciclos de secado y humedecimiento que sufra, etc.

Los suelos estudiados son altamente hidrofóbicos, sin embargo los incendios que se produjeron en la zona no parecen ser los causantes de la hidrofobicidad actual, ya que han pasado más de diez años desde el último incendio, por lo que es difícil establecer el papel actual de esos incendios en la hidrofobicidad, ya que ya deberían haber desaparecido. Esto pone de manifiesto que la hidrofobicidad de los suelos de bosque y brezal está relacionada con la cantidad y sobre todo el tipo de M.O presente en los suelos, que puede recubrir los granos y agregados del suelo o rellenar huecos intersticiales. Las correlaciones positivas encontradas en relación a la M.O y la hidrofobicidad soportan esta idea. Además, los suelos estudiados son arenosos y más susceptibles por tanto a desarrollar hidrofobicidad que los suelos arcillosos (DeBano, 1990). Doerr et al. (2009) estudiaron bosques de coníferas en Estados Unidos y concluyeron que la alta hidrofobicidad era una característica natural de los suelos y no tiene por qué ser consecuencia de los incendios. Esto podría ocurrir en el bosque

estudiado, a pesar de tener una vegetación diferente de acuerdo con los resultados obtenidos en este estudio, donde los suelos de bosque muestran una elevada hidrofobicidad a pesar de que no se han quemado tan recientemente como los suelos de brezal, pero debido precisamente a las diferencias de vegetación, sería necesario un estudio más profundo para llegar a determinar si la hidrofobicidad es una característica natural del bosque estudiado.

Existe una excepción, la parcela número 3, en la zona de brezal, la cual tiene un comportamiento hidrofílico. Esto podría deberse a que presenta un contenido medio de M.O del 14,30 %, inferior al resto de parcelas de brezal, parte de la materia orgánica se podría haber perdido por erosión, aunque no se dispone de datos suficientes para concluir la causa de la ausencia de hidrofobicidad.

5. Conclusiones

1. Los suelos estudiados, tanto en bosque como en brezal, son suelos muy orgánicos, con porcentajes similares de M.O y Cox y altamente hidrofóbicos. La M.O total del suelo y el COx guardan una correlación positiva con la hidrofobicidad y la conductividad hidráulica y una correlación negativa con el pH de los suelos. Los suelos son ácidos y tienen un carácter no salino.
2. Aunque las zonas de bosque y brezal han sufrido una historia diferente de incendios, sus suelos a nivel superficial presentan cantidades similares de M.O total y Cox. Las similitudes en los contenidos de Cox podrían deberse a que en la zona de brezal se ha dado una erosión más intensa favorecida por los incendios más frecuentes en esa zona y por las altas pendientes, mientras que la cubierta vegetal del bosque ha favorecido una menor erosión en la zona aunque las pendientes son altas igualmente.
3. Los suelos analizados son altamente hidrofóbicos, con tiempos de infiltración que pueden llegar a las 5 horas. La hidrofobicidad parece ser estar relacionada directamente con el contenido y el tipo de M.O y COx, no sólo por las correlaciones obtenidas, sino porque los efectos de los incendios que causan hidrofobicidad ya deberían haber desaparecido debido al tiempo transcurrido desde el último incendio en ambas zonas. Además, como se ha mencionado anteriormente, los suelos estudiados tienen altos porcentajes de M.O. y, normalmente la M.O. causante de la hidrofobicidad es sólo una pequeña cantidad, por lo que conocer el tipo de M.O. presente es muy importante para valorar la hidrofobicidad y qué parte de la M.O. es responsable de la misma. Puede sugerirse que en los suelos de brezal, la historia de quemadas ha contribuido a aumentar la hidrofobicidad, pero debido a que son suelos bastante esqueléticos y erosionados que posiblemente han perdido parte de su M.O. esto no puede asegurarse y es

necesario investigar más para determinar los efectos de la recurrencia de incendios en la hidrofobicidad de los suelos de brezal.

4. La textura arenosa, las altas pendientes, las variaciones climáticas propias de la zona, la orientación e insolación, el tipo de vegetación y de M.O y la historia e intensidad de las quemadas son factores determinantes en la hidrofobicidad de los suelos. La información extraída en este estudio no permite relacionar todos estos factores con exactitud, por lo que se sería necesario seguir investigando acerca de la relación entre los múltiples factores que condicionan la hidrofobicidad en los suelos del occidente asturiano mediante una analítica más completa.

6. Limitaciones del estudio y perspectivas de futuro.

A continuación se exponen las limitaciones principales del estudio y unas sugerencias para investigación futura.

Una de las limitaciones más importantes de este estudio, es la imposibilidad de caracterizar en detalle las diferentes fracciones que componen la M.O total del suelo debido al tipo de analítica disponible. Sería interesante, en trabajos futuros ahondar en este aspecto para determinar cuantitativa y cualitativamente los diferentes tipos de compuestos orgánicos presentes en el suelo y determinar cuáles de ellos tienen una influencia mayor sobre la hidrofobicidad. Para una mejor caracterización cualitativa de la materia orgánica se podría utilizar la técnica ^{13}C NMR utilizada por diversos autores (González-Pérez et al., 2004; Santín et al., 2008) para determinar los diferentes tipos de compuestos que forman parte del contenido total de materia orgánica y así determinar la cantidad y el tipo de compuestos lábiles, semilábiles y refractarios.

Además, dado que las laderas en el occidente asturiano tienen fuertes pendientes, estudiar la movilización del carbono a causa del transporte por gravedad en la ladera, así como las variaciones de carbono en relación a la profundidad en el perfil del suelo arrojaría información sobre como se distribuye el carbono orgánico edáfico espacialmente.

Otro aspecto interesante a desarrollar sería estudiar las variaciones de la hidrofobicidad en el campo, en condiciones reales y en las diferentes estaciones del año, para así determinar las variaciones con respecto a la temperatura y la humedad de la zona. También sería interesante comparar la hidrofobicidad de los suelos en laderas de diferente orientación y por tanto insolación.

Medir las tasas de infiltración en los suelos y correlacionarlas con los datos de hidrofobicidad sería muy interesante para valorar a escala de cuenca, o más amplia, los efectos erosivos que provocan en la evolución temporal de los suelos.

Todo ello aportaría más información sobre el carbono orgánico edáfico y la hidrofobicidad en los suelos en climas atlánticos en España con respecto a los climas mediterráneos donde se han realizado un mayor número de investigaciones de este tipo.

BIBLIOGRAFÍA

Álvarez,M.A.,Marquínez,J.(Editores). Impacto de los incendios forestales en Asturias. Análisis de los últimos 30 años. Principado de Asturias.INDUROT,Universidad de Oviedo. KRK Ediciones,Oviedo,201 pp.

Álvarez García, M. A., García Manteca, P., López Valverde, A., Cabo Gómez, C., Colubi Cervero, A., González Rodríguez, G., García de la Fuente, L., Menéndez Duarte, R., López García, N. (2007). Zonas de alto riesgo de incendio en el Principado de Asturias. Gobierno del Principado de Asturias e INDUROT (Universidad de Oviedo).

Atlas Climático Ibérico. Gobierno de España.Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). 80pp.

Atlas de Radiación Solar en España utilizando los datos del SAF de clima de EUMESAF. Gobierno de España.Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). 262 pp.

Aramburu,C., Bastida,F. (Editores). (1995).Geología de Asturias. Ediciones TREA.314pp.

Bissonnais,Le Y. (1996 a). Soil characteristics and aggregate stability. En Agassi,M. *Soil Erosion, conservation and rehabilitation*. Marcel Dekker,New York, NY:41-60.

Cartografía Temática Ambiental.1995. Consejería de Medio Ambiente. Principado de Asturias. INDUROT. Universidad de Oviedo. Hojas 75 y 100.

DeBano,L.F., L.D. Mann y D.A. Hamilton (1970). Translocation of hydrophobic substances into soil by burning organic litter. *Soil Science Society American Proceedings* 34, páginas 130-133.

DeBano,L.F.(1971). The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Soil Science Society American Proceedings* 35 , páginas 340-343.

DeBano,L.F.,R.M,Rice y C.E. Conrad (1979). Soil heating in chaparral fires: effects on soil properties, plant nutrients, erosion and run-off. Research Paper PSW-145. *Forest Service, USDA*.

Díaz Fierros,F y J.L.,Rubio (1990). Metodologías de estudio de los procesos de erosión hídrica del suelo en España. *Cuadernos de área de ciencias agrarias*,12.

Díaz Fierros,F.,E. Benito y R.Pérez (1987). Evaluation of the USLE for the prediction of erosion in burnt forest areas in Galicia (NW Spain). *Catena* 14 : (189-199).

Doerr, S.H. (1998). Short communication. 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., Shakesby,R.P.D. Walsh. (2000). Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth Science Reviews* 51: (33-65).

Doerr,S.H., Shakesby,R.A.,Dekker,L.W.,Ristema,C.J. (2006). Ocurrence, 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., Woods,S.W.,Martin,D.A.,Casimiro,M. (2009). Natural background soil water repellency in conifer forests of the north-western USA: Its prediction and relationship to wildfire occurrence. *Journal of Hidrology* 371: (12-21).

Felicísimo Pérez, A.M. (1990): «El clima de Asturias». En *Enciclopedia temática de Asturias*, 10 (fasc. 200-202): 179-208. Silverio Cañada Ed. Gijón.

Fernández Cepedal, G.; Felicísimo Pérez, A.M. (1987): «Método de cálculo de la radiación solar incidente en áreas con apantallamiento topográfico». *Revista de Biología de la Universidad de Oviedo*, 5: 109-119.

Fernández,S., Marquínez,J.,Menéndez Duarte,R. (2005). A susceptibility model for post wildfire erosion in a temperate oceanic mountain area of Spain. *Catena* 61 :(256-272).

Giglio, L.,Randerson, J.T., Van Der Werf, G.R. (2013). Analysis of daily,monthly and annual burned area using the fourth-generation global fire emissions database (GFED4). *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences* 188,317-328.

Gillet,N.P.,Weaver,A.J.,Zwiers,F.W.,Flannigan, M.D. (2004). Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophysical Research Letters*, 31,18.

González-Pérez,José.A., González-Vila, Francisco.,Almendros, Gonzalo., Knicker,Heike.(2004). The effect of fire on soil organic matter – a review. *Enviromental International* 30: (855-870).

Giovannini,G.(1994). Te effect of fire on soil quality. En Sala,M y Rubio,J.L.(Editores): *Soil erosion and degradation as a consequenceof forest fires*.Geoforma ediciones, Logroño: 15-28.

Gupta R.K., D.R., Bhumbla, I.P.,Abrol (1984). Effect on soil pH, organic matter content and calcium carbonate on the dispersion behavior of alkali soils. *Soil Science* 137 : (245-251).

Hallin,I., Douglas,P., Doerr,S.H., Bryant,R. (2013). The role of drop volume and number on soil water repellency determination. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 77: (1732-1743).

Hibert,A.R.(1985).Storm runoff and sediment production afeter wildfire in chaparral.*Proceedings of the meeting.Hydrology and water resources in Arizona and the southwest Nevada.*

Jiménez-Pinilla,P., Doerr,S.H., Ahn,A., Lozano,E., Mataix-Solera,J., Jordán,A., Zavala,L.M., Arcenegui,V. (2016). Effects of relative humidity on the water repellency of fire-affected soils. *Catena* 138: (68-76).

Knicker, Heike.,Wiesmeier,Martin.,Dick,Deborah P.(2008). A simplified method for the quantification of pyrogenic organic matter in grassland soils via chemical oxidation. *Geoderma* 147: (69-74).

Leelamanie,D.A.L., Karube,J.,Yoshida,A.(2008b). Relative humidity effects on contact angle and water drop penetration time of hydrophobized fine sand soil. *Sci. Plant Nutr* 54: (695-700).

Marquínez, J., Recondo, C., Wozniak, E., Pérez Morandeira, C. S., Álvarez García, M. A., García Manteca, P. y Lastra Fernández, J. (2002) .Cartografía de áreas afectadas por incendios forestales en Asturias a partir de imágenes de satélite. Gobierno del Principado de Asturias e INDUROT (Universidad de Oviedo).

Lal,R., Kimble,J.M.,Stewart,B.A. (2001).Assessment methods for soil carbon.*Advances in soil science*.Lewis Publishers.Capítulos 24 y 25. 676 pp.

Lotze,F.(1958). Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Geologie, Jahrg.*, 7,núms 3-6,pp 727-750,Berlín.

Mataix-Solera,J., y Doerr, S.H., Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. *Geoderma* 118: (77-88).

Prentice,I.C.,FarquharG.D.,Fasham,M.J.R.,Goulden,M.L.,Heimann,M.,Jaramillo,V.J.,e t al. (2001).The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. Climate change: the scientific basis. Cambridge (UK): Cambridge University Press. Pp 183-237.

Post,W,M.,Peng,T.H.,Emmanuel,W.R.,King,A.W.,Dale,W.H.,De Angelis,D.L.(1990). The global carbon cycle. *Am Sci* 78, 310-26.

Randerson, J.T.,Chen,Y.,Van Der Werf,G.R.,Rogers,B.M.,Morton,D.C. (2012). Global burned area and biomass burning emissions from small fires. *Journal of Geophysical Research* 117 G04012

Sánchez Fanjul, J. (2013) Cartografía de zonas quemadas en Asturias entre los años 2009-2011 mediante imágenes Landsat. Proyecto fin de carrera E. P. Mieres, I. T. en Topografía. Dirigido por Carmen Recondo González.

Santín, Cristina., Knicker, Heike., Fernández, Susana., Menéndez-Duarte,Rosana., Álvarez, Miguel Ángel. (2008) .Wildfires influence on soil organic matter in Atlantic mountainous region (NW of Spain). *Catena* 74: (286-295).

Santín, Cristina.; Doerr, Stefan.H, Kane,Evans.,Masiello,Caroline A.,Ohlson,Mikael.,De la Rosa, José María.,Preston,Caroline M y Dittmar,Throsten. (2015). Towards a global assessment of pyrogenic carbón from vegetation fires. *Global Change Biology*:16 pp.

Shakesby,R.A., Doerr,S.H. (2006). Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. *Earth-Science Reviews* 74: (269-307).

Tisdall, J.M. y Oades, J.M. (1982). Organic matter and water-stable aggregation. *Journal of Soil Science* 33 : (141-163).

Vågen, Tor-Gunnar., Winowiecki,Leigh.A. (2013). Mapping of soil organic carbon stocks for spatially explicit assessments of climate change mitigation potential. *Environ.Res.Lett.* 8 :(9 pp).

Vera,J.A (Editor).(2004). Pérez-Estaún,A y Bea,F (Editores) (2004) : Macizo Ibérico en Geología de España. *Instituto Geológico y Minero de España(IGME)*, Madrid 884 pp.

ANEXO I

Tablas 1 y 2. Relación de muestras. En la presente tabla aparecen indicadas todas las muestras con su parcela correspondiente y el tipo de vegetación al que se asocia cada una de ellas.

Parcela	Vegetación	Muestra	Parcela	Vegetación	Muestra
1	Brezal	P-1	6	Bosque	P-31
	Brezal	P-2		Bosque	P-32
	Brezal	P-3		Bosque	P-33
	Brezal	P-4		Bosque	P-34
	Brezal	P-5		Bosque	P-35
	Brezal	P-6		Bosque	P-36
2	Brezal	P-7	7	Bosque	P-37
	Brezal	P-8		Bosque	P-38
	Brezal	P-9		Bosque	P-39
	Brezal	P-10		Bosque	P-40
	Brezal	P-11		Bosque	P-41
	Brezal	P-12		Bosque	P-42
3	Brezal	P-13	8	Bosque	P-43
	Brezal	P-14		Bosque	P-44
	Brezal	P-15		Bosque	P-45
	Brezal	P-16		Bosque	P-46
	Brezal	P-17		Bosque	P-47
	Brezal	P-18		Bosque	P-48
4	Brezal	P-19	9	Bosque	P-49
	Brezal	P-20		Bosque	P-50
	Brezal	P-21		Bosque	P-51
	Brezal	P-22		Bosque	P-52
	Brezal	P-23		Bosque	P-53
	Brezal	P-24		Bosque	P-54
5	Brezal	P-25	10	Bosque	P-55
	Brezal	P-26		Bosque	P-56
	Brezal	P-27		Bosque	P-57
	Brezal	P-28		Bosque	P-58
	Brezal	P-29		Bosque	P-59
	Brezal	P-30		Bosque	P-60

Tabla 3. Coordenadas U.T.M de las parcelas de muestreo.

Parcela	Vegetación	Muestras	Coordenadas U.T.M	
			X	Y
1	Brezal	1-6	0693507	4758584
2	Brezal	6-12	0693776	4758271
3	Brezal	13-18	0692684	4759620
4	Brezal	19-24	0691438	4759567
5	Brezal	25-30	0693590	4758224
6	Bosque	31-36	0685988	4767946
7	Bosque	37-42	0690037	4769380
8	Bosque	43-48	0690604	4769673
9	Bosque	49-54	0690677	4769457
10	Bosque	55-60	0690682	4768815

Tabla 4. Valores de M.O, Cox, pH, conductividad e hidrofobicidad para las muestras de brezal (Parcelas 1 a 5).

Parcela	Vegetación	Muestra	Valor medio		pH	µs/cm	n° Clase
			% M.O	% C Ox		Conductiv.	Hidrofob.
1	Brezal	1	29,87	16,2	4,33	84,6	4
1	Brezal	2	26,83	7,9	4,33	58,7	1
1	Brezal	3	43,31	26,9	4,25	No se puedo medir	10
1	Brezal	4	24,83	28,3	4,28	53,3	4
1	Brezal	5	20,07	15,7	4,36	41,5	4
1	Brezal	6	14,53	7,2	4,23	No se pudo medir	1
2	Brezal	7	45,55	27,6	3,99	72,3	2
2	Brezal	8	50,61	30,1	3,93	77,7	4
2	Brezal	9	53,35	27,5	4,22	66,6	7
2	Brezal	10	74,46	39,4	3,91	124,4	10
2	Brezal	11	64,06	42,1	3,76	90,1	9
2	Brezal	12	59,47	39,4	3,89	102,9	9
3	Brezal	13	15,52	1,0	4,28	36,2	1
3	Brezal	14	14,02	17,3	4,24	46,1	1
3	Brezal	15	15,07	1,3	4,17	37,7	1
3	Brezal	16	13,04	2,7	4	29,6	1
3	Brezal	17	16,52	3,4	4,3	47,8	5
3	Brezal	18	11,66	0,0	4,37	27,9	1
4	Brezal	19	34,84	23,0	3,92	90,5	5
4	Brezal	20	37,11	31,2	4,04	113,4	5
4	Brezal	21	71,54	46,6	4,01	188,1	10
4	Brezal	22	73,35	33,2	4,05	166,7	10
4	Brezal	23	27,64	14,5	4,25	77,5	5
4	Brezal	24	26,64	22,7	4,32	146	8
5	Brezal	25	46,06	18,1	4,78	82,7	10
5	Brezal	26	36,91	24,7	4,15	71,7	10
5	Brezal	27	46,63	26,1	4,7	116,6	10
5	Brezal	28	46,61	22,5	4,28	96,9	10
5	Brezal	29	34,74	26,2	4,42	68	10
5	Brezal	30	43,52	23,9	4,36	91,4	10

Tabla 5. Valores de M.O, Cox, pH, conductividad e hidrofobicidad para las muestras de bosque (Parcelas 5 a 10).

			Valor medio			µs/cm	n° Clase
Parcela	Vegetación	Muestra	% M.O	% C Ox	pH	Conductiv.	Hidrofob.
6	Bosque	31	21,53	11,3	3,58	96,7	6
6	Bosque	32	31,99	19,9	4,05	127,4	6
6	Bosque	33	24,65	15,7	4,43	74,9	7
6	Bosque	34	27,63	14,7	4,29	97,7	6
6	Bosque	35	51,44	23,0	4,71	199,8	9
6	Bosque	36	28,00	19,9	4,17	104,5	10
7	Bosque	37	22,57	10,1	4,98	81,7	5
7	Bosque	38	21,04	11,8	5,01	126,7	9
7	Bosque	39	20,25	8,6	5,53	168,3	6
7	Bosque	40	27,57	13,3	5,11	133,6	9
7	Bosque	41	27,36	15,2	5,23	125,4	9
7	Bosque	42	18,65	8,4	5,13	82,5	3
8	Bosque	43	93,44	45,9	4,51	151	9
8	Bosque	44	53,62	34,2	3,5	163,9	10
8	Bosque	45	35,04	23,2	4,59	235	10
8	Bosque	46	43,74	20,8	3,96	132,3	10
8	Bosque	47	88,21	34,3	3,99	179,1	10
8	Bosque	48	16,41	15,0	4,81	36,6	10
9	Bosque	49	38,63	19,8	4,15	77,9	10
9	Bosque	50	30,18	17,3	3,95	58,3	10
9	Bosque	51	54,78	27,1	4,14	109,8	9
9	Bosque	52	27,04	9,5	4,24	64,2	9
9	Bosque	53	47,98	29,4	4,09	170,7	10
9	Bosque	54	45,29	24,3	3,83	162,2	10
10	Bosque	55	30,60	13,3	4,14	66,3	10
10	Bosque	56	44,63	32,4	3,98	145,8	9
10	Bosque	57	28,00	26,8	4,08	77,6	9
10	Bosque	58	30,40	26,9	3,93	91,9	10
10	Bosque	59	23,31	10,5	4,16	102	9
10	Bosque	60	29,85	19,6	4,14	68,8	10

Tabla 6. Valores de hidrofobicidad para las muestras de brezal. En esta tabla aparecen reflejados los valores obtenidos para las 5 gotas que se echaron en cada muestra y los valores de la mediana con los que se ha trabajado posteriormente.

Muestra	1 5 S	2 5-10 s	3 10 -30 S	4 30 S -1'	5 1'-3'	6 3'-5'	7 5'-10'	8 10'-15'	9 15'-1H	10 1H-5H	11 > 5H	Mediana
1	1			2	1		1					4
2	3				1			1				1
3	2									3		10
4	2			3								4
5	1			3	1							4
6	3				2							1
7	2	1		2								2
8	1		1	1	1	1						4
9		1			1		2		1			7
10										5		10
11								2	3			9
12									5			9
13	5											1
14	5											1
15	5											1
16	5											1
17			1		2	1	1					5
18	5											1
19	1			1	3							5
20					3	2						5
21										5		10
22										5		10
23	1				4							5
24							2	1	1	1		8

25										5		10
26										5		10
27										5		10
28							1		1	3		10
29									1	4		10
30									1	4		10

ANEXO II

Tabla 1. Datos obtenidos para la prueba T de muestras independientes y Test de Levene

		Prueba de Levene de igualdad de varianzas		Prueba T para igualdad de medias					95% de intervalo de confianza de la diferencia	
		F	Sig.	t	gl	Sig. (bilateral)	Diferencia de medias	Diferencia de error estándar	Inferior	Superior
MO(%)	Se asumen varianzas iguales	0,577	0,451	0,239	58	0,812	1,1510	4,8113	-8,4798	10,7818
	No se asumen varianzas iguales			0,239	57,925	0,812	1,1510	4,8113	-8,4801	10,7821
COx(%)	Se asumen varianzas iguales	3,351	0,072	0,519	58	0,606	1,4833	2,8593	-4,2403	7,2069
	No se asumen varianzas iguales			0,519	52,448	0,606	1,4833	2,8593	-4,2532	7,2198
pH	Se asumen varianzas iguales	17,498	0,000	-1,411	58	0,164	-0,14300	0,10137	-0,34592	0,05992
	No se asumen varianzas iguales			-1,411	40,208	0,166	-0,14300	0,10137	-0,34785	0,06185
Conductividad(uS/cm)	Se asumen varianzas iguales	1,635	0,206	-3,019	56	0,004	-34,697	11,495	-57,724	-11,671

	No se asumen varianzas iguales			-3,035	55,566	0,004	-34,697	11,431	-57,600	-11,794
Hidrofobicidad	Se asumen varianzas iguales	31,054	0,000	-3,580	58	0,001	-2,700	0,754	-4,210	-1,190
	No se asumen varianzas iguales			-3,580	42,951	0,001	-2,700	0,754	-4,221	-1,179

Tabla 2. Datos obtenidos para las pruebas de normalidad previas a las correlaciones para todos los datos en su conjunto. Aparece indicado a la derecha si la variable necesita una correlación de Pearson (variable normal) o de Spearman (variable no normal).

Pruebas de normalidad

	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk			Correlación
	Estadístico	gl	Sig.	Estadístico	gl	Sig.	
MO(%)	0,146	60	0,003	0,914	60	0,000	Spearman
COx(%)	0,052	60	,200	0,984	60	0,633	Pearson
pH	0,172	60	0,000	0,916	60	0,001	Spearman
Hidrofobicidad	0,288	60	0,000	0,790	60	0,000	Spearman
Conductividad (uS/cm)	0,109	58	0,085	0,956	58	0,034	Pearson

*. Esto es un límite inferior de la significación verdadera.

a. Corrección de significación de Lilliefors

Tablas 3 y 4. Datos obtenidos para las pruebas de normalidad previas a las correlaciones para los datos analizados en función de los grupos de brezal y bosque (arriba) y todos los datos en su conjunto (abajo). Aparece indicado a la derecha si la variable necesita una correlación de Pearson (variable normal) o de Spearman (variable no normal).

Pruebas de normalidad

		Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk			Correlación
		Estadístico	gl	Sig.	Estadístico	gl	Sig.	
Brezal	MO(%)	0,096	30	,200	0,937	30	0,076	Pearson
	COx(%)	0,129	30	,200	0,959	30	0,284	Pearson
	pH	0,132	30	0,190	0,948	30	0,146	Pearson
	Conductividad (uS/cm)	0,125	28	,200	0,936	28	0,087	Pearson
	Hidrofobicidad	0,198	30	0,004	0,826	30	0,000	Spearman
Bosque	MO(%)	0,223	30	0,001	0,793	30	0,000	Spearman
	COx(%)	0,118	30	,200	0,933	30	0,059	Pearson
	pH	0,203	30	0,003	0,928	30	0,042	Spearman
	Conductividad (uS/cm)	0,106	30	,200	0,965	30	0,423	Pearson
	Hidrofobicidad	0,345	30	0,000	0,733	30	0,000	Spearman

Pruebas de normalidad

	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk			Correlación
	Estadístico	gl	Sig.	Estadístico	gl	Sig.	
MO(%)	0,146	60	0,003	0,914	60	0,000	Spearman
COx(%)	0,052	60	,200	0,984	60	0,633	Pearson
pH	0,172	60	0,000	0,916	60	0,001	Spearman
Hidrofobicidad	0,288	60	0,000	0,790	60	0,000	Spearman
Conductividad (uS/cm)	0,109	58	0,085	0,956	58	0,034	Pearson

*. Esto es un límite inferior de la significación verdadera.

a. Corrección de significación de Lilliefors

Tabla 5. Correlaciones de Pearson para todos los datos analizados en su conjunto.

Correlaciones PEARSON

		MO(%)	COx(%)	pH	Conduc(uS/cm)	Hydrofobicidad
MO(%)	Correlación de Pearson	1	,862**	-,311*	,565**	,525**
	Sig. (bilateral)		0,000	0,016	0,000	0,000
	N	60	60	60	58	60
COx(%)	Correlación de Pearson	,862**	1	-,389**	,515**	,546**
	Sig. (bilateral)	0,000		0,002	0,000	0,000
	N	60	60	60	58	60
pH	Correlación de Pearson	-,311*	-,389**	1	0,061	-0,048
	Sig. (bilateral)	0,016	0,002		0,650	0,718
	N	60	60	60	58	60
Conduc(uS/cm)	Correlación de Pearson	,565**	,515**	0,061	1	,536**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,650		0,000
	N	58	58	58	58	58
Hydrofobicidad	Correlación de Pearson	,525**	,546**	-0,048	,536**	1
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,718	0,000	

	N	60	60	60	58	60
--	---	----	----	----	----	----

** . La correlación es significativa en el nivel 0,01 (bilateral).

* . La correlación es significativa en el nivel 0,05 (bilateral).

Tabla 6. Correlaciones de Spearman para todas las variables analizadas en su conjunto.

Correlaciones SPEARMAN

			MO(%)	COx(%)	pH	Conduc(uS/cm)	Hydrofobicidad
Rho de Spearman	MO(%)	Coefficiente de correlación	1,000	,867**	-,421**	,581**	,588**
		Sig. (bilateral)		0,000	0,001	0,000	0,000
		N	60	60	60	58	60
	COx(%)	Coefficiente de correlación	,867**	1,000	-,477**	,500**	,483**
		Sig. (bilateral)	0,000		0,000	0,000	0,000
		N	60	60	60	58	60
	pH	Coefficiente de correlación	-,421**	-,477**	1,000	-0,090	-0,162
		Sig. (bilateral)	0,001	0,000		0,503	0,216
		N	60	60	60	58	60
	Conduc(uS/cm)	Coefficiente de correlación	,581**	,500**	-0,090	1,000	,465**

		Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,503		0,000
		N	58	58	58	58	58
	Hidrofobicidad	Coeficiente de correlación	,588**	,483**	-0,162	,465**	1,000
		Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,216	0,000	
		N	60	60	60	58	60

** . La correlación es significativa en el nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 7. Correlaciones de Pearson para los datos analizados en función de los grupos de brezal y bosque.

Correlaciones PEARSON

Tipo de vegetación			MO(%)	COx(%)	pH	Conduc(uS/cm)	Hydrofobicidad
Brezal	MO(%)	Correlación de Pearson	1	,879**	-,372*	,770**	,749**
		Sig. (bilateral)		0,000	0,043	0,000	0,000
		N	30	30	30	28	30
	COx(%)	Correlación de Pearson	,879**	1	-,431*	,746**	,705**
		Sig. (bilateral)	0,000		0,017	0,000	0,000
		N	30	30	30	28	30
	pH	Correlación de Pearson	-,372*	-,431*	1	-0,204	0,061

		Sig. (bilateral)	0,043	0,017		0,298	0,748	
		N	30	30	30	28	30	
	Conduc(uS/cm)	Correlación de Pearson	,770**	,746**	-0,204	1	,699**	
		Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,298		0,000	
		N	28	28	28	28	28	
	Hidrofobicidad	Correlación de Pearson	,749**	,705**	0,061	,699**	1	
		Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,748	0,000		
		N	30	30	30	28	30	
Bosque	MO(%)	Correlación de Pearson	1	,861**	-0,317	,517**	,363	
		Sig. (bilateral)		0,000	0,087	0,003	0,048	
		N	30	30	30	30	30	
	COx(%)	Correlación de Pearson	,861**	1	-,453*	,457*	,474**	
		Sig. (bilateral)	0,000		0,012	0,011	0,008	
		N	30	30	30	30	30	
		pH	Correlación de Pearson	-0,317	-,453*	1	0,064	-,396

		Sig. (bilateral)	0,087	0,012		0,737	0,031
		N	30	30	30	30	30
	Conduc(uS/cm)	Correlación de Pearson	,517**	,457*	0,064	1	0,155
		Sig. (bilateral)	0,003	0,011	0,737		0,414
		N	30	30	30	30	30
	Hidrofobicidad	Correlación de Pearson	,363*	,474**	-,396*	0,155	1
		Sig. (bilateral)	0,048	0,008	0,031	0,414	
		N	30	30	30	30	30
**. La correlación es significativa en el nivel 0,01 (bilateral).							
*. La correlación es significativa en el nivel 0,05 (bilateral).							

Tabla 8. Correlaciones de Spearman obtenidas para los datos analizados en función de los grupos de bosque y brezal.

Correlaciones SPEARMAN

Tipo de vegetación				MO(%)	COx(%)	pH	Conduc(uS/cm)	Hydrofobicidad
Rho de Spearman	Brezal	MO(%)	Coefficiente de correlación	1,000	,847**	-,384	,790**	,748**
			Sig. (bilateral)		0,000	0,036	0,000	0,000
			N	30	30	30	28	30
		COx(%)	Coefficiente de correlación	,847**	1,000	-,515**	,714**	,612**
			Sig. (bilateral)	0,000		0,004	0,000	0,000
			N	30	30	30	28	30
		pH	Coefficiente de correlación	-,384	-,515**	1,000	-0,247	0,034
			Sig. (bilateral)	0,036	0,004		0,204	0,858
			N	30	30	30	28	30
		Conduc(uS/cm)	Coefficiente de correlación	,790**	,714**	-0,247	1,000	,745**
			Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,204		0,000
			N	28	28	28	28	28
		Hydrofobicidad	Coefficiente de correlación	,748**	,612**	0,034	,745**	1,000
			Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,858	0,000	
			N	30	30	30	28	30
	Bosque	MO(%)	Coefficiente de correlación	1,000	,878**	-,519**	,523**	,484**
			Sig. (bilateral)		0,000	0,003	0,003	0,007
			N	30	30	30	30	30

		COx(%)	Coefficiente de correlación	,878**	1,000	-,539**	,476**	,514**
			Sig. (bilateral)	0,000		0,002	0,008	0,004
			N	30	30	30	30	30
		pH	Coefficiente de correlación	-,519**	-,539**	1,000	-0,002	-,444*
			Sig. (bilateral)	0,003	0,002		0,992	0,014
			N	30	30	30	30	30
		Conduc(uS/cm)	Coefficiente de correlación	,523	,476	-0,002	1,000	0,049
			Sig. (bilateral)	0,003	0,008	0,992		0,799
			N	30	30	30	30	30
		Hidrofobicidad	Coefficiente de correlación	,484**	,514**	-,444*	0,049	1,000
			Sig. (bilateral)	0,007	0,004	0,014	0,799	
			N	30	30	30	30	30

** . La correlación es significativa en el nivel 0,01 (bilateral).

* . La correlación es significativa en el nivel 0,05 (bilateral).

