Informes Técnicos Ciemat

Estudio Preliminar sobre el Uso de los Radionucleidos ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb y las Técnicas de Espectrorradiometría como Herramientas para Determinar el Estado de Erosión de Suelos

E. Rodríguez Vegas¹
C. Gascó Leonarte¹
T. Schmid¹
J. A. Suárez¹
M. Rodríguez Rastrero¹
J. Almorox Alonso²

¹CIEMAT ²UPM - E.T.S.I. de Ingenieros Agrónomos



MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD

iemat

Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas

Estudio Preliminar sobre el Uso de los Radionucleidos ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb y las Técnicas de Espectrorradiometría como Herramientas para Determinar el Estado de Erosión de Suelos

E. Rodríguez Vegas¹
C. Gascó Leonarte¹
T. Schmid¹
J. A. Suárez¹
M. Rodríguez Rastrero¹
J. Almorox Alonso²

¹CIEMAT ²UPM - E.T.S.I. de Ingenieros Agrónomos

Departamento de Medio Ambiente

Toda correspondencia en relación con este trabajo debe dirigirse al Servicio de Información y Documentación, Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas, Ciudad Universitaria, 28040-MADRID, ESPAÑA.

Las solicitudes de ejemplares deben dirigirse a este mismo Servicio.

Los descriptores se han seleccionado del Thesauro del DOE para describir las materias que contiene este informe con vistas a su recuperación. La catalogación se ha hecho utilizando el documento DOE/TIC-4602 (Rev. 1) Descriptive Cataloguing On-Line, y la clasificación de acuerdo con el documento DOE/TIC.4584-R7 Subject Categories and Scope publicados por el Office of Scientific and Technical Information del Departamento de Energía de los Estados Unidos.

Se autoriza la reproducción de los resúmenes analíticos que aparecen en esta publicación.

Catálogo general de publicaciones oficiales <u>http://www.060.es</u>

Depósito Legal: M -26385-2011 ISSN: 1135 - 9420 NIPO: 721-13-050-9

Editorial CIEMAT

CLASIFICACIÓN DOE Y DESCRIPTORES

S37, S54

GAMMA SPECTROSCOPY; RADIONUCLIDE MIGRATION; SOILS; EROSION; CESIUM 137; LEAD 210; SOIL CONSERVATION

Estudio Preliminar sobre el Uso de los Radionucleidos ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb y las Técnicas de Espectrorradiometría como Herramientas para Determinar el Estado de Erosión de Suelos

Rodríguez Vegas, E.; Gascó Leonarte, C.; Schmid T.; Suárez, J.A.; Rodríguez Rastrero, M.; Almorox Alonso, J.

84 pp. 36 figs. 8 tablas 101 refs.

Resumen:

El uso de los radionucleidos está muy extendido como herramienta para el estudio y cuantificación de la erosión del suelo. La distribución global de los radionucleidos artificiales derivados de las pruebas nucleares (1945-1970) se fijó firmemente en la superficie del suelo. Esto permite caracterizar la erosión del suelo mediante la comparación de los inventarios de ¹³⁷Cs en los puntos muestreo con un inventario de referencia previo. Este procedimiento se complementa con el cálculo del inventario de ²¹⁰Pb_{ave} como indicador del depósito medio de radionucleidos en la zona. La espectrorradiometría se implementa para asociar mediciones de reflectancia del suelo a sus propiedades físicas y químicas obtenidas de los análisis de laboratorio, y que están relacionadas con los procesos de erosión del suelo. La metodología aplica las dos técnicas instrumentales para las muestras de suelo de una zona semiárida agrícola cerca de Camarena (Toledo). El rango de inventario obtenido de ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc} es similar al inventario de referencia español lo cual permite su comparación. Los resultados de espectrorradiometría se relacionan bien con las propiedades de suelo medidas en laboratorio y pueden ser aplicados para determinar dichas propiedades de manera más rápida y sencilla, además de para su integración con los resultados de espectrometría gamma. Este es un estudio preliminar aplicado a la identificación de suelos afectados por erosión, presentado como proyecto final del Máster Universitario Oficial: "Tecnología Agroambiental para una Agricultura Sostenible", de la UPM-E.T.S.I. Agrónomos. Se han obtenido resultados coherentes y complementarios aplicando ambas técnicas instrumentales en suelos de esta zona agrícola.

Preliminary Study on the Use of Radionuclides ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb and Spectroradiometry Techniques as Tools to Determine Soil Erosion State

Rodríguez Vegas, E.; Gascó Leonarte, C.; Schmid T.; Suárez, J.A.; Rodríguez Rastrero, M.; Almorox Alonso, J.

84 pp. 36 figs. 8 tablas 101 refs.

Abstracts:

Radionuclides are largely used as tools for studying and quantifying soil erosion. The global fallout of artificial radionuclides derived from weapons testing (1945-1970) was rapidly and firmly fixed in soil surface horizons. This allowed determining soil erosion by comparing ¹³⁷Cs inventories at individual sampling points with a reference inventory. This procedure is complemented with the ²¹⁰Pb_{uns} inventory calculation as an indicator of the local average of radionuclides deposition. Spectroradiometry is implemented to associate soil reflectance measurements to physical and chemical soil properties related to soil erosion processes obtained from laboratory analyses. The methodology applies both instrumental techniques in soil samples from a semiarid agricultural area near to Camarena (Toledo). The resulting inventories obtained for ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb_{exe} are similar to the Spanish reference allowing comparation. Spectroradiometry results correlate well with soil properties measured in the laboratory and can be applied to determine these properties more quickly and easily, as well as for integration with gamma spectrometry results. This is a preliminary study to identify soils affected by erosion that is presented as a Master thesis of the Official Master Degree: "Agro-Environmental Technology for a Sustainable Agriculture", of the Technical University of Madrid - School of Agricultural Engineers (UPM-ETSI). Coherent and complimentary results are obtained applying both instrumental techniques within this agricultural area.

Índice general:

Índice de figuras:	2
Índice de tablas:	3
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	4
1.1 El problema de la erosión de suelos	4
1.2 Uso de los radionucleidos como posibles evaluadores de la erosión	9
1.2.1 Origen y distribución del ¹³⁷ Cs en el suelo	9
1.2.2 Origen y distribución del ²¹⁰ Pb en el suelo	13
1.3 Aplicación de la técnica de teledetección a estudios de erosión	17
1.3.1 Implementación de sistemas ópticos	17
1.3.2 Identificación de parámetros edáficos con datos espectrales	20
1.3.3 Técnicas de interpretación y análisis de datos espectrales	23
1.4 Objetivos	25
2. METODOLOGÍA	26
2.1 Plan de muestreo	26
2.1.1 Caracterización del área de estudio	26
2.1.2 Selección y descripción de la zona de muestreo	27
2.1.3 Toma de muestras	32
2.2 Pretratamiento de muestras de suelos para los diferentes tipos de análisis	34
2.3 Análisis físicos y químicos estándar de la muestra de suelo	36
2.4 Determinación de ¹³⁷ Cs y ²¹⁰ Pb _{exc}	38
2.4.1 Calibración del equipo de espectrometría gamma	43
2.4.1.1 Selección de la geometría de medida	44
2.4.1.2 Preparación de patrones	44
2.4.1.3 Selección del detector apropiado	45
2.4.1.4 Aplicación de las técnicas de simulación para la calibración	46
2.4.2 Cálculo de incertidumbre y niveles de detección	46
2.5 Uso de técnica de espectrorradiometría de rango óptica	49
2.5.1 Aplicación de técnicas de medidas de suelos en laboratorio	49
2.5.2 Tratamiento de datos espectrales	51
3. RESULTADOS Y DISCUSION	52
3.1 Estudio del inventario de radionucleidos en el área del estudio	52
3.2 Interpretación de los rasgos espectrales para identificar las propiedades de los	- 0
suelos	58
3.3 Evaluación de las técnicas instrumentales empleadas para el estudio de erosión	۱ de
	66
	72
5. BIBLIUGRAFIA	73

Índice de figuras:

Figura 1. Distribución mundial de zonas secas (MEA, 2005)	6
Figura 2. Mapa de zonas vulnerables a la desertificación (USDA, 1998)	6
Figura 3. Distribución de ¹³⁷ Cs tras el accidente de Chernóbil (De Cort et al., 1998)	11
Figura 4. Distribución de ¹³⁷ Cs en el territorio español (Caro, 2012)	11
Figura 5. Origen del ²¹⁰ Pb en la cadena radiactiva del Uranio (Bosch, 2010)	14
Figura 6. Perfil ideal de concentración de actividad de ¹³⁷ Cs de un suelo	16
Figura 7. Perfil ideal de concentración de actividad de ²¹⁰ Pb de un suelo	16
Figura 8. Componentes de un sistema de teledetección (Chuvieco, 2002)	17
Figura 9. Signaturas espectrales típicas de distintas cubiertas (Chuvieco, 2002)	21
Figura 10. Diagrama de flujo de la metodología	26
Figura 11. Área de estudio y zonas de muestreo (IGN, 2000)	27
Figura 12. Zona de muestreo CRA 01	29
Figura 13. Vista general de la zona de muestreo CRA 02	29
Figura 14. Zona de muestreo CRA 03	30
Figura 15. Perfil en el punto de muestreo CRA 03	30
Figura 16. Zona de muestreo CRA 05	31
Figura 17. Procedimiento de muestreo en CRA 01 (A y B), 02, 04, 05-A y 06	32
Figura 18. Procedimiento de muestreo en CRA 01-C y CRA 05-B	33
Figura 19. Procedimiento de muestreo en CRA 03	34
Figura 20. Preprocesamiento de la muestra	35
Figura 21. División de la muestra	35
Figura 22. Molienda de la muestra	39
Figura 23. Espectrómetro gamma HPGe de Canberra.	39
Figura 24. Espectro proporcionado por el programa comercial Genie 2000 (Canberra,	
2009a)	40
Figura 25. Patrón de calibración del espectrómetro gamma.	45
Figura 26. Montaje del espectrorradiómetro en el laboratorio	50
Figura 27. Muestras preparadas para las pruebas de espectrorradiometría.	50
Figura 28. Inventario de ¹³ Cs	53
Figura 29. Inventario de ²¹⁰ Pb _{exc}	55
Figura 30. Inventario total de ¹³ 'Cs y ²¹⁰ Pb _{exc}	57
Figura 31. Concentración media de actividad del ²¹⁰ Pb en Madrid	58
Figura 32. Curvas espectrales del punto de muestreo CRA 01-C	60
Figura 33. Curvas espectrales del punto de muestreo CRA 03-A.	62
Figura 34. Curvas espectrales del punto de muestreo CRA 05-A	64
Figura 35. Curvas espectrales de las zonas de acumulación	65
Figura 36. Relación del contenido de ¹³ Cs y otros parámetros del suelo (0 a 10 cm)	70
Figura 37. Relación del contenido de ²¹⁰ Pb y otros parámetros del suelo (0 a 10 cm)	71

Índice de tablas:

Tabla 1. Tipos climáticos según el Índice de aridez de la UNEP (1997)	5
Tabla 2. Descripción general de los puntos de muestreo	28
Tabla 3. Características del espectrorradiómetro ASD FieldSpec 3.	49
Tabla 4. Características físicas y químicas del punto CRA 01-C	59
Tabla 5. Características físicas, químicas y mineralógicas del punto CRA 03-A	61
Tabla 6. Características físicas, químicas y mineralógicas del punto CRA 05-A	63
Tabla 7. Características físicas y químicas de las zonas de acumulación	65
Tabla 8. Parámetros del suelo en las muestras de 0 a 10 cm de profundidad	70

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1 EL PROBLEMA DE LA EROSIÓN DE SUELOS

La palabra "**suelo**" (del latín *solum*), es "la cubierta delgada en la superficie terrestre, de unos pocos centímetros a varios metros. Como cuerpo natural, el suelo constituye una interfase que permite intercambios entre la litosfera, la biosfera y la atmósfera. Los suelos son la base de todos los ecosistemas terrestres y hacen posible la vida en el planeta" (Porta et al., 2011). Es el resultado de la meteorización o descomposición de las rocas en fragmentos más pequeños, que se disuelven o van a formar parte de nuevos compuestos por la acción de diversos agentes físico-químicos (cambios bruscos de temperatura, acción del agua o del viento) y que puede verse favorecido por la acción de los seres vivos. Más tarde, los productos rocosos de la meteorización se mezclan con el aire, agua y restos orgánicos provenientes de plantas y animales para formar suelos. Este proceso tarda muchos años, razón por la cual los suelos son considerados recursos naturales no renovables.

En general todas las ciencias coinciden que el suelo es el lugar donde se desarrolla gran parte de la vida terrestre. Por lo que, junto con el agua y el aire, es uno de los recursos naturales más importantes para la actividad humana, aunque no renovable y por tanto limitado. Debido a esta vulnerabilidad el suelo debe ser conservado y protegido de su **degradación**.

La UNCCD (1994) aclara que cuyo se habla de la "degradación de la tierra", nos referimos a la "reducción o la pérdida de la productividad biológica o económica y la complejidad de las tierras agrícolas de secano, las tierras de cultivo de regadío o las dehesas, los pastizales, los bosques y las tierras arboladas, ocasionada, en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, por los sistemas de utilización de la tierra o por un proceso o una combinación de procesos, incluidos los resultantes de actividades humanas y pautas de poblamiento, tales como la erosión del suelo causada por el viento o el agua, el deterioro de las propiedades físicas, químicas y biológicas o de las propiedades económicas del suelo, y la pérdida duradera de vegetación natural".

Esta problemática comienza a tener relevancia ya en la década de los 70. Así, en 1977 en la Conferencia de las Naciones Unidas sobre la Desertificación (UNCOD) se adopta el

Plan de Acción para Combatir la Desertificación (PACD) tras abordar por primera vez la desertificación como un problema a nivel mundial. En 1992 aparece el Programa 21 de las Naciones Unidas, un acuerdo para promover el desarrollo sostenible aprobado en la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo (UNCED), dónde en su capítulo 12 se destaca la importancia de combatir la degradación de los suelos a causa de la desertificación y la sequía (UNCED, 1992). Mientras que más tarde, en 1996 entra en vigor la Convención de las Naciones Unidas de lucha contra la desertificación, UNCCD, constituyendo el primer y único marco legalmente vinculante a escala internacional que ha sido creado para hacer frente al problema de la desertificación (UNCCD, 1994).

En esta misma Convención, se concreta el concepto **"desertificación"** como "la degradación de las tierras en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas resultante de diversos factores, tales como las variaciones climáticas y las actividades humanas" (UNCCD, 1994). Como vemos son las llamadas en general zonas secas (áridas, semiáridas y subhúmedas secas) las más vulnerables, es decir, todas regiones terrestres donde se limitan a la producción de cultivos, forraje, madera y otros servicios del ecosistema por el agua (MEA, 2005). Pero en concreto "**zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas**" son "aquellas zonas en las que la proporción entre la precipitación total anual y la evapotranspiración media anual está comprendida entre 0,05 y 0,65; excluidas las regiones polares y subpolares" (UNCCD, 1994). Esta proporción entre la precipitación total anual y la evapotranspiración media anual es el **Índice de Aridez (I)** de la UNEP (1997), uno de los índices más utilizados para diferenciar entre los diferentes tipos de zonas secas (Tabla 1):

L. L.	CLIMA	CLIMATE		
> 0,65	Húmedo	Humid		
0,65 - 0,5	Subhúmedo - seco	Subhumid - dry		
0,5 - 0,2	Semiárido	Semiarid		
0,2 - 0,05	Árido	Arid		
< 0,05	Hiperárido	Extremely arid		

Tabla 1. Tipos climáticos según el Índice de aridez de la UNEP (1997)

En la Figura 1 puede verse cual es la distribución mundial de los diversos tipos climáticos teniendo en cuenta el Índice de aridez de la UNEP (1997).



Figura 1. Distribución mundial de zonas secas (MEA, 2005)

En la Figura 2 se pone de manifiesto como la vulnerabilidad a la desertificación a nivel mundial coincide perfectamente con la distribución de las zonas secas a nivel mundial (Figura 1), es decir las áridas, semiáridas y subhúmedas secas. Se hace evidente en este mapa de vulnerabilidad a la desertificación, la importancia de este problema en la Península Ibérica, donde gran parte del territorio se encuentra catalogado con una vulnerabilidad media y alta.



Figura 2. Mapa de zonas vulnerables a la desertificación (USDA, 1998)

Se ha tratado el término **erosión** como uno de los procesos causantes de la degradación de la tierra, que a su vez puede desembocar en un proceso de desertificación. Sin embargo, es ampliamente aceptado que la erosión es un fenómeno geológico natural causado por la acción del agua o del viento, que provoca el arrastre de las partículas del suelo, transporte y deposición en otros lugares. No obstante, ciertas actividades humanas pueden agravar y acelerar la erosión, ya que las tasas de erosión geológica son sostenibles, pero las tasas de erosión acelerada no permiten su regeneración (Almorox et al., 2011). Hasta el punto que la redistribución de suelo debida por ejemplo a las prácticas de cultivo está siendo reconocido como un proceso de erosión de suelo (Lindstrom *et al.*, 2001).

La fertilidad del suelo y su capacidad para retener el agua disponible y la materia orgánica se reducen con la erosión a nivel local, además, con esta pérdida de materia orgánica y arcilla se reduce la capacidad de intercambio catiónico, la reserva de humedad y se deteriora la estructura edáfica (Almorox et al., 2011). A nivel de cuenca, la erosión del suelo puede tener muchos impactos que son estrechamente vinculados a los problemas desertificación, tales como sedimentación en los embalses, los problemas de las inundaciones, la pérdida de zonas fértiles y llanuras de inundación, la pérdida de nutrientes, la eutrofización y la destrucción de los hábitat ecológicos (Vanmaercke *et al.,* 2011). Esto se debe a que la pérdida de suelo tiene también impacto en la calidad de las aguas puesto que los materiales erosionados pueden transportar fertilizantes, pesticidas, herbicidas y fungicidas, que pueden contaminarlas, a la vez que pueden eutrofizarlas (Almorox et al., 2011).

Entre las consecuencias a corto plazo de la erosión, se incluye la pérdida de suelo fértil agrícola, y la erosión de taludes en infraestructuras lineales, mientras que los efectos a medio y largo plazo suponen el aterramiento e incluso la colmatación de canales, balsas de riego y embalses, lo que conlleva a una drástica disminución de su capacidad de almacenamiento de agua (López-Vicente, 2008). El aumento de la sedimentación en los embalses es uno de los impactos más importantes que se produce fuera del emplazamiento de la erosión, ya que se vincula directamente con la disponibilidad del agua, uno de los principales factores limitantes de la producción agrícola y el asentamiento en las tierras secas, teniendo en cuenta además que las regiones semiáridas no sólo tienen una mayor necesidad de embalses, si no que también son generalmente más susceptibles de depósito y problemas de sedimentación (Vanmaercke *et al.*, 2011).

Como resultado de esta pérdida de suelo nos encontramos considerables problemas asociados a la erosión no sólo en el lugar donde se produce, si no también en zonas alejadas, en donde se puede dar un fuerte impacto en áreas de interés común, tales como la seguridad alimentaria (pérdida de suelo fértil), los recursos hídricos, salud humana, cambio climático y protección de la biodiversidad (López-Vicente & Navas, 2009).

En el caso de España, la continua historia de actividad humana explica el desarrollo de la erosión en los paisajes y la formación de estructuras de sedimentación. La expansión de la agricultura cerealista y la ganadería trashumante entre los siglos XVI y XIX dio lugar a episodios de erosión del suelo (García-Ruíz, 2010). La deforestación y la sustitución de bosques por cultivos o prados han conducido a un aumento dramático de la erosión del suelo, lo que resulta en el desarrollo de cárcavas y deslizamientos superficiales que tienen aumento de la carga de sedimentos en los ríos y en última instancia contribuyeron a la formación de nuevas estructuras sedimentarias (García-Ruiz y Valero-Garcés, 1998; Beguería et al., 2006). La historia reciente sobre los efectos del uso de la tierra en España es ampliamente analizada por García-Ruíz (2010). En este trabajo nos muestra que durante el siglo XX, el abandono tierras de cultivo se impuso en las áreas montañosas lo que resulta en una reducción de la erosión del suelo debido a la recolonización de la vegetación, mientras que la erosión laminar, en regueros y cárcavas afecta a los campos de cultivo abandonados en ambientes semiáridos. La Política agraria de la Unión Europea y el fortalecimiento de los mercados ha fomentado la expansión de almendros y olivos en tierras marginales y pedregosas, con pendientes pronunciadas. El viñedo también se expandió en pendientes empinadas, a veces sobre nuevos bancales inestables, lo que conduce a un aumento de la erosión, especialmente durante tormentas intensas. La expansión de las zonas de regadío, parcialmente en suelos salinos y mal estructurados, dio lugar al desarrollo de regueros de erosión y la salinización de los efluentes y la red fluvial. La tendencia hacia campos más amplios y regadíos se ha traducido en una relajación de las prácticas de conservación de suelos.

Como consecuencia de todo lo mencionado anteriormente, dentro del Programa 21 (UNCED, 1992) se hace hincapié a que los gobiernos, con el apoyo de las organizaciones internacionales y regionales competentes que se ocupan de la desertificación y la sequía, deben elaborar y actualizar los inventarios existentes de recursos naturales, como los de agua, suelos, minerales; y crear sistemas integrados de información para la observación sistemática, la contabilización y la evaluación de los

efectos ambientales de la erosión. De ahí la importancia de desarrollar una metodología integrada para la cuantificación de la erosión.

1.2 USO DE LOS RADIONUCLEIDOS COMO POSIBLES EVALUADORES DE LA EROSIÓN

1.2.1 ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN DEL ¹³⁷Cs EN EL SUELO

El Cesio-137 (¹³⁷Cs) es un radionucleido emisor gamma que produce un fotón de 661,6 keV de energía y tiene un periodo de semidesintegración de 30,02 años. El ¹³⁷Cs es un isótopo artificial, procedente de la fisión en la reacción nuclear de los neutrones con el uranio. Su presencia en el Medio Ambiente se debe a las pruebas de armamento nuclear, cuyo primer ensayo fue realizado en Álamo Gordo (Nuevo Méjico) en 1945, a los vertidos de las centrales nucleares (Ritchie y McHenry, 1990) y a los accidentes ocurridos en éstas a lo largo de la historia. El ¹³⁷Cs se distribuye por la totalidad del planeta como resultado de las pruebas de armamento termonuclear llevadas a cabo desde la década de los cincuenta (1950) hasta la década de los setenta (1970). A partir de esta fecha y debido a los tratados de no proliferación de armas nucleares estas pruebas se dejaron de realizar en la atmósfera. Los productos de fisión asociados a las pruebas termonucleares, y debido a la energía emitida, se invectaron en las capas más altas de la atmósfera, llegando incluso a la estratosfera. Este depósito estratosférico de radionucleidos, por intercambio con las capas superiores de la atmósfera, se fue reincorporando lentamente a toda la superficie terrestre por medio de los fenómenos atmosféricos como la lluvia (depósito húmedo) o por depósito seco debido a su interacción con las partículas existentes (Walling y He, 1998). El poso radiactivo es mayor en el hemisferio Norte que en el hemisferio Sur, debido a que se realizaron un mayor número de ensayos con armamento nuclear en dicho hemisferio (Larsen, 1985). Sucesos locales, como el accidente de Chernóbil en abril de 1986, el de Acerinox en Cádiz, en el año 1998, en el que ardió una fuente de ¹³⁷Cs provocó una nube radiactiva, o el recientemente ocurrido en Fukushima (Japón, 2011) tienen impactos significativos a nivel regional por medio de su asociación a partículas y por su redistribución mediante atmosférico los fenómenos de transporte (borrascas, anticiclones, vientos predominantes, formación de nubes, lluvia, nubes de polvo, resuspensión, etc.) y

fundamentalmente por la lluvia que hace que los radionucleidos se depositen con más efectividad en las regiones donde el índice pluviométrico es mayor después de un accidente. Sin embargo, estos eventos locales tienen un impacto limitado y con menos repercusión a nivel mundial (Ritchie y McHenry, 1990).

La concentración de actividad de ¹³⁷Cs existente en el suelo depende de varios factores: composición del suelo, tipo de suelo, precipitación anual, vegetación, orografía, etc. Las primeras investigaciones sobre los factores que influyen en la distribución preferente del depósito de ¹³⁷Cs en cierto tipo de suelos (por ejemplo, Tamura y Jacobs, 1960; Tamura, 1964; Lomenick y Tamura, 1965; Francis y Brinkley, 1976) han concluido que tras su depósito, el ¹³⁷Cs tiene una tendencia a absorberse rápida y fuertemente a los minerales arcillosos y micas constituyentes del suelo en condiciones ambientales. Una vez fijado, la redistribución y transporte del cesio se produce principalmente por procesos físicos como la erosión y la sedimentación. Estas características hacen de este isótopo un valioso trazador de los procesos de redistribución de suelo en los últimos 100 años (tanto de erosión como de sedimentación) como lo demuestran las cerca de 3000 publicaciones que menciona Ritchie y Ritchie (2003) en sus trabajos sobre el uso de cesio en estudios de erosión y depósito de sedimentos.

En el caso de España, el poso radiactivo procedente del armamento nuclear es la principal fuente de ¹³⁷Cs, al no existir otras fuentes importantes que hayan supuesto un aumento de su concentración de actividad e inventario total. La contribución del ¹³⁷Cs en el suelo español procedente del accidente de Chernóbil se estima en menor al 5 % de la media del inventario medio español (que es de 1726 Bq·m⁻² según Legarda *et al.*, 2011) como indica el mapa de distribución de inventario del ¹³⁷Cs en Europa procedente de este accidente (Figura 3) y la publicación del UNSCEAR (2011), que establece como depósito de ¹³⁷Cs en España 60 Bq·m⁻². Estudios recientes (Legarda *et al.*, 2011; Caro, 2012) han evaluado la distribución de ¹³⁷Cs debida al poso radiactivo de las explosiones nucleares en el territorio español a través de medidas indirectas (toma de muestras de testigos de suelo y posterior análisis por espectrometría gamma) en varias localizaciones y su extrapolación a extensiones de terreno cercanas mediante aproximaciones estadísticas (Figura 4).



Figura 3. Distribución de ¹³⁷Cs tras el accidente de Chernóbil (De Cort *et al.*, 1998)



Figura 4. Distribución de ¹³⁷Cs en el territorio español (Caro, 2012)

Aunque la distribución de ¹³⁷Cs entre ambos hemisferios del planeta es heterogénea, los estudios de erosión se basan en la hipótesis de que su distribución a nivel local es uniforme y en establecer un inventario "característico" en un sondeo de suelo que se considere no alterado y conserve la totalidad del depósito de ¹³⁷Cs (Walling y He, 1998). La técnica para el cálculo cualitativo de la erosión de suelo según Walling y Quine (1990), se puede aplicar de dos maneras diferentes: a) los valores de inventario de ¹³⁷Cs obtenidos en un punto de muestreo, se comparan con un valor referencia ("inventario característico") que represente la aportación total atmosférica de ¹³⁷Cs en una zona no alterada (que no ha experimentado erosión ni depósito de material) o, b) las medidas de inventario de ¹³⁷Cs en un determinado punto de muestreo, hechas en un momento específico del tiempo, son comparadas con medidas equivalentes realizadas varios años antes. Esta última técnica se aplica cuyo ha habido depósito local elevado por un accidente o una descarga. En ambos caso, valores de inventario de ¹³⁷Cs menores que el valor de referencia son indicativos de erosión, mientras que se deduce que ha habido depósito cuyo este inventario excede al de referencia.

La simple comparación entre inventarios de ¹³⁷Cs permite reconocer áreas erosionadas o con depósito de material, sin embargo, las estimaciones cuantitativas de erosión de suelo a partir de los datos experimentales de inventario pueden realizarse con dos aproximaciones, a través del uso de relaciones empíricas o bien a partir de modelos matemáticos teóricos. Las relaciones empíricas se han empleado para explicar la relación existente entre la pérdida de ¹³⁷Cs y la pérdida de suelo, siendo esta relación normalmente exponencial (Poreba, 2006). Algunas de estas relaciones empíricas nos las ofrecen los trabajos de Menzel (1960) y Rogowski y Tamura (1970). El empleo de modelos matemáticos, consiste en seleccionar previamente a su aplicación, una serie de parámetros relacionados con las características del suelo (coeficientes de difusión, textura, mineralogía, etc.), existiendo diferencias cuyo se va a utilizar para el cálculo de erosión en zonas agrícolas que cuyo el terreno no está modificado y la erosión se produce por escorrentías o procesos de erosión naturales. La aplicación de estos modelos se puede analizar en los trabajos realizados por Walling y Quine (1990) y Walling y He (1999). Este último método tiene también sus limitaciones. El cálculo de las tasas de erosión está ligado al modelo usado, esto implica que el modelo es muy sensible a los parámetros seleccionados, que normalmente son característicos del área de estudio y no son utilizables en otra, por lo que previamente a su aplicación, se deben seleccionar los parámetros clave específicos de nuestra zona geográfica. La superación

de las posibles limitaciones del método se podrían realizar mediante el empleo de otros radionucleidos como el Plomo-210 en exceso (²¹⁰Pb_{exceso}), de origen natural e indicador del depósito atmosférico, teniendo que garantizar mediante su medida en aire que la concentración media es constante a lo largo de los años (se deben conocer los registros de ²¹⁰Pb en el aire) o el ⁷Be que indica depósito reciente y que garantiza que en el periodo de muestreo no se han alterado los estratos superiores del suelo (Poręba, 2006). El conocimiento del rango de concentraciones de actividad y del inventario de estos radionucleidos en el suelo es imprescindible para abordar el estudio de la erosión. La existencia de datos previos de distribución de ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb en el suelo en el territorio español nos permite estimar la sensibilidad analítica de la técnica instrumental empleada (espectrometría gamma) tanto en el método de medida indirecto (a través de muestreo y posterior cuantificación por espectrometría gamma en el laboratorio) o directo (espectrometría gamma *in situ*) para evaluar la erosión en la zona seleccionada.

1.2.2 ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN DEL ²¹⁰Pb EN EL SUELO

El Plomo-210 (²¹⁰Pb) es un radionucleido de origen natural distribuido por todo el planeta. Este radionucleido forma parte de la cadena radiactiva del Uranio-238 (Figura 5) y se utiliza en geología como herramienta para estudiar la sedimentación lacustre y marina reciente (He y Walling, 1996), datar de sedimentos (Sanchez-Cabeza, 2012), y cuantificar la erosión del suelo (Walling y He, 1999). Debido a su periodo de semidesintegración su aplicación como trazador cronológico se limita a un período entre 100-200 años.



Figura 5. Origen del ²¹⁰Pb en la cadena radiactiva del Uranio (Bosch, 2010)

Su aplicación a los estudios de erosión de suelos y sedimentos se basa en la existencia de dos contribuciones en sus diferentes estratos. En cada estrato de suelo existe el ²¹⁰Pb total que se mide a través de espectrometría gamma por su fotón de 46,5 keV de energía. Este ²¹⁰Pb es el total existente, pero consta de dos contribuciones diferentes (Sanchez-Cabeza, 2012):

a) ²¹⁰Pb soportado: esta es la fracción que proviene de la cadena radiactiva del uranio y que está en equilibrio con su progenitor, el Radio-226 (²²⁶Ra). Los radionucleidos de esta cadena radiactiva han quedado atrapados en los minerales uraníferos del suelo y están en equilibrio radiactivo. Según la ley de desintegración radiactiva de Bateman, los componentes de una cadena tienen la misma actividad, lo que equivale a decir, en el caso del ²¹⁰Pb, que siendo el descendiente del ²²⁶Ra se desintegra aparentemente con su período de semidesintegración (1622 años).

b) ²¹⁰Pb no soportado, en exceso o atmosférico: esta fracción proviene del aire, por la existencia de Radón-222 (²²²Rn) libre en la atmósfera procedente de la emanación del uranio fijado a los minerales del suelo pero que no han preservado el equilibrio o por el procedente de los océanos. Este radón tiene un período corto de

semidesintegración (3,8 días) formando ²¹⁰Pb en la atmósfera, el cual se fija a las partículas existentes en ella, que son depositadas por vía seca en el suelo por gravedad o por vía húmeda mediante la lluvia. Este ²¹⁰Pb no soportado se desintegra con su periodo de semidesintegración (22,1 años). Existe la posibilidad de que el plomo atmosférico, depositado en el suelo, sea trasferido posteriormente a otro lugar por medio de corrientes de agua o por deslizamiento debido a la orografía de la zona. Este ²¹⁰Pb atmosférico es el que nos informa de la posible erosión del suelo.

La utilización de este plomo atmosférico para trazar la erosión requiere partir de una serie de hipótesis (Sanchez-Cabeza, 2012):

a) El ²¹⁰Pb se deposita de manera constante en la zona de estudio.

b) Este depósito es proporcional al índice pluviométrico por lo que no son comparables áreas geográficas diferentes, se mide y compara el ²¹⁰Pb esperado en esa zona con el determinado en el momento del estudio.

c) Puede existir migración vertical que debe ser tenida en cuenta a pesar que este radionucleido se suele fijar a varios de los componentes del suelo.

d) Se espera que la capa superficial contenga (en el caso de no estar perturbada) el depósito reciente, es decir, la mayor concentración de ²¹⁰Pb y que en los estratos inferiores, al profundizar en el suelo, se presente un perfil decreciente debido a la desintegración. Se espera que no exista este plomo atmosférico en estratos inferiores a 60 cm aunque siempre se debe verificar.

La importancia de la medida de ²¹⁰Pb atmosférico en las zonas costeras ha sido destacada por varios autores (Sanchez-Cabeza, 2012; Antón, 2003) ya que a lo largo de la costa se puede determinar las zonas preferentes de acumulación y sedimentación a través del análisis del ²¹⁰Pb en exceso. El definir en el medio marino dónde se encuentran las zonas de acumulación es de gran utilidad para localizar contaminantes tanto de origen atmosférico como los vertidos directamente al mar.

Esta técnica se complementa con la determinación del ¹³⁷Cs existente en la atmósfera y que sigue al ²¹⁰Pb atmosférico en sus procesos geológicos (Zapata, 2002). La diferencia del uso del ²¹⁰Pb como trazador de la erosión radica en el que el aporte de este elemento al suelo es constante mientras que el ¹³⁷Cs tuvo un máximo de concentración en la atmósfera en el año 1963 y a partir de este año disminuyó paulatinamente, aunque ha

habido contribuciones recientes por los accidentes ocurridos en centrales nucleares o en acerías, según se ha explicado anteriormente (apartado 1.2.1). En un perfil de suelo "no distorsionado" se espera la existencia de un máximo de concentración de actividad del ¹³⁷Cs en capas inferiores de suelo, siempre y cuyo no haya sido modificado por la acción del hombre, por erosión o transporte vertical. El esquema que representa el perfil "ideal" de concentración de actividad de un suelo no distorsionado, para los dos radionucleidos es el representado en la Figura 6 para el ¹³⁷Cs y en la Figura 7 para el ²¹⁰Pb.



Figura 6. Perfil ideal de concentración de actividad de ¹³⁷Cs de un suelo



Figura 7. Perfil ideal de concentración de actividad de ²¹⁰Pb de un suelo

La medida de ambos radionucleidos en los diferentes estratos de suelo y la determinación de su inventario total en un terreno delimitado y de parecida composición

nos daría una medida de su erosión por la comparación con otras zonas cercanas, que por sus características o por otras técnicas de medida se haya concluido que están erosionadas. El estudio del ²¹⁰Pb total y el atmosférico sirve como complemento a la medida del ¹³⁷Cs. Otro radionucleido natural de origen atmosférico que sirve para valorar el depósito reciente es el Berilio-7 (⁷Be).

1.3 APLICACIÓN DE LA TÉCNICA DE TELEDETECCIÓN A ESTUDIOS DE EROSIÓN

1.3.1 IMPLEMENTACIÓN DE SISTEMAS ÓPTICOS

La **teledetección**, o detección remota, es un término que proviene del anglosajón "**remote sensing**" y que de manera general se define como la recolección de datos de un objeto sin tocarlo. En nuestro caso, el objeto a estudio se trata de la superficie de la Tierra y para la recolección de datos, según Sabins (1978), el término teledetección se restringe a aquellos métodos de observación que emplean la energía electromagnética reflejada o emitida por los objetos. Los elementos de los que consta un sistema de teledetección se pueden ver en la Figura 8:



Figura 8. Componentes de un sistema de teledetección (Chuvieco, 2002)

Según Chuvieco (2002) estos componentes son los siguientes:

- Fuente de energía: da origen al flujo energético detectado por el sensor. Puede tratarse de un foco externo al sensor como el Sol (teledetección pasiva), o de un haz energético emitido por el sensor (teledetección activa).
- Cubierta terrestre: que reciben la señal energética y la reflejan o emiten de acuerdo con sus características físicas.
- Sistema sensor: capta la energía procedente de la cubierta terrestre, la codifica y grava o la envía al centro de recepción.
- Sistema de recepción: donde se recibe la información, se graba en un formato apropiado (analógico o digital) y se distribuye a los intérpretes.
- Intérprete: analiza la información y le da un tratamiento temático y cuantitativo, con el fin de facilitar la evaluación del problema en estudio.
- Usuario final: determina las consecuencias y utilidad del documento.

El flujo energético entre la cubierta terrestre y el sensor constituye una forma de radiación electromagnética siendo la **onda electromagnética** su forma de propagación. Las ondas de radiación electromagnética se componen de crestas y valles. Los parámetros característicos de esta onda son la distancia (medida en μ m o nm) entre dos crestas o valles y que se denomina longitud de onda o λ , y la frecuencia de la onda o v (medida en hercios, Hz), que está determinada por las veces que ésta corta la línea de base en la unidad de tiempo (en segundos). Y que es importante porque las propiedades de la radiación dependen de ella.

Aunque la sucesión de los valores de longitud de onda es continua, suelen establecerse una serie de bandas en donde la radiación electromagnética tiene un comportamiento similar. La organización de estas bandas de longitudes de onda y frecuencias se denomina **espectro electromagnético**. Se extiende desde la radiación de menor longitud de onda, como los rayos gamma, hasta las ondas electromagnéticas de mayor longitud de onda, como son las ondas de radio. Para su estudio, el espectro electromagnético se divide en segmentos o bandas, aunque esta división es inexacta. En teledetección existen una serie de regiones del espectro de interés relacionadas con la naturaleza de la radiación que captan los sensores. Las más importantes son:

- Región óptica del espectro:
 - 1. Región del espectro visible (VIR): la radiación electromagnética que puede ser percibida por nuestros ojos y coincide con longitudes de onda donde es

máxima la radiación solar. Tres bandas elementales están asociadas a los colores primarios: azul (0,4-0,5 μ m), verde (0,5-0,6 μ m) y rojo (0,6-0,7 μ m).

- Región de infrarrojo reflejado: que se divide en Próximo o NIR (de 0,7 μm a 1,3 μm) donde pueden discriminarse masas de vegetación y concentraciones de humedad e infrarrojo de onda corta o SWIR (de 1,3 μm a 2,5 μm), región idónea para obtener información del contenido de humedad de la vegetación y suelos.
- Región del infrarrojo térmico (de 2,5 µm a 14 µm), que incluye el IR medio, adecuado para la detección de focos de elevada temperatura y el IR lejano, que corresponde con longitudes de onda correspondiente a la porción emisiva terrestre.
- Región de microondas (de 1 mm a 1 m) de interés por ser una región bastante transparente a la cubierta nubosa.

Así pues, término "**espectrometría de reflectancia**" responde a una nueva rama de la teledetección y de las tecnologías de campo que cubre la adquisición de espectros de reflectancia en el rango de longitudes de onda de 0,4 a 2,4 µm, así como su procesamiento e interpretación, los cuales son útiles para la investigación del comportamiento espectral de los recursos naturales, tales como suelo, agua, etc., así como elementos agrícolas como cosechas, bosque, etc. Aunque los términos "espectroscopia", "espectrometría" o "espectrorradiometría" se usan de manera intercambiable entre la comunidad de teledetección (Kardeván, 2007).

La creciente importancia de la protección medioambiental, el cambio climático y la conservación de la naturaleza requieren de una investigación intensiva sobre las cubiertas de la superficie de la tierra a escala global y regional, utilizando métodos de teledetección óptica. En el punto de mira contra la desertificación, la teledetección permite seguir y monitorizar áreas de riesgo a largo plazo, para determinar factores de desertificación, para apoyar a tomar decisiones en cuanto a tomar medidas para gestionar el entorno y evaluar el impacto que pueden tener esas decisiones (Begni, *et al.* 2005). La teledetección ofrece datos homogéneos sobre grandes regiones con una capacidad de revisión regular (King y Delpont, 1993; Siakeu y Oguchi, 2000), por lo que puede contribuir en gran medida a la evaluación de la erosión regional. Tradicionalmente, la teledetección se ha utilizado para la investigación de la erosión del suelo a través de fotointerpretación aérea, tanto para las detección de rasgos de erosión (por ejemplo,

Bergsma, 1974; Jones y Keech, 1966) como para la obtención de datos de entrada a modelos de erosión (por ejemplo, Morgan y Napela, 1982; Stephens et al., 1985). A partir de 1972 con el lanzamiento del Landsat-1, las imágenes de satélite están cada vez más disponible para la comunidad científica. Durante los últimos 30 años muchos estudios han sido publicados aplicando las imágenes de satélite para la evaluación de la erosión del suelo en muchas maneras diferentes, el trabajo de Vrieling (2007) por ejemplo nos describe el desarrollo de nuevas metodologías para mapeo regional cualitativo de erosión mediante teledetección por satélite. Otros trabajos que usan imágenes por satélite para determinar diferentes rasgos de erosión son Arsenault y Bonn (2001), Hill y Schutt (2000) y Metternicht y Zinck (1998) entre otros. Aunque un gran desarrollo de los sensores ha tenido lugar en los últimos años con sistemas de teledetección aerotransportados, de gran interés para las investigaciones erosión, por ejemplo a través de estudios como los de Haubrock et al. (2005) sobre la humedad de los suelos para monitorizar la erosión a través de datos hiperespectrales de campo, laboratorio y a partir de sensores aerotransportados. Otros trabajos, por ejemplo Schmid et al. (2005) y Ben-Dor et al. (2009), usan la espectroscopia de campo y aerotransportada para determinar los estados de erosión y las propiedades de suelo, respectivamente.

A nivel de la Comisión Europea nos encontramos actualmente diversos proyectos centrados en el suelo y su protección como objetivo haciendo uso de la teledetección en sus metodologías. Por ejemplo el proyecto MEUSIS (Multi-scale European Soil Information System) crea un método multi-escala de transferencia de información espacial desde el ámbito local al global, para obtener indicadores del suelo que pueden ser usados aplicaciones en diversos campos como la evaluación de la desertificación (European Commission - Joint Research Centre, 2012). O como el consorcio multidisciplinar DIGISOIL, que tiene la intención de integrar y mejorar las tecnologías de medición *in situ* para la evaluación de las propiedades del suelo e indicadores de degradación del suelo, pasando de las tecnologías de teledetección (como las imágenes hiperespectrales aéreas) para su integración y su aplicación en la cartografía del suelo (European Commission - Joint Research Centre, 2012).

1.3.2 IDENTIFICACIÓN DE PARÁMETROS EDÁFICOS CON DATOS ESPECTRALES

La radiación electromagnética sirve para identificar la sustancia de manera análoga a una huella dactilar. Una vez que la energía electromagnética llega a la superficie terrestre, interactúa con cada tipo de materia ya sea por reflexión, absorción o transmisión, de acuerdo a un patrón de respuesta espectral particular. Este comportamiento distintivo de cada tipo de material es aprovechado en procesos de clasificación de imágenes, siendo común referirse a él como "**firma espectral**". La firma espectral se define como el comportamiento diferencial que presenta la radiación reflejada (reflectancia) o emitida (emitancia) desde algún tipo de superficie u objeto terrestre en los distintos rangos del espectro electromagnético. Una forma gráfica de estudiar este comportamiento es disponer los datos de reflectancia (%) en el eje "Y" y la longitud de onda (λ) en el eje "X". Al unir los puntos con una línea continua se origina una representación bidimensional de la firma espectral (Figura 9).





Los espectros se pueden contemplar mediante espectrorradiómetros que, además de permitir observar el espectro, permiten realizar medidas sobre el mismo, como son la longitud de onda, la frecuencia y la intensidad de la radiación.

Así pues, según Begni *et al.* (2005) la teledetección es una manera de definir un objeto o grupo de objetos de la superficie de la Tierra a partir de sus características particulares:

- Una firma espectral, es decir, una señal (o conjunto de señales) electromagnética característica en una longitud del rango electromagnético específica, más o menos estrecha;
- Una variación temporal en la firma espectral;

- La distribución espacial de este determinado objeto;
- Una o varias relaciones de este objeto con los otros objetos que lo rodean, es decir, el llamado "objeto vecino".

Los suelos, debido a su composición mineral y orgánica, y su contenido de humedad, presentan una reflectancia característica que permite evaluar su composición. Esta curva está generalmente identificada por un incremento en la reflectancia a medida que aumenta la longitud de onda.

La composición química es la causa del color dominante con el que percibimos el suelo. Los de origen calcáreo tienden al color blanco, indicando una alta reflectividad en todas las bandas visibles, destacando a 2-2,5. µm las bandas de absorción de los carbonatos y silicatos (Mather y Koch, 2011). Los suelos arcillosos ofrecen una mayor reflectividad al rojo, como consecuencia en su alto contenido en óxidos de hierro (Chuvieco, 2002) teniendo los óxidos de hierro sus bandas de absorción entre las longitudes de onda 0,85 y 0,93 µm (Mather y Koch, 2011). Mientras que la materia orgánica tiende a oscurecer el suelo, y por lo tanto a reducir su reflectividad. En cuanto a esta última, Stoner (1979) demostró que la materia orgánica es la variable individual más importante para explicar las diferencias de reflectancia en la región del visible. Así, Coleman y Montgomery (1987) aseguran que las bandas clave para predecir el contenido de materia orgánica están entre 0,76 y 0,90 µm y Curran *et al.* (1990) indican que el contenido de humus tiene una baja reflectividad que afecta en gran medida al color, sobre todo entre 0,70 y 0,75 µm.

El contenido de humedad es uno de los elementos más destacados de la reflectividad del suelo en la región óptica, como consecuencia de la alta absorción del agua en estas bandas (Chuvieco, 2002).Las bandas fuertes de absorción del agua están a 1,45 y 1,95 µm, y ocasionalmente aparecen bandas de absorción más débiles a 0,97; 1,2 y 1,77 µm (Baumgardner *et al.*, 1985). La reflectancia del suelo en la zona óptica del espectro electromagnético es mayor entre estas dos zonas, y declina a longitudes de onda mayores a 2 µm con las arcillas, que son identificables por su característica y estrecha absorción en la región entre 2-2,5 µm (Mather y Koch, 2011).

En cuanto a las características físicas, aparte de las diferencias de reflectancia que pueden ser explicadas por las diferencias en la rugosidad de la superficie y la estructura del suelo, el tamaño de partículas de suelo y la forma, así como el tamaño y la forma de los agregados del suelo resultantes de trituración suave, parecen influir en la reflectancia del suelo de maneras diferentes (Baumgardner *et al.*, 1985). En general, la reflectividad

espectral es mayor cuanto más finos y apelmazados tengamos los suelos (Lusch, 1989). Sin embargo, el incremento de reflectancia más notable ocurre con tamaños de partículas menores a 0,4 mm de diámetro; partículas o agregados mayores de 2-3 mm de diámetro tienen una pequeña influencia en la absorción de la energía solar (Baumgardner *et al.*, 1985).

Textura, estructura y contenido de humedad están altamente relacionados. Un suelo arcilloso tiende a retener mejor la humedad y posee una fuerte estructura y fina textura, lo que supone baja reflectividad. Mientras que un suelo arenoso tiende a tener una débil estructura y bajo contenido de humedad, por lo que presentará una reflectividad más elevada (Curran, 1985).

Otras propiedades de los suelos que influyen en la reflectancia son las sales solubles, Al-Mahawili *et al* (1983) encontró que los suelos salinos (Ce>4 mS·cm⁻¹) tienen menor reflectancia que los no salinos y la capacidad de intercambio catiónico (CIC) que según Stoner (1979) presenta una alta correlación con la reflectancia. Esto puede ser explicado porque en este estudio se ha visto que la CIC tiene alta correlación con el contenido de arcillas y de materia orgánica. La composición mineralógica y el material del cual procede el suelo también parecen tener influencia sobre la reflectancia del suelo (Baumgardner *et al.*, 1985). Por lo tanto, la composición final de los diferentes elementos orgánicos e inorgánicos que se encuentran en los suelos y sus proporciones correspondientes determinan las características espectrales de cada muestra de tierra.

1.3.3 TÉCNICAS DE INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS ESPECTRALES

La teledetección es el sistema integral de captura de información territorial a partir de la radiación electromagnética (reflejada o emitida por los objetos) captada por el sensor. Esta energía electromagnética, una vez convertida su intensidad en una magnitud física mensurable, es almacenada o transmitida a estaciones de recepción en formato digital (matriz numérica bidimensional) o bien en formato analógico, cuyo se trata de sensores fotográficos por ejemplo. Los datos en formato digital, obtenidos directamente (radiómetros) o por transformación de datos analógicos a digital, serán la fuente indispensable de entrada de datos en el sistema de tratamiento.

En este sistema de tratamiento de datos hay que incluir un pre-procesamiento que tiene el objetivo de maximizar la precisión de los resultados obtenidos a partir de la utilización espectrorradiómetros de campo o tras obtener imágenes con sensores a bordo de plataformas aerotransportados o satélites. Consiste en una serie de procesos que tienden a eliminar cualquier anomalía detectada en los datos, o a realzarla.

Tras las correcciones necesarias, los datos espectrales se utilizan para la identificación de los parámetros edáficos. Las curvas espectrales pueden interpretarse digital o visualmente. Mediante la interpretación visual de las curvas espectrales también se extrae información teniendo en cuenta las bandas de absorción de cada parámetro edáfico que se quiera analizar (ver apartado anterior). En el caso del procesamiento digital de imágenes, es la aplicación de técnicas matemáticas, estadísticas y computacionales, que permiten mejorar, corregir, analizar y extraer información de las imágenes captadas por los sensores. El método de Kruse de procesado de datos (1994) se basa en el uso de las características de absorción específicas, en los espectros de reflectancia, para identificar materiales en la superficie de un suelo, creando una biblioteca espectral de referencia que se utiliza para construir una base de datos para el análisis de los espectros en el visible e infrarrojo. Las características espectrales son digitalmente extraídas de esta biblioteca espectral, y a través del análisis numérico y la caracterización de las mediciones de reflectancia, se establecen criterios cuantitativos para la identificación de los materiales. Los parámetros derivados de la extracción de características, se utilizan junto con la información espectral publicada, para determinar las bandas de absorción críticas y específicas de cada material. Se formulan reglas en base al análisis de los espectros de referencia para aplicarlas a un conjunto de datos del espectrómetro, identificando automáticamente materiales y dibujando su distribución espacial. El "USA-Geological Survey" ha creado el algoritmo USGS Tetracorder para generar mapas de materiales de suelo a partir de datos de espectroscopia, ya que puede analizar cientos (o miles) de materiales al mismo tiempo para indicar qué materiales están presente en la superficie de un suelo (USGS, 2002). Hay que destacar el Hyperspectral Soil Mapper o HYSOMA, un software desarrollado en el Centro Alemán de Investigación de Geociencias (GFZ). Se trata de una plataforma experimental de imágenes hiperespectrales para aplicaciones de cartografía de suelos y ofrece la posibilidad de múltiples algoritmos para cada parámetro del suelo. Los algoritmos se centran en la generación totalmente automática de mapas de suelos semi-cuantitativos de los parámetros clave del suelo, tales como la humedad del suelo, carbono orgánico del suelo, y los minerales del suelo (óxidos de hierro, minerales de arcilla, carbonatos).

1.4 OBJETIVOS

El objetivo general de este estudio consiste en la aplicación de técnicas instrumentales para determinar el contenido de radionucleidos en suelos y asociarlos con sus propiedades edáficas, en una zona semiárida en Toledo, y el uso de radionucleidos como herramientas para determinar el estado de erosión de suelos. Su realización requiere llevar a cabo los siguientes objetivos específicos:

- 1. Localizar suelos erosionados moderadamente perturbados por la acción humana en una zona semiárida de Camarena, Toledo.
- Seleccionar parcelas de ensayo con una concentración de actividad de los radionucleidos ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc} superior a las actividades mínimas detectables por los equipos.
- 3. Establecer la metodología apropiada de muestreo y la profundidad necesaria de toma de las muestras.
- 4. Relacionar los resultados obtenidos de inventario de radionucleidos con las propiedades edáficas de los suelos seleccionados, determinadas a partir de los análisis de laboratorio (análisis físicos y químicos como la determinación por espectrorradiometría óptica).

Este trabajo es un estudio preliminar para en trabajos futuros poder desarrollar una metodología integrada para la cuantificación de la erosión en suelos semiáridos.

2. METODOLOGÍA

En primer lugar, a modo resumen, se presenta un diagrama de flujo general con los principales pasos a seguir en la metodología (Figura 10):



Figura 10. Diagrama de flujo de la metodología

2.1 PLAN DE MUESTREO

El objetivo general del muestreo es comprobar la fiabilidad y reproducibilidad de la técnica de muestreo seleccionada para su optimización posterior, puesto que la validez de los resultados finales obtenidos depende de la calidad del muestreo. Se pretende determinar también la representatividad de los resultados de los análisis por espectrometría gamma y espectrorradiometría óptica de las muestras en los puntos seleccionados.

2.1.1 CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Se seleccionan 3 zonas de muestreo (marcados con círculos amarillos en la Figura 11) dentro de los términos municipales de Camarena y Las Ventas de Retamosa (Toledo).



Figura 11. Área de estudio y zonas de muestreo (IGN, 2000)

Son términos municipales con una topografía ligeramente ondulada, a alrededor de los 600 metros de altitud sobre el nivel del mar (msnm), en concreto Camarena se encuentra a 575 msnm y Las Ventas de Retamosa a 618 msnm (IGN, 2000). El clima es Mediterráneo semiárido (400 mm de lluvia media anual, 15 °C de temperatura media anual). El substrato es arcosa del Mioceno, dentro de los grandes grupos de suelo: *Haploxeralfs, Xerorthents, Haploxerepts* (USDA, 2010). Los cultivos predominantes son de regadío, cebada, trigo, olivares y viñedos.

2.1.2 SELECCIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE MUESTREO

En la Tabla 2 se muestra un esquema de los puntos de muestreo seleccionados, indicando el lugar con nombre y coordenadas UTM 30N, la terminología empleada para su clasificación y si se trata de una zona de acumulación o un perfil completo.

En cada punto de muestreo se obtienen dos testigos de suelo (duplicados) desde la superficie hasta 50 cm de profundidad aproximadamente. De la zona denominada de acumulación de material se obtiene un testigo superficial también por duplicado, de los 10 primeros cm de suelo.

Zona	Muestra	Coordenada X U.T.M.* (m)	Coordenada Y U.T.M.* (m)	Descripción	Posición del sondeo
Camarena	CRA 01 (A, B, C)	404759	4437066	Perfil de suelo	Cumbre
Camarena	CRA 02 (A, B)	404708	4436944	Superficial	Área de acumulación
Las Ventas de Retamosa	CRA 03 (A, B)	401870	4444647	Perfil de suelo	Cumbre
Las Ventas de	CRA 04-A	401826	4444899	Superficial	Área de
Retamosa	CRA 04-B	401824	4444895	Superiiciai	acumulación
Camarena	CRA 05 (A, B)	401475	4441443	Perfil de suelo	Cumbre
Camarena	CRA 06-A	401342	4441399	Superficial	Área de
	CRA 06-B	401342	4441398	Superiiciai	acumulación

Tabla 2. Descripción general de los puntos de muestreo

* Huso/Sector U.T.M.: 30/N y European Datum 1950.

I. ZONA DE MUESTREO CRA 01

<u>Descripción de la zona</u>: Es una zona ligeramente elevada rodeada de tierras de cultivo por tres de sus lados y por el otro pasa una carretera. Toda la parte central de dicha zona elevada ha sufrido un desmonte de terreno, posiblemente para que pasara la carretera pero finalmente el trazado discurre por otro lado y se abandona el lugar. De este modo disponemos de cortes en el terreno simétricos a ambos lados del desmonte, aprovechando el situado al este para tomar las muestras (Figura 12A).

<u>Descripción general del corte</u>: Se ha perdido el horizonte A, siendo el B arcilloso, mientras que el C se trata de arcosa ligeramente alterada. El horizonte B es muy duro pero con muchos agregados y llega hasta los 40-45 cm de profundidad. El horizonte C es duro (Figura 12B)

En este punto se obtienen muestras de 0 a 10 cm, 10 a 20 cm, 20 a 30 cm, 30 a 40 cm y 40 a 50 cm (en el P01-B se llega a la profundidad de 49 cm ya que se pierde el cm más profundo). Excepto para el punto CRA 01-A de la cual sólo hay muestra de 0 a 10 cm debido a que se encuentran piedras tras esa profundidad, lo que nos obliga a obtener las muestras a analizar de los puntos B y C.


Figura 12. Zona de muestreo CRA 01 (A) Vista general (B) Corte

II. ZONA DE MUESTREO CRA 02 (zona de acumulación)

La zona es la misma descrita en el anterior punto de muestreo, sin embargo este punto se encuentra en las faldas de la elevación de la cual se ha extraído la anterior muestra, es decir, es la zona considerada de acumulación del material erosionado. Por lo tanto de este punto sólo se obtiene una muestra superficial de 0 a 10 cm (Figura 13).



Figura 13. Vista general de la zona de muestreo CRA 02

III. ZONA DE MUESTREO CRA 03

Descripción de la zona: Se trata de un antiguo campo de cultivo abandonado o en barbecho, muy arenoso (Figura 14A). La zona tiene una ligera inclinación que dirige el terreno hacia un pequeño curso de agua. Este lugar ha sido seleccionado debido a que su falta de vegetación le hace propenso a la pérdida de material debido a la erosión. Hecho que se constata en la Figura 14B, donde se aprecia perfectamente la variación de coloración en la superficie del terreno presumiblemente por la pérdida de parte del horizonte superficial.



Figura 14. Zona de muestreo CRA 03 (A) Vista general (B) Variación de color en la superficie del terreno

<u>Descripción general del perfil</u>: Se realiza una calicata (Figura 15A) para la obtención de las muestras (0 a 10 cm, 10 a 20 cm, 20 a 30 cm, 30 a 40 cm y 40 a 50 cm). Se constata el carácter arenoso del terreno ya que al realizar la calicata se llega al horizonte B donde la humedad ha aumentado de forma considerable respecto a la superficie. El agua ha descendido a través del terreno rápidamente y se ha mantenido en el horizonte B ya que no puede ascender por capilaridad puesto que el poro es grueso. A simple vista también el contenido de arcilla aumenta lo que hace que el material tenga una consistencia más plástica en el horizonte B, ya que se deforma sin romperse. Es un suelo poco estructurado, con arena muy suelta, y aunque aparecen agregados a medida que se profundiza (Figura 15B) son debido a la humedad y tienen poca estabilidad estructural.



Figura 15. Perfil en el punto de muestreo CRA 03 (A) Calicata (B) Agregados

IV. ZONA DE MUESTREO CRA 04 (zona de acumulación)

Como se ha comentado, el terreno tiene una ligera inclinación, por lo que se toma la muestra de la zona de acumulación en la zona baja, cercana a un curso de agua (0 a 10

cm de profundidad). El terreno es más oscuro posiblemente por la acumulación de material de la zona elevada y el aumento de humedad.

V. ZONA DE MUESTREO CRA 05

<u>Descripción de la zona</u>: Es una zona rodeada de campos de cultivo. El punto de muestreo se establece al lado de un camino, aprovechando de nuevo el perfil descubierto para no tener la necesidad de abrir una calicata. Parece no disturbado desde hace bastante tiempo ya que está cubierto de vegetación adventicia (Figura 16A).

<u>Descripción general del corte</u>: El terreno es muy duro y compactado (Figura 16B). En este punto se obtienen muestras de 0 a 10 cm, 10 a 20 cm, 20 a 30 cm y 30 a 40 cm. No se toma la muestra en la profundidad 40-50 cm porque el terreno es muy duro y no se espera migración de ¹³⁷Cs a tales profundidades.



Figura 16. Zona de muestreo CRA 05 (A) Vista general (B) Corte

VI. ZONA DE MUESTREO CRA 06 (Zona de acumulación)

Como en las anteriores ocasiones, la zona se encuentra sobre una ondulación del terreno, por lo tanto el punto de muestreo para la zona de acumulación se establece al lado del camino pero en la zona baja del terreno. Se toma muestra superficial de los primeros 10 cm de terreno.

2.1.3 TOMA DE MUESTRAS

a) Puntos de muestreo CRA 01 (A y B), CRA 02, CRA 04, CRA 05-A y CRA 06

Una vez despejada de restos de maleza y piedras grandes, se coloca sobre la superficie del suelo el toma-muestras, un cilindro de acero (6,30 cm de diámetro y 10 cm de altura), y se introduce en el suelo con ayuda de un martillo o mazo y un taco de madera para no doblar el borde del cilindro (Figura 17A). Cuyo el cilindro está completamente clavado en el suelo (Figura 17B) se despeja la arena alrededor del cilindro con ayuda de la azada, el pico o de manera manual, siempre con el cilindro tapado (Figura 17C). Se han elegido puntos de muestreo (CRA 01 y CRA 05) al lado de un corte vertical en el terreno para facilitar esta operación. Posteriormente se saca el cilindro clavado en el terreno, para ello se pasa la hoja de la espátula por debajo del cilindro para cortar el bloque de tierra y que al levantarlo no se pierda material (Figura 17D). Se levanta el cilindro, se voltea con ayuda de la espátula (Figura 17E) y la arena del interior del cilindro se introduce en una bolsa de plástico (Figura 17F). Se marca la bolsa indicando punto de muestreo, profundidad y fecha.



Figura 17. Procedimiento de muestreo en CRA 01 (A y B), 02, 04, 05-A y 06 (A) Introducción del cilindro (B) Cilindro clavado (C) Excavado (D) Extracción (E) Volteo (F) Embolsado

De esta manera se obtiene la muestra de los puntos de muestreo CRA 01-B y CRA 05-A. También las muestras superficiales (0 a 10 cm) para los puntos de muestreo CRA 02, CRA 04 y CRA 06, considerados de acumulación de material. Y la muestra CRA 01-A, que también alcanza únicamente la profundidad de 10 cm porque como ya se ha indicado, tras esa profundidad aparecen piedras que nos obligan a cambiar el punto de muestreo

b) Puntos de muestreo CRA 01-C y CRA 05-B

En estos dos puntos de muestreo se prueba otra técnica distinta de muestreo, mediante el empleo de una plantilla metálica. La plantilla no es más que una estructura de acero cuadrada, con bordes afilados y altura correspondiente a la profundidad de muestreo requerida, cinco centímetros (Herranz, 2003). La peculiaridad, es que en este caso la plantilla no se utiliza para su uso tradicional, si no que con ella se marca el terreno y se cava a su alrededor para despejar el área de trabajo y poder sacar el cilindro de acero con más facilidad una vez clavado.

Se coloca la plantilla sobre el terreno, una vez despejado de maleza y piedras grandes (Figura 18A) y se cubre con un plástico para que al cavar no caiga tierra de otras zonas circundantes. Se comienza a cavar alrededor de la plantilla y a despejar la zona de tierra (Figura 18B). El resultado es una columna de terreno (Figura 18C) sobre la cual ya se puede colocar el cilindro metálico y continuar con el procedimiento de toma de muestra antes descrito (ver apartado anterior). La diferencia entre ambos métodos es que mediante el uso de plantilla, la obtención del cilindro una vez clavado en el terreno es más sencilla ya que hay menos tierra alrededor ejerciendo presión.

Este es el método de muestreo para los puntos CRA 01-C (hasta 50 cm de profundidad) y para CRA 05-B (hasta 40 cm de profundidad) con muestras cada 10 cm.



Figura 18. Procedimiento de muestreo en CRA 01-C y CRA 05-B (A) Plantilla sobre el terreno (B) Excavado (C) Vista de la columna

c) Punto de muestreo CRA 03

La peculiaridad de la zona de muestreo para el punto CRA 03, es que es un terreno muy arenoso, por lo que resulta imposible seguir los anteriores procedimientos descritos para la obtención de muestra, puesto que el terreno se desmorona al tratar de profundizar. En este caso, se opta por realizar una calicata de hasta 50 cm de profundidad aproximadamente (Figura 19A).

A ambos lados de la calicata se introduce el cilindro en el terreno, se tapa y se despeja la tierra de alrededor de dicho cilindro (Figura 19B). Por último se saca el cilindro con ayuda de una espátula y se introduce la muestra en una bolsa de plástico nombrándola convenientemente (Figura 19C). Se realiza esta acción para obtener las muestras de las profundidades de 10 a 20 cm, 20 a 30 cm, 30 a 40 cm y 40 a 50 cm.



Figura 19. Procedimiento de muestreo en CRA 03 (A) Calicata (B) Clavado del cilindro y excavación (C) Extracción del cilindro

2.2 PRETRATAMIENTO DE MUESTRAS DE SUELOS PARA LOS DIFERENTES TIPOS DE ANÁLISIS

El pretratamiento de las muestras se lleva a cabo en las instalaciones del Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT), en los laboratorios de la Unidad de Conservación y Recuperación de Suelos.

Las muestras tras su recepción se almacenan en lugar fresco y seco, en bolsas bien cerradas para evitar la pérdida de la humedad. En primer lugar se coloca el contenido de cada bolsa de plástico (muestra de suelo hasta 10 cm de profundidad en cada punto) en un crisol de porcelana y se pesa la muestra en una balanza con rango de pesada 0–5000 g aproximadamente y resolución de \pm 1 g o superior (Figura 20A). La diferencia entre el

peso del crisol vacío y con la muestra es el peso húmedo de la muestra. Para obtener el peso seco hay que tener al menos 24 horas las muestras en estufa (estufa de desecación ventilada con temperatura regulable hasta 150 °C) a 105 °C (Figura 20B). Pasado este tiempo se sacan los crisoles de la estufa, se dejan enfriar a temperatura ambiente y se vuelven a pesar para obtener el peso seco de la muestra.



Figura 20. Preprocesamiento de la muestra (A) Pesado (B) Secado en estufa

La muestra de la estufa forma un bloque compacto que se desmenuza con la ayuda de un mazo de goma y un rodillo de madera (Figura 21A). Después se pasa la muestra por el tamiz de 2 mm de luz de malla hasta asegurar que toda la muestra está clasificada convenientemente por tamaño y que no forma agregados (Figura 21B). Se desecha la parte de muestra mayor de 2 mm. La parte menor a 2 mm se divide en una máquina cuarteadora (Figura 21C). Esta muestra (< 2mm) se reparte de la siguiente manera: un cuarto para el laboratorio de la "Unidad de Conservación y Recuperación de Suelos" para realizar las pruebas de espectrorradiometría óptica y los análisis físico y químicos estándar; y tres cuartos para el laboratorio de espectrometría gamma de la "Unidad de Radioactividad Ambiental y Vigilancia Radiológica".



Figura 21. División de la muestra (A) Desmenuzado (B) Tamizado (C) Cuarteado

2.3 ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS ESTÁNDAR DE LA MUESTRA DE SUELO

Los análisis físicos y químicos se llevan a cabo en tres departamentos diferentes debido a la instrumentación específica requerida para cada uno de ellos: a) Unidad de Conservación y Recuperación de Suelos del CIEMAT (humedad, densidad, color, textura, pH, etc.), b) Departamento de Geología y Geoquímica de la Universidad Autónoma de Madrid (capacidad de intercambio catiónico) y c) Unidad de Residuos de Alta Actividad del CIEMAT (mineralogía).

En todos los análisis se parte de la muestra de suelo obtenida tras el pretratamiento, a excepción de la determinación mineralógica por difracción de Rayos X, que requiere muestra molida en molino de bolas hasta un tamaño de 0.5 mm

A. HUMEDAD: Se determina por diferencia entre el peso de la muestra sin alterar (peso húmedo de la muestra) y el peso seco de la muestra tras permanecer al menos 24 horas en estufa a 105 °C hasta peso constante, esperando a que la muestra se encuentre a temperatura ambiente (MAPA, 1994).

B. DENSIDAD APARENTE: Se determina la densidad aparente a humedad de campo como el cociente entre el peso de la muestra secada en estufa a 105 °C durante 24 horas, y su volumen, que en este caso coincide con el volumen (6,30 cm de diámetro y 10 cm de altura) del cilindro de acero empleado en la toma de muestra (USDA, 1999)

C. COLOR: El color del suelo tiene tres componentes: matiz (o color dominante reflejado), luminosidad (que es una medida de lo claro u oscuro del color del suelo) y pureza (que es determinado por el número de longitudes de onda que refleja el suelo). Estos tres componentes se determinan tomando una pequeña cantidad de suelo y comparándolo con los diferentes colores que presenta la Tabla Munsell (Munsell Color Company, 2000) para obtener una precisa clasificación del color (tanto del suelo seco como humedecido).

36

D. CONTENIDO DE CARBONATO: La determinación de porcentaje de carbonato cálcico se lleva a cabo por el método volumétrico utilizando el calcímetro de Bernard (Porta *et al.*, 1986).

E. TEXTURA: Se emplea la técnica del Densímetro de Bouyoucos (1927), según el cual puede determinarse la distribución de tamaños de partículas de una suspensión siguiendo la evolución de la densidad de dicha suspensión con el tiempo de sedimentación, puesto que dicha densidad depende de la cantidad de materia suspendida (Primo y Carrasco, 1981).

F. pH: El pH se determina en un extracto acuoso de suelo-agua 1:2,5 tras agitación durante dos horas. Se utiliza un pH-metro Crison, modelo micro pH 2000, con electrodo de vidrio y compensación automática de la temperatura (MAPA, 1994).

G. CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA: La conductividad eléctrica específica del suelo se mide mediante un conductivímetro CRISON, modelo EC-Meter Basic 30+ en extracto acuoso del suelo a 25 °C en la relación 1:5 y tras agitación durante al menos 2 horas (MAPA, 1994).

H. CARBONO OXIDABLE Y MATERIA ORGÁNICA OXIDABLE: Según Walkley & Black (1934) se determina el porcentaje de carbono orgánico del suelo que se oxida con dicromato potásico en presencia de ácido sulfúrico y valoración por retroceso con sulfato ferroso amónico (sal de Mohr). El porcentaje de materia orgánica oxidable se calcula multiplicando el porcentaje de carbono oxidable por el factor de Van Bemmelen (1,724), que considera que la materia orgánica tiene un 58% de carbono (MAPA, 1994).

I. ÓXIDOS DE HIERRO LIBRES: La determinación de los óxidos de hierro libres se realiza tras extracción del hierro con ditionito-citrato sódico, siguiendo el método de Holmgren (1967) y determinado por absorción atómica en un espectrómetro Perkin Elmer AAnalyst 700.

J. CATIONES DE CAMBIO: Los cationes intercambiables del suelo se desplazan en una solución mediante un proceso de intercambio iónico (Rowell, 1994). Se lleva a cabo un proceso de extracciones sucesivas de los catones intercambiables del

suelo mediante disolución 1M de acetato amónico a pH 7 y se determinan en dicho extracto por absorción atómica (los cationes Ca²⁺ y K⁺) o por la técnica de emisión atómica (los cationes Mg²⁺ y Na⁺) con un espectrómetro Perkin Elmer AAnalyst 700.

K. CAPACIDAD DE INTERCAMBIO DE CATIONES: La capacidad de cambio catiónico de un suelo es función de la cantidad de cationes de que disponga en condiciones de ser intercambiados. Se utiliza el método de Jackson (1973) para la extracción de los cationes y se determina la concentración de sodio en los extractos combinados por la técnica de emisión atómica, en un fotómetro de llama modelo PFP7 de la marca Buck Scientific de los laboratorios del Departamento de Geología y Geoquímica de la Universidad Autónoma de Madrid.

L. MINERALOGÍA: La muestra molida de tamaño menor a 0,5 mm es la que se emplea para la determinación mineralógica. Esta determinación se ha realizado mediante difracción de rayos X, utilizando un difractómetro Philips modelo X Pert-MPD de los laboratorios de la Unidad de Residuos de Alta Actividad del CIEMAT. Para la interpretación de los difractogramas se ha utilizado el programa Xpert HighScore y la base de datos asociada Powder Diffraction File 2002 del International Center for Diffraction Data (ICDD). Los análisis mineralógicos semicuantitativos se han llevado a cabo teniendo en cuenta el área de las reflexiones diagnóstico de cada mineral y su poder reflectante.

2.4 DETERMINACIÓN DE ¹³⁷Cs Y ²¹⁰Pb_{exc}

La determinación del ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb se ha realizado en los laboratorios de la Unidad de Radioactividad Ambiental y Vigilancia Radiológica del CIEMAT, desarrollando metodología específica de medida para la cantidad y tipo de muestras recogidas. Las muestras de suelo pretratadas según se describe en el apartado 2.2, son molturadas en molino de bolas (Figura 22A) hasta obtener un suelo homogéneo de tamaño de grano inferior a 0,5 mm (Figura 22B).). Esta muestra se introduce en una caja Petri de plástico con unas dimensiones de 7,5 cm de diámetro y 2,6 cm de altura, y con el diámetro similar al del detector utilizado. La caja de sella con cinta adhesiva para evitar la pérdida de ²²²Rn que emana de la muestra (Figura 22C).



Figura 22. Molienda de la muestra (A) Molino de bolas (B) Muestra molida (C) Muestra en caja Petri

La muestra preparada se coloca sobre el detector adecuado que está rodeado de un blindaje de plomo para evitar la radiación externa existente. Este detector está conectado a una cadena electrónica formada por un convertidor analógico digital (ADC), un amplificador de altura de impulsos y un analizador multicanal (MCA). El conjunto de detector, blindaje y cadena electrónica se denomina espectrómetro gamma y mediante la programación adecuada se determina la concentración de actividad de los emisores gamma presentes en cada muestra.

Los detectores existentes en el mercado tienen diferentes características para medir con mayor eficacia las diversas zonas del espectro, debiendo ser seleccionado aquel que determine con mayor eficiencia los radionucleidos que se quieren cuantificar. El detector seleccionado para las medidas de este trabajo ha sido uno de Germanio Ultrapuro, *n*-type HPGe de Canberra (Figura 23) con un volumen activo de 133,5 cm³, una eficiencia relativa del 29,2% en el fotopico de 1332 keV y una resolución a 122 y 1332 keV de 0,833 y 1,76 keV respectivamente (Figura 23).



Figura 23. Espectrómetro gamma HPGe de Canberra.

La técnica de medida se basa en la emisión de fotones gamma de una determinada energía característicos de cada isótopo y su interacción con el detector apropiado. La interacción de la radiación gamma con el material del detector produce impulsos eléctricos que son proporcionales a su energía. Los impulsos son amplificados, sumándose aquellos de la misma amplitud y distribuyéndose en los diferentes canales del analizador multicanal. Esta distribución constituye lo que se denomina espectro gamma que tiene una forma similar a la que se muestra en la Figura 24. Una vez obtenido el espectro se debe analizar para cuantificar los diversos radionucleidos. El análisis espectral debe hacerse para identificar por energías a los diversos radionucleidos y determinar la cantidad existente de cada uno de ellos.



Figura 24. Espectro proporcionado por el programa comercial Genie 2000 (Canberra, 2009a).

El ajuste del sistema tanto en energía/canal como en cuentas/concentración de actividad es lo que se denomina calibración. Esta calibración es por tanto de dos tipos: en energías y en eficiencias. Estos ajustes se consiguen mediante la preparación de patrones adecuados.

La cuantificación de la actividad se realiza mediante la determinación del área de los fotopicos, al ser ésta proporcional a la cantidad de radionucleido existente en la muestra. Existen varias maneras de calcular las áreas de los picos: a) ajuste a una curva de Gauss y posterior integración; b) aproximación mediante trapecios: c) método de Galton, etc. La programación proporcionada por las casas comerciales permiten realizar estos cálculos de manera automática siempre que se haya seleccionado las librerías adecuadas para la medida (librerías que contienen las diferentes emisiones de los

isótopos y su porcentaje), se haya efectuado la calibración en eficiencias y energías y se haya determinado el fondo existente bajo el pico de interés que nos indicará la sensibilidad de la técnica.

El programa utilizado en estos estudios es el Genie 2000 (Canberra, 2009a) que nos proporciona la concentración de actividad del radionucleido, calcula su incertidumbre asociada y la sensibilidad de la medida denominada "límite de detección". El tiempo de recuento seleccionado para este estudio es de 86400 s (1 día) y la expresión matemática que define la concentración de actividad es la siguiente (Canberra, 2009a):

$$A = \frac{C}{M \cdot \varepsilon \cdot q \cdot T \cdot K_C \cdot K_W}$$

donde,

A es la concentración de actividad de la muestra, en $Bq \cdot kg^{-1}$;

C es el área neta del pico, en cuentas;

M es la masa de la muestra, en Kg;

ε es la eficiencia del detector, en tanto por uno;

q es la intensidad de emisión para el fotopico en una energía, en tanto por uno;

T es el tiempo de recuento, en segundos;

 $K_{\rm C}$ es el factor de corrección de la pérdida de la actividad por desintegración durante el tiempo de medida, que viene definido como:

$$K_{C} = \frac{T_{\frac{1}{2}}}{\ln(2) \cdot t_{c}} \cdot 1 - e^{\left(\frac{-\ln(2) \cdot t_{c}}{T_{\frac{1}{2}}}\right)}$$

donde,

 $T_{1/2}$ es el período de semidesintegración;

 t_c es el tiempo real de recuento, en las mismas unidades que $T_{1/2}$.

 K_W es el factor de corrección de la pérdida de actividad por desintegración desde el muestreo hasta el comienzo de la medida, y viene definida como:

$$K_W = e^{\left(-\frac{\ln(2)\cdot t_w}{T_{1/2}}\right)}$$

donde,

 t_w es el tiempo transcurrido desde la toma de muestras y el comienzo de la medida, en las mismas unidades que $T_{1/2}$.

Los resultados de concentración de actividad de los radionucleidos, obtenidos tras el análisis espectral, se expresan en (Bq·Kg⁻¹). Tanto en los estudios de erosión como de evaluación de la contaminación se emplea otra magnitud derivada: el inventario, que se define como actividad total existente por unidad de superficie (Bq·m⁻²). La conversión de una a otra se realiza mediante el factor denominado densidad superficial del suelo. El inventario se calcula mediante la expresión siguiente:

$$I = A \cdot D \cdot h$$

donde,

l es el inventario o la densidad superficial de actividad, en Bq·m⁻²;

A es la concentración de actividad de la muestra, en $Bq kg^{-1}$;

D es la densidad aparente de la muestra, en kg·m⁻³;

h es la altura del cilindro usado en el muestreo, en m.

Estas expresiones matemáticas se utilizan también para el cálculo del ²¹⁰Pb. La determinación de la concentración de actividad del denominado ²¹⁰Pb atmosférico o en exceso se realiza mediante la siguiente fórmula:

$$A_{210_{Pb(total)}} = A_{210_{Pb(exceso)}} + A_{226_{Ra}}$$

donde,

$$\begin{split} A_{210_{Pb(total)}} &= \text{Concentración de actividad total de }^{210}\text{Pb} \text{ expresada en Bq-Kg}^{-1} \\ A_{210_{Pb(exceso)}} &= \text{Concentración de actividad de }^{210}\text{Pb} \text{ en exceso expresada en Bq-Kg}^{-1} \\ A_{226_{Ra}} &= \text{Concentración de actividad de }^{226}\text{Ra expresada en Bq-Kg}^{-1} \end{split}$$

La substracción de la concentración de actividad del ²¹⁰Pb de la del ²²⁶Ra es el denominado ²¹⁰Pb en exceso. La determinación del ²²⁶Ra se puede hacer directamente por su emisión energética de 186,2 keV pero a menudo se prefiere realizar a través de sus descendientes ²¹⁴Pb (keV) y ²¹⁴Bi (keV) cuyo alcanzan el equilibrio radiactivo (21 días después del sellado de la caja Petri) por ser más eficiente y con menos interferentes. La expresión utilizada para el cálculo es:

$$A_{226_{Ra}} = \frac{A_{214_{Bi}} + A_{214_{Pb}}}{2}$$

donde,

 $A_{214_{Bi}}$ = Concentración de actividad de ²¹⁴Bi expresada en Bq·Kg⁻¹ $A_{214_{Pb}}$ = Concentración de actividad de ²¹⁴Pb expresada en Bq·Kg⁻¹

2.4.1 CALIBRACIÓN DEL EQUIPO DE ESPECTROMETRÍA GAMMA

En el apartado anterior se ha mencionado la necesidad de calibración para la determinación de los radionucleidos emisores gamma tanto cualitativa como cuantitativamente.

La determinación cualitativa se realiza mediante la asignación de un número de canal a su correspondiente energía. Esta calibración se lleva a cabo mediante el uso de fuentes puntuales de radionucleidos emisores gamma de energía conocida que se localiza en un determinado canal. Una vez asignado la relación canal/energía podemos crear las librerías de interés para su identificación.

La determinación cuantitativa exige la determinación del parámetro denominado **eficiencia de detección**. La emisión de fotones gamma es isótropa (tiene la misma probabilidad de emisión en cualquier dirección del espacio), esto quiere decir que si colocamos el emisor frente a un detector un porcentaje alto de esta emisión no llega a su superficie activa, es decir, la tasa de recuento y la de emisión no son análogas. La relación entre ambas se denomina eficiencia de detección para una determinada energía del fotón (Barrera *et al.*, 2008). La eficiencia (ϵ) del sistema debido a la geometría que presenta la muestra en función de su colocación frente al detector se determina mediante la siguiente expresión:

 $\mathcal{E} = \frac{D}{N}$

donde,

N es el número de emisiones

D es el número correspondiente de detecciones

El conocimiento de la eficiencia es imprescindible para determinar la concentración de actividad de las muestras, ya que el número de fotones *N* de determinada energía emitidos durante un tiempo de recuento *T*, por un radionucleido presente en la muestra con actividad *A*, es $N = A \cdot Y \cdot T$, donde *Y* es la intensidad asociada a la emisión considerada (Barrera *et al.*, 2008).

El proceso de calibración consiste en medir una serie de muestras de concentración de actividad conocida (patrones) y determinar sus eficiencias de recuento. El detector se calibra solo para las energías correspondientes a los patrones medidos, para extender el rango de la calibración a todo el espectro útil de energías, se ajusta una función analítica a los datos obtenidos, lo que permite predecir valores de la eficiencia para aquellos puntos en los que no se disponga de fuentes de referencia.

La forma de la curva de calibración depende de la geometría, la fuente y el detector empleados (Suárez *et al.*, 2012).

2.4.1.1 Selección de la geometría de medida

La concentración de actividad de los diversos radionucleidos emisores gamma en muestras ambientales es muy baja. El proceso de medida para el tipo de muestras de este trabajo incluye la optimización de la eficiencia para aumentar al máximo la capacidad de detección del sistema. La optimización de la eficiencia consiste en la mejora de la geometría muestra-detector mediante la maximización del ángulo sólido medio y la minimización de la distancia entre la muestra y el detector.

Se han empleado en este estudio recipientes cilíndricos planos (cajas Petri) situados a la mínima distancia del detector que permiten una cantidad de muestra de suelo de aproximadamente 100g. Existen otro tipo de recipientes llamados Marinelli, cuyo diseño mejora la geometría muestra/detector al envolver al detector y reducir la distancia promedio entre ambos. En este estudio (debido al muestreador seleccionado) no se dispone de la cantidad de muestra de suelo suficiente para el llenado completo del contenedor Marinelli, por lo que se ha utilizado la caja Petri que incluye entre sus ventajas la minimización de la atenuación de la radiación en el interior de la muestra y el aumento de la eficiencia.

2.4.1.2 Preparación de patrones

Se ha preparado un patrón de suelo conteniendo un cantidad conocida de actividad de una solución patrón de radionucleidos emisores gamma (²⁴¹Am, ¹⁰⁹Cd, ¹³⁹Ce, ⁵⁷Co, ⁶⁰Co, ¹³⁷Cs, ¹¹³Sn, ⁸⁵Sr, ⁸⁸Y) de actividad certificada y trazada al Sistema Internacional de Unidades que cubre el rango energético de 59,54 a 1836,05 keV. Está disolución radiactiva se suministra en un vial herméticamente sellado por el Laboratorio de

44

Metrología de las Radiaciones Ionizantes (LMRI) del CIEMAT. Esta disolución debe ser incorporada al suelo y mezclada hasta su homogeneización, trazándose a lo largo de todo el proceso las operaciones realizadas y sus incertidumbres asociadas.

El proceso de preparación se realiza en las siguientes etapas: a) se adiciona una cantidad de patrón (pesada en balanza analítica de alta precisión calibrada adecuadamente) de este cóctel de radionucleidos mediante un picnómetro plástico, gota a gota cubriendo toda la superficie de un suelo depositado en una caja Petri (Figura 25); b) se introduce en una estufa a una temperatura menor a 90 °C; c) las gotas secas se rompen con una varilla de vidrio y se homogeneiza; d) se adiciona otra fracción de suelo y se vuelve a adicionar el cóctel gamma siguiendo las etapas anteriores. Finalmente, se sella la caja Petri con un film de parafina y se agita para conseguir la máxima homogeneización posible.



Figura 25. Patrón de calibración del espectrómetro gamma.

2.4.1.3 Selección del detector apropiado

La Unidad de Radioactividad Ambiental y Vigilancia Radiológica del CIEMAT dispone de 12 detectores capaces de medir los fotones gamma. Sus características son diferentes, estando clasificados según su eficiencia de medida para un determinado tipo de muestra y geometría. La selección del detector para este trabajo se ha realizado después de un estudio sobre cada una de sus características técnicas y calibrado correspondiente. Se ha elegido el detector denominado coaxial por presentar la mayor eficiencia en la detección del fotopico del ¹³⁷Cs. Este detector es el único que dispone de un archivo de caracterización en el que se especifican los metales y recubrimientos del detector para poder estimar la eficiencia basándose en la interacción del fotón gamma con sus diferentes capas mediante modelos matemáticos. Estos modelos se suministran con el programa que permite construir las diferentes geometrías muestras/detector de manera

numérica. Este programa se denomina LABSOCS y se suministra por la casa comercial Canberra (2009b). Es necesario verificar que coinciden la modelización y la calibración realizada por medida experimental de patrones preparados. Una vez comprobada no es necesaria su calibración a lo largo del tiempo, ya que se puede realizar verificaciones anuales con muestras patrón de actividad conocida medida en otros detectores.

2.4.1.4 Aplicación de las técnicas de simulación para la calibración

LABSOCS es el programa de Canberra (2009b) mencionado anteriormente, que realiza la calibración en eficiencias del detector mediante el empleo de un código de Monte Carlo. Como parte adicional de este trabajo se han realizado comprobaciones entre las concentraciones de actividad calculadas por la eficiencia obtenida experimentalmente y la lograda mediante la aplicación de modelos matemáticos.

2.4.2 CÁLCULO DE INCERTIDUMBRE Y NIVELES DE DETECCIÓN

Todo proceso de medida experimental lleva asociado una incertidumbre. El cálculo de la incertidumbre de la concentración de actividad de una muestra se determina por la ley de propagación de errores, obteniendo la incertidumbre asociada no sólo al recuento sino a todas las variables existentes en el proceso de su determinación. Recientemente se han unificado los criterios para el cálculo de la incertidumbre en los procesos de analíticos (EURACHEM, 2000) estudiándose de manera particular su aplicación a las medidas radiactivas (Romero *et al.*, 2003). Las magnitudes derivadas de los procesos de medida llevan asociada también una incertidumbre (como el cálculo del inventario). La manera de realizar este cálculo con particular aplicación a medidas radiactivas se puede estudiar en bibliografía de referencia como por ejemplo Gascó y Antón (1995).

La sensibilidad de la medida viene definida como la mínima cantidad de muestra que puede ser detectada por encima del nivel de fondo o blanco de manera tal que se pueda afirmar que el analito existe en la muestra con un nivel de probabilidad. Este nivel de probabilidad se fija normalmente en un 95%. La sensibilidad de un método de medida, en el caso de concentración de actividad de una muestra radiactiva, esta caracterizada por el proceso aleatorio de la desintegración. Recientemente se ha unificado en la norma internacional ISO 11929 (ISO, 2010) diversa normativa para su cálculo cuyo se trata de recuento.

46

Se han realizado estudios para comprobar las diferencias entre el cálculo de esta sensibilidad realizada con la programación Genie 2000 (Canberra, 2009a) asociada a la espectrometría gamma, y la que se obtendría por esta norma, observándose que la única diferencia encontrada es de un factor de incertidumbre debida a la preparación de la muestra. En la actualidad la nueva programación incluye este factor de corrección.

ESTIMACIÓN DE LA INCERTIDUMBRE DE LA ACTIVIDAD

Según el Vocabulario Internacional de Medida (VIM), la incertidumbre de la medida es un parámetro asociado al resultado de una medición, que caracteriza la dispersión de los valores que podrían razonablemente ser atribuidos al mensurando (ISO, 1993). La incertidumbre asociada a la actividad (u(A)) se estima según el manual de Canberra (2009a) a través de la siguiente expresión:

$$u(A) = A \cdot \sqrt{\left(\frac{u(U)}{100}\right)^2 + \left(\frac{u(C)}{C}\right)^2 + \left(\frac{u(M)}{M}\right)^2 + \left(\frac{u(\varepsilon)}{\varepsilon}\right)^2 + \left(\frac{u(q)}{q}\right)^2 + \left(\frac{u(K_c)}{K_c}\right)^2 + \left(\frac{u(K_w)}{K_w}\right)^2}$$

donde,

u(U) es la incertidumbre aleatoria definida por el usuario, en tanto por ciento;

u(C) es la incertidumbre asociada al área neta, en cuentas;

u(M) es la incertidumbre asociada a la masa de la muestra, en Kg;

 $u(\varepsilon)$ es la incertidumbre asociada a la eficiencia de recuento, en tanto por uno;

u(q) es la incertidumbre asociada a la intensidad de emisión para el fotopico en una energía, en tanto por uno;

 $u(K_c)$ es la incertidumbre asociada al factor de corrección de la pérdida de la actividad por desintegración durante el tiempo de medida, que viene definido como:

$$u(K_C) = \left| K_C - e^{\frac{-t_c \cdot \ln(2)}{T_{1/2}}} \right| \cdot \frac{u\left(T_{1/2}\right)}{T_{1/2}}$$

 $u(K_W)$ es la incertidumbre asociada al factor de corrección de la pérdida de actividad por desintegración desde el muestreo hasta el comienzo de la medida, y viene definida como:

$$u(K_W) = \frac{K_W \cdot \ln(2) \cdot t_W}{\left(T_{\frac{1}{2}}\right)} \cdot u\left(T_{\frac{1}{2}}\right)$$

Finalmente, la incertidumbre asociada a la actividad (U) se estima con la siguiente expresión:

$$U = k \cdot \left(u(C) + \frac{u(S) \cdot C}{100} \right)$$

donde,

u(S) es la incertidumbre sistemática asignada, en tanto por ciento;

k es el factor de cobertura.

DETERMINACIÓN DE LA ACTIVIDAD MÍNIMA DETECTABLE

La determinación de la actividad mínima detectable se realiza siguiendo el criterio de Currie (Currie, 1968; Currie, 2009). En primer lugar se determina el límite de decisión (L_D) , es el valor más pequeño del mensurando para el que la probabilidad de asumir erróneamente que el efecto físico no está presente (error de segunda clase) no excede de una probabilidad β específica, y viene expresado mediante la siguiente expresión (Canberra, 2009a):

 $L_D = k^2 + 2 \cdot L_C$

donde,

k es 1,645 para un grado de confianza de α = 0,05;

 L_C es el límite crítico (valor por debajo del cual no puede ser detectada una señal) que viene expresado por:

$$L_C = k \cdot \sqrt{2 \cdot B}$$

donde *B* es la suma de las cuentas bajo la hipotética área del fotopico del radionucleido, en cuentas.

El valor mínimo detectable de la actividad de un analito en una muestra se denomina frecuentemente cantidad mínima detectable (AMD) y viene definida como:

$$AMD = \frac{L_D}{M \cdot \varepsilon \cdot q \cdot T \cdot K_C \cdot K_W}$$

El nivel de significación usado para la toma de decisión sobre la detección y para evaluar la cantidad mínima detectable que se emplea es $\alpha=\beta=0,05$.

2.5 USO DE TÉCNICA DE ESPECTRORRADIOMETRÍA DE RANGO ÓPTICA

2.5.1 APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE MEDIDAS DE SUELOS EN LABORATORIO

Los espectrorradiómetros son instrumentos que pueden ser usados a nivel terrestre (en campo o en laboratorio) o montados en plataformas aéreas o satélites. La medida puede efectuarse en condiciones controladas de laboratorio o directamente en el campo usando instrumentos capaces obtener estos datos en forma instantánea. En este trabajo se ha optado, para la obtención de datos normalizados, por la recogida de datos en el laboratorio, de esta manera son independientes de factores externos al controlarse las condiciones ambientales (interferencias eliminadas, geometría de la iluminación, fuente de iluminación constante, dispersión difusa mínima, etc.) y se elimina la distorsión radiométrica producida por la atmósfera, que absorbe y dispersa parte de la radiación que llega a la superficie.

El equipo espectrorradiometría utilizado es un ASD FieldSpec 3 (desarrollados por Analytical Spectral Devices), diseñado para obtener curvas de reflectividad en el rango del espectro visible (VNIR: 350 a 1050 nm), infrarrojo cercano y medio (SWIR: 1050 a 1800 nm y de 1800 a 2500 nm). Cada espectrorradiómetro mide la luz en longitudes de onda sucesivas, convierte los fotones en electrones y acumula una señal en un periodo definido por el tiempo de integración (normalmente 17 ms, pero cuando hay menos luz, sube a 34 ms). En la Tabla 3 se definen las características del equipo empleado.

Rango espectral	350-2500 nm.
Muestra espectral	1,4 nm en 350-1050 nm.
	2 nm en 1000-2500 nm.
Resolución espectral	3 nm a 700 nm
	10 nm a 1400 y 2100nm.
Detectores	 Un elemento 512 de VNIR silicon photodiode array (350-1050 nm).
	 Dos fotodiodos separados (TE cooled, graded index SWIR InGaAs
	photodiodes; 1000-2500 nm).
Input	2,5 m fibra óptica, Contact Probe.
Campo de visión	5°, 10°, 25°
Tiempo de escaneado	< 1 segundo
Fuente de energía	Red eléctrica, célula recargable externa o baterías de 12 voltios.
Tamaño	32 x 12 x 40 cm
Peso	7,2 kg

Tabla 3. Características del espectrorradiómetro ASD FieldSpec 3.

El equipo se monta sobre un trípode en el laboratorio de la Unidad de Conservación y Recuperación de Suelos del CIEMAT para conseguir un ángulo de iluminación y medición constante (Figura 26). El Contact Probe, que tiene como objeto el análisis de diferentes materiales con una fuente de luz controlada, se conecta con el instrumento ASD Field Spec 3 usando una fibra óptica. El diseño óptico del Contact Probe minimiza los errores de medición asociados a la luz extraviada. Tiene un diámetro de 10 mm y tiene una lámpara halógena de 100 W.



Figura 26. Montaje del espectrorradiómetro en el laboratorio

Se utiliza una parte de la muestra de suelo, convenientemente secada en estufa y tamizada a 2 mm para las pruebas de radiometría óptica. Se coloca en unos recipientes de plástico opacos y se allana la superficie de la muestra suavemente con una espátula para colocar encima la lente del espectrorradiómetro óptico como muestran las siguientes fotografías (Figura 27).



Figura 27. Muestras preparadas para las pruebas de espectrorradiometría.

Una vez las muestras preparadas, se apunta el dispositivo óptico de contacto (Contact Probe) sobre la muestra, manteniéndolo en dicha posición hasta que el espectro se estabiliza y no hay salto en torno a 1000 nm ni a 1800 nm. La medida se repite 3 veces,

mezclando y allanando la superficie para cada réplica, guardándose cada uno de los espectros obtenidos.

Al comienzo de las medidas y cada 10 minutos aproximadamente se realiza una medida de referencia "blanco". Esta medida del blanco permite estimar la radiación incidente, que se emplea para estimar los valores de reflectividad (definida como la fracción de radiación incidente reflejada por la muestra). Al no existir superficies perfectamente difusoras, se utiliza un material altamente reflectante, como el sulfato de bario (BaSO₄) o el halón (PTFE, polytetrafluoroetileno). Para obtener valores altos de reflectividad difusa se utiliza el Spectralon© (entre 93,9 y 99,4 % de reflectividad según longitud de onda) fabricado por el laboratorio Labsphere que tiene además la ventaja de ser químicamente inerte.

2.5.2 TRATAMIENTO DE DATOS ESPECTRALES

La fibra óptica del espetrorradiómetro detecta paquetes de energía que llegan al sensor en forma de radiancia. La conversión de los datos de radiancia del sensor a valores de reflectividad en el terreno (parámetro éste indicativo del estado de los materiales y comparable con otras firmas espectrales procedentes de librerías) requiere la utilización del programa **ViewSpecPro** (ASD, 2009). Se usa este programa para llevar a acabo la corrección "splice processed" a las curvas espectrales, ya que debido al acoplamiento de los tres sensores del equipo en la curva espectral aparecen dos saltos de hasta un 5% en las longitudes de onda en torno a 1000 nm y a los 1800 nm.

El programa **ENVI 4.8** (ITT Visual Information Solutions, 2012), empleado también en este trabajo, realiza el promedio de las tres curvas obtenidas para cada muestra creando una librería espectral de todas ellas. La interpretación de las curvas espectrales se lleva a cabo usando el visor de librería espectral del programa ENVI 4.8. Se ha optado por el análisis visual ya que en este caso se puede garantizar un nivel de precisión suficiente para una determinada aplicación (Chuvieco, 2002).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 ESTUDIO DEL INVENTARIO DE RADIONUCLEIDOS EN EL ÁREA DEL ESTUDIO

La cuantificación de la erosión requiere conocer el inventario medio característico del área no erosionada y la distribución de los radionucleidos ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc} en las diversas profundidades de suelo según se menciona en el apartado 1.2. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de inventario de ambos radionucleidos en cada una de las profundidades de muestreo, de (0-10), (10-20), (20-30), (30-40) y (40-50) cm, y su inventario total para los seis testigos correspondientes a las tres áreas de muestreo seleccionadas: CRA 01, CRA 03 y CRA 05. Una vez conocido el inventario medio característico del área no erosionada es preciso estudiar las condiciones de sensibilidad y precisión requeridas de la técnica instrumental para el posterior estudio de la erosión en Camarena. Los datos aportados también permitirán decidir *a priori* si la técnica de espectrometría gamma *in situ* puede ser utilizada en las zonas seleccionadas de estudio. En este caso se deben determinar: la cantidad de tiempo a emplear en cada medida, la estrategia de medida (dónde y cuándo) y tipos de medida (qué radionucleidos naturales son detectables, como el ²²⁶Ra).

Las medidas de concentración de actividad de los radionucleidos en las zonas de acumulación de material (CRA 02, CRA 04 y CRA 06) no se incluyen en este estudio, pero estos datos, junto con los ambos duplicados de los testigos, indicarán cómo seleccionar los puntos de muestreo en trabajos posteriores.

Los resultados de inventario obtenidos en los diferentes estratos de suelo, el inventario total, así como la media de cada zona se representan en las Figuras 28, 29 y 30. Observando los perfiles de distribución, se puede establecer si tienen el perfil característico esperado, con un máximo para el ¹³⁷Cs y un perfil monótono decreciente para el ²¹⁰Pb.

En la Figura 28 pueden observarse los inventarios de 137 Cs (Bq·m⁻²) con el dato de incertidumbre asociado a la medida (para un factor de cobertura k=2), en cada punto de muestreo, para cada profundidad y de ambos duplicados.

52



(A) Zona de muestreo CRA 01 (B) Zona de muestreo CRA 03 (C) Zona de muestreo CRA 05

Aunque la resolución de cada muestra es baja (10 cm de suelo debido al tipo de muestreador empleado) se aprecia en todos ellos que la máxima concentración de actividad se encuentra en los primeros 20 cm, no existiendo ¹³⁷Cs por debajo de 40 cm, excepto en los sondeos de la zona CRA 01. Cada una de las tres zonas de estudio presenta una distribución propia.

La zona de muestreo CRA 01 (Figura 28A) se caracteriza porque en las capas superficiales de suelo (0-20 cm) la concentración de ¹³⁷Cs está por debajo de la sensibilidad de la técnica de espectrometría gamma para la cantidad de suelo recogido. En cambio, se detecta el ¹³⁷Cs en la parte profunda del suelo (20-50 cm), calculándose un inventario de 190 a 307 Bq·m⁻². No se manifiesta perfil decreciente ni máximos lo que indicaría una modificación de las capas de suelo. La alteración de la concentración de ¹³⁷Cs en las capas de suelo, comparado con los perfiles ideales de distribución de ¹³⁷Cs (Figura 6), indica que las capas superficiales han sido cubiertas por suelos de más

profundidad y sin ¹³⁷Cs. El inventario total en los dos testigos es de 793±200 (Bq·m⁻² (¹³⁷Cs)± 2s) y 647±139 (Bq·m⁻² (¹³⁷Cs)± 2s) respectivamente, siendo similar. El inventario total en esta zona es menor al de testigos de similares características, que es de 1000-1500 Bq·m⁻² (¹³⁷Cs) según Legarda *et al.* (2011), lo que indica que esta zona ha sufrido una pérdida de material y la capacidad de aplicación de la técnica *in situ* sería cuestionable por la alta sensibilidad que ésta requiere.

En la zona de muestreo CRA 03 (Figura 28B), el perfil de los testigos muestra que se han preservado las capas superiores del suelo (0-20 cm) existiendo la mayor concentración de actividad de ¹³⁷Cs y pudiéndose establecer un inventario en todo el testigo. El ¹³⁷Cs existe sólo hasta el centímetro 30, siendo el inventario total 723± 135 (Bq·m⁻² (¹³⁷Cs)± 2s) y 1036± 156 (Bq·m⁻² (¹³⁷Cs)± 2s) y es equivalente al de la zona anterior.

El perfil del ¹³⁷Cs en el área de muestreo CRA 05 (Figura 28C) muestra una distribución típica de una zona que preserva la concentración de actividad de este radionucleido. El ¹³⁷Cs se detecta en los primeros 30 cm y el inventario corresponde al del área de estudio, apareciendo un pico de máximo inventario de ¹³⁷Cs probablemente debido al máximo de incorporación en el año 1963.

En la Figura 29 pueden observarse los inventarios de ${}^{210}Pb_{exc}$ (Bq·m⁻²) con el dato de incertidumbre asociado a la medida (para un factor de cobertura k=2), en cada punto de muestreo, para cada profundidad y de ambos duplicados. Cada una de las tres zonas de estudio presenta una distribución propia.

En la zona de muestreo CRA 01 (Figura 29A), el perfil de plomo atmosférico, al igual que el de ¹³⁷Cs, también muestra una distribución de inventario alterada en las diferentes capas. En una muestra que preservara el depósito reciente de ²¹⁰Pb_{exc}, el perfil sería decreciente con un máximo en la capa superior (0-10) cm. El inventario de ²¹⁰Pb_{exc} es bajo, estando cercano al límite de detección para la cantidad de muestra, tiempo de medida y zona espectral. Este inventario se encuentra en un rango entre 2920 ± 2955 (Bq·m⁻² (²¹⁰Pb)± 2s) y 3067± 4895 (Bq·m⁻² (²¹⁰Pb)± 2s) cercano, como indica su incertidumbre, a su sensibilidad para el testigo completo. Esta zona no es la adecuada para aplicar modelos de la erosión en los que se utilicen ambos radionucleidos, ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb. Independientemente de la baja sensibilidad en el duplicado del testigo, se obtienen valores análogos lo que indicaría que esta modificación de la distribución de la concentración de actividad a las diferentes profundidades sería extensible a otras zonas

cercanas al punto de muestreo con similares características geológicas y situadas a la misma altura.

En cuanto al área de muestreo CRA 03, cabe destacar que la existencia de ¹³⁷Cs en el centímetro 30 en el primer testigo A pero que no aparece en el testigo B (Figura 28B) puede deberse a que en este estrato aparece la mayor concentración de ²¹⁰Pb_{exc} pudiéndose dar paralelamente un aumento del contenido del radionucleido en la capa debido a la composición del suelo. En este testigo el inventario de ²¹⁰Pb_{exc} (Figura 29B) es elevado lo que indicaría que se ha preservado el depósito atmosférico pero no está correlacionado con un mayor inventario de ¹³⁷Cs, lo que podría indicar una pérdida de suelo con arrastre selectivo de ¹³⁷Cs.

El perfil del inventario de ²¹⁰Pb_{exc} en la zona de muestreo CRA 05 (Figura 29C) es decreciente. Esta zona es la adecuada para la realización de los estudios, siendo éste el inventario más característico tanto para ²¹⁰Pb_{exc} como para ¹³⁷Cs.



Figura 29. Inventario de ²¹⁰Pb_{exc} (A) Zona de muestreo CRA 01 (B) Zona de muestreo CRA 03 (C) Zona de muestreo CRA 05

Las Figuras 28 y 29 también muestran el inventario total acumulado de los testigos obtenidos en las tres áreas de estudio para ambos radionucleidos. Sería de esperar, ya que ambos radionucleidos son de origen atmosférico, que se mantuviera una proporcionalidad entre el inventario de ambos, es decir, a mayor inventario de ²¹⁰Pb_{exc} mayor de ¹³⁷Cs. Esta proporcionalidad ocurre normalmente en zonas con similares características geoquímicas, lo que no parece ser el caso de estas tres zonas. El ¹³⁷Cs se fija a las arcillas del suelo por intercambio iónico mientras que el ²¹⁰Pb_{exc} puede fijarse por intercambio iónico o formar sales insolubles mediante reacciones químicas que no se arrastran en el proceso de erosión del suelo como ocurre con las arcillas. Esta no proporcionalidad se observa cuyo comparamos los testigos de las tres zonas con el denominado "característico", es decir el correspondiente al punto de muestreo CRA 05-B: 2240 ± 217 (2s) Bq·m⁻² (¹³⁷Cs) y 18249 ± 3838 (2s) Bq·m⁻² de ²¹⁰Pb_{exc}. El porcentaje con respecto a este inventario de las diversas zonas son del 28-35% (¹³⁷Cs) y 17%(²¹⁰Pb) para CRA 01, del 32-46% de ¹³⁷Cs y del 76-96 % de ²¹⁰Pb para CRA 03 y para CRA 05 existe heterogeneidad en el terreno ya que se preserva el 90% de ¹³⁷Cs mientras que es un 28% con respecto al contenido del mismo testigo de ²¹⁰Pb_{exc}.

Cuyo se representa (Figura 30) la media de inventarios obtenida en las tres zonas de estudio para los dos radionucleidos de origen atmosférico se observa que el incremento del ²¹⁰Pb_{exc} va acompañado de un aumento proporcional del contenido ¹³⁷Cs. La relación ²¹⁰Pb/¹³⁷Cs de los inventarios medios en las tres zonas es de 14 ± 17 (%), 12 ± 5 (%) y 7 ± 2 (%), es decir se mantiene en todas las zonas la proporcionalidad. Este comportamiento es coherente con los resultados existentes en otros ecosistemas (marino), donde se observaba que el contenido del inventario total de ¹³⁷Cs aumenta en zonas donde se acumula más el ²¹⁰Pb_{exc}, el aumento de plomo en este caso se produce por la fuerte erosión del fondo submarino favorecida por la orografía y su acumulación en el valle de los cañones submarinos (Gascó, 1991).



Figura 30. Inventario total de ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc}

Se ha analizado mediante un estudio bibliográfico el inventario existente en otras zonas geográficas del territorio español para verificar si este comportamiento ¹³⁷Cs/²¹⁰Pb se produce cuyo se investiga la erosión de suelos con ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb. En España este tipo de estudios con radionucleidos como trazadores no son abundantes destacándose los realizados en zonas montañosas del Pirineo donde la erosión del suelo suele ser favorecida por la orografía. López-Vicente (2008) en sus recientes trabajos sobre erosión y distribución mediante SIG y validación con ¹³⁷Cs en el Pirineo, hace un estudio en 8 testigos de suelo (266 muestras) para demostrar que la erosión obtenida por otras técnicas coincide con la pérdida de inventario de ¹³⁷Cs. El inventario medio, mínimo y máximo en esta zona está comprendido entre 1542 Bq·m⁻² y 5955 Bq·m⁻² con una media de 1039 Bq·m⁻². Los estudios de este trabajo incorporan el índice pluviométrico ya que la comparación entre los inventarios de zonas de diferente localización geográfica requieren el conocimiento del depósito húmedo (mayor en el norte español en comparación con el secano de la meseta), y el de su orografía que puede ser completamente diferente según sea zona montañosa o meseta (Navas et al., 2005).

En estudios previos, en los que se determina el inventario medio de ¹³⁷Cs en suelos españoles, éste se encuentra en un rango de valores entre 251 y 6074 Bq·m⁻² con una media de 1726 Bq·m⁻² (Legarda *et al.*, 2011). La distribución del inventario de ¹³⁷Cs en el territorio español según Caro (2012) estaría correlacionada con el índice de lluvia tras realizar una representación gráfica sobre un mapa de España. El punto de muestreo

CRA 05 sería coincidente con los datos modelizados para Camarena y representativo en términos de inventario.

Otro aspecto a considerar es si el depósito medio de ²¹⁰Pb atmosférico se mantiene constante en el área geográfica de estudio. Este requisito es fundamental y es una indicación del depósito húmedo de los radionucleidos en el suelo. Este registro no se posee en toda la Península Ibérica, pero en Madrid su concentración media en el aire de los últimos 7 años es constante, según se aprecia en la Figura 31 (Gascó, C. comunicación personal). La concentración de actividad del ²¹⁰Pb se puede considerar constante en un largo periodo de tiempo, siendo esta variación similar en puntos geográficos cercanos (como por ejemplo Camarena) que no tengan fuentes de emisión de este radionucleido (como la producción de electricidad por combustión de carbón).



Figura 31. Concentración media de actividad del ²¹⁰Pb en Madrid

3.2 INTERPRETACIÓN DE LOS RASGOS ESPECTRALES PARA IDENTIFICAR LAS PROPIEDADES DE LOS SUELOS

Se han tabulado (Tabla 4 a 7) los principales resultados obtenidos de los análisis físicos, químicos y mineralógicos de suelo realizados en el laboratorio. Los datos de radiancia detectados por el espectrorradiómetro en laboratorio, una vez convertidos a unidades de reflectancia del suelo (%), se presenta en un gráfico con el eje "Y" y la longitud de onda (λ) expresada en nanómetros, en el eje "X", para poder estudiar las propiedades de dicho suelo a través de su firma espectral. En las Figuras 32 a 35 se pueden ver las firmas espectrales de las muestras de suelo tomadas en el los diferentes puntos de muestreo.

Dichas gráficas se comparan con los datos de los análisis físicos, químicos y mineralógicos de laboratorio. Para la interpretación de los espectros de laboratorios de estos suelos, las propiedades más importantes son el contenido de humedad, materia orgánica, óxidos de hierro libres, textura, estructura y composición mineralógica. En general, todas las curvas espectrales están afectadas por la presencia de dos bandas de absorción principales del agua y grupos hidroxilo alrededor de los 1400 nm y 1900 nm. En la Tabla 4 pueden verse los resultados de los análisis físicos y químicos de laboratorio para el sondeo del terreno CRA 01-C a las diferentes profundidades de muestreo.

PARÁMETROS		UNIDADES	Profundidad muestras (cm)					
			0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	
FÍSICOS	Humedad	%	2,0	2,8	0,7	1,5	1,7	
	Densidad aparente	g⋅cm ⁻³	1,5	1,7	1,9	1,7	1,6	
	Arena (2000-50µm)	%	73,6	69,3	84,2	80,1	81,1	
	Limo (50-2µm)	%	6,8	5,8	1,2	10,0	4,3	
	Arcilla (<2µm)	%	19,6	25,0	14,6	10,0	14,6	
	Clase textural	USDA*	Fra-Arc-Are	Fra-Arc-Are	Fra-Are	Fra-Are	Fra-Are	
	Color seco	Munsell	10YR 6/4	10YR 6,5/4	10YR 6/4	10YR 6/4	10YR 7/4	
	Color húmedo	Munsell	10YR 4,5/4	10YR 5,5/4	10YR 5/4	10YR 5/5	10YR 5/5	
QUÍMICOS	рН	1:2,5 H₂O	8,08	8,21	7,76	6,33	5,88	
	Conductividad eléctrica (25ºC)	µS⋅cm ⁻¹	83	68	33	24	19	
	Materia orgánica	%	0,8	0,8	0,5	0,5	0,4	
	Carbonato cálcico	% CaCO₃	1,4	1,1	0,9	0,0	0,0	
	Óxidos de Fe libres	% Fe ₂ O ₃	0,26	0,26	0,16	0,27	0,15	
	Capac. Int. Catiónico	cmol⁺⋅kg⁻¹	14,58	14,58	4,52	5,59	5,32	
	Ca ²⁺ cambio	cmol⁺⋅kg⁻¹	9,36	7,48	1,16	1,10	0,90	
	Mg ²⁺ cambio	cmol⁺⋅kg⁻¹	0,76	0,71	0,18	0,25	0,19	
	Na ⁺ cambio	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	
	K ⁺ cambio	cmol [∓] ⋅kg ⁻¹	0,58	0,32	0,18	0,20	0,20	
	Sat. Bases Cambio	%	73.6	58.6	34.9	28.5	25.1	

Tabla 4. Características físicas y químicas del punto CRA 01-C

*USDA, 2000. Fra=franca; Are=arenosa; Arc=arcilla

El suelo de la zona CRA 01 está ligeramente coloreado y moderadamente compactado, con restricciones para el crecimiento de las raíces según sus valores de densidad. La tendencia habitual de los suelos a incrementar su densidad con la profundidad (Landon, 1984) no se cumple en este punto de muestreo puesto que alcanza el máxima densidad entre 20 y 30 cm de profundidad. Es un suelo seco, con la humedad ligeramente superior en aquellos horizontes con más contenido de arcillas. Este dato concuerda con su bajo contenido en de arcillas, siendo un suelo de textura franca-arcillosa-arenosa y franca-arenosa según las clases texturales USDA (2000). El pH se va acidificando a medida que se profundiza en el suelo, pasando de ser moderadamente alcalino a moderadamente ácido, según las clases de pH que proponen Scianna et al. (2007). Lo habitual es

encontrar pH ácido en la superficie del suelo y básico en profundidad, lo que podría dar idea de que este suelo ha sufrido algún tipo de alteración. Este suelo se clasifica como no salino en función de los valores que presenta de Conductividad Eléctrica (CE) según los trabajos de Scianna (2007). La materia orgánica, carbonatos y óxidos de hierro libre de este suelo disminuyen con la profundidad, siendo baja su concentración. La capacidad de intercambio catiónico es muy baja.

En la Figura 32 se pueden ver las firmas espectrales de las muestras de suelo tomadas en el primer punto de muestreo, CRA 01-C, a las diferentes profundidades.



Figura 32. Curvas espectrales del punto de muestreo CRA 01-C

Las muestras superficiales (0-10 cm y 10-20 cm), presentan las bandas características de absorción fuerte del agua (en torno a 1450 y 1950 nm) más pronunciadas que en el resto de profundidades debida a la absorción del agua contenida en la estructura de las arcillas (Baumgardner *et al.*, 1985). Lo cual concuerda con un mayor contenido de arcillas en dichos horizontes según los datos obtenidos en el laboratorio. Tanto el material orgánico como la textura influirán en la reflectancia general de las curvas individuales (Irons *et al.*, 1989). En este caso, la materia orgánica es baja y no influye sustancialmente en la reflectancia del suelo. En cambio, un mayor diámetro en el tamaño de las partículas (por ejemplo, arena media, arena gruesa) en comparación con el tamaño de las partículas finas (Iimo y arcilla), influye por el efecto de sombra causado por la rugosidad de partículas (Baumgardner *et al.*, 1985). Sin embargo, la muestra a 20-30 cm de profundidad, tiene el mayor contenido de arena y también la mayor reflectancia. El

contenido en cuarzo es un factor que influye en la alta reflectancia que se muestra en las muestras de suelo teniendo en cuenta su composición mineralógica. Las curvas de reflectancia son algo más pronunciados a las profundidades de 0-10 cm, 10-20 cm, y 30-40 cm coincidiendo con valores más altos del contenido de óxido de hierro libre (en torno a 870 nm) (véase la Tabla 4).

Los resultados de los análisis de laboratorio correspondientes al punto de muestreo CRA 03-A se muestran en la Tabla 5. En este caso, la densidad se va incrementando con la profundidad, siendo en general un sondeo de moderado a fuertemente compacto, con textura arenosa-franca excepto a la profundidad de 40-50cm que es franca-arenoso (USDA, 2000). El suelo de este sondeo es de color claro, y pasa de ser fuertemente ácido (pH 5,24) en su superficie a moderadamente ácido (pH 6,06) en profundidad (Scianna *et al.*, 2007). No contiene carbonatos, es pobre en materia orgánica, y tiene un contenido moderado de óxidos de hierro libre. Su capacidad de intercambio catiónico es baja en la superficie aumentando a medida que aumenta la profundidad como consecuencia de su mayor contenido de arcilla. La mineralogía muestra una disminución de cuarzo con la profundidad (del 52% al 34%) y un contenido de filosilicatos que aumenta con la profundidad. El contenido de plagioclasa se mantiene constante.

PARÁMETROS		UNIDADES	Profundidad muestras (cm)					
			0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	
FÍSICOS	Humedad	%	0,7	1,5	2,6	3,0	14,1	
	Densidad aparente	g.cm⁻³	1,7	1,5	1,7	1,8	1,9	
	Arena (2000-50µm)	%	86,3	85,9	83,8	82,0	75,3	
	Limo (50-2µm)	%	8,7	9,2	6,6	8,4	9,7	
	Arcilla (<2µm)	%	5,0	5,0	9,6	9,6	15,0	
	Clase textural	USDA*	Are-Fra	Are-Fra	Are-Fra	Are-Fra	Fra-Are	
	Color seco	Munsell	10YR 7/4	10YR 7/4	10YR 7/3,5	10YR 7,5/3	10YR 7/3,5	
	Color húmedo	Munsell	10YR 4,5/4	10YR 5/4	10YR 4,5/4	10YR 5/4	10YR 5/4	
QUÍMICOS	pН	1:2,5 H ₂ O	5,24	5,25	5,34	5,78	6,06	
	Conductividad eléctrica (25ºC)	µS⋅cm ⁻¹	38	19	17	13	15	
	Materia orgánica	%	0,5	0,3	0,4	0,3	0,1	
	Carbonato cálcico	% CaCO ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	Óxidos de Fe libres	% Fe ₂ O ₃	0,13	0,12	0,17	0,18	0,26	
	Capac. Int. Catiónico	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	2,66	2,66	3,32	4,06	7,81	
	Ca ²⁺ cambio	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	0,39	0,31	0,41	0,78	1,32	
	Mg ²⁺ cambio	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	0,11	0,08	0,11	0,22	0,52	
	Na ⁺ cambio	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	
	K⁺ cambio	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	0,13	0,12	0,14	0,16	0,24	
	Sat. Bases Cambio	%	24,5	19,5	20,5	28,9	27,4	
RAL A	Cuarzo	%	52	52	37	47	34	
	Feldespato-k	%	40	39	44	35	40	
ЩÖ	Plagioclasa	%	8	9	9	9	6	
€O	Filosilicatos	%	Trazas	Trazas	10	9	20	
2	Tipo de arcilla	Tipo	illita	illita	illita	illita	illita	

Tabla 5. Características físicas, químicas y mineralógicas del punto CRA 03-A

*USDA, 2000. Fra=franca; Are=arenosa; Arc=arcilla

La Figura 33 muestra los resultados del análisis de suelo en CRA 03-A obtenido con el espectrorradiómetro. Este punto de muestreo es el más arenoso de las tres zonas muestreadas, lo que se refleja en su respuesta espectral con las mayores reflectancias detectadas, cercanas al 80%, resultado de su alto contenido en cuarzo y feldespato. La curva espectral, obtenida a la profundidad de 40-50 cm, es la que presenta la menor reflectividad de las cinco curvas, acorde con su mayor contenido de humedad, y con picos de absorción más pronunciados en torno a 1400 y 1800 nm. Esta firma espectral es la única de las cinco en la que se observa visualmente la absorción ejercida por los óxidos de hierro libre en torno a 870 nm. Se detecta también en la curva el mayor contenido de arcillas caracterizado por una mayor absorción en la zona de 2200 nm. Las similitudes en la composición físico-química de las muestras a (0-10) y (10-20) cm de profundidad, y de las muestras a (20-30) y (30-40) cm dan lugar a curvas espectrales similares entre ambas respectivamente.



Figura 33. Curvas espectrales del punto de muestreo CRA 03-A.

Los resultados de los análisis físico-químicos y mineralógicos de la última zona muestreada, la CRA 05-A, se observan en la Tabla 6. El contenido en arena es menor que en los sondeos anteriores siendo su textura franco-arcillo-arenosa excepto en la superficie que es franco-arenosa (USDA, 2000). Se detecta contenidos moderados de óxidos de hierro libre, la concentración de carbonatos es baja y apenas posee materia orgánica (excepto en los primeros 10 cm de suelo). Este suelo destaca por tener una conductividad eléctrica mayor al resto, pero sin llegar a problemas de salinidad y también

una conductividad de intercambio catiónico mayor que en los anteriores sondeos. El pH se mantiene ligeramente ácido (Schoeneberger *et al.*, 2002) a lo largo de los diferentes horizontes mientras que la humedad aumenta. La mineralogía muestra el menor contenido de cuarzo y el mayor contenido de filosilicatos de 20 a 30 cm. En este caso, los filosilicatos se componen de esmectitas e illitas en orden de abundancia. La presencia de esmectita aumenta la CIC en comparación con los otros sondeos de suelo.

Tabla 6. Garacteristicas histoas, químicas y mineralogicas del punto orta 63-A								
PARÁMETROS			Profundidad muestras (cm)					
		UNIDADES	0-10	10-20	20-30	30-40		
FÍSICOS	Humedad	%	1,1	1,3	3,0	5,0		
	Densidad aparente	g⋅cm ⁻³	1,4	1,7	1,7	1,6		
	Arena (2000-50µm)	%	73,5	74,7	71,5	75,5		
	Limo (50-2µm)	%	10,5	4,3	7,5	3,4		
	Arcilla (<2µm)	%	16,0	21,0	21,0	21,0		
	Clase textural	USDA*	Fra-Are	Fra-Arc-Are	Fra-Arc-Are	Fra-Arc-Are		
	Color seco	Munsell	10YR 3,5/4	10YR 5,5/4	10YR 6,5/4	10YR 5/4		
	Color húmedo	Munsell	10YR 2,5/3	10YR 4/4	10YR 4,5/4	10YR 4/4		
QUÍMICOS	рН	1:2,5 H ₂ O	6,35	6,38	6,30	6,27		
	Conductividad eléctrica (25ºC)	µS⋅cm⁻¹	115	47	40	33		
	Materia orgánica	%	4,5	0,9	0,7	0,5		
	Carbonato cálcico	% CaCO ₃	0,5	0,8	0,4	0,5		
	Óxidos de Fe libres	% Fe ₂ O ₃	0,33	0,16	0,25	0,15		
	Capac. Int. Catiónico	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	13,62	12,31	14,37	11,47		
	Ca ²⁺ cambio	cmol ⁺ ·kg ⁻¹	4,43	3,37	4,38	3,13		
	Mg ²⁺ cambio	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	1,25	1,05	1,30	0,97		
	Na ⁺ cambio	cmol ⁺ ·kg ⁻¹	0,05	0,04	0,05	0,06		
	K ⁺ cambio	cmol ⁺ ⋅kg ⁻¹	0,49	0,33	0,36	0,26		
	Sat. Bases Cambio	%	45,7	38,9	42,3	38,5		
ГО	Cuarzo	%	40	42	30	58		
	Feldespato-k	%	30	17	14	11		
₹ A	Plagioclasa	%	12	10	13	9		
ЩQ	Filosilicatos	%	18	30	42	22		
MIN	Tipo de arcilla	Tipo	Esmectita, illita	Esmectita, illita	Esmectita, illita	Esmectita, illita		

Tabla 6. Características físicas, químicas y mineralógicas del punto CRA 05-A

*USDA, 2000. Fra=franca; Are=arenosa; Arc=arcilla

En la Figura 34 se muestran las curvas espectrales tomadas en las muestras de la última zona de muestreo, la CRA 05-A. La presencia de alto contenido en arcillas se manifiesta en la zona de 2200 nm. En este suelo es destacable la curva espectral obtenida a 0-10 cm de profundidad, por ser la de menor contenido de humedad y filosilicatos pero la de mayor cantidad de materia orgánica. La absorción característica de los óxidos de hierro libres (870 nm) es claramente visible en las curvas espectrales a excepción de en la capa más superficial del suelo (0-10 cm). Aunque esta capa superior tiene el mayor contenido de óxidos de hierro libres, para contenidos de materia orgánica mayores a un 2%, la disminución de reflectancia debida a la materia orgánica puede enmascarar otras características de absorción en el espectro de suelo (Baumgardner *et al.*, 1985).



Figura 34. Curvas espectrales del punto de muestreo CRA 05-A

Los suelos (tomados por duplicado), procedentes de cada una de las tres zonas consideradas de acumulación (CRA 02, CRA 04 y CRA 06), se han analizado, presentándose sus características físico-químicas en la Tabla 7. Las curvas espectrales de cada uno de ellos se muestran en la Figura 35, en ésta, lo primero que destaca es que los duplicados de las zonas CRA 02 y CRA 04 muestran reflectancias análogas respectivamente, por lo que se muestran los resultados de los análisis de laboratorio de uno de sus duplicados en la Tabla 7.

Los suelos característicos de las zonas de acumulación presentan generalmente texturas más gruesas, bajo contenido en materia orgánica y óxidos de hierro libre, y baja capacidad de intercambio catiónico. Los resultados obtenidos concuerdan con esta descripción, destacándose la bajísima cantidad de óxidos de hierro libre, su mayor contenido en arena y su textura arenosa-franca según USDA (2000), la zona CRA 06 es la más arenosa de todas las muestreadas. La materia orgánica es indicativa de suelos pobres como se venían comprobando con las otras propiedades del suelo como los bajos valores de concentración de carbonatos. El pH de los suelos de esta zona se encuentra entre moderadamente y ligeramente ácido y son suelos sin salinidad (Scianna *et al.*, 2007).
PARÁMETROS		UNIDADES	Profundidad muestras: 0-10 cm				
			CRA 02-A	CRA 04-A	CRA 06-A	CRA 06-B	
FÍSICOS	Humedad	%	0,3	0,3	0,1	0,3	
	Densidad aparente	g∙cm ⁻³	1,8	1,6	1,8	1,9	
	Arena (2000-50µm)	%	85,3	86,9	90,6	90,0	
	Limo (50-2µm)	%	9,8	2,1	0,0	0,4	
	Arcilla (<2µm)	%	5,0	11,0	9,4	9,6	
	Clase textural	USDA*	Are-Fra	Are-Fra	Are	Are-Fra	
	Color seco	Munsell	10YR 7/3,5	10YR 7/3,5	2,5Y 7/3	10YR 7/3	
	Color húmedo	Munsell	10YR 4,5/4	10YR 4,5/4	2,5Y 5/3,5	10YR 5/3,5	
QUÍMICOS	рН	1:2,5 H ₂ O	5,67	5,59	6,15	6,14	
	Conductividad eléctrica (25°C)	µS₊cm⁻¹	18	47	38	24	
	Materia orgánica	%	0,2	0,4	1,1	0,4	
	Carbonato cálcico	% CaCO₃	0,0	0,0	0,0	0,0	
	Óxidos de Fe libres	% Fe ₂ O ₃	0,06	0,01	0,10	0,00	
	Capac. Int. Catiónico	cmol⁺⋅kg⁻¹	2,86	2,99	3,26	3,26	
	Ca ²⁺ cambio	cmol⁺⋅kg⁻¹	0,45	0,13	0,01	0,11	
	Mg ²⁺ cambio	cmol⁺⋅kg⁻¹	0,56	0,16	0,05	0,24	
	Na ⁺ cambio	cmol⁺⋅kg⁻¹	0,00	0,15	0,04	0,15	
	K ⁺ cambio	cmol⁺⋅kg⁻¹	0,51	0,11	0,05	0,18	
	Sat. Bases Cambio	%	24,7	33,7	10,5	26,0	

Tabla 7. Características físicas y químicas de las zonas de acumulación

*USDA, 2000. Fra=franca; Are=arenosa; Arc=arcilla

En la Figura 35 vemos las curvas espectrales de todas las muestras superficiales tomadas en las zonas de acumulación de materiales.



Figura 35. Curvas espectrales de las zonas de acumulación

Las curvas espectrales de las tres zonas muestreadas concuerdan con sus análisis físico-químicos, excepto en la zona CRA 06, en la que cada uno de los duplicados muestra diferentes valores de reflectancia. Esta discrepancia entre duplicados se debe fundamentalmente a que la muestra CRA 06-A tiene los valores mayores de contenido de materia orgánica, lo que oscurece la muestra dando lugar a reflectancias menores. Su

duplicado, CRA 06-B, es la muestra que presenta menor valor de humedad lo que se traduce en una mayor reflectancia en su curva espectral.

La comparación entre las curvas espectrales de esta área de acumulación con la de las tres zonas anteriores (CRA 01, 03 y 05) pone de manifiesto una uniformidad mayor en todo el rango óptico, sin cambios bruscos de reflectancia. Las curvas presentas unos valores altos de reflectancia cercanos al 80%, lo que es coherente con su textura arenosa y su contenido de cuarzo y feldespato que ofrecen valores altos de reflectancia.

Los resultados muestran que los análisis físicos, químicos y mineralógicos y las curvas espectrales correspondientes son consistentes. Los resultados mostrados son preliminares y presentan la etapa inicial antes de la asociación estadística de las propiedades del suelo utilizando características espectrales. Es necesaria la optimización en cuanto al número de muestras adecuado para la interpretación de resultados de la erosión de suelo a partir de la espectrorradiometría de rango óptica, estando prevista para la ampliación de este trabajo con vista a obtener resultados que sean estadísticamente representativos.

3.3 EVALUACIÓN DE LAS TÉCNICAS INSTRUMENTALES EMPLEADAS PARA EL ESTUDIO DE EROSIÓN DE SUELOS

El estudio de la erosión de suelos es interdisciplinar e implica el uso de varias técnicas instrumentales complementarias. En este trabajo se han empleado la espectrorradiometría de rango óptica, análisis físicos, químicos y mineralógicos y la espectrometría gamma. Los resultados obtenidos con su utilización indican que estas técnicas aportan datos que completan su interpretación.

Los radionucleidos de origen atmosférico una vez depositados en el suelo se asocian a sus diversos componentes, siendo imprescindible el conocimiento de la naturaleza de los componentes del suelo donde se depositan para interpretar el inventario total en una zona geográfica. El inventario de ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb obtenido en cada testigo de suelo puede ser diferente porque su fijación ha sido distinta o porque se ha producido erosión del suelo. Estudios recientes en la plataforma costera española muestran que los sedimentos cuyos componentes mineralógicos indicaban un aporte terrígeno elevado (arcillas), poseían un inventario total mayor que los que tenían un componente biogénico

(carbonatos) (Gasco, 1991). Este fenómeno se produce porque el ¹³⁷Cs se fija preferentemente a las arcillas más que a los carbonatos, transportándose de la tierra al mar por diversos fenómenos erosivos. Experimentos realizados con sedimentos que contenían ¹³⁷Cs han demostrado que su adsorción a los mismos estaba directamente correlacionada con su contenido en illitas (Aston y Duursma, 1973), debido al intercambio iónico con el K⁺ que contienen (Cheng y Hamaguchi, 1968). El estudio experimental de la distribución de los radionucleidos en los diversos componentes de los suelos y sedimentos utilizando lixiviantes específicos (Walters *et al.*, 1980; Holm *et al.*, 1988) para cada fracción (fácilmente disponible, intercambiable, asociado a materia orgánica, coprecipitado con óxidos y altamente insoluble) se ha realizado con sedimentos que contenían ¹³⁷Cs procedente del poso radiactivo. Confirmando los estudios precedentes, en los que el 64% del ¹³⁷Cs está ligado a una fracción altamente insoluble (arcillas) y con un porcentaje del 22% de ¹³⁷Cs asociado a la fracción intercambiable (Antón, 2002).

Los rasgos espectrales y los análisis físicos, químicos y mineralógicos han identificado las propiedades de los suelos muestreados en este estudio, en particular de las diversas capas de suelo en las que se ha calculado el inventario total del ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc}.

Según se indica en el apartado 3.2, el suelo de la zona CRA 01 muestra un pH que se acidifica según se profundiza en el sondeo, lo cual resulta anómalo ya que lo habitual es encontrar en la superficie del suelo (0-10 cm) el pH más ácido que en la zona profunda (40-50 cm). Otro factor a tener en cuenta en este testigo es la capacidad de intercambio catiónico, que tiene un valor más alto en las capas superficiales del terreno (0-10 cm), donde es de 13,1-14,6 cmol⁺·kg⁻¹, que en las capas profundas (40-50 cm), donde tiene un valor de 5,1-5,3 cmol⁺·kg⁻¹. Según esta propiedad, las capas superficiales de esta zona podrían retener los radionucleidos en el suelo con la misma capacidad que la zona que hemos denominado "característica" para ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc} (es decir, la zona de muestreo CRA 05), donde nos encontramos una capacidad de intercambio catiónico media de 13,1 ± 1,04 cmol⁺·kg⁻¹ (1s) n=8. Sin embargo las muestras superficiales en la zona CRA 01 no contienen ¹³⁷Cs. Estas alteraciones del suelo en la zona CRA 01 y la falta de inventario de ¹³⁷Cs por encima del límite de detección en las capas (0-20 cm) confirman su erosión o la alteración producida por el hombre en las capas superiores.

En los testigos pertenecientes a las zonas de muestreo CRA 03 y CRA 05 se observa que las propiedades químicas de cada capa no presentan las alteraciones antes descritas en la zona CRA 01 y su distribución de radionucleidos es coherente con dichas propiedades químicas. Cabe destacar que tanto dichas propiedades químicas como su distribución en radionucleidos son indicativas de fenómenos erosivos. Respecto a su capacidad de intercambio catiónico, la media para la zona CRA 03 es de 4,4 \pm 2,5 cmol⁺·kg⁻¹ (1s) n=10 y la de la zona denominada característica (zona CRA 05) es de 13,1 \pm 1,04 cmol⁺·kg⁻¹ (1s) n=8, es decir hay una diferencia del 66,4% entre ambas zonas, lo cual es coherente con la diferencia en el inventario medio de ¹³⁷Cs (tomando valores por encima del límite de detección) en ambas zonas que es del 49,5%. Si comparamos el contenido de arcilla medio de la zona CRA 03 (10,3 \pm 2,3% (1s) n=10), con el de la zona característica CRA 05 (20,67 \pm 1,04% (1s) n=8), hay una diferencia del 50,2 %, de nuevo este porcentaje es coherente con la pérdida de ¹³⁷Cs que se ha producido en la zona CRA 03 con respecto a la zona CRA 05.

El estudio de la distribución de los radionucleidos en otras áreas geográficas españolas es indicativo de las concentraciones iniciales que pueden existir en las diversas capas de suelo. Estudios recientes en tierras cultivadas y no cultivadas (Gaspar, 2011) muestran el rango de concentraciones de ¹³⁷Cs esperado en una zona de similares características a las de la zona estudiada en Camarena. La media del contenido de ¹³⁷Cs en suelo es de 4,9 Bq·Kg⁻¹ con una desviación típica de 7 Bq·Kg⁻¹, y un coeficiente de variación de 161,9%. Con un menor contenido de ¹³⁷Cs en suelos cultivados de 2,4 Bq·Kg⁻¹, mientras que en los no cultivados es de 6,2 Bq·Kg⁻¹.

En el trabajo de Gaspar (2011), los suelos no cultivados presentan un perfil monótono decreciente con una concentración media en la capa de 0 a 5 cm de 19 Bq·Kg⁻¹ de ¹³⁷Cs (n=31) y en la capa de 5 a 10 cm de 10 Bq·Kg⁻¹ de ¹³⁷Cs, mientras que en los cultivados de 2 Bq·Kg⁻¹ de ¹³⁷Cs (n=19) en la capa de 0 a 5 cm y de aproximadamente la misma cantidad en el inferior de 5 a 10 cm. El valor máximo de penetración en ambos tipos (cultivado y no cultivado) se encuentra en 40 cm.

En el trabajo que se presenta no se encuentran capas de 0 a 10 cm con este elevado contenido en ¹³⁷Cs de los terrenos no cultivados del trabajo de Gaspar (2011), siendo el contenido en ¹³⁷Cs encontrado en Camarena similar al de los terrenos cultivados, pudiendo establecerse en de esta manera el rango de concentraciones que se podría esperar en Camarena para este tipo de suelos y el número aproximado de muestras y perfiles que se deben recoger para efectuar un estudio de distribución de ¹³⁷Cs, de lo que se deducen que son necesarios 31 perfiles en áreas no cultivadas y 19 perfiles en zonas cultivadas, mientras que para establecer el fondo en un área considerada como no

erosionada son necesarios 8 perfiles con una estimación de medidas de aproximadamente 300. La cantidad y extensión del muestreo se debería apoyar en los datos que se obtuviesen previamente de la técnica experimental de espectrorradiometría para aportar los datos de composición de suelo y de su posible erosión.

Otro aspecto a considerar es la existencia o no de correlación entre el contenido en ¹³⁷Cs y los parámetros medidos en el suelo. Este mismo estudio (Gaspar, 2011) representa el contenido de ¹³⁷Cs en función del contenido en materia orgánica, componentes granulométricos del suelo (arcilla, limo y arena) pH, conductividad eléctrica, contenido en carbonatos y yeso tanto en terrenos cultivados como no modificados en un total de 399 muestras en diversos perfiles de profundidad. La variación del contenido de ¹³⁷Cs con respecto a los parámetros de suelo medidos, encuentran una relación entre el contenido de materia orgánica tanto para suelos no cultivados (coeficiente de correlación 0,68), como para los no cultivados (coeficiente de correlación 0,42), explicándose que los suelos cultivados sufren un empobrecimiento en materia orgánica después de años de laboreo que podrían identificarse con un tipo de erosión. La correlación entre el contenido en ¹³⁷Cs y la fracción mayor de 2 mm, conductividad eléctrica y porcentaje de yeso, es significativa y positiva, mientras es inversa y significativa la correlación entre el contenido de ¹³⁷Cs y los carbonatos y el pH.

Se observa en ese mismo estudio (Gaspar, 2011) que las correlaciones entre los diversos parámetros medidos del suelo y el contenido de ¹³⁷Cs son menores cuando se trata de suelos cultivados, encontrándose un coeficiente de correlación lineal de 0,0143 entre materia orgánica y un contenido de ¹³⁷Cs que es similar al de nuestro trabajo (si no tomamos el punto de mayor concentración de ¹³⁷Cs ya que sesga la línea de tendencia). En definitiva se puede concluir que en nuestra área de estudio (tierras cultivadas) en un principio no se va a apreciar alta correlación entre los parámetros del suelo y su contenido en ¹³⁷Cs. En la Tabla 8 se han agrupado el contenido en ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb junto con los parámetros pH, conductividad eléctrica, contenido de arcilla, materia orgánica, capacidad de intercambio catiónico y saturación de bases, analizados en todas las muestras superficiales de suelo (0-10 cm). Estos parámetros se han representado con respecto al contenido de ¹³⁷Cs y se ha calculado el coeficiente de correlación entre cada uno de los parámetros del suelo y el contenido de ¹³⁷Cs según se muestra en la Figura 36. También se han representado con respecto al contenido 37.

69

Tabla 6. Tatametros del suelo en las indestras de 6 a 10 cm de profundidad												
Muestra	¹³⁷ Cs (Bq.Kg ⁻¹)	²¹⁰ Pb (Bq.Kg ⁻¹)	pН	Cond. Eléctrica (µS⋅cm⁻¹)	% Arcillas	%М.О.	Cap.interc. catiónico (cmol ^{+,} kg ⁻)	% Sat. bases de cambio				
CRA 01-B	1,250	32.70	8,050	100,100	19,980	0,961	13,095	63,628				
CRA 01-C	1,170	23.24	8,080	82,450	19,620	0,830	14,583	73,609				
CRA 02-A	1,423	24.20	5,665	17,620	4,980	0,242	2,859	24,649				
CRA 02-B	0,994	21.13	5,455	22,550	9,980	0,392	2,859	28,014				
CRA 03-A	2,180	38.68	5,235	38,200	4,980	0,490	2,660	24,474				
CRA 03-B	2,380	42.43	5,185	29,150	4,980	0,628	2,726	21,022				
CRA 04-A	1,810	34.58	5,585	47,100	11,020	0,405	2,992	33,704				
CRA 04-B	3,480	37.24	5,795	24,950	11,020	0,445	3,059	32,044				
CRA 05-A	4,010	55.78	6,345	115,400	16,020	4,451	13,619	45,672				
CRA 05-B	4,740	61.34	6,120	87,700	21,020	2,177	13,340	40,075				
CRA 06-A	3,010	35.83	6,150	38,250	9,620	1,059	3,258	10,453				
CRA 06-B	4,020	93.72	6,140	23,700	9,620	0,404	3,258	26,088				

Tabla 8. Parámetros del suelo en las muestras de 0 a 10 cm de profundidad







Figura 36. Relación del contenido de ¹³⁷Cs y otros parámetros del suelo (0 a 10 cm) a) pH; b) Conductividad eléctrica c); Arcilla; d) Materia orgánica; e) Capacidad de intercambio catiónico; y f) Saturación de bases.



Figura 37. Relación del contenido de ²¹⁰Pb y otros parámetros del suelo (0 a 10 cm) a) pH; b) Conductividad eléctrica c); Arcilla; d) Materia orgánica; e) Capacidad de intercambio catiónico; y f) Saturación de bases

Este estudio preliminar de erosión aplicando las dos técnicas instrumentales ha resultado ser coherente siendo necesario ampliarlo estadísticamente con un número significativo de muestras y siguiendo una estrategia similar al del trabajo experimental precedente ampliando con una caracterización por medio de la espectrorradiometría. Esta última técnica permite conocer el contenido en materia orgánica, arcilla y textura de las muestras de suelo, dichos parámetros sirven de índice indicativo de la capacidad de erosión del suelo y se correlacionan de manera directa con su contenido en ¹³⁷Cs.

4. CONCLUSIONES

- La integración de la técnica de espectrorradiometría con la de espectrometría gamma aparece como una herramienta poderosa para la caracterización de las propiedades del suelo relacionadas con la erosión dentro de ambientes semiáridos. Dicha integración sirve para eliminar incertidumbre cuyo la sobreexplotación humana altera los horizontes del suelo (como por ejemplo en la zona de muestreo CRA 01) por lo que se concluye que ambas técnicas son complementarias.
- El rango de inventario de ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc} de 600 a 2500 Bq·m⁻² y de 3000 a 18000 Bq·m⁻² respectivamente, son comparables a los inventarios de referencia españoles para zonas semiáridas.
- 3. En la zona de muestreo CRA 05, la concentración de actividad de los radionucleidos permite la implementación de modelos matemáticos para estimar tasas de erosión y para la aplicación de la técnica de espectrometría gamma *in situ*. Por lo tanto esta zona de muestreo es seleccionada para trabajos futuros.
- 4. En relación a los resultados de concentración de actividad de los radionucleidos, los testigos se deben tomar hasta al menos una profundidad de 30 cm en las zonas de muestreo estudiadas (en contraste con otros estudios en los que las muestras se toman hasta 15 cm de profundidad).
- 5. Los resultados de los análisis físicos, químicos y mineralógicos y las curvas espectrales son consistentes y permiten la asociación estadística de las propiedades del suelo utilizando características espectrales en futuros trabajos.
- 6. Los resultados de espectrorradiometría se relacionan bien con los resultados de los análisis físicos, químicos y mineralógicos medidos en laboratorio y pueden ser aplicados fácilmente para determinar las propiedades del suelo de manera más rápida y sencilla.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Al-Mahawili, S. M. H.; Baumgardner, M. F.; Weismiller, R. A. y Melhorn, W. N. 1983. Satellite Image Interpretation and Laboratory Spectral Reflectance Measurements of Saline and Gypsiferous Soils of West Baghdad, Iraq. LARS Technical Reports. Paper 104.
- Almorox, J.; López Bermúdez, F. y Rafaelli, S. 2011. La degradación de los suelos por erosión hídrica. Métodos de estimación. EDITUM. 384 pp.
- Antón, M.P. 2003. Dinámica sedimentaria de radionucleidos de vida larga en el litoral mediterráneo occidental. Tesis doctoral. Ed. Universidad Complutense de Madrid.
- Arsenault, É. y Bonn, F. 2001. Evaluation of soil erosion protective cover by crop residues using vegetation indices and spectral mixture analysis of multispectral and hyperspectral data. Proceedings of the 23rd Canadian symposium on remote sensing, pp. 299–308
- ASD. 2009. ViewSpec Pro version 5.6.8. ASD Inc.
- Aston, SR. y Duursma, E.K. 1973. Concentration effects on Cs-137, Zn-65, Co-60 and Ru-106 sorption by marine sediments with geochemical implications. Netherlands Journal of Sea Research 6:225-240.
- Barrera, M; Romero, M.L. y Valiño, F. 2008. Puesta a punto de un sistema de espectrometría gamma para la determinación de Cs-137 en suelos españoles. Informes técnicos CIEMAT 1147. Ed. CIEMAT.
- Baumgardner, M. F.; Silva, L. F.; Biehl, L. L. y Stoner, E. R. 1985. Reflectance properties of soils. Advances in Agronomy, vol. 38, pp. 1-44.
- Begni, G.; Escadafal; R.; Fontannaz; D. y Hong-Nga Nguyen, A.T. 2005. Remote sensing: a tool to monitor and assess desertification. Les dossiers thématiques du CSFD. Issue 2. 44 pp
- Ben-Dor, E.; Chabrillat, S.; Demattê, J.A.M.; Taylor, G.R.; Hill, J.; Whiting, M.L. and Sommer, S. 2009. Using Imaging Spectroscopy to study soil properties. Remote Sens. Environ. 2009, 113, S38-S55.
- Bergsma, E. 1974. Soil erosion sequences on aerial photographs. ITC Journal 3: 342-376.
- Bosch, P.; Bulbulian, S.; Fernández, M.; Jiménez, M.; Segovia, N.; Solache, M. y Tejeda,A. 2010. Pioneros de las ciencias nucleares. Disponible en:

http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/120/htm/sec_4.ht

m. Último acceso: noviembre 2012.

- Bouyoucos, G.J., 1927. The hydrometer as a new method for the mechanical analysis of soils. Soil Sci., 23: 343-353.
- Canberra, 2009a. Genie 2000 Spectrometry Software Customization Tools. Meriden: Canberra Industries.
- Canberra, 2009b. Geometry Composer User's Manual. Meriden: Canberra Industries.
- Caro, A. 2012. Modelización Geoestadística para la predicción de actividad de 137Cs en el suelo. Tesis Doctoral. Ed. Universidad Autónoma de Madrid.
- Cheng, H. y Hanmaguehi, H. 1968. The adsorption of radioisotopes on marine sediments. Role of exchangeable cations on the adsorption of cesium and exchange equilibria. Health Physics 14(4):353-363
- Chuvieco, E., 2003. Teledetección ambiental. Ariel, Barcelona.
- Coleman, T. L. y Montgomery, O. L. 1987. Soil moisture, organic matter and iron content effect on spectral characteristics of selected Vertisols and Alfisols in Alabama. Photogramm Eng. Remote Sens. 12: 1659-1663.
- Curran, P. J. y Kupiec, J. A. 1995. Imaging espectrometry: a new tool for ecology. F. M.Danson y S. E. Plummer (eds.), Advances in Environmental Remote Sensing,Chichester, John Wiley & Sons, pp. 71-88.
- Curran, P. J.; Foody, G. M.; Kondratyev, K. Y.; Kozoderov, W. y Fedchenko, P. P. 1990. Remote sensing of soils and vegetation in the USSR, Londres, Taylor and Francis.
- Currie, L. A. 1968. Limits for qualitative detection and quantitative determination. Application to radiochemistry. Anal. Chem., 40 (3), pp 586–593.
- Currie, L. A. 1999. Detection and quantification limits: origins and historical overview. Analytica Chimica Acta, 391:127-134.
- De Cort, M.; Dubois, G.; Fridman, SH.D.; Germenchuk, M.G.; Israel, YU.A.; Janssens, A.;
 Jones, A.R.; Kelly, G.N.; Kvasnikova, E.V.; Matveenko, I.I.; Nazarov, I.M.;
 Pokumeiko, YU.M.; Sitak, V.A.; Stukin, E.D.; Tabachny, L.YA.; Tsaturov, YU.S.;
 Avdyushin, S.I. 1998. Atlas of caesium deposition on Europe after the Chernobyl accident, Rept. EUR 16733, European Commission, Luxembourg.
- EURACHEM, 2000. EURACHEM/CITAC Guide: Quantifying Uncertainty in Analytical Measurement, 2nd ed.

- European Commission Joint Research Centre. 2012. European soil portal-Soil data and information system. Disponible en: http://eusoils.jrc.ec.europa.eu/projects.html. Acceso: noviembre 2012.
- Francis, C.W. y Brinkley, F.S. 1976. Preferential adsorption of ¹³⁷Cs to micaceous minerals in contaminated freshwater sediments. Nature 260, 511-513.
- García-Ruiz, J.M. y Valero-Garcés, B. 1998. Historical geomorphic processes and human activities in the Central Spanish Pyrenees. Mountain Research and Development 18 (4), 309–320.
- García-Ruiz, J. M. 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. Catena 81, 1-11.
- Gascó, C.1991 Estudio de la distribución de plutonio en el ecosistema marino de palomares después de una descarga accidental de un aerosol de transuránidos. Tesis Doctoral. Ed. Universidad Complutense de Madrid.
- Gascó, C. and Antón, M. P. 1995. Cálculo de la incertidumbre asociada al recuento en medidas de radiactividad ambiental y funciones basadas en ella. Procedimiento práctico. Report CIEMAT-775. ISSN 0214-087X.
- Gaspar Ferrer, L. 2011. Evaluación de la movilización y pérdida de suelo en agrosistemas de secano mediante los radiotrazadores ¹³⁷Cs y ²¹⁰Pb_{exc}. Tesis doctoral. Ed. CSIC y Universidad de Zaragoza.
- Haubrock, S., Chabrillat, S., and Kaufmann, H. 2005. Application of hyperspectral imaging for the quantification of surface soil moisture in erosion monitoring and modelling. Proceedings 4th Workshop on Imaging Spectroscopy. New quality in Environmental Studies, Warsaw, Poland, 27–29 April 2005. In B. Zagajewski & M. Sobczak (eds), EARSeL & Warsaw University, Warsaw, 197–206.
- He, Q. y Walling, D. E. 1996. Interpreting particle size effects in the adsorption of ¹³⁷Cs and unsupported ²¹⁰Pb by mineral soils and sediment. J. Environ. Radioactivity, 30, 117-137.
- Herranz, M.; Jiménez, R.; Navarro, E.; Playeras, J. y Pinilla, J. L. 2003. Procedimiento de toma de muestras para la determinación de la radiactividad en suelos: capa superficial. Colección Informes Técnicos 11.2003. Serie Vigilancia Radiológica Ambiental. Procedimiento 1.1. Ed. Consejo de Seguridad Nuclear (CSN).
- Hill, J y Schutt, B. 2000. Mapping complex patterns of erosion and stability in dry Mediterranean ecosystems. Remote Sensing of Environment 74: 557–569.

- Holm, E.; Gastaud, J.; Oregioni, B.; Aarkrog, A.; Dahlgaard, H.; Smith, J.N., 1988.
 Chemical partitioning of plutonium and americium in sediments from the Thule region (Greenland). In: Guary, J.C., Guegueniat, P., Pentreath, R.J. (Eds.), Radionuclides: A Tool for Oceanography. Elsevier Applied Science, pp. 351±361.
- Holmgren, G.G.S. 1967. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 31: 210-221.
- IGN. 2000. Mapa Topográfico Nacional de España. H604-I Camarena. Escala 1:25000. Ministerio de Fomento, Instituto Geográfico Nacional.
- Irons, J.; Weismiller, R. y Petersen, G. 1989. Soil reflectance. In: G. Asrar (ed.), Theory and applications of optical remote sensing. John Wiley & Sons, New York, pp.66-107.
- ISO. 1993. International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology. Geneva, Switzerland.
- ISO. 2010. Standard ISO 11929. Determination of the characteristic limits (decision threshold, detection limit and limits of the confidence interval) for measurements of ionizing radiation-Fundamentals and application. Geneva, Switzerland.
- ITT Visual Information Solutions (2012). The Environment for Visualizing Images ENVI version 4.8, Boulder, USA.
- Jackson, M.L., 1973. Soil Chemical Analysis. Prentice Hall of India Pvt. Ltd., New Delhi, India.
- Jones RGB, y Keech MA. 1966. Identifying and assessing problem areas in soil erosion surveys using aerial photographs. Photogrammetric Record 5 (27): 189-97.
- Kardeván, P. 2007. Reflectance spectroradiometry a new tool for environment mapping. Carpth. J. of Earth and environemntal sciences, vol. 2, No. 2, p. 29-38.
- King, C. y Delpont, G. 1993. Spatial assessment of erosion: contribution of remote sensing, a review. Remote Sensing Reviews 7: 223-232.
- Kruse, F.A. 1994. Imaging spectrometer data analysis: tutorial. International Symposium on Spectral SensingResearch. July'94, San Diego, CA, 9.
- Landon, J. R. 1984. Booker tropical soil manual. Booker Agriculture International Limited, London, England.
- Larsen, R.I. 1985. Worldwide deposition of Sr-90 through 1983. USDOE Rep. EML-444. EML, New York.
- Lindstrom, M.J.; Lobb, D.A. y Schumacher, T.E. 2001. Tillage erosion: an overview. Annals of Arid Zone. 40(3): 337-349.

- Legarda, F.; Romero, L. M.; Herranz, M.; Barrera, M.; Idoeta, R.; Valiño, F.; Olondo, C. y Caro, A. 2011. Inventory and vertical migration of ¹³⁷Cs in Spanish mainland soils. Journal of Environmental Radioactivity 102: 589-597.
- López-Vicente, M. 2008. Erosión y redistribución del suelo en agroecosistemas mediterráneos: Modelización predictiva mediante SIG y validación con ¹³⁷Cs (Cuenca de Estaña, Pirineo Central). Tesis Doctoral. Ed. Universidad de Zaragoza.
- López-Vicente, M. y Navas, A. 2009. Predicting soil erosion with RUSLE in Mediterranean agricultural systems at catchment scale. Soil Science: 174 (5): 272-282.
- Lomenick, T.F. y Tamura, T. 1965. Naturally occurring fixation of caesium-137 on sediments of lacustrine origin. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 29, 383-387.
- Lusch, D.P. 1989. Spectral characteristics of land surfaces. En M. D. Nellis, R. Lougeay y K. Lulla (eds.), Current trends in Remote Sensing Education. Geocarto International Centre, Hong-Kong, pp 81-86.
- MAPA. 1994. Métodos oficiales de análisis, vol. 3: Plantas, suelos, aguas para riego, fertilizantes orgánicos e inorgánicos. Secretaría General Técnica, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA). Madrid.
- Mather, P. M. y Koch, M. 2011. Computer processing of remotely-sensed images: An introduction. John Wiley & Sons, 4th ed.
- MEA, 2005. Ecosystem and Human Well-being. Millennium Ecosystem Assessment. Desertification Synthesis. USA.
- Menzel, R. 1960. Transport of strontium-90 in runoff. Science 131: 499-500.
- Metternicht, G.I. y Zinck, J.A. 1998. Evaluating the information content of JERS-1 SAR and Landsat TM 405 data for discrimination of soil erosion features. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 53: 406 143–153.
- Morgan, K.M. y Napela, R. 1982. Application of aerial photographic and computer analysis to the USLE for areawide erosion studies. Journal of Soil and Water Conservation 37 (6): 347-350.
- Munsell Color Company. 2000. Munsell Soil Color Charts, GretagMacbeth, New Windsor, NY.
- Navas, A.; Machin, J. y Soto, J. 2005. Assessing soil erosion in a Pyrenean mountain catchment using GIS and fallout 137Cs. Agriculture, Ecosystems and Environment 105: 493-506.
- Poręba, G.J. 2006. Caesium-137 as a soil erosion tracer: a review. Geochronometria, 25: 37-46.

- Porta, J. López-Acevedo, M. y Rodríguez Ochoa, R. 1986. Técnicas y Experimentos en Edafología. Collegi Oficial d'Enginyers Agrònoms de Catalunya. Barcelona.
- Porta, J.; López-Acebedo, M. y Poch, R.M. 2011. Introducción a la Edafología, uso y protección del suelo. Mundi-Prensa, 507 pp.
- Primo, E.; Carrasco, J.M. 1981. Química Agrícola. I. Suelos y Fertilizantes. Ed. Alhambra. Madrid.
- Ritchie, J.C. y McHenry, J.R. 1990. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review. J.Environ. Qual. 19: 215-233.
- Ritchie, J.C. y Ritchie, C.A. 2003. Bibliography of ¹³⁷Cs studies. USDA-ARS Hydrology and Remote Sensing Laboratory, United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Rogowski, A.S. y Tamura, T. 1970. Erosional behaviour of cesium-137. Health Physics 18: 467-477.
- Romero, M.L.; Fernández, M.C.; Gascó, C.; García-Toraño, E.; González, J.A.; Heras, M.C.; Montero, M. y Núñez-Lasgos, R. 2003. Procedimiento para la evaluación de incertidumbres en la determinación de la radiactividad ambiental. Colección Informes Técnicos 11.2003. Serie Vigilancia Radiológica Ambiental. Procedimiento 1.4. Ed. Consejo de Seguridad Nuclear (CSN).
- Rowell, D.L. 1994. Soil science. Methods and applications. Longman Scientific & Technical, UK.
- Sabins, F.F. 1978. Remote sensing: principles and interpretation. Ed. Freeman.
- Sanchez-Cabeza, J.A.; Díaz-Asencio, M. y Ruiz-Fernández, A.C. 2012. Radiocronología de sedimentos costeros utilizando 210Pb: modelos, validación y aplicaciones. Organismo Internacional de Energía Atómica, Centro Internacional de Viena.
- Scianna, J., Logar, R y Pick, T. 2007. Testing and interpreting salt-affected soil for tree and shrub plantings. USDA, Natural Resources conservation service. Plant material technical note No. MT-60. Disponible en : http://www.mt.nrcs.usda.gov/technical/ecs/plants/technotes/pmtechnoteMT60/Index. http://www.mt.nrcs.usda.gov/technical/ecs/plants/technotes/pmtechnoteMT60/Index. http://www.mt.nrcs.usda.gov/technical/ecs/plants/technotes/pmtechnoteMT60/Index. http://www.mt.nrcs.usda.gov/technical/ecs/plants/technotes/pmtechnoteMT60/Index.
- Schmid, T.; Koch, M.; Gumuzzio, J. y Medel, I. 2005. Fields and imaging spectroscopy to determine soil degradation stages in semi-arid terrestrial ecosystems. Proceedings 4th Workshop on Imaging Spectroscopy. New quality in Environmental Studies,

Warsaw, Poland, 27–29 April 2005. In B. Zagajewski & M. Sobczak (eds), EARSeL & Warsaw University, Warsaw, 75-183.

- Schoeneberger, P.J.; Wysocki, D.A.; Benham, E.C. y Broderson, W.D. 2002. Field book for describing and sampling soils, Version 2.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Siakeu, J. y Oguchi, T. 2000. Soil erosion analysis and modelling: a review. Transactions of the Japanese Geomorphological Union 21 (4): 413-429.
- Stephens PR, MacMillan JK, Daigle JL, y Cihlar J. 1985. Estimating universal soil loss equation factor values with aerial photography. Journal of Soil and Water Conservation 40 (3): 293-296.
- Stoner, E. R. 1979. Physicochemical, site, and bidirectional reflectance factor characteristics of uniformly moist soils. Ph.D. dissertation, Purdue University, West Lafayette, Indiana.
- Suárez, J.A.; Gascó, C.; Arana, M. y Suañez, A. 2012. Informes Técnicos CIEMAT, 1260. Calibración de los Sistemas de Espectrometría Gamma de alta resolución de la Unidad RAYVR. Ed. CIEMAT. Madrid.
- Tamura, T. 1964. Selective sorption reaction of caesium with mineral soils. Nucl. Saf. 5, 262-265.
- Tamura, T. y Jacobs, D.G. 1960. Structural implications in caesium sorption. Health Phys. 2, 391-398.
- UNCED, 1992. Agenda 21. United Nations Conference on Environment and Development. Río de Janeiro, Brazil.
- UNCCD, 1994. Convención de las Naciones Unidas de lucha contra la desertificación en los países afectados pro la sequía grave o desertificación, en particular en África. United Nations Convention to Combat Desertification. Paris, France.
- UNEP, 1997. World Atlas of Desertification. UNEP (United Nations Environment Programme). Edward Arnold, Great Britain. 69 pp.
- UNSCEAR, 2011. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. United Nations, New York.
- USDA, 1998. Global Desertification Vulnerability Map. US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Soil Science Division, World Soil Resources, Washington D.C.

- USDA, 1999. Soil Quality Test Kit Guide. US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Soil Survey Staff, Washington DC. Section I, Chapter 4, pp. 9 13.
- USDA, 2010. Keys to Soil Taxonomy, 11th ed. US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Soil Survey Staff, Washington DC.
- USGS. 2002. About Imaging Spectroscopy. USGS science for a changing world. Disponible en: <u>http://speclab.cr.usgs.gov/aboutimsp.html</u>. Acceso: noviembre 2012.
- Valero-Garcés, B., Navas, A., Machín, J., Stevenson, T. y Davis, B., 2000. Responses of a saline lake ecosystem in semi-arid regions to irrigation and climate variability. The history of Salada Chiprana, Central Ebro Basin, Spain. Ambio 26 (6), 344–350.
- Vanmaercke, M., Poesen, .J, Maetens, W., de Vente, J. y Verstraeten, G. 2011. Sediment yield as a desertification risk indicator, Sci Total Environ. Sci Total Environ. 409(9):1715-25.
- Vrieling, A. 2007. Mapping erosion from space. Doctoral Thesis, Wageningen University
- Walkley, A. y Black, I.A. 1934. An examination of the degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci., 37: 29-38.
- Walling, D.E. y He, Q. 1998. Use of fallout ¹³⁷Cs measurements for validating and calibrating soil erosion and sediment delivery models. IAHS Publ. No. 249, 267-278.
- Walling, D.E. y He, Q. 1999. Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. Journal of Environmental Quality 28: 611-622.
- Walling, D.E. y Quine, T.A. 1990. Calibration of Caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data. Land Degrad. Rehab. 2: 161-175.
- Walters, RL.; Edgington, D.N.; Hakonson, TE.; Hanson, W.C.; Smith, MI.H.; Whicker, F.W.; Wildung, R. E. 1980. Synthesis of the research literature. En: Transuranie Elements in the Environment.1 Lanson W.C. Eds. DOE/TIC-22800
- Zapata, F. 2002. Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides. Kluwer Academic Publishers, London.

