

EL SUMIDERO DE CARBONO DE LOS SUELOS DE GALICIA

F. MACIAS; R. CALVO DE ANTA; L. RODRIGUEZ LADO; R. VERDE; X. PENA PEREZ; M. CAMPS ARBESTAIN.

Dpt. Edafología y Química Agrícola. Facultad de Biología. Universidad de Santiago de Compostela.

Abstract. In this study, the content and distribution of organic C in Galician soils and their relationships with soil forming factors and soil processes has been established. Contents of organic C of Galician soils range below detectable limits and 50%, and most of the values fall in the 6-9% range. The average C storing capacity of forest soils is slightly above 200 t ha⁻¹, with maximum values above 2000 t C ha⁻¹. The total organic C reservoir in Galician soils is estimated to be ~ 0.6 Pg C. Those conditions favouring organic C accumulation are: (i) altitude and precipitation (e.g., hill country soils), (ii) waterlogging conditions (e.g., soils under suboxic conditions), and (iii) the chemical stabilization of organic matter through interactions with soluble Al – mainly released during weathering of labile primary minerals. These interactions are especially important during the formation of Andosols and aluminic soils (e.g., umbric horizons of Leptosols, Regosols and humic Cambisols). In Galicia, the former soils commonly develop from basic rocks, whereas the latter do so from granitic and metamorphic rocks. Soils developed from sedimentary materials and those derived from calcareous & ultrabasic rocks have the smallest organic C stocks of all the soil types studied. The amount of C stored in 1 cm depth of most surface horizons of Galician soils range between 5 and 8 t C ha⁻¹ cm⁻¹. Exceptions are degraded and/or cultivated soils, in which this amount decreases to values below 4 t C ha⁻¹. The latter results raise the need to establish mechanisms for soil conservation against erosion and to promote pedogenesis processes that favour conditions of biostaxia. Anthropogenic activities, such as tilling, fire events and the subsequent erosion processes, have a negative effect in C stocks. Losses up to 70% have been detected, while a common value for C losses in agricultural soils is around 50%. Management activities favouring the increase of organic C stocks (e.g., supply of necromasa) have been described. A more sustainable agriculture and forest soil management techniques are proposed, and the restoration of degraded and contaminated land encouraged. As we learn from examining and studying natural mechanisms of organic matter stabilization, we can apply this knowledge to reduce C emissions of soils management of the fermentable wastes and increase its sequestration in soils.

Resumen. Se ha realizado un estudio del contenido y distribución del C en suelos de Galicia relacionándolo con los factores de formación y los procesos edáficos. El contenido de C oscila de 0 a en torno del 50%, con la mayor parte de los datos en el entorno de 6-9%. La capacidad de almacenamiento media de los suelos no cultivados es ligeramente superior a 200 tC/ha, con máximos superiores a 2000 tC/ha. El reservorio total de C edáfico se estima en el entorno de 0,6 Pg C. Las principales condiciones que favorecen la acumulación de C son la altitud y las precipitaciones (suelos de montaña), hidromorfía (suelos de condiciones subóxicas) y la estabilización química producida por la interacción de la materia orgánica con formas de Al liberadas durante la alteración y edafogénesis de minerales primarios lábiles durante los procesos de formación de Andosoles, a partir de rocas básicas, y de suelos aluminicos (Leptosoles, Regosoles y Cambisoles con horizonte úmbrico), a partir de rocas graníticas y metamórficas. Los materiales sedimentarios y los suelos derivados son los que menos C almacenan. Cada centímetro de los horizontes superficiales contiene de 5 a 8 tC/ha, excepto en los suelos degradados o cultivados donde esta cantidad desciende a valores

inferiores a 4tC/ha. Esto pone de manifiesto la necesidad de establecer mecanismos de conservación contra la erosión y de incentivación de la edafogénesis, favoreciendo el mantenimiento de las condiciones de biotaxia. Las actuaciones antrópicas resultan muy negativas a través del cultivo, la proliferación de incendios y el consiguiente incremento de la erosión. Pérdidas medias de hasta el 70% de C parecen haberse producido, con especial incidencia en los suelos de cultivo donde se han encontrado descensos de hasta el 50% del contenido de C respecto a los suelos no cultivados. También se identifican actuaciones favorables como la fertilización y el consiguiente incremento del aporte de necromasa. Se pone de manifiesto la existencia de un gran número de formas de C (para las que se propone una metodología de estudio) con presencia significativa de formas recalcitrantes, no oxidables con $K_2Cr_2O_7$. A partir de los datos se proponen diferentes alternativas de incentivación del sumidero de C de los suelos de Galicia, entre las que destacan: la elaboración de una agricultura, silvicultura y gestión de suelos orientada hacia la conservación e incentivación del sumidero de C, recuperando los suelos degradados o contaminados y conservando los tipos de suelos y condiciones que favorecen el sumidero de C de forma duradera. Se propone incentivar el estudio de los mecanismos de estabilización del C y su aplicación a la gestión de residuos fermentables o con alto contenido de materia orgánica que puedan ser incorporados a los suelos.

INTRODUCCION: ¿PUEDE AC-TUAR EL SUELO COMO SUMIDERO DE CARBONO?

El contenido de C de la Tierra es una cantidad prácticamente constante que se distribuye entre los diferentes compartimentos geoquímicos: Atmósfera, Hidrosfera, Biosfera, Edafosfera y Litosfera, existiendo flujos entre todos ellos regulados por el ciclo del C con sus correspondientes adaptaciones a las variaciones climáticas. Sin embargo, el hombre ha pertur-

bado el ciclo natural por medio de la agricultura, ganadería, minería, silvicultura, las actividades industriales y los modos de vida urbanos, todo lo cual ha sido sintetizado por Lal (2001) en consecuencias de los “cambios de uso del suelo” y de la “utilización de combustibles fósiles”, el primero con un mayor peso en el total de la historia humana y, el segundo, que ha pasado a ser el más importante a partir de la década de los 70-80 del siglo XX.

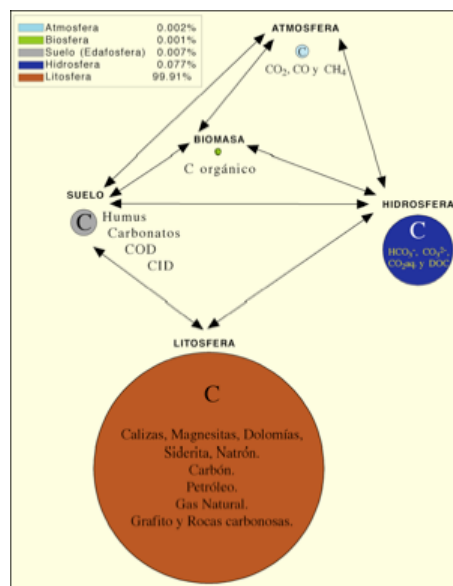


FIGURA 1. Capacidad y formas de C en los compartimentos biogeoquímicos. (tamaño relativo).

De los cinco compartimentos el suelo tiene una gran importancia por su capacidad (varias veces superior a la de la atmósfera y a la biosfera; FIGURA 1), la existencia de formas de C orgánicas e inorgánicas en fase sólida o soluble con una distribución variable según el tipo de suelo (TABLA 1); el elevado tiempo de residencia que puede permanecer el C almacenado en algunas de sus formas (siglos a varios milenios en las formas más recalcitrantes) y la velocidad con la que pueden producirse algunos de los flujos que regulan el contenido de C de los suelos en ciertas situaciones; especialmente, en las incorporaciones de materiales orgánicos residuales, la recuperación de los horizontes humíferos en suelos degradados en vías de rehabilitación o la incentivación de la incorporación de biomasa y la humificación mediante técnicas adecuadas. A esto, hay que añadir que los flujos entre biomasa y suelos con la atmósfera son de enorme importancia para la concentración de gases de efecto invernadero, pues cada año se mueven entre ellos del orden de la décima parte del compartimento atmosférico (Oades, 1989).

Dado que la cantidad de C de la Tierra es

prácticamente constante todo lo que sea minimizar la importancia del contenido de C del compartimento atmosférico (y en general de todos los gases con efecto invernadero), reduciendo emisiones, fijándolo por más tiempo en cualquiera de los otros cuatro compartimentos y, sobre todo, retirando C de la atmósfera, resultarán acciones positivas en un contexto de forzamiento climático. Sin embargo, la redacción inicial del Protocolo de Kioto no consideraba al suelo como un posible sumidero y, de hecho, sólo se tuvo en cuenta la retirada por la biomasa, y aún esa de forma incompleta, pues se limitó a determinadas cantidades el máximo que podría contabilizar cada país por ese concepto. Sólo el acuerdo de Bonn, de junio del 2001, corrigió teóricamente este error, pero sin que hasta la fecha se hayan desarrollado mecanismos claros de contabilización del sumidero edáfico de C que puede funcionar de varias formas: reteniendo C y N en el suelo en formas orgánicas e inorgánicas, fijando CO₂ atmosférico a través de las reacciones de alteración de los minerales lábiles y de la formación de carbonatos y, también, aunque con menor importancia, oxidando CH₄ atmosférico.

TABLA 1. Estimación del contenido de C orgánico e inorgánico (en Gt C) en los suelos del mundo hasta una profundidad de 1 m (según Lal et al., 1998, modificada de Eswaran et al., 1995).

Tipo de Suelo	C orgánico	C inorgánico
Ultisoles	101	0
Andisoles	69	1
Aridisoles	110	1044
Oxisoles	150	0
Inceptisoles	267	258
Alfisolos	136	127
Mollisoles	72	139
Vertisoles	38	25
Spodosoles	98	0
Entisoles	106	117
Histosoles	390	0
Otros	18	0
TOTAL	1555	1738

Las dificultades para admitir al suelo como sumidero derivan de ciertas ideas establecidas, y no siempre ciertas, que consideran que los suelos tienen una capacidad de sumidero muy escasa, porque su contenido de C está regulado por medio de ciclos naturales que alcanzan rápidamente condiciones de equilibrio con tiempos de residencia del C en el suelo muy cortos. Es frecuente encontrar datos donde se dan tiempos de residencia para la materia orgánica del suelo de décadas y tiempos de equilibrio de uno o dos siglos, lo que sin duda es cierto para muchos componentes de la materia orgánica y tipos de suelos, pero no para todos, siendo las excepciones muy numerosas. Esta visión se basa exclusivamente en la consideración de que los mecanismos oxidativos inorgánicos y los metabólicos controlan la cantidad de C almacenable en los suelos (el C inorgánico no se suele contemplar), de forma que no es posible aumentarla significativamente con sistemas de manejo al estar mayoritariamente en condiciones de equilibrio.

Sin embargo, a esta visión se oponen muchos datos relevantes aportados por los estudios de los suelos. Entre otros, los siguientes:

- En algunos suelos hay formas de C de gran recalcitrancia, definidas genéricamente como "*black carbon*" (Goldberg, 1985; Hauermaier & Zech, 1995; Glaser et al., 2000; Smith y Noack, 2000; Sombroek et al., 2003; ..), que no responden o escapan durante períodos largos (de varios a decenas de milenios) al control metabólico-oxidativo y que, además, promueven la fijación de más C al incrementar la productividad agrícola y la actividad biológica de los suelos (Glaser et al., 2002; Lehman et al., 2003; ..).

- Muchos suelos presentan mecanismos de estabilización del C orgánico (más bien metaestabilización, pues todas sus formas orgánicas son termodinámicamente inestables en las condiciones de la biosfera) que incrementa fuertemente los tiempos de residencia de la materia orgánica. Así, en Galicia, se han encon-

trado dataciones medias de la materia orgánica de más de 1000 años en horizontes Bh de Podsoles, de 2000 a 3000 años de tiempo medio de residencia del C en horizontes Ah2 con propiedades ándicas, de 4000 a 5000 en horizontes Ah3 de suelos policíclicos de tipo Ranker atlántico (Regosoles alumi-úmbricos; FAO, 1990) o de varios milenios (1000-44.000 en la materia orgánica de diferentes suelos policíclicos y paleosuelos humíferos (Martínez Cortizas, 2004). Estas cifras no son exclusivas de Galicia, donde la conservación de la materia orgánica podría relacionarse con unas determinadas condiciones climáticas de alta humedad y temperaturas suaves, sino que también aparecen en zonas tropicales, como Minas Gerais (Brasil) y en suelos muy evolucionados como los Latosoles humíferos (Ferralsoles Húmicos, FAO, 1990; antiguos Humox) donde se han encontrado tiempos medios de residencia de material carbonizado superior a 45000 años y muchos con edades de 2000 a 40000 años (Silva et al., 2002). Otros muchos suelos presentan materia orgánica con tiempos medios de residencia mucho más elevados que los que suelen ser tenidos en cuenta cuando se habla de la capacidad de sumidero de los suelos.

- Muchos suelos contienen grandes cantidades de carbonatos inorgánicos y fijan CO₂ de la respiración radicular en forma sólida formando FeCO₃, CaCO₃, MgCO₃ o Na₂CO₃.

- La alteración de los minerales lábiles existentes en los suelos, como la calcita, plagioclasas o ferromagnesianos, consume CO₂ del aire, formándose, en la mayor parte de los casos, iones HCO₃⁻ que van a la disolución del suelo y a los sistemas hídricos, convirtiéndose este mecanismo en un importante sumidero que reduce, evita o minimiza la llegada de C a la atmósfera y prácticamente nunca es considerado.

- En grandes extensiones de la Tierra el suelo tiene un nivel de C muy inferior al que le correspondería por razones climáticas porque las actuaciones humanas han disminuido fuertemente el porcentaje de C existente (Lal,

2001). Por otra parte, la velocidad de recuperación de todo o parte del C perdido es relativamente rápida, especialmente cuando se parte de niveles muy bajos de C orgánico (Monteiro et al., 2004).

- Las técnicas agrícolas, silvícolas, mineras, urbanísticas, etc., pueden modificarse, adaptándose a métodos más respetuosos con el mantenimiento de niveles adecuados de C en los suelos (Hansmeyer et al., 1998; Smith et al., 1998; Lal, 2002; Kimble et al., 2002; ...).

- Pueden mejorarse los sistemas de conservación de suelos y desarrollarse otros sistemas basados en los mecanismos de estabilización del C de algunos tipos de suelos, como los Andosoles, Suelos aluminicos (Lep- tosoles, Regosoles y Cambisoles húmicos con complejo de cambio aluminizado), Terras preta y mulata, Chernozems, Tierras Negras, Vertisoles negros, Nitosoles, etc., o de horizontes como los espódicos, sómbricos, úmbricos, mó- llicos, horizontes con propiedades ándicas, etc., cuyos mecanismos de estabilización deben ser mejor conocidos y aplicados a la gestión de residuos que sean devueltos a los sistemas bio- geoquímicos a través de procesos de recuperación de suelos degradados o contami- nados.

- Pueden desarrollarse procesos tecnoló- gicos, similares en sus efectos a los de incendios (pirólisis) o de otros procesos bioquímicos que formen moléculas orgánicas de elevada es- tabilidad incrementando la cantidad y/o el tiempo de residencia del C en el compartimento edáfico (Almendros, et al., 1990; González et al., 2004; Andreux, 1996; ..).

Las perspectivas de investigación que se abren son muy importantes, pero uno de los primeros pasos es conocer mejor el contenido, formas y mecanismos de estabilización de C en los suelos naturales y los efectos negativos o positivos que ejercen sobre la cantidad, y sobre todo la calidad de la materia orgánica (Almen- dros, 2002), las diferentes actuaciones antrópicas. Dentro de esta línea el objetivo de este

trabajo es la caracterización de estos aspectos en los suelos de Galicia y la propuesta de una línea de actuación que genere mayor informa- ción sobre el papel de los suelos frente al for- zamiento climático.

FACTORES DE FORMACION Y SE- CUESTRO DE CARBONO EN SUELOS DE GALICIA

Dentro del proyecto "Procesos de fijación de carbono en sistemas superficiales del Nor- oeste de España: Elaboración de estrategias de reducción de CO₂ atmosférico a través del suelo y la biomasa" (Macías et al., 1996-99) y a partir de la información obtenida durante las campañas de caracterización y cartografía de suelos en Galicia, complementados con mues- tros específicos para aquéllas zonas o factores de formación en las que se consideraba que existía una información insuficiente, se ha elab- orado una base de datos georreferenciada de más de 1000 suelos representativos de la di- versidad existente en Galicia con los conteni- dos de C total (LECO) y los factores de formación, procesos edáficos y propiedades re- lacionadas.

El contenido de C de los diferentes hori- zontes oscila entre 0 y 48%, siendo los valores más frecuentes en los horizontes superficiales de suelos no cultivados entre 6 y 9%. La trans- formación de suelos con vegetación forestal, arbolada o no, en praderas y cultivos supone unas pérdidas medias de 20-30% y 30-50% respectivamente. Los valores más elevados se encuentran en zonas montañosas (> 800-1000 m), como las Sierras de Xistral, Buio, Ancares, Caurel, Queixa, Invernadeiro o el conjunto de Sierras Centrales, todos ellos con precipitacio- nes importantes. También se encuentran por- centajes elevados en suelos de áreas relativamente elevadas (300-600 m) que reci- ben muy altas precipitaciones, como las co- marcas de Costa da Morte; Bergantiños y Monte Castelo; el macizo anfíbolítico de San- tiago o las Sierras litorales de Capelada o Bar-

banza. Por el contrario, los valores más bajos se encuentran en zonas caracterizadas por ser depresiones sedimentarias interiores que se localizan al pie de zonas montañosas que han capturado y reducido las precipitaciones. Es el caso de las depresiones de Terra Cha, Lugo, Monforte, Bóveda, Quiroga, Allariz, Limia o Verín. También se presentan valores más bajos de lo normal en la comarca esquistosa de As

Mariñas, donde la baja altitud reduce la precipitación recibida. Factores altitudinales (mayor frío de invierno) y de precipitación parecen regir la distribución del C, pero también aparecen claras influencias litológicas, con las rocas básicas que se asocian a las mayores concentraciones y los materiales sedimentarios o metamórficos de bajo grado a las menores.

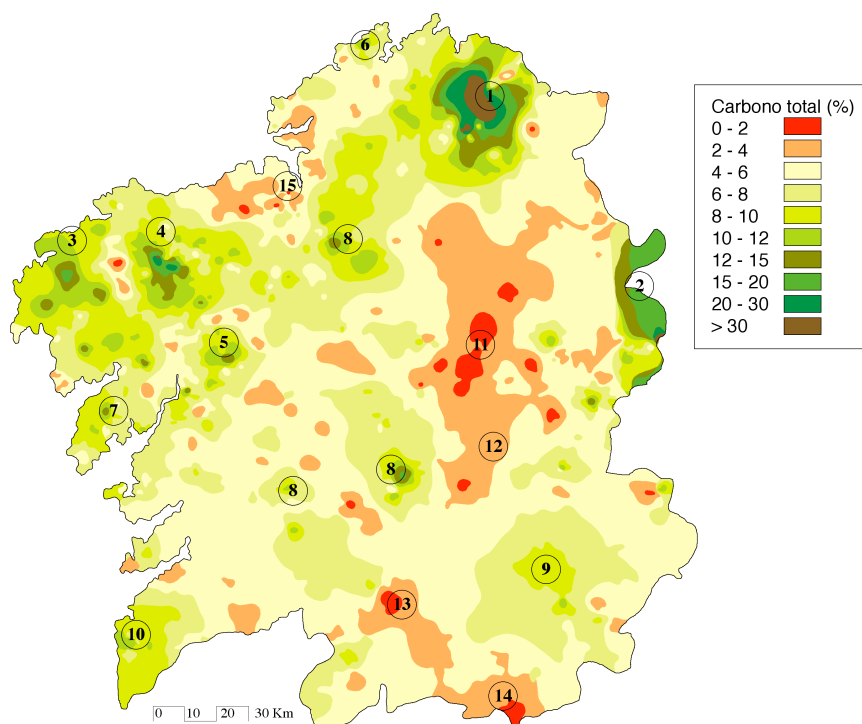


FIGURA 2. Distribución espacial del contenido de C (expresado como %C) de los horizontes superficiales de suelos de Galicia. (Zonas con suelos de mayor % de C: 1.- Sierras del Xistral y Buió, 2.- Sierras de Ancares y Caurel; 3 Costa da Morte y Soneira. 4.- Comarca de Bergantiños y Monte Castelo. 5.- Macizo anfíbolítico de Santiago; 6 Sierra de Capelada 7. Sierra del Barbanza 8.- Sierras Centrales 9 Sierras de Queixa e Invernadeiro; 10.- Sierra del Galifeiro, Grova y Argallo; Zonas con suelos de bajo % de C: 11 Depresión de Lugo y Terra Cha; 12 Depresiones de Monforte, Bóveda y Quiroga; 13 Depresiones de Allariz y Limia alta 14. Depresión de Verín; 15; Comarca de As Mariñas)

Si se consideran sólo los suelos bien drenados, eliminando Gleysoles e Histosoles, decrece la importancia de las sierras del Xistral, Buió y Ancares, donde estos suelos son frecuentes, y destacan más los valores máximos de las zonas relativamente altas (400-600 m) que rodean a las comarcas de Bergantiños y

Mariñas donde hay una elevada pluviometría ($P > 1400$ mm). También en los mínimos que aparecen asociados a las depresiones de Lugo, Monforte, Quiroga, Allariz, Limia Alta y Verín, donde además de una baja pluviometría ($P < 1000$ mm), los suelos se desarrollan prioritariamente a partir de materiales sedimentarios

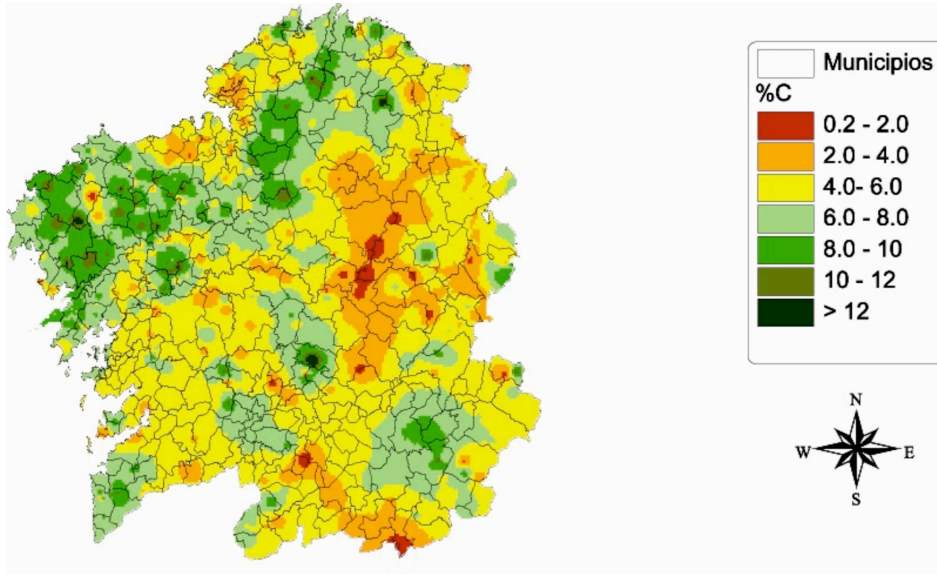


FIGURA 3. Distribución espacial del % C en horizontes superficiales de suelos bien drenados de Galicia.

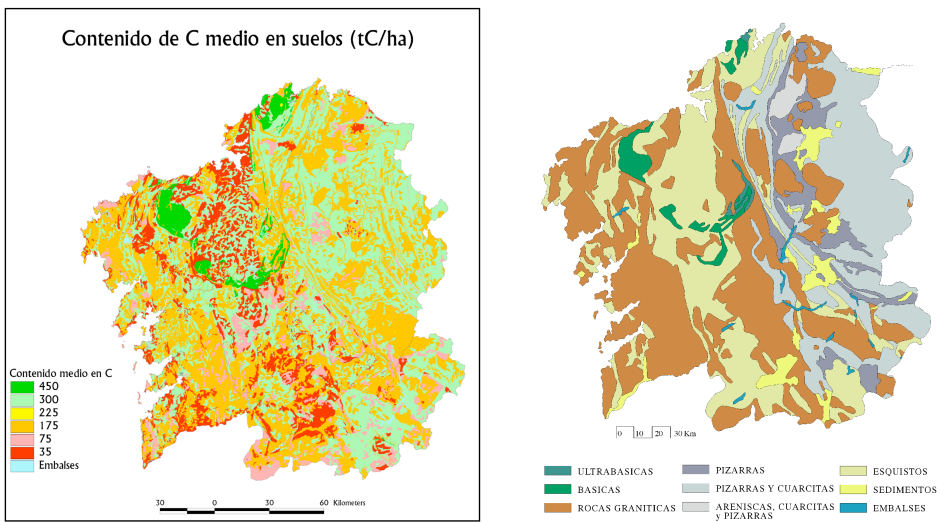


FIGURA 4a. Sumidero de C en suelos de Galicia bien drenados (en valores absolutos, tC/ha). Gleysoles e Histosoles son muy poco representativos a escala 1: 500.000. Los valores más altos (media de 450 tC/ha) coinciden con las rocas básicas y los más bajos (media de 35 tC/ha) con suelos de cultivo y Leptosoles. FIGURA 4b. Esquema litológico de Galicia simplificado.

El total de sumidero edáfico de C de los suelos de Galicia se ha determinado teniendo en cuenta el contenido de C y la superficie ocupada por cada tipo y uso de suelo según la cartografía 1:500.000 realizada por Macías y Calvo de Anta (1996). En valores absolutos varía de 20-50 tC/ha en suelos de cultivo a valores superiores a 2000 t/ha en algunos Histosoles, con un total de sumidero de C que oscila entre $2.8-6.2 \cdot 10^8$ tC y una capacidad media en torno a 200 tC/ha. Los valores máximos, superiores a 450 tC/ha, tienen una distribución claramente asociada a la de las rocas básicas (gabros y anfibolitas) con vegetación forestal, mientras que los mínimos, inferiores a 35 tC/ha, están fundamentalmente asociados bien a suelos de cultivo en áreas de esquistos (Coruña) y granitos (Orense y Pontevedra) o bien a Leptosoles. Estas cifras de acumulación de C en suelos son muy elevadas, incluso si se comparan con las de otros países de latitudes superiores como Canadá, donde oscilan entre 130 tC/ha en Inceptisoles a 1350 tC/ha en Histosoles (Tarnocai, 1997). El conjunto de suelos no cultivados (80% de la superficie) representaría en torno al 95% del sumidero actual de C siendo el cultivo y la erosión los principales responsables de la disminución de la capacidad de sumidero.

Influencia del Clima.

Jenny (1941) consideraba que el factor de formación que ejerce una mayor influencia en el contenido de materia orgánica de los suelos es el clima, a través de su efecto sobre los dos principales términos de la dinámica del C: las entradas de necromasa, relacionadas con la producción de biomasa con su carácter zonal, y las salidas de C producidas a través del metabolismo microbiano fuertemente influenciadas, por las limitaciones climáticas de temperatura (frío o exceso de calor) y disponibilidad de agua (déficit o exceso).

En los 3 millones de ha. de Galicia se presentan unas características climáticas singula-

res e importantes para la dinámica de la materia orgánica. La precipitación es elevada, aunque con una gran variabilidad, desde zonas de menos de 700 mm a otras donde se superan los 2000 mm. La distribución de la precipitación produce un período de sequía estival, más o menos prolongado en función de la capacidad de retención de agua de los suelos y de la distribución de las lluvias de verano, que son más intensas en las zonas de mayor altitud y latitud. En todo caso, parte del déficit puede ser compensado por una elevada humedad relativa y por precipitaciones ocultas (rocío, captación de brumas,...) de modo que, salvo en el interior de Orense y en suelos de muy bajo espesor y capacidad de retención de agua, puede considerarse que el régimen hídrico dominante es el údico aunque existen zonas de transición údico-xérico y pequeños enclaves de régimen acuico. Además del efecto sobre la producción de biomasa, las elevadas precipitaciones y el consiguiente drenaje generan una característica esencial para la dinámica de la materia orgánica en los suelos de Galicia: un fuerte lavado de las bases de cambio, especialmente del Ca, Na y Mg, con el consiguiente descenso del pH y aparición de formas de Al de elevada reactividad, que se presentan como iones libres, formando parte de diferentes complejos iónicos y como compuestos sólidos de bajo grado de orden, microcristalinos y cristalinos (Macías y Calvo de Anta, 1992), todos los cuales interactúan con la materia orgánica aumentando su estabilidad.

La temperatura media oscila entre 8 y 14°C, régimen de temperatura mésico, que pertenece mayoritariamente a las condiciones agroecológicas definidas por la FAO como "subtropical frío de invierno lluvioso" (Martínez Cortizas (1987) con las zonas "templadas" restringidas a las cotas de altitud superior a 1000 m. Los datos de precipitación y temperatura, junto con la ausencia de un glaciario cuaternario extensivo y la mineralogía dominante en los productos secundarios lleva a de-

finir a los suelos de Galicia como los de una interfaz entre el medio subtropical y el templado (Macías y Calvo de Anta, 1992), con una elevada capacidad potencial de producción de biomasa (valores de producción maderera más elevados de Europa) y una clara tendencia a la acidificación y a la aluminización de los suelos que favorece la acumulación de m.o., incluso en suelos bien drenados. Esta característica ya había sido reconocida por Huguet del Vilar (1938) que definía los suelos de Galicia como humíferos y, en algunos casos, turbosos, relegando el carácter podsólico, atribuido frecuentemente por autores anteriores y posteriores a pequeños enclaves escasamente significativos.

A primera vista, la distribución espacial del contenido de C de los horizontes superficiales de suelos de Galicia (fig. 2) y de los datos totales (fig. 3) no refleja exactamente la influencia de las condiciones climáticas. Efectivamente, se observa que los mayores contenidos aparecen asociados a las zonas de mayor precipitación y altitud superior a 1000 m, como las Sierra del Xistral y otras citadas en el apartado anterior (fig.2). Son zonas con precipitación superior a 1500 mm, con muy escaso período de sequía y bajas temperaturas medias ($< 10^{\circ}\text{C}$), donde aparecen suelos turbosos e hidromorfos asociados a Regosoles y Leptosoles umbricos y, ocasionalmente, Podsoles. A pesar del alto contenido de materia orgánica que pueden alcanzar los Histosoles (52.4 %C en turberas ombrotóficas con una tasa media de acumulación de $31.1 \pm 11.0 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$; Pontevedra et al., 2002) no son las unidades cartográficas que, a escala 1:500.000, contienen mayor contenido de C, debido fundamentalmente a la pequeña extensión cartográfica de las turberas (unas 10.000 ha; $\approx 0,3\%$ de la superficie de Galicia; Martínez Cortizas et al., 2001), a su baja densidad y al predominio de los suelos fuertemente erosionados (Leptosoles) en estas áreas montañosas. Parece pues que la asociación precipitación alta y condiciones de frío explica los valores máximos

del contenido de C de los horizontes superficiales cuando se expresa como porcentaje de C. Sin embargo, también hay valores anormalmente altos en suelos bien drenados (8-13%C) coincidentes con altos valores de C total (media de 450 tC/ha) que se encuentran en zonas más bajas, como la que va desde A Costa da Morte hacia el interior y el norte, bordeando las comarcas de Bergantiños y As Mariñas hasta la Sierra de la Capelada a altitudes generalmente inferiores a 500 m, coincidiendo con zonas de elevada producción de biomasa y elevadas precipitaciones (fig. 4a) en la que existe una fuerte diversidad litológica, pero dando claramente los máximos absolutos asociados a las unidades cartográficas derivadas de rocas básicas (fig. 4b).

Los valores más bajos de los horizontes superficiales (0-2% C) se encuentran en la depresión de Lugo, una zona interior, relativamente fría, en la que la precipitación desciende considerablemente (fig. 4 a), pero que presenta también la característica de ser una de las zonas sedimentarias más extensas. También se aprecia como los valores bajos, 2-4% C, aparecen asociados a otras zonas de baja pluviometría (Terra Cha, Monforte, Quiroga, Limia Alta Verín,.. o las Mariñas), pero este efecto puede estar enmascarado por el mayor porcentaje de superficie cultivada o estar relacionado con el predominio de los suelos derivados de materiales sedimentarios, todo lo cual lleva a concluir que aunque el % de C de los horizontes superficiales está bien relacionado en sus valores máximos y mínimos con los factores climáticos, este efecto no está tan claro cuando se consideran los contenidos totales del sumidero de C de las diferentes unidades cartográficas, en las que otros factores, como el litológico, el grado de erosión o la influencia antrópica enmascaran, en mayor o menor medida, la zonalidad climática. Sin embargo, esta zonalidad se vuelve aparente si se observan los contenidos de C de suelos con un mismo tipo de uso, (p.e.: suelos reforestados con pino, fig. 5), en cuyo

caso hay una clara influencia de los factores climáticos relacionados con la productividad de la especie como la precipitación, el número de días de sequía o la radiación solar. Para otros tipos de usos, y especialmente para los cultivos, no se aprecia una buena correlación con

los factores climáticos y la relación con la litología, aunque existe, es más difusa, lo que pone de manifiesto que en estos suelos es la acción humana la que introduce una fuerte heterogeneidad.

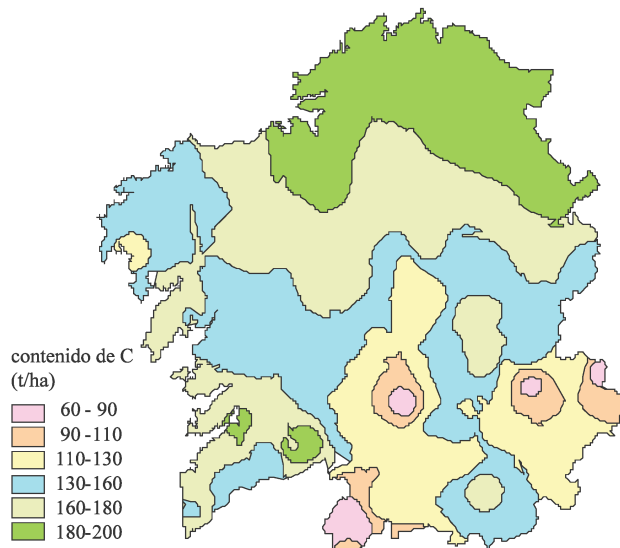


FIGURA 5. Distribución del contenido global de C en T/ha en suelos bajo cobertura de pinar.

A pesar de que son muchos los factores implicados que pueden enmascarar el efecto climático un análisis de la distribución estadística de los datos de suelos no hidromorfos (eli-

minando Gleysoles e Histosoles) confirma el claro efecto de incremento del contenido de C en los suelos bien drenados con la precipitación (TABLA 2).

TABLA 2. Relación precipitación contenido de C en suelos bien drenados de Galicia

Clase de P (mm)	Intervalo variación	Media	Mediana	Desviación típica
600-700	0,27-8,46	4,98	5,40	2,67
700-900	0,43-12,00	5,26	4,80	2,78
900-1100	0,89-12,70	5,73	5,86	2,85
1300-1500	0,92-13,80	6,14	5,94	2,74
1500-1700	1,58-13,33	7,43	7,52	3,00
1700-1900	3,48-11,90	7,71	7,93	2,18

En conclusión, la influencia climática se manifiesta sobre todo en suelos no cultivados y en el %C de los horizontes superficiales cuyos máximos, mínimos y valores medios están relacionados con las variaciones de la precipitación, y, probablemente, con otros parámetros climáticos relacionados con el balance de agua y la productividad. Sin embargo, no sucede lo mismo cuando se trata de relacionar los parámetros climáticos con la cantidad de C total acumulado que parece responder más otros factores como la litología y el espesor del suelo. De todas formas, se requiere un estudio más minucioso de la influencia del clima, que podría llegar a determinar los valores óptimos para cada zona climática que servirían como valores de referencia a alcanzar.

La influencia del material de partida.

El sustrato litológico que forma la parte mineral del suelo puede influir sobre el contenido de materia orgánica del suelo través de la liberación de nutrientes y la influencia sobre las condiciones físico-químicas que facilitan o limitan la producción de biomasa, la generación de estructura, la capacidad de retención de agua, la reacción del suelo o los iones cambiables, entre otros, todo lo cual influye sobre la fertilidad y, finalmente, sobre la cantidad de necromasa que se incorpora al suelo y la actividad biológica del mismo. Además, la alteración del material de partida libera los iones y condiciona la formación de los compuestos coloidales secundarios que van a interactuar con la materia orgánica del suelo para inducir, en mayor o menor medida, su floculación e inmovilización, agregación y, en consecuencia su estabilización y persistencia. Son, por tanto, la *fertilidad* y la *alteración mineral* los factores claves respectivamente de la producción de biomasa-necromasa (aporte de m.o.) y de su posterior metaestabilización y persistencia. La capacidad de suministro de P, K, Ca, Mg, S y oligoelementos de cada material de partida es la base de la fertilidad. La producción de iones flocu-

lantes, fundamentalmente de Ca, Fe y Al conduce a la formación de complejos organometálicos con la materia orgánica lábil que son progresivamente inmovilizados a medida que decrece la relación C/Metal (Petersen, 1978; Macías et al., 1988). Sus interacciones superficiales con los coloides minerales (dependiendo del contenido, tipo y cristalinidad de las arcillas), conduce a la agregación, pudiendo quedar en el interior de los agregados materia orgánica más protegida del ataque microbiano (Oades, 1989). Por otra parte, mientras que los complejos organocálcicos y organoférricos son bien tolerados y metabolizados por los microorganismos (Duchaufour, 1977), los complejos organoaluminicos son más resistentes a su acción, atribuyéndose este efecto a la toxicidad del aluminio (Carballas et al., 1972). Obviamente, cada material de partida, según su composición y el tipo y grado de alteración en que se encuentre, va a influir de una forma diferente sobre los procesos relacionados con el aporte, la mineralización y la metaestabilización de la materia orgánica del suelo.

Considerados en % de C los datos estadísticos confirman la importancia de las Turberas, Suelos hidromorfos y suelos derivados de rocas básicas como los que mayores cantidades de C acumulan (TABLA 3), siendo el orden decreciente en el sentido *Turberas* y derivados de *Gleysoles* > *Suelos sobre rocas básicas* > *Suelos rocas graníticas* > *Suelos sobre rocas metamórficas de bajo grado* (pizarras y esquistos) > *Suelos derivados de rocas cuarcíticas* > *suelos sobre sedimentos* > *suelos hipermagnésicos formados a partir de rocas ultrabásicas* > *Suelos sobre rocas calcáreas*.

TABLA 3. Contenido de C en suelos de Galicia y suelos bien drenados de Galicia en función del material original.

Material original	Todos los suelos				Suelos bien drenados (se excluyen Histosoles y Gleysoles)			
	Intervalo	Media	Mediana	D. estandar	Intervalo	Media	Mediana	D. estandar
Orgánico	15,31-50	35,09	38,94	10,64				
Básicas	0,22-18,41	8,81	8,83	3,49	0,22-13,80	8,28	8,61	2,94
Granitos	0,27-16,99	7,01	6,92	3,22	0,27-12,99	6,62	6,76	2,79
Pizarras y Esquistos	0,89-13,80	6,19	6,07	2,71	0,89-13,33	6,11	5,92	2,65
Cuarcitas	1,70-9,93	5,97	6,25	2,86	1,70-9,93	5,97	6,25	2,86
Sedimentos	0,91-13,07	5,55	4,51	3,24	0,91-13,07	5,43	4,49	3,22
Calizas	0,77-11,80	4,20	3,70	2,71	0,77-11,8	4,50	3,70	2,71

Dejando aparte a los suelos hidromorfos la secuencia de contenido de C en suelos bien drenados está claramente relacionada con la fertilidad (productividad) y la alterabilidad o contenido de minerales lábiles y producción de formas reactivas. Son las rocas básicas (gabros, anfibolitas y granulitas) las que dan lugar a mayores contenidos de C, seguidas de las rocas graníticas y metamórficas. Es decir, una secuencia relacionada con el descenso de los minerales alterables y de la productividad. Destaca el bajo contenido de C de los suelos derivados de calizas, rocas ultrabásicas y sedimentos. En el primer caso, al igual que en el de las cuarcitas, los valores pueden estar afectados en sentido positivo por la influencia de materiales pizarreños entre los que se encuentran y que por coluvionamiento pueden añadir materiales de estos suelos sobre los sustratos calcáreos o cuarcíticos. Aún así, estos materiales no permiten la acumulación de grandes cantidades de C en los suelos de Galicia, bien por su tendencia a la completa disolución en el caso de los materiales carbonatados o bien por su pobreza de nutrientes y su elevada resistencia a la alteración que conduce a una extrema pobreza en formas de Al reactivo. La influencia de la alteración en el contenido de C se aprecia

también en los sedimentos, materiales en los que la mayor parte de sus componentes ya están en condiciones de equilibrio y, por tanto, no liberan proporciones significativas de iones y formas de Al reactivas.

La influencia de la topografía.

El relieve y la topografía también tienen una importante influencia sobre la materia orgánica del suelo. Además, de la influencia sobre el microclima local, ejercido como consecuencia de las variaciones de altitud, orientación, insolación, etc., la topografía influye sobre la distribución espacial de los materiales y del agua. Posiciones topográficas que facilitan la erosión, como las cimas o los rebordes o codos de las laderas (Ruhe, 1968) son más fácilmente erosionadas y, por tanto, el bajo espesor de los suelos disminuye su capacidad de sumidero de C. Lo contrario se produce en posiciones acumulativas, como las de la base de las laderas o las zonas de transición a media ladera, donde se forman suelos cumúlicos, de espesor anómalo, que almacenan grandes cantidades de C dentro de su contexto climático (Mücher et al., 1978; Puga et al., 1978). Al condicionar el espesor del suelo, el balance entre resistaxia y biostaxia determina su capacidad de sumidero, por lo que, también desde el

punto de vista del forzamiento climático, resulta obligada la lucha contra la erosión y las actuaciones que mantengan el predominio de las condiciones de biostaxia sobre la mayor parte de la superficie.

Mayor efecto tiene la influencia sobre la dinámica del agua a través de las condiciones redox y del arrastre y acumulación de materia orgánica hacia las depresiones, donde resulta mucho más fácil la formación de suelos hidromorfos, turbas y, en algunos casos, finalmente carbones. Cuando el drenaje es bueno en los suelos predominan las condiciones oxidativas, siendo el O_2 el principal oxidante de la materia orgánica y favoreciendo al mismo tiempo un metabolismo aerobio que, conjuntamente con la oxidación, reduce la cantidad de materia orgánica. A medida que los poros se rellenan de agua inmovilizada la renovación de O_2 se difi-

culta y el Eh desciende, pero mientras se mantenga al menos un 1% de O_2 en la atmósfera del suelo continúan predominando los mecanismos oxidativos por medio del O_2 restante, los nitratos, y los compuestos de Mn(IV y III) y Fe(III), si bien la velocidad de descomposición de la materia orgánica se reduce progresivamente favoreciendo su acumulación. Cuando todo el O_2 ha desaparecido, la velocidad de mineralización y la actividad metabólica alcanzan su mínimo, lo que suele coincidir con valores del Eh en torno a 200-300 mvol. y la completa reducción del Fe(III). Son estas condiciones, designadas como subóxicas, las que favorecen la acumulación de la materia orgánica al ralentizarse tanto los procesos oxidativos inorgánicos como la actividad metabólica en el intervalo 300 a -100 mvol. (FIGURA 6).

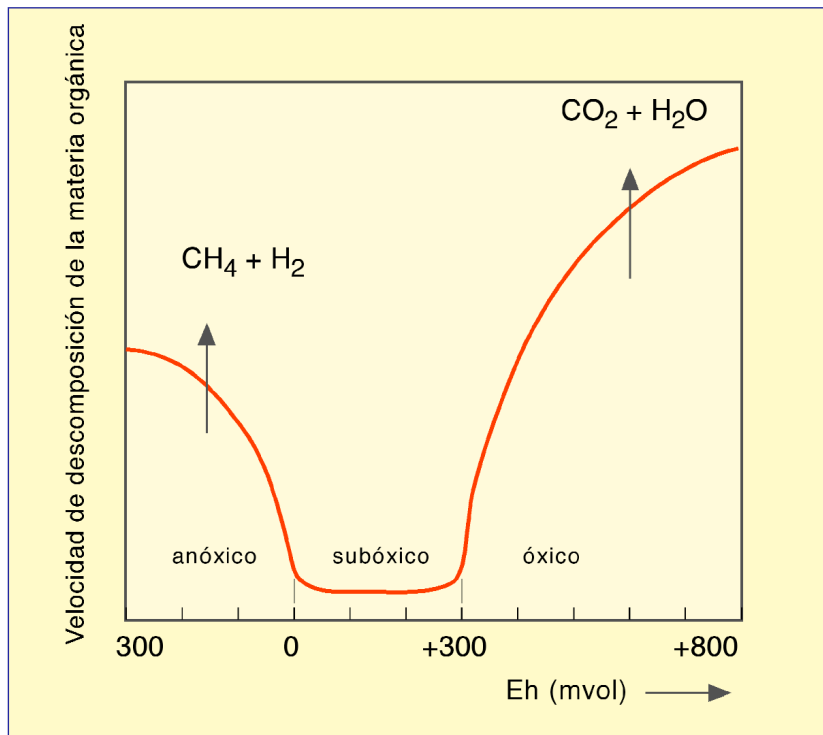


FIGURA 6. Velocidad de descomposición relativa de la materia orgánica en función de los diferentes ambientes edáficos de condiciones redox

Por debajo de estos valores, se produce una aceleración, primero de la reducción de sulfatos a sulfuros y, más tarde, de la utilización del CO₂ como oxidante para formar CH₄, con lo que la velocidad de descomposición de la materia orgánica se incrementa de nuevo por medio de mecanismos enzimáticos anaerobios. Los tres tipos de ambientes óxico, subóxico y anóxico, condicionan el devenir de la materia orgánica, estando la máxima acumulación asociada a las condiciones subóxicas (suelos hidromorfos y turberas que no alcancen condiciones metanogénicas) y la mínima a las condiciones hiperoxidantes y oxidantes de los suelos bien drenados (Eh > 400 mvol.), donde a la acción destructiva del O₂ se suma la de la aceleración enzimática oxidativa. En los suelos fuertemente anaerobios la materia orgánica se metaboliza con relativa rapidez, pero su producto final de descomposición es el CH₄, gas de efecto invernadero muy superior al del CO₂, por lo que las condiciones metanogénicas son las menos deseables desde el punto de vista del forzamiento climático, mientras que las subóxicas son las más favorables.

Esto explica el hecho de que los suelos con mayor contenido de C de Galicia son, en primer lugar, las turberas (valores de hasta 52%C), especialmente las formadas en zonas montañosas con bajas temperaturas y condiciones de hidromorfía subóxicas, seguidas de los suelos hidromorfos, Gleysols, con valores entre 3,8 y 18,4, siendo inferiores en %C los suelos bien drenados (< 13-14%C). Esto no significa que el reservorio de C en valores absolutos siga la misma secuencia, pues factores como el espesor, la densidad o el tipo de suelo condicionan fuertemente la capacidad de secuestro.

La influencia de los organismos y el hombre.

La necromasa es el material de partida de la materia orgánica del suelo. Su cantidad, naturaleza y disposición condicionan en gran medida el contenido de C de los suelos, siendo

factores favorables los aportes grandes de necromasa, rica en compuestos de C de lenta degradación (aromáticos, ceras, largas cadenas de hidrocarburos con pocos grupos funcionales hidrofílicos,..) y una incorporación en el interior del suelo, es decir, derivada de raíces más que de hojas. Factores como la existencia o no de cosecha, el tipo de vegetación (C3, C4, CAM), la variedad o especie vegetal y su manejo, incluyendo la fertilización o el fuego, condicionan en gran medida la cantidad de materia orgánica del suelo, lo que pone de manifiesto la relevancia de las actuaciones antrópicas de cambio de uso del suelo. Suele considerarse la capacidad de producción de biomasa como un índice relacionado con la materia orgánica y, a nivel mundial, esta productividad está relacionada fundamentalmente con las condiciones climáticas (ver Robert y Saugier, 2004). Sin embargo, la distribución del C en los diferentes medios no sigue la misma secuencia ya que en los sistemas tropicales, más productivos, la mayor parte del C se encuentra en la biomasa, mientras que en los bosques boreales lo hace en el suelo. En todo caso, todo lo que favorece el incremento de la producción de biomasa, como la fertilidad del suelo, la eficiencia fotosintética de las plantas, la fertilización, etc., es, en principio, favorable a la disminución del contenido de C atmosférico, por su fijación en la biomasa o en el suelo, si bien el posterior manejo de la biomasa y de la necromasa puede invertir esta situación cuando no es adecuado.

La producción de biomasa en Galicia es lógicamente mayor en los sistemas forestales, que alcanzan en el caso del eucalipto producciones medias de madera de 20 m³/ha/año a los 13-15 años y que, en suelos y condiciones especiales pueden producir más de 40 m³/ha/año. Aplicando los factores de cálculo normalmente utilizados en los cálculos del IPCC (densidad de 0,5; % C del 50% y factor de extensión al árbol completo de 1,40) esto significa una fijación media de C en planta de 7 tC/ha/año que puede llegar a 14 tC/ha/año. Otras especies fo-

restales no son tan productivas presentándose en la TABLA 4 algunos datos comparativos.

TABLA 4. Capacidad de secuestro de C en la biomasa forestal de Galicia (referido al año 2000 según el método del Protocolo de Kyoto. (Macías et al., 2002).

<i>Especie forestal</i>	<i>TC secuestradas en la biomasa</i>	<i>Extensión (ha)</i>	<i>Eficiencia actual media (tC/ha/año)</i>
<i>E. globulus</i>	1.1811.421	229.970	5,14
<i>P. pinaster</i>	450.041	284.332	1,58
<i>P. radiata</i>	86.066	77.412	1,11
<i>C sativa</i>	49.030	94.384	0,52

Sin embargo, cuando se relaciona el contenido de C de los suelos con la naturaleza de la cobertura no se observa una relación con la productividad, sino que son los suelos de brezales, pinares y praderas los que más C contienen. Este hecho puede relacionarse con el destino de la necromasa, el tiempo de permanencia del uso y las labores utilizadas. En el caso de eucalip-

tos y pinares la madera extraída supone una parte significativa de la biomasa fotosintetizada, pero, en los primeros, el tiempo de permanencia es muy corto (turnos de 13-15 años), seguido de nuevo laboreo para la siguiente plantación, mientras que en los segundos se suele prolongar a más de 25 años.

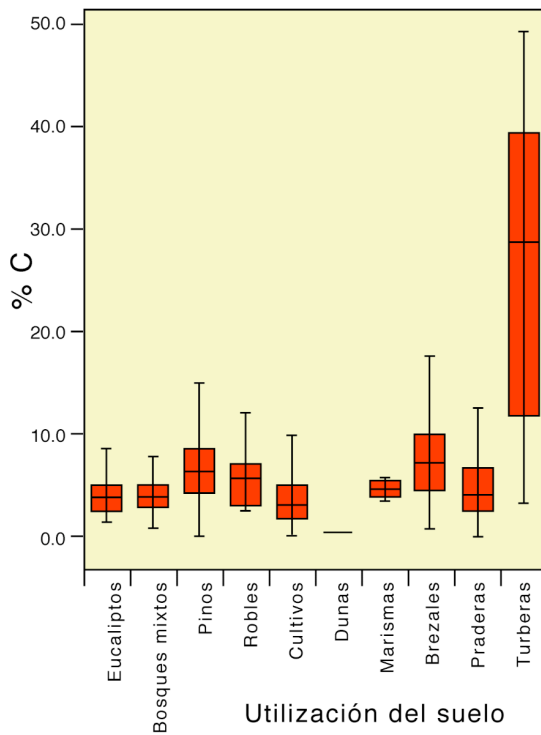


FIGURA 7. Variación del contenido de C en función de la cobertura vegetal.

En todo caso, sería interesante conocer los datos con mayor precisión, especialmente el efecto de disminución de C que se origina en la plantación, el tiempo de recuperación tras ella y el posible efecto de incorporar los residuos de corta, unido al posible hecho de que el eucalipto concentre el C del sistema forestal en la biomasa y no en el suelo, de forma similar a lo que sucede en los ecosistemas tropicales. En los brezales, no hay actividad extractiva y, además, cada cierto tiempo se producen quemas que pueden incorporar C recalcitrante, con el consiguiente incremento a lo largo del tiempo. La situación de las praderas y robledales, con mayores contenidos de C en suelo que los eucaliptales y bosques mixtos, parece que también debe relacionarse con unas mayores entradas de necromasa y, quizás, con el mayor tiempo de descomposición de su hojarasca o bien con mecanismos de estabilización específicos, como un mayor contenido de ligninas o la existencia de condiciones subóxicas en muchas praderas. En todo caso, falta mucha información para tener claros todos los aspectos de la influencia de la vegetación sobre el balance de C en los suelos, así como en las modificaciones positivas o negativas que pueden inducir diferentes tipos de manejo tales como fertilización, utilización de los residuos de corta, marcos de plantación, laboreo mínimo, etc., habiéndose realizado un gran número de

propuestas de actuación principalmente por Lal y colaboradores (1998, 2000, 2001, ...), Kimble et al., (2002), ...

Además de su influencia sobre el tipo de vegetación y manejo realizado por el hombre, hay otras actuaciones antrópicas que pueden modificar los niveles naturales de C. Las más importantes en sentido negativo son: el cultivo, la erosión y el drenaje de los suelos hidromorfos. En el caso del cultivo, los sistemas de manejo con fertilización y laboreo, con exposición al aire del suelo más o menos profundo, son factores que incrementan la oxidación y metabolismo de la materia orgánica produciendo pérdidas significativas. (TABLA 5). En un estudio de suelos de la provincia de La Coruña, realizado por Calvo de Anta et al. (1992) se comprobó que los cultivos tenían pérdidas de C en relación a los suelos forestales que oscilan entre 26 y 49%, siendo máximas en los suelos sobre esquistos y anfibolitas y menores en los de gabros. Las pérdidas en las praderas fueron inferiores (20-31%) pero también muy significativas. El análisis de los suelos realizado en este estudio puso de manifiesto que el conjunto de los suelos cultivados o con praderas (en torno al 20% de la superficie) sólo contiene el 5% del C de los suelos, lo que significa que el porcentaje perdido por los suelos de cultivo en el total de Galicia es del orden del 70%.

TABLA 5.- Valores más frecuentes en suelos bien drenados de La Coruña sobre diferentes litologías y porcentajes de pérdida de C en la transformación en cultivos y praderas

Mat. Original	S. Forestales	S. cultivados	Praderas	% Pérdida de C	
				Cultivos	Praderas
Esquistos	5.6	3.2	4.0	43	29
Granitos	7.0	4.3	5.4	39	23
Anfibolitas	7.9	4.0	6.3	49	20
Gabros	9.1	6.7	6.6	26	27
Pizarras	7.8	4.3	5.4	45	31
Serpentinitas	4.2	-	-	-	-

En el caso de la erosión basta considerar simplemente el contenido de C por ha y cm de suelo (TABLA 9) para deducir que la lucha contra la erosión y el fomento de las condiciones de biostaxia deben ser objetivos prioritarios de todas las políticas de lucha contra el forzamiento climático. Es verdad que no todo el C erosionado es mineralizado y que el conocimiento de ese dato es muy relevante, pero está claro que las condiciones durante la movilización y sedimentación del material erosionado son mucho más favorables para su oxidación y metabolismo que las existentes en el suelo. Un dato significativo es que mientras que los suelos de Galicia tienen valores medios de C del orden del 6-8%, las rocas sedimentarias y las metamórficas de bajo grado derivadas de los sedimentos paleozoicos, suelen tener valores inferiores al 1%, poniéndose de manifiesto que bien durante el transporte y sedimentación, bien durante la diagénesis, se produce una importante liberación de C a la atmósfera procedente del material erosionado que debe ser al menos del 50%.

El drenaje de los suelos hidromorfos también representa una pérdida significativa de C al cambiar las condiciones dominantes en los suelos de subóxicas a óxicas con el consi-

guiente incremento de la oxidación y el metabolismo. La protección de estos suelos (Histosoles y Gleysols), e incluso su fomento en determinados lugares, es obligada por su capacidad de sumidero de C y por la importancia de los hábitats, biodiversidad y paisaje que generan.

La influencia del tiempo.

Gran parte de los efectos del tiempo se producen como consecuencia de los procesos irreversibles que se producen en el suelo, como la destrucción de los minerales lábiles, el lavado de los elementos solubles y la neoformación de los minerales secundarios con un enriquecimiento progresivo del contenido de Fe y Al en los suelos bien drenados (Chesworth, 1973; Macías y Chesworth, 1992). Esto produce la sucesión de horizontes en busca de las condiciones de equilibrio, que prácticamente se alcanzan cuando se forma el horizonte B ferrálico y que llega a su final cuando en algunos de ellos se producen las “propiedades géricas” derivadas de una bajísima capacidad de cambio, de un predominio de la carga superficial positiva al pH del suelo en las superficies coloidales y de una clara formación de concreciones y corazas ferralíticas que reducen el volumen poroso (FIGURA 8).

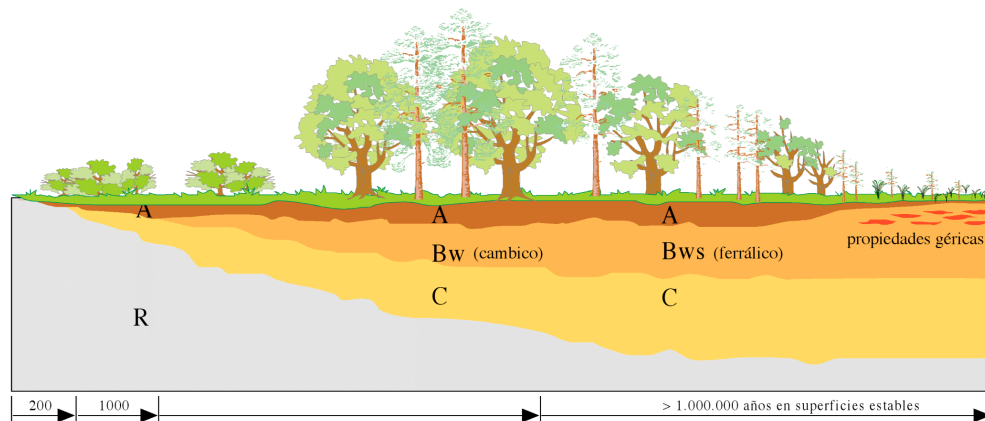


FIGURA 8. Evolución esquemática de los suelos, la producción de biomasa y los horizontes superficiales

La vegetación cambia a lo largo de este proceso evolutivo. Hay una escasa productividad al principio, cuando el suelo está limitado por el espesor y la retención de los nutrientes en los minerales primarios; luego se alcanza el óptimo de crecimiento en suelos de evolución intermedia que permiten el enraizamiento profundo y hay suficientes coloides para la retención del agua y los nutrientes liberados por la alteración; finalmente, cuando ya no quedan minerales primarios, desciende como consecuencia de la pobreza de K, Mg, Ca, S... y de la creciente inmovilización del P por los oxihidróxidos de Fe y Al y alcanza los valores más bajos cuando aparecen las propiedades géricas. Como una consecuencia de las variaciones del aporte de necromasa la cantidad total de C retenido en el suelo varía, siendo máxima en los suelos de evolución intermedia, cuando todavía hay alteración y la fertilidad disponible es importante.

En Galicia, los procesos de resistaxia y biostaxia se han sucedido a lo largo del tiempo, de modo que sólo en superficies muy estables y sobre rocas muy lábiles se ha alcanzado un estadio incipiente de ferralitización (Macías y Calvo de Anta, 1992; 1996), pero no se ha llegado a las propiedades géricas, sino que en la mayor parte de estos casos hay un rejuvenecimiento superficial por aportes coluviales de material poco alterado formándose suelos policíclicos (Mücher *et al.*, 1972; Puga *et al.*, 1973). En la mayor parte de Galicia el material original está muy próximo a la superficie y los suelos son incipientes, con una importante limitación por su bajo espesor efectivo. La alteración es un proceso que se desarrolla rápidamente por las adecuadas condiciones de temperatura y pluviometría y la aceleración que induce el rápido drenaje (Macías *et al.*, 1982), lo que suministra formas reactivas de Fe y, sobre todo de Al, para la floculación y estabilización de la materia orgánica en “suelos aluminicos” sobre materiales ácidos como los granitos, esquistos y pizarras y en “suelos

aluándicos”, a partir de rocas básicas. En estas condiciones climáticas y de evolución edáfica la producción potencial de necromasa es importante y, también lo es la estabilización de la materia orgánica, lo que explica la gran capacidad de sumidero de C de los suelos de Galicia no cultivados.

Otros aspectos importantes para explicar el alto contenido de C derivan de la evolución de los procesos de resistaxia-biostaxia como consecuencia de incendios o variaciones climáticas. Los procesos de acumulación de sedimentos de suelos en determinadas posiciones topográficas dan origen a suelos cumúlicos o páchicos, en los que horizontes úmbricos, anormalmente espesos (a veces más de 1-2 metros), presentan evidencias de policiclismo (Guitian y Carballas, 1968; Mücher, *et al.*, 1972; Puga *et al.*, 1973; ..) y una acumulación de C, anómala en suelos bien drenados, que puede acercarse a valores en torno a 1000 tC/ha. La repetición de los incendios explica la frecuencia con que aparecen carbones y otras formas de C recalcitrante (black carbon) (Almendros, 1990; González *et al.*, 2004; ...) con un importante efecto sobre el contenido y estabilidad del C secuestrado que explica los altos tiempos medios de residencia encontrados.

PROCESOS EDÁFICOS, TIPOS DE SUELOS Y SECUESTRO DE CARBONO EN SUELOS DE GALICIA.

Los procesos edáficos que han formado los suelos de Galicia se caracterizan por el predominio de la alteración rápida de los minerales primarios en condiciones de temperaturas medias (8-14°C), precipitaciones elevadas (700 a > 2000 mm) y rápido drenaje que conducen a un fuerte y rápido descenso del contenido de los cationes móviles y a la acidificación del complejo de cambio, en su mayor parte saturado por cationes aluminicos y, en menor medida, por protones. La reacción del suelo oscila desde ambientes hiperácidos en suelos de mina con pH 2-3, a valores proximos a la neutrali-

dad sobre materiales muy ricos en bases y con suelos incipientes, siendo dominantes las condiciones de pH entre 4,5 y 5,5 en los suelos naturales. Las condiciones redox más frecuentes son las de Eh aeróbicos, aunque algo bajos por su alto contenido de materia orgánica (Eh: 300-400 mvol.). La disolución del suelo es extraordinariamente diluida, lo que favorece la pérdida de K por las micas, con formación de minerales vermiculíticos, más o menos aluminizados, y la neoformación de filosilicatos secundarios 1.1 (caolinita, que son los minerales termodinámicamente estables acompañados de otras formas de menor cristalinidad como haloisitas esferoidales y globosas), gibbsita (metaestable) y goethita, con predominio de los coloides inorgánicos de carga baja y variable. En rocas ricas en minerales alterables la velocidad de alteración es mucho mayor que la de cristalización y eso favorece la formación de intermedios metaestables de bajo grado de orden y de complejos organoaluminicos metaestables. El resultado es un incremento de las cargas variables, pero también, una importante y rápida floculación de los coloides orgánicos formando microagregados y estructuras migajosas muy estables y persistentes.

Los procesos edáficos existentes en los suelos de Galicia, sintetizados por Macías y Calvo de Anta (1992) de acuerdo a las definiciones de Pedro (1979 a y b), son: *Aluminización* (formación de complejos organoaluminicos, vermiculitas aluminizadas y saturación del CIC por Al) en los horizontes superficiales de la mayor parte de las rocas mayoritarias (granitos, esquistos y pizarras; suelos aluminicos), *Andosolización* (formación de complejos organoaluminicos, rápida alteración de los minerales primarios y aparición de propiedades ándicas en horizontes superficiales (Ah₂) a partir de rocas básicas y *Podsolización* (formación y movilización de complejos organometálicos con acumulación en profundidad) sobre rocas hipercuarcíticas. En los horizontes profundos, la neoformación es más importante

que en los horizontes superficiales, pudiéndose diferenciar estadios de *Ferromosialitización incipiente* y muy avanzada (ferralitización incipiente) con algunas situaciones de *Ferbisialitización*, principalmente relacionadas con horizontes gleisicos en zonas de alto aporte de cationes básicos. A estos procesos habría que añadir la *Turberización* y la *Gleyficación* con formación de ambientes subóxicos de baja velocidad de mineralización de la materia orgánica (fig.6). Estos procesos conducen a diferentes tipos de suelos, formando secuencias evolutivas: *Leptosol- Regosol- Cambisol húmico* (rara vez Cambisol ferrálico) sobre rocas graníticas, esquistas y pizarreñas, todos ellos "suelos aluminicos"; *Leptosol- Andosol- Cambisol húmico - Cambisol crómico- Cambisol ferrálico- Ferralsol*, sobre rocas básicas muy alterables; *Leptosol - Phaeozem- Cambisol húmico* sobre rocas ultrabásicas y materiales calcáreos y *Leptosol - Regosol- Podsol* sobre rocas hipercuarcosas. Sobre materiales sedimentarios pueden encontrarse tanto fases de evolución incipiente: Fluvisoles, Regosoles, Cambisoles o Arenosoles como otras más evolucionadas, Acrisoles y Plinthosoles. En condiciones hidromórficas aparecen tanto suelos con carácter gleico, como Gleysoles e Histosoles. Los diferentes procesos y factores de formación condicionan la cantidad y calidad de la materia orgánica (TABLA 6).

TABLA 6. Contenido de C en suelos con diferentes tipos de procesos edafogeoquímicos de Galicia.

Tipo de suelo	Proceso dominante	Intervalo	Media	Mediana	D. estandar
Leptosoles	Aluminosialitización	0,27-12,38	4,92	4,30	3,21
Leptosoles	Andosolización aluándica	8,40-12,38	10,39	10,39	2,81
Leptosoles	Lavado de suelos hipermagnésicos	2,27-3,95	3,11	3,11	1,18
Leptosoles	Lavado de carbonatos	1,87-7,03	4,73	5,00	2,20
Regosoles y Cambisoles húmicos	Aluminosialitización	1,09-13,33	6,53	6,54	2,63
Andosoles	Andosolización aluándica	4,08-13,80	9,65	9,19	2,24
Regosoles ándicos	Fases finales de la Andosolización	2,21-9,78	5,37	5,85	2,12
Phaeozems	Lavado de Ca y Mg	1,37-11,80	4,86	4,13	2,78
Podzoles	Podsolización	3,04-11,08	5,55	4,48	2,87
Regosoles	Transporte y deposición	0,91-4,33	2,33	2,18	1,09
Acrisoles	Iluviación de arcillas	3,07-6,16	4,32	3,16	1,80
Gleysoles	Hidromorfía en condiciones subóxicas	3,84-18,41	11,91	12,83	3,38
Histosoles	Turberización	15,32-48,40	35,09	38,94	10,64

El contenido de C orgánico presenta una clara relación con el tipo de suelo y proceso edáfico dominante. Los principales sumideros son los suelos turbosos (valor medio 35,09 con una variación del 15 al 48%), seguidos de los Gleysoles (11,91 de valor medio para un intervalo del 3,8 al 18,4%). Son suelos hidromorfos, subóxicos de condiciones redox y, muchas veces en zonas de alta montaña (>1000 m), con condiciones distróficas y fuertes limitaciones de la actividad biológica, todo lo cual favorece la acumulación de formas de C lábiles, pero en grandes cantidades.

Los suelos bien drenados también presentan importantes diferencias en el % de C de los horizontes superficiales. Los mayores contenidos (9,65 de media y un intervalo de 4,1 a

13,8 %C) están asociados a los suelos naturales o con vegetación forestal, con procesos de andosolización que se desarrollan sobre rocas ricas en nutrientes, condiciones medias de t^a y elevadas precipitaciones y drenaje, donde en el medio ácido de los horizontes superficiales son más estables los complejos orgánico-alumínicos que los filosilicatos secundarios, lo que permite la formación de Andosoles aluándicos y suelos ándicos erosionados (Leptosoles ándicos con valor medio de 10,4 e intervalo de 8,4-12,4%C). En estos suelos no se observan diferencias significativas entre las fases incipientes de la evolución (Leptosoles a Andosoles) pero sí cuando las propiedades ándicas desaparecen y hay una evolución hacia Cambisoles húmicos (media de 5,7 e intervalo de 2,8

a 9,8) o Ferralsoles, lo que demuestra que su gran capacidad de secuestro (la mayor en suelos bien drenados) está asociada a la existencia de las propiedades ándicas y se mitiga progresivamente a medida que estas desaparecen (Verde et al., 2004). Esto permite afirmar que la máxima capacidad de retención de C en suelos bien drenados se produce cuando simultáneamente a la acumulación de necromasa se están originando componentes con propiedades ándicas, con los que la materia orgánica se estabiliza por medio de sus uniones a los compuestos de Al reactivos (iónicos o coloidales).

Tras los suelos ándicos, la mayor capacidad de retención de C se asocia con los suelos aluminicos con procesos de aluminosialitización dominante, que son los suelos mayoritarios de Galicia desarrollados sobre rocas graníticas, pizarras y esquistos. En este caso se observa que hay un incremento de la capacidad de sumidero con el grado de evolución edáfica (Leptosoles: 4,9 de media y de 0,3 a 12,4%C; Regosoles y Cambisoles con A Cúmbrico, 6,5 de media e intervalo de 1,1 a 13,3%C, siendo probablemente más bajos en los Cambisoles). De nuevo son las formas reactivas de aluminio producidas durante la alteración mineral las que explican esta situación.

Los valores más bajos del % C siguen la secuencia: *Podsoles* > *Phaeozems* > *Suelos con Bt sobre sedimentos* > *Suelos regosólicos sobre sedimentos*, poniendo de manifiesto que la movilización de la M.O, propia de la podsolización, reduce los niveles de C, al menos en los horizontes superficiales, y que cuando no hay minerales alterables en el sistema edáfico la acumulación de m.o. es escasa, lo que permite concluir que la materia orgánica se acumula en los suelos de Galicia por medio de seis grandes tipos de procesos o condiciones con capacidad de acumulación de C decreciente: Las condiciones subóxicas propias de los medios turbosos o hidromorfos >> las condiciones de Andosolización aluándica > las fases húmicas

de los Regosoles y Cambisoles con A úmbrico rico en Al reactivo >> la Podsolización >> los procesos de lavado de carbonatos y minerales magnésicos > los suelos desarrollados sobre materiales sedimentarios prácticamente en equilibrio. O, lo que sería una síntesis, los factores y procesos que forman grandes sumideros de C son: las *condiciones subóxicas* y las *formas reactivas, especialmente las de Al*, que pueden estabilizar a los componentes orgánicos incluso en condiciones de buen drenaje si el medio es ácido.

Si en vez de determinar el %C se cuantifica la capacidad total de sumidero los resultados se encuentran en la TABLA 7, en la que se ha determinado la cantidad de carbono almacenado en los suelos gallegos empleando los contenidos medios de C según el tipo de suelo, el espesor y densidad media de los horizontes superficiales y la extersión superficial de las diferentes unidades cartográficas definidas en el mapa 1:500000 de suelos de Galicia.

Agrupando las clases del contenido de C se obtienen 6 clases de Capacidad de sumidero de C de las unidades cartográficas en las que multiplicando su valor medio de C por la superficie de la unidad cartográfica se obtiene el C total almacenado en la misma (TABLA 8)

TABLA 7. Intervalo de la capacidad total de sumidero de las unidades cartográficas del mapa de suelos de Galicia 1: 500.000 (Macías y Calvo de Anta, 1996) (en toneladas de C/ha; densidades medias para cada unidad y reagrupamiento en unidades mayores)

Unidades cartográficas	Leyenda	Intervalo (tC/ha)	Media (tC/ha)
SG(LPu-RGu(LPq))	Leptosoles alumi-úmbricos y Regosoles alumi-úmbricos (inclusiones de Leptosoles alumi-líticos)	50-100	75
SG(RGu-CMu)	Regosoles alumi-úmbricos y Cambisoles alumi-húmicos	100-250	175
SG(CMu-RGu)	Cambisoles húmicos (inclusiones de Regosoles úmbricos)	200-400	300
SG(CMd)	Cambisoles distrícos (inclusiones de Regosoles distrícos)	20-50	35
SE(RGu-LPu)	Regosoles alumi-úmbricos y Leptosoles alumi-úmbricos	50-100	75
SE(CMu)	Cambisoles alumi-húmicos	200-400	300
SE(CMu/o)	Cambisoles ferrali-alumi-húmicos	200-400	300
SE(CMd-CMu)	Cambisoles distrícos y Cambisoles húmicos	20-50	35
SE(CMu-CMu/o)	Cambisoles húmicos y Cambisoles ferrali-húmicos	20-50	35
SE(RGd-LPd)	Regosoles alumi-distrícos y Leptosoles alumi-distrícos	100-250	175
SE(CMd)	Cambisoles distrícos y Cambisoles alumi-distrícos	100-250	175
SPF(RGu-LPu)	Regosoles alumi-úmbricos y Leptosoles alumi-úmbricos	100-250	175
SPF(CMu-RGu)	Cambisoles alumi-húmicos y Regosoles alumi-úmbricos	200-400	300
SPF(CMu)	Cambisoles húmicos	20-4000	300
SPF(RGd-LPd)	Regosoles alumi-distrícos y Leptosoles alumi-distrícos	50-100	75
SPF(CMd)	Cambisoles distrícos	50-100	75
SRB(LPu)	Leptosoles andi-úmbricos	150-300	225
SRB(CMo-ANu)	Cambisoles andi-ferrálicos y Andosoles úmbricos	300-600	450
SRB(CMu-CMu/o)	Cambisoles húmicos y Cambisoles ferrali-húmicos	300-600	450
SUL(LPm(PHh))	Leptosoles rudi-móllicos (inclusiones de Phaeozem rudi-háplicos)	50-100	75
SUL(CMx-PHh(Glu))	Cambisoles rudi-crómicos y Phaeozem rudi-háplicos (inclusiones de Gleysoles úmbricos)	100-250	175
SC(RGu-LPu(PZh))	Regosoles alumi-úmbricos y Leptosoles alumi-úmbricos (inclusiones de Podsoles háplicos e Histosoles fibricos y térricos)	100-250	175
SCa (LPk-PHe)	Leptosoles rudi-réndicos y Phaeozem rudi-calcáreos	50-100	75
SCa (CMu-CMe)	Cambisoles húmicos y Cambisoles éutricos	100-250	175
SMS(FLs-FLt)	Fluvisoles sálicos y tiónicos (inclusiones de Fluvisoles calcáreos)	200-400	300
SMS(FLu-FLd(Glu))	Fluvisoles úmbricos y distrícos (inclusiones de Gleysoles úmbricos)	100-250	175
SMS(ARar)	Arenosoles álbicos	20-50	35
SMS(Alh-RGd(CMd))	Alisoles háplicos y Regosoles distrícos (inclusiones de Cambisoles distrícos)	100-250	175
SMS(Cmu-GLu(PZh))	Cambisoles húmicos y gléicos (inclusiones de Podsoles háplicos)	200-400	300
SMS(Alh-RGu(CMu))	Alisoles háplicos y Regosoles úmbricos (inclusiones de Cambisoles húmicos)	200-400	300
SMS(CMd-ALh/f(FLd-FLu))	Cambisoles distrícos y Alisoles ferri-háplicos (inclusiones de Fluvisoles distrícos y húmicos)	200-400	300
SMS(FLd-RGd(GLu))	Fluvisoles gley-distrícos y Regosoles gley-distrícos (inclusiones de Gleysoles húmicos)	100-250	175
SMS(CMu-ALh)	Cambisoles gley-húmicos y Alisoles háplicos	20-50	35
SMS(RGd-ATa)	Regosoles distrícos y Antrososoles áricos	20-50	35
SMS(CMd/u-ALh)	Cambisoles distrícos y húmicos y Alisoles háplicos	20-50	35
ATu	Antrososoles úrbicos	20-50	35

TABLA 8.- Clases de contenido medio de carbono en suelos de Galicia por unidades cartográficas

Clase de C t C/ha media	Superficie (has)	Contenido total de C (tC) de los suelos de Galicia	Contenido medio de los suelos de Galicia (tC/ha)
Embalses	0	13.274,22	0
Clase 1	35	330.991,06	11.584.687,16
Clase 2	75	238.571,54	17.892.865,50
Clase 3	175	1.123.708,85	196.649.048,80
Clase 4	225	792,13	178.229,25
Clase 5	300	1.169.415,09	350.824.527,00
Clase 6	450	82.554,88	37.149.696,00
Total	2.959.307,77	614.279.053,70	
tCmedia/ha			207,58

Se aprecia que las clases 3 y 5, correspondientes en su mayor parte a los suelos aluminicos no cultivados con diferentes espesores, representan la mayor parte del sumidero de C edáfico de Galicia, mientras que turberas, suelos hidromorfos y andosoles son poco representativos por su baja extensión y los suelos cultivados y muchos Leptosoles por su bajo contenido de C. En todo caso, el sumidero de C de los suelos de Galicia contiene del orden de 0,6 PgC (se estiman de 1500-2000 Pg para el total de C orgánico de los suelos del mundo), con una retención media algo superior a 200 tC ha⁻¹, que es, probablemente, la cifra más elevada dentro del contexto de la Europa Sur. A ello habría que añadir que algunos suelos no re-

presentables a esta escala, como los Histosoles de las Sierras del Buiro y Xistral, pueden retener cifras considerables, habiéndose encontrado suelos con cerca de 4000 tC/ha almacenada. Además, esta cifra está fuertemente limitada por las acciones antrópicas del cultivo y fomento de la erosión, por lo que puede ser sustancialmente incrementada tomando las medidas oportunas para hacer una agricultura, silvicultura y gestión del uso del suelo orientada hacia la retención del C. Una síntesis de la variabilidad de contenidos de C de los suelos de Galicia se presenta en la TABLA 9 observándose que varían entre cifras tan bajas como 20 t C ha⁻¹ a valores superiores a 3000 t C ha⁻¹.

TABLA 9. Estimación sintética del sumidero de C de los suelos de Galicia (Macías et al., 2001).

Tipo de suelo	Contenido de C (t C ha ⁻¹)	(t C ha ⁻¹ cm ⁻¹)	Superficie (ha)	t C.10 ⁶ secuestradas
Histosoles y Gleisoles húmicos	1000-4000	5,0-8,0	10000	20
Andosoles	300-800	5,0-7,8	50000	22,5
Suelos ándicos	150-300	4,5-5,2	100000	22,5
Regosoles y Cambisoles húmicos (uso forestal)	200-400	5,0-7,5	1340000	402,0
Regosoles y Cambisoles de fase somera	100-250	4,0-6,0	600000	105,0
Regosoles y Cambisoles cultivados	20-50	2,0-3,0	600000	21,0
Leptosoles	50-100	4,0-6,0	300000	22,5
TOTAL				615,5

Los dos primeros procesos en cuanto a la acumulación (turberización e hidromorfia) están ligados a situaciones climáticas frías y/o a topografías deprimidas que permiten un almacenamiento del agua durante largos períodos de tiempo. Esto implica que cambios en las condiciones de drenaje pueden llevar consigo modificaciones sustanciales en la capacidad de almacenamiento. En general, la superficie en la que aparecen estos suelos ha sido fuertemente reducida tanto por actuaciones realizadas con fines agrícolas como por las derivadas de los cambios de uso debidos a la urbanización (carreteras, líneas de ferrocarril, vivienda, infraestructuras industriales, ...). Así, la desecación de humedales producida durante la expansión agrícola del siglo XX, ha originado un fuerte descenso del sumidero de estos medios, mientras que las tareas de recuperación de humedales, iniciadas a finales del siglo pasado, deben favorecer su incremento. Por lo mismo, actuaciones tendentes a la reducción de la velocidad de drenaje y a la elevación del nivel freático irían en el mismo sentido, lo que obliga a pensar en las consecuencias de muchas actuaciones de gestión del territorio que realizamos y que producen una disminución de la superficie ocupada por los suelos hidromorfos y las turberas, que siempre debería ser compensada por un incremento mayor de la superficie recuperada o mejorada de estas formaciones. En consecuencia, podría concluirse que, además de mejorar el conocimiento cartográfico de la distribución de estos suelos y las normas de conservación que los protegen, debe minimizarse y, en lo posible, invertir la tendencia a la desecación de los suelos hidromorfos, favoreciendo la existencia de áreas encharcadas (humedales) y de zonas con drenaje ralentizado o impedido. En este caso son particularmente importantes las actuaciones que conducen a una elevación del nivel freático y a la reducción de factores negativos para su conservación, como las cunetas profundas de los viales y las pistas forestales excavadas en el terreno. Por el contrario,

son positivas todas las actuaciones que generen un freno a la eliminación rápida del agua de estas formaciones y medidas como las propuestas por Parkyn *et al.*, (1997) donde se demuestra que es posible la conservación y recuperación de estos tipos de hábitats. Asimismo, debe impedirse el cambio de uso de estos tipos de suelos hacia praderas sembradas, ya que la fuerte fertilización y encalado que se requiere acelera la mineralización de la materia orgánica almacenada.

Tras los procesos de turberización y gleificación, la andosolización es el proceso más efectivo en la fijación de materia orgánica en el suelo. Los Andosoles se forman en Galicia sobre rocas consolidadas y materiales coluviales de composición básica, es decir ricos en minerales alterables, cuando éstos se presentan en superficies de exposición reciente (Holoceno). Se trata de suelos en los que es bien conocida su capacidad para retener aniones, entre ellos los orgánicos, y, también, de compuestos orgánicos sólidos mediante la formación de enlaces con los compuestos no cristalinos o en forma de complejos organometálicos con Fe o Al. La acumulación de C parece estar relacionada con la estabilización de los compuestos húmicos a través de enlaces superficiales con componentes amorfos de elevada reactividad, formando complejos organoaluminicos y complejos de adsorción humus-aluminosilicatos de bajo grado de orden con diferentes grados de labilidad (Macías y Calvo de Anta, 1992). Aunque todavía es poco conocido el proceso de acumulación de C en los suelos ándicos de Galicia, es particularmente eficiente en suelos localizados en las posiciones acumulativas de las laderas en áreas de elevada precipitación y humedad ambiental con vegetación permanente, arbórea o de matorral; mientras que son factores que disminuyen la capacidad de este reservorio la sequía, la desaparición de la cubierta vegetal y todas las actividades ligadas a la puesta en cultivo, como el encalado, fertilización, laboreo, etc., así como el tiempo de

edafogénesis. Se ha comprobado (Verde et al., 2004) que la puesta en cultivo de estas formaciones provoca, en muy pocos años, una fuerte desestabilización y pérdida de las propiedades ándicas y, con ellas, una reducción del contenido de materia orgánica y de las formas de Al fácilmente extraíbles ligadas a complejos lábiles organo-alumínicos. De nuevo, la influencia humana puede conservar, incrementar o disminuir la eficacia de este sumidero edáfico mediante diferentes actuaciones, siendo especialmente negativas las de transformación del uso forestal al uso agrario con una alta intensidad de laboreo, fertilización y encalado y, por supuesto, la completa eliminación de la cobertura vegetal producida en las actuaciones de urbanización. La correcta cartografía de estos suelos, y su conservación bajo vegetación permanente, parece obligada por su extraordinaria contribución como sumidero de C y, también, por lo que representan de “edafodiversidad” dentro del contexto de Galicia. Además, el estudio de los mecanismos de estabilización de la materia orgánica de éstos y otros tipos de suelos puede servir para orientar la gestión de residuos a través de sistemas en los que se realice una previa estabilización, antes de su incorporación a los suelos, utilizando mecanismos similares a los que se han producido naturalmente en suelos tan diferentes como los Andosoles, Vertisoles húmicos, Mollisoles, Latosoles húmicos, Regosoles y Cambisoles con A úmbrico o en los horizontes espódicos, plaggen, etc. Estos mecanismos están siendo actualmente estudiados.

Una situación similar es la de los suelos alumínicos (Leptosoles, Regosoles y Cambisoles húmicos) fuertemente saturados en Al en su complejo de cambio. Aunque con menor intensidad que en los suelos ándicos, la presencia de formas de Al reactivas (Al disuelto, Al cambiable, complejos organoalumínicos, hidróxidos de Al microcristalinos, islotes de Al octaédrico en la intercapa de vermiculitas y enlaces de borde Al-OH de filosilicatos 1:1) son

capaces de formar enlaces con la materia orgánica, ralentizando su mineralización por oxidación y metabolismo biótico. Esto explica que la materia orgánica de los suelos de Galicia presente dataciones medias muy superiores a las de los suelos de otras zonas templadas eutróficas o calcáreas. Se obtienen así valores medios entre 1000 y 5000 años para la materia orgánica de diferentes horizontes de suelos ándicos y de suelos ácidos ricos en Al reactivo, poniendo de manifiesto, una vez más, que la idea de que toda la materia orgánica de los suelos tiene un ciclo de vida corto no es adecuada, al menos para los suelos ácidos de esta zona y, muy probablemente, para la de todas aquellas en las que se produzca la presencia simultánea de materia orgánica con componentes minerales secundarios producidos en procesos de alteración mineral de cinética elevada; es decir, las zonas templadas o cálidas con elevada disponibilidad hídrica y rápido drenaje. Al igual que en los casos anteriores, las actuaciones humanas pueden conservar, aumentar o decrecer la importancia de este sumidero, siendo la erosión y la transformación en cultivos de alta intensidad de laboreo, con elevados inputs de encalantes y fertilizantes, los principales factores degradantes de esta capacidad de secuestro de Carbono, como se deduce fácilmente de la comparación de los datos de los Regosoles, Cambisoles y Andosoles de uso forestal que oscilan entre 4-8 t C ha⁻¹ cm⁻¹ del suelo mientras que en los suelos de cultivo similares estos valores se reducen considerablemente (2-3 t C ha⁻¹ cm⁻¹). En este caso, ya que son los suelos dominantes en Galicia, las actuaciones deben ser fundamentalmente las conservativas y las favorecedoras del incremento de espesor del suelo y contenido de C.

FORMAS DE CARBONO EN SUELOS

Al igual que en otros elementos es necesario disponer de otros datos además del de contenido total, pues en la mayor parte de los

casos las respuestas a los problemas dependen, en mayor medida, de la especie o forma en que se encuentra el elemento. Las formas de C existentes en los suelos responden a una de las indicadas en la fig. 1: formas orgánicas (humus), formas inorgánicas sólidas (carbonatos), formas inorgánicas solubles (CO_2 disuelto e iones derivados según el pH, CID) y formas orgánicas solubles (COD) a las que deberían añadirse las formas gaseosas (CO_2 , CO y CH_4) presentes en la atmósfera del suelo. En los suelos de Galicia los carbonatos son rápidamente disueltos, las concentraciones de las formas solubles y gaseosas son poco significativas y son las formas húmicas las dominantes.

La SSSA (1987; ver Tabatabai, 1987) iguala la materia orgánica del suelo al humus y la define como "la fracción orgánica del suelo con exclusión de los restos de plantas y animales". Fisher (1995) señala que hay miles de formas de C en la materia orgánica de los suelos, pudiendo identificarse tres grandes tipos de componentes:

1.- sustancias simples, tales como los aminoácidos, azúcares y otras moléculas pequeñas.

2.- compuestos identificables de alto peso molecular, tales como polisacáridos, proteínas y lípidos.

3.- sustancias húmicas, de alto peso molecular y estructura compleja formada por reacciones secundarias de síntesis. Stevenson (1994) también iguala el humus a la materia orgánica del suelo, a la que considera como una mezcla compleja de compuestos derivados de plantas y microorganismos, pero sin incluir a las sustancias simples ni tampoco a la materia orgánica viva. Admite que la m.o del suelo es, en realidad, un continuum, pero que se puede fraccionar por multitud de procedimientos conocidos desde antiguo.

Sin embargo, las técnicas usuales en la cuantificación del C de los suelos, no permiten establecer estas diferencias y lo que se intenta determinar, de forma prioritaria, es la cantidad

total de C existente en el suelo, procurando minimizar la entrada de raíces vivas y restos animales grandes, pero no hay posibilidad de evitar la cuantificación del C de los microorganismos e incluso de algunos animales y raicillas finas. Los métodos de identificación del C orgánico de los suelos más ampliamente utilizados, se basan en su oxidabilidad y/o en la consiguiente pérdida de peso. Rogers & Rogers (1848; ver Tabatabai, 1987) mostraron que la m.o. se podía oxidar con dicromato en medio sulfúrico y esa es la base del método más extendido de determinación del C en suelos que, con diferentes variantes, se continua utilizando directamente o bien realizando la oxidación en frío y sin presencia de ácido, lo que reduce el % de C determinado. Este método de oxidación no está libre de problemas e inconsistencias. En primer lugar, no determina M. O. (que se calcula multiplicando el % C por el factor 1,724 cuando se ha comprobado que la relación puede variar de 1,724 a 2,5 en humus de suelos (Broadbent, 1965) y, de forma muy diferente, incluso $<1,0$, en otras sustancias orgánicas naturales, sino que lo que se determina en realidad es la concentración de sustancias reductoras presentes. Esto significa que se mide, el C oxidable y, con él, la capacidad de oxidación del FeII, MnII y III, y de las formas reducidas de N, S y Cl presentes, que, si bien en muestras secas al aire deben haber sido mayoritariamente oxidadas no siempre es así. En segundo lugar, cuando hay mucho Fe es necesario añadir más fosfórico como complejante del que muchas veces indican los métodos. En tercer lugar, y lo más importante, se ha comprobado que en muchos suelos hay formas de C no oxidables, incluso con la técnica del dicromato en medio ácido y caliente. La aparición del "black carbon" y de las formas recalcitrantes de C ponen en entredicho que los datos del método de oxidación con dicromato sean los adecuados para calcular el sumidero total de C de los suelos y obligan a determinarlo por un método de mayores garantías

como serían los de combustión a más de 1000°C y en corriente rica en O₂, determinando el C total a partir del CO₂ desprendido. La diferencia entre el C total así obtenido y el C obtenido por oxidación ácida en caliente (C_{ox}) podría utilizarse como una estimación del C no oxidable o más recalcitrante (C_{no}), llevando así a una diferenciación de formas importante desde el punto de vista del forzamiento climático.

Si la oxidación de la materia orgánica es una técnica que aprovecha su inestabilidad termodinámica pueden hacerse otras determinaciones de formas de C basadas en otras propiedades. Así, puede determinarse el C *soluble* en agua a diferentes temperaturas (ver Herbert & Bertsch, 1995; Ghani et al., 2003;...); el C *presente en la biomasa microbiana* (Vance et al., 1987); el C *metabolizable* a diferentes condiciones de humedad (respirometrías), que puede obtenerse con los nutrientes actualmente existentes (C metabolizable actualmente) o añadiendo nutrientes lábiles que incentiven el metabolismo de otras formas menos asimilables (C cometabolizable); el C *hidrolizable* en diferentes condiciones de pH (p.e.:Bremner et al., 1987; Parssons, 1989); C *mineralizado* en tiempos de incubación determinados, con o sin adición de nutrientes; en este sentido Waksman (1932) señala que ya en 1891 la tasa de desprendimiento de CO₂ fue utilizada como una medida del C oxidable de los suelos con tiempos de incubación que variaban de 200 a 800 días, pero que se deberían dejar hasta que la velocidad de desprendimiento de CO₂ sea lenta y la curva de desprendimiento declina aproximándose a una asíntota; C *extraíble* con diferentes agentes complejantes, como el C pirofosfato (Bascomb, 1968), que normalmente se considera equivalente al C humificado, y diferentes grados de oxidabilidad (C *oxidables*;) que pueden obtenerse mediante agentes oxidantes con diferente capacidad oxidativa (ej: tetróxido de Rutenio, Ilsley et al., 1986; OCu, Griffith et al., 1989; KMnO₄, Maximov, 1977;

diferentes concentraciones de KMnO₄, Tirol-Padre; Ladha, 2004; ..), diferentes condiciones de ataque con K₂Cr₂O₇, oxidación con perboratos, persulfatos, hipoclorito, ozono, radicales OH-, etc., de modo que se obtenga un gradiente de oxidabilidad desde los más fácilmente oxidables hasta los no oxidables (Loginow et al., 1987; Blair et al., 1995; ...).

Otras líneas de determinación de formas de C pueden darnos indicación no sólo de la labilidad del C frente a la oxidación y al metabolismo o la hidrólisis, sino de la mayor o menor facilidad de acceso físico de los oxidantes y microorganismos a los compuestos orgánicos, lo que algunos autores han definido como "protección física". Entre estas alternativas pueden señalarse las determinaciones de C *labil* o C *activo* (Ellert et al., 1995), que consideran puede ser igualada a la producción de CO₂ en incubaciones de laboratorio controladas; C recalcitrante, al que muchos autores han considerado equivalente a materiales identificados como "charcoal", "black carbon", etc., que podrían ser determinados por irradiación ultravioleta o extracción preferencial (Kuhlbusch et al., 1998), si bien es muy difícil diferenciar la cantidad de C que es bioquímicamente recalcitrante de la que es difícil de descomponer porque está protegida físicamente y en asociación con el limo y la arcilla; C *fracción ligera* (separada con líquidos de densidades 1.5 a 2.0); C *particulado*, incorporado a agregados de diferentes tamaños y considerando que la localizada dentro de los microagregados de 53-250 micras no está protegida del ataque metabólico (Six et al., 2002). En esta línea, estos autores consideran que la materia orgánica del suelo puede estar:

- 1).- físicamente estabilizada o protegida a través de la microagregación,
- 2).- asociada íntimamente con partículas de limo o arcilla,
- 3).- estabilizada bioquímicamente a través de la formación de compuestos de materia orgánica del suelo recalcitrantes, sugiriendo

que las características físico-químicas propias de cada tipo de suelo (más bien estructura o agregación) definen la máxima capacidad protectora, lo que limitaría el incremento en secuestro de Carbono cuando se aportan residuos orgánicos por necromasa o por acciones antrópicas.

A partir de este concepto, Six *et al.* (2002) elaboran el de "saturación de C", considerando que los niveles naturales de C de los suelos reflejan el balance de las ganancias y pérdidas de C teniendo en cuenta factores como la productividad y/o los regímenes de humedad y temperatura, pero no necesariamente representando el límite superior de la capacidad de almacenamiento de C del suelo. Esto significa que muchos suelos, si no todos, podrían almacenar más C en forma metaestable del que tienen en condiciones naturales. Esto se ha comprobado en algunas situaciones. Así diferentes datos empíricos han demostrado que si bien el laboreo suele reducir los niveles de C algunos sistemas agrícolas de cultivo intensivo y algunos ecosistemas pastorales pueden superar los niveles de C existentes con vegetación nativa. Es el caso de la fertilización con P de suelos de Australia que incrementan el contenido de C en un 150% o más respecto a los suelos nativos en las mismas condiciones climáticas (Russell, 1960, Barrow, 1969; Ridley *et al.*, 1990), o el de los niveles de praderas similares a las naturales que han sido superados por los de cultivos sin laboreo (Ismail *et al.*, 1994). En consecuencia, los niveles naturales de C pueden no ser representativos de la capacidad de sumidero de los suelos en condiciones de equilibrio, sino que ésta puede estar limitada fundamentalmente por los procesos de aporte de necromasa.

Sin embargo, también hay muchas evidencias de la existencia de un nivel de saturación de C de los suelos basado en los procesos físico-químicos que estabilizan o protegen los compuestos orgánicos de los suelos. Algunos autores han comprobado que aportando 2 ó 3 veces más C no sube el contenido de suelos con

altos niveles de C (Campbell *et al.*, 1991). Varias propiedades físicas (p.e.: contenido de limo+arcilla y microagregación) están implicadas en la protección de la materia orgánica frente a los organismos descomponedores, pero esta protección parece estar limitada por la superficie específica reactiva. Faltan datos para una conclusión definitiva y es probable que ésta sea diferente en función de los muchos factores y procesos que influyen, pero la idea de que el contenido de C edáfico tiende a un equilibrio con el medio, y que una vez alcanzado apenas se modifica, parece que sólo es válida cuando se analiza exclusivamente el horizonte superficial y, aún en ese caso, no es totalmente correcta. Efectivamente, para unas condiciones dadas la actividad biológica tiende a alcanzar un equilibrio de modo que se compensen los procesos de ganancia y pérdida de materia orgánica. Sin embargo, en los suelos hay muchas formas de C, con grados muy diferentes de estabilidad, de modo que algunas fracciones son especialmente recalcitrantes y escapan durante largos períodos a la actuación de los procesos bióticos y a la tendencia de oxidación impuestas por la termodinámica o por la actividad metabólica. Estos temas requieren, sin duda, muchos más estudios y los autores principales de los conceptos (Six *et al.*, 2002) señalan que deben hacerse muchos más ensayos, con diferentes repeticiones, de modo que los resultados sean aplicables y repetibles con bajos errores a suelos de diferentes texturas y mineralogía y se trate de medidas baratas y simples.

Para comprobar la existencia e importancia de las diferentes formas de C en los suelos de Galicia se ha procedido a elaborar un procedimiento simplificado que permita diferenciar los siguientes tipos: *C soluble* (Herbert & Bertsch, 1995), *C en la biomasa microbiana* (Vance *et al.*, 1967), *C extraíble con pirofosfato* (Bascomb, 1968), *C oxidable con dicromato en medio ácido* (Walkley & Black) y *C no oxidable* (determinado por diferencia entre el C total por combustión a 1000°C y el C

oxidable. Las formas de C oxidable pueden ser, a su vez fraccionadas por otros procedimientos como la utilización de oxidantes (KMnO4) menos eficientes y diferentes concentraciones de forma similar a lo propuesto por Tirol-Padre y Ladha (2004).

Este procedimiento fue aplicado a algunos suelos de Galicia seleccionados con los siguientes resultados: Las formas de C más lábiles, el C soluble y el C biomasa, representan un pequeño porcentaje del total de C de los suelos, estimándose que normalmente no supera el 3%. Resultados similares han encontrado otros autores para suelos de condiciones templadas. El C extraíble con pirofosfato representa lo que podría denominarse el “C humificado” o “C activo”, formado por diferentes compuestos de C unidos a elementos metálicos e incluso a componentes minerales del suelo. El C oxidable, pero no extraíble con pirofosfato, debe atribuirse a las fracciones que ya han

escapado a la actividad biológica, e incluso a los procesos oxidativos normalmente existentes en los suelos, cuya intensidad en los suelos (Eh: 300-500 mvol, en suelos bien drenados) es muy inferior a la existente en las condiciones del método utilizado para obtener esta fracción (Eh > 1000 mvol.). Finalmente, la diferencia entre el total de C obtenido por combustión y el C oxidable representa, en suelos libres de carbonatos, las formas de C tan recalcitrantes que ni siquiera son oxidadas en condiciones extremadamente forzadas.

Aplicado este método de fraccionamiento a diferentes tipos de suelos de Galicia se ha encontrado que hay importantes variaciones en la distribución de las formas de C según el tipo de suelo e incluso entre tipos de suelos similares (fig. 9), pero en todos los suelos aparecen formas recalcitrantes (C oxidable y C no oxidable) que deben ser consideradas como formas de elevada estabilidad que prácticamente no

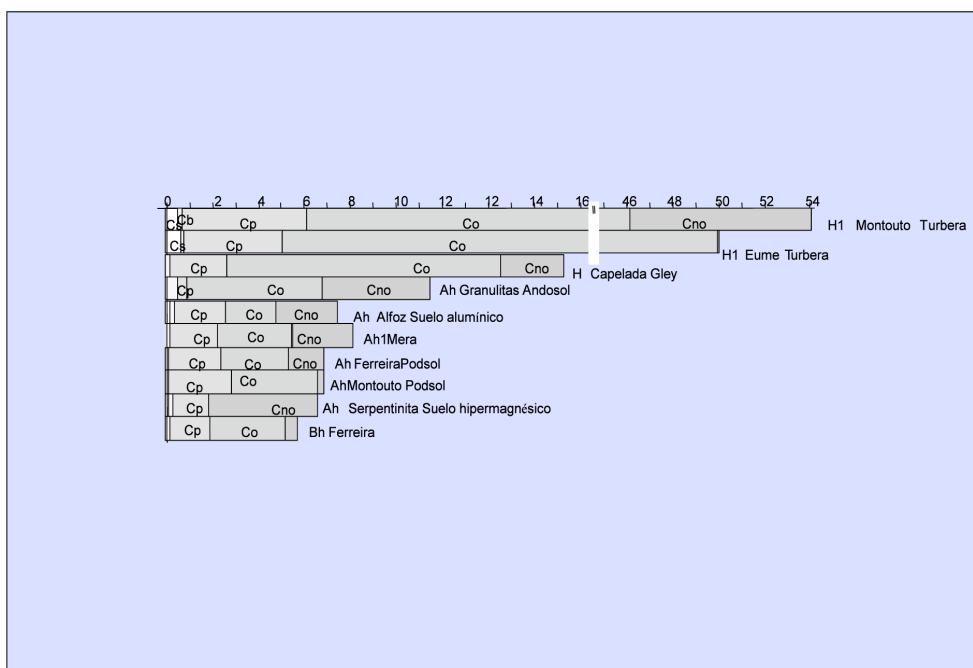


FIGURA 9. Fraccionamiento de C en suelos de Galicia (Cs: C soluble en H₂O; Cb: biomasa microbiana; Cp; C extraíble con K₂Cr₂O₇ en caliente y ácido; Cno: C total. C oxidable (Cno oxidable)).

participan en los procesos bióticos del suelo y que, por tanto, pueden mantenerse estables durante largos periodos de tiempo.

Un estudio más preciso de la composición de estas fracciones es necesario, pero muy probablemente se encuentren en ellas, carbones producidos durante los incendios forestales y macromoléculas muy hidrofóbicas estabilizadas por procesos de polimerización o por su unión con elementos minerales.

Estos datos parecen indicar que hay un enriquecimiento progresivo del suelo en fracciones recalcitrantes, mientras que son las formas más lábiles y quizás las que constituyen el humus activo (asimilables al C extraído con pirofosfato) las que pueden tender a un equilibrio con las condiciones de edafogénesis y uso del suelo. Esta hipótesis parece confirmarse al analizar el contenido de C existente en la parte superficial de los suelos por encima de una profundidad datada, lo que permite determinar un índice aproximado de la velocidad de acumulación de C. Así, en suelos ándicos y aluminicos de Galicia se han encontrado valores de acumulación en torno a 0.5 tC/ha/año para los últimos 1000 años, mientras que la acumulación en suelos turberiformes e hidromorfos en el último período ha sido de unos 0.8 tC/ha/año.

Como consecuencia de estos datos puede deducirse que no sólo hay que tener en cuenta la cantidad de C secuestrado sino también la forma en que lo hace, ya que de ello depende su persistencia en el sumidero edáfico. El estudio de los mecanismos de estabilización de la materia orgánica, tanto la vegetal como la alóctona procedente de residuos, permitiría mejorar este aspecto que depende, por una parte de la propia naturaleza de los compuestos orgánicos que llegan al suelo y, por otra, de la eficiencia de los distintos mecanismos de estabilización. En el primer caso, se sabe que la materia orgánica celulósica (la aportada principalmente en la mayoría de los cultivos) es mucho más lábil (ciclo de vida más corto en el suelo) que la materia orgánica lignificada existente en muchos siste-

mas forestales o de vegetación de matorral. Aún así, también hay algunos cultivos, cuyo uso habría que analizar, que pueden incrementar la cantidad de aportes con materia orgánica originalmente más recalcitrante. En el segundo caso, se están estudiando con mayor intensidad los diferentes mecanismos de estabilización de la materia orgánica que, en términos muy amplios, podríamos dividir en mecanismos físicos o estructurales y mecanismos químicos, en los que los procesos de adsorción a las superficies minerales y la complejación con diferentes elementos metálicos son los más importantes. Sin olvidar que existen condiciones que favorecen la estabilización por ralentización de la actividad metabólica de los microorganismos (ambientes subóxicos, toxicidad, ..) o la inducción y acumulación en el suelo de formas de carbono recalcitrantes (black carbon) como las producidas por procesos pirolíticos, incendios de baja temperatura, etc.

ALTERNATIVAS PARA INCENTIVAR EL SECUESTRO DE CARBONO EN SUELOS Y BIOMASA

Suelos y biomasa interactúan con el compartimento atmosférico con gran intensidad, estimándose que anualmente se mueve entre estos sistemas la décima parte del contenido en forma gaseosa. Por ello, son los sistemas naturales que más rápidamente pueden inducir modificaciones de la concentración de gases de efecto invernadero. De los resultados de este trabajo se deduce que hay determinadas medidas que parecen evidentes en la lucha contra el forzamiento climático, tales como:

1.- *Evitar la erosión.* Cada centímetro de suelo que se pierde representa una elevada emisión de C a la atmósfera. La importancia de las pérdidas por erosión se deduce de la consideración de las toneladas de C almacenadas por ha y centímetro de suelo, que presenta valores muy próximos entre sí (entre 5 y 7 t C ha⁻¹ cm⁻¹) para todos los tipos de suelos, excepto los

cultivados ($2-3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ cm}^{-1}$) y los suelos muy incipientes ($4-6 \text{ t C ha}^{-1} \text{ cm}^{-1}$). Esto vuelve a poner de manifiesto la importancia de conservar, o mejor aún, de favorecer el desarrollo de los suelos. Así, con un valor medio de $6 \text{ t C ha}^{-1} \text{ cm}^{-1}$, un incremento de un centímetro en el espesor de los suelos de Galicia significaría un aumento del C almacenado del orden de 18.10^6 t C . El efecto contrario se produciría con la pérdida por erosión, siendo todavía más acusada cuando el suelo debe reiniciar su evolución desde el material de partida, pues, como se ha visto, los suelos iniciales (Leptosoles y otros suelos de fase somera) tienen un menor contenido de C para el mismo espesor.

2.- *Favorecer y acelerar la formación de suelo*, especialmente en las áreas degradadas previamente por erosión en las que los Leptosoles y los Regosoles de fase somera son dominantes. En este proceso de aceleración de la edafogénesis debe tenerse en cuenta el importante papel de las plantas pioneras y frugales, fácilmente micorrizables y con rizosferas muy extensas y agresivas. Colonizadores como los pinos, abedules, eucalipto, genistas, etc., son las plantas que más rápidamente forman suelo e incorporan materia orgánica.

3.- *Reducir el número e intensidad de los incendios*.

4.- *Reforestar o naturalizar los suelos de cultivo marginales*. Hacia una silvicultura del C.

5.- *Invertir los procesos de pérdida de C que suponen las técnicas de manejo actual del suelo*. Las técnicas agrícolas utilizadas hasta ahora representan el mayor porcentaje de las pérdidas de C de los suelos de Galicia. Así se deduce de la comparación de los datos del stock de C en Andosoles ($300-800 \text{ t C ha}^{-1}$) con los de los suelos ándicos cultivados ($150-300 \text{ t C ha}^{-1}$) o de los Regosoles y Cambisoles de uso

forestal ($200-400 \text{ t C ha}^{-1}$) con de los suelos cultivados en los mismos materiales ($20-50 \text{ t C ha}^{-1}$).

6.- *Incrementar la fertilidad y capacidad productiva de necromasa*, especialmente de las formas de acumulación interna y de materia orgánica de mayor resistencia intrínseca. Hacia una agricultura del C

7.- *Recuperar los suelos degradados o contaminados*. En esta línea de incrementar el contenido de C de los suelos no puede olvidarse el importantísimo papel que tiene la recuperación de los suelos contaminados o degradados que han perdido sus horizontes superficiales. Es el caso de los suelos de minas, canteras, vertederos, áreas industriales y de infraestructuras abandonadas, etc. En estos suelos, si las actuaciones de corrección de los limitantes y de selección de las plantas son adecuadas, se produce un rapidísimo e intenso proceso de acumulación de C, al menos durante las fases iniciales de la restauración. Es el caso de los suelos recuperados en las escombreras de la mina de lignitos de As Pontes en los que ensayos de producción de biomasa con eucalipto (*E. globulus*) plantado en marcos muy densos $1,0 \times 0,5 \text{ m.}$, cortados cada 2-3 años, produjeron una fijación de C de $16 \text{ t C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ para el primer corte, estimándose que en un período de al menos 20 años podría fijarse C en estas condiciones a un ritmo medio de unas $10 \text{ t C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. En las mismas escombreras de la mina, con vegetación de pradera o arborea (*Alnus*,...) se han encontrado incrementos entre 3 y 25 t C ha^{-1} para un período de 10 años (entre 1991 y 2001), siendo la incorporación rápida en los primeros años ($3,5 \text{ tC/ha/año}$ entre 1991 y 1996) y más lenta, pero significativa, en los cinco años posteriores ($0,22 \text{ t C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ entre 1996 y 2001) (Monterroso et al., 2004). Estos datos cobran valor si se tiene en cuenta que la superficie restaurada supera ya las 1000 ha, y serán de cerca de 1400 ha una vez finali-

zadas las obras de restauración y explotación, por lo que considerando una fijación media de al menos 20 t C ha⁻¹ año⁻¹ (entre biomasa y suelo) durante 20 años representaría una absorción de más de 2.000.000 t CO₂). Obviamente, la recuperación de todos los espacios mineros o degradados de Galicia como las canteras de pizarra y granito, las minas de sulfuros metálicos (Touro, Rubián,...), los laterales de las infraestructuras viarias, las áreas urbanas e industriales, etc., representan un considerable potencial de secuestro. En consecuencia, una política de conservación y recuperación de suelos, no sólo una política de mantenimiento de la capacidad actual de secuestro, sino un incremento de la capacidad de sumidero que se estima como mínimo en un 3% del total actual por centímetro de suelo generado.

8.- *Evitar la desecación de los suelos hidromorfos y turberas.* Conservar e incentivar en la medida posible el desarrollo sostenible de Histosoles, Gleysoles, Andosoles y Suelos de carácter cumúlico.

9.- *Incrementar el conocimiento de los mecanismos de estabilización y las formas de C,* especialmente las de mayor estabilidad (Black carbon y otras formas de C difícilmente oxidables o metabolizadas). Aplicar estos mecanismos a la gestión de residuos.

10.- *Incrementar el conocimiento de la distribución cartográfica de los suelos,* así como de la diversidad de factores y procesos, naturales y antrópicos, que influyen en el balance de C.

BIBLIOGRAFÍA

- Almendros, G.; González-Vila, F. J.; Martín, F. (1990). Fire-induced transformation of soil organic matter from an oak forest. An experimental approach to the effects of fire on humic substances. *Soil Sci.*, 149, 158-168.
- Andreux, F. 1996. Humus in world soils. In: "Humic substances in terrestrialecosystems. Ed. Piccolo, A.; Elsevier. Amsterdam.
- Barrow, N. J. (1969). The accumulation of soil organic matter under pasture and its effect on soil properties. *Aust. J. Exper. Agric. Animal Husb.* 9, 437-445.
- Bascomb, C. L. (1968). Distribution of pyrophosphate extractable iron and organic carbon in soils of various groups. *Journal of Soil Science.*, 19, 251-256.
- Blair, G. J.; Lefroy, R.D.B.; Lisle, L. (1995). Soil carbon fractions based on their degree of oxidation, and the development of a carbon management index for agricultural systems. *Australian Journal of Agricultural Research*, 46, 1459-1466.
- Bremer E, Janzen H H and Johnston A M (1994). Sensitivity of total, light and ineralizable organic matter to management practices in a Lethbridge soil. *Can. J. Soil Sci.* 74, 131-138.
- Broadbent, F. E. (1965). Organic matter. In "C. A. Black (ed.). Methods of soil analysis. Agron. Monogr. 9. ASA, CSSA and SSSA, Agron., Madison. WI.
- Calvo de Anta, R.; Macías, F.; Riveiro, A. (1992). Aptitud agronómica de los suelos de la provincia de La Coruña. Imprenta de la Diputación Provincial. La Coruña. 87 pp.
- Carballas, M.; Carballas, T.; Jacquín, F. (1979). Biodegradation and humification of organic matter in humiferous atlantic soils. *I. Biodegradation. An. Edafol. Agrobiol.*, 38, 1699-1717.
- Chesworth, W. (1973). The parent rock effect in the genesis of soils. *Geoderma.* 10, 215-225.
- Chesworth, W. (1973). The resydua system of chemical weathering: a model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the earth. *J. Soil Sci.*, 24,

- 69-81.
- Duchaufour, Ph. (1977). *Pédologie. 1. Pédogénèse et classification*. Masson. Paris.
- Ellert, B. H.; Gregorich, e. G. 1995. Management-Induced changes in the actively cycling fractions of soil organic matter. In "McFee, W. And Kelly, J. M (eds.)" Carbon forms and function in forest soils. *Soil Science of America, Inc.*, Madison, 119-138
- Eswaran, H.E.; Van den Berg, P.; Reich, P.; Kimble, J. 1995. Global Soil Carbon Resources. In Lal, R.; Kimble, J.; Follet, R.F.; Stewart, B., (eds). *Soils and Global Change CRC Press*. Boca Raton, FL, 27-43.
- FAO-Unesco. (1990). Mapa mundial de suelos. Leyenda revisada. Informe sobre Recursos Mundiales de Suelos N° 60. Roma.
- Feller C and Beare M H (1997) Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma* 79, 69–116.
- Feller C, Albrecht A and Tessier C (1997) Aggregation and organic matter storage in kaolinitic and smectitic tropical soils. In Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils. Eds. M R Carter and B A Stewart. pp 309–359. *CRC Press*, Boca Raton,
- Fisher, R. F. (1995). Soil organic matter: Clue or Conundrum. In "McFee, W. And Kelly, J. M (eds.)" Carbon forms and function in forest soils. *Soil Science of America, Inc.*, Madison. 1-11.
- Ghani, A.; Dexter, M. Perrot, K. W. (2003). Hot-water extractable carbon in soils: a sensitive measurement for determining impacts of fertilisation, grazing and cultivation. *Soil Biology and Biochemistry*, 35, 655-665.
- Glaser, B.; Balashov, E.; Haumaier, L. Guggenberger, G. & Zechm W. 2000. Black carbon in density fractions of anthropogenic soils of the Brazilian Amazon region. *Org. Geochem.* 31, 669-678.
- Glaser, B.; Lehman, J.; & Zech, W. (2002). Ameliorating physical and chemical properties of highly weathered soils in the tropics with charcoal: a review. *Biol. Fert. Soils* 35: 219-230.
- Goldberg, E. D. 1985. Black carbon in the environment. New York, NY; *John Wiley & Sons*.
- González, J. A.; González-Vila, F. J.; Polvillo, O.; Almendros, H. Knicker, A. 2004. A first approach to the estimation of black carbon production by forest fires in Andalusian Mediterranean forest. *Edafología* 11(2), 219-228.
- Griffith, S.M.; & Schnitzer, M. 1989. Oxidative degradation of soil humic substances. In: "Humic substances II- In Search of Structure (ed. M.H. B. Hayes; P. MacCarthy, R.L. Malcolm and R.S, Swift), pp. 69-98. *Wiley*, Chichester.
- Gutián, F.; Carbllas, T. (1968). Suelos de la Zona Húmeda Española. 3. Ranker atlántico. *An. Edafol. Agrobiol.* 27, 747-781.
- Hansmeyer, T. L.; Linden, D.R.; Allan, D. L.; Huggins, D. R.(1998). Determining Carbon Dynamics under No-Till, Ridge-Till, Chisel, and Moldboard Tillage Systems within a Corn and Soybean Cropping Sequence. In: Lal, R.; Kimble, J.M.; Follet, R.F.; Stewart, B. A. (eds). Management of carbon sequestration in soil. *CRC Press*; 93-98.
- Haumaier L., Zech W. (1995): Black carbon—possible source of highly aromatic components of soil humic acids. *Org. Geochem.* 23, 191–196.
- Herbert, B. E.; Bertsch, P. M. (1995). Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solution: A review. In "McFee, W. And Kelly, J. M (eds.)" Carbon forms and function in forest soils. *Soil Science of America, Inc.*, Madison. 63-88
- Huguet del Villar, E. (1938). Suelos de la Península Luso-Ibérica.

- Ilsley, W.H.; Zingano, R.A.; Zoeller, J. H. 1986. The reactivity of ruthenium tetroxide towards aromatic and etheric functionalities in simple organic compounds. *Fuel*, 65, 1216-1220.
- Jenny, H. (1941). Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology. *Mc Graw-Hill*. London.
- Kimble, J.M.; Lal, R.; y Follet, R.F. 2002.- Agricultural Practices and Policies for Carbon Sequestration in Soil. *Lewis Publishers*.
- Kuhlbusch, T.A.J. (1998). Black carbon and the carbon cycle. *Science*, 280, 1903-1904
- Lal, R.; Kimble, J.; Follet, R. F. (1998). Pedospheric processes and the carbon cycle. In: Lal, R.; Kimble, J.; Follet, R.F.; Stewart, B., (eds). *Pedospheric Processes and the Carbon Cycle.*, CRC Press LLC, 1-8.
- Lal, R. 2000.- World cropland soils as a source or sink for atmospheric carbon. *Adv. Agron.*, 71: 145-191.
- Lal, R. et al. 2001.- Soil Carbon Sequestration and the Greenhouse Effect. *SSSA Special Publication Number 57*
- Lehmann, J.; da Silva Jr J.P.; Steiner, C. Et al., 2003. Nutrient availability and leaching in an archaeological anthrosol and a ferralsol of the Central Amazon basin: fertilizer, manure and charcoal amendments. *Plant and Soil* 249: 343-357.
- Loginow, W.; Wisniewski, W.; Gonet, S. S.; Ciescinska, B. (1987). Fractionation of organic carbon based on susceptibility to oxidation. *Polish Journal of Soil Science*, 20, 47-52.
- Macías, F.; Calvo de Anta, R.; García Paz, C.; García-Rodeja, E.; Silva, B. 1982. El material original: su formación e influencia en las propiedades de los suelos de Galicia. *An. Edaf. Agrobiol.*, 41: 1747-1786.
- Macías, F.; García, C.; Silva, B.; García-Rodeja, E.; Taboada, T. 1988. Micromorfología y génesis de podsoles y suelos podsólicos. *An. Edaf. Agrobiol.*, XLVII, 1-2: 431-464.
- Macías, F. y Calvo de Anta, R. 1992.- Caractérisation pédogéochimique des sols de la Galice en relation avec la diversification lithologique. Mise en évidence d'un milieu de transition entre les domaines tempérés et subtropicaux humides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t 315, Série II, 1803-1810.
- Macías, F.; Chesworth, W. 1992. Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents. In: "Weathering, Soils and Paleosols". Ed. Martini & Chesworth. *Elsevier*. Holanda. Chap. 12, 283-306.
- Macías, F. y Calvo de Anta, R. 1996.- Mapa de Suelos de Galicia. Escala 1:500.000. En: "Atlas de Galicia. Los suelos". Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, 173-217.
- Macías, F. et al. 1999.- Informe final del proyecto "Procesos de fijación de carbono en sistemas superficiales del Noroeste de España: Elaboración de estrategias de reducción de CO₂ atmosférico a través del suelo y la biomasa". CICYT.
- Macías, F.; Rodríguez-Lado, L. 2002. Primera aproximación al cálculo de los sumideros de Carbono en sistemas forestales de Galicia de acuerdo con el Protocolo de Kioto. Informe final del Proyecto "Evaluación de la capacidad de los suelos y biomasa de zonas agrícolas y forestales de Galicia como sumideros de carbono: Propuestas de incentivación. XUNTA DE GALICIA.
- Magdoff, F. (1987) Soil organic Matter Fractions and Implications for interpreting Organic Matter Tests. . In "SSSA (1987). Soil organic matter: Analysis and Interpretation. *SSSA Special Publication* N° 46. Madison, 11-20.
- Martinez Cortizas, A. (1987). Zonas agroecológicas de Galicia: Zonas climáticas

- FAO. *An. Edaf. Agrobiología*. 46: 521-538.
- Martínez Cortizas, A. García-Rodeja, E. (2001). Turberas de montaña de Galicia. *Xunta de Galicia*. Colección Técnica de Medio Ambiente. Santiago de Compostela.
- Martínez Cortizas, A. (2004). Comunicación personal.
- Maximov, O.B.; Shvets, T.V.; Elkin, Y.N.; 1977. On permanganate oxidation of humic acids. *Geoderma*, 19, 63-78.
- Monterroso, C.; Gil, A.; Pérez Varela, S.; Macías, F. (2004). Restauración de suelos de mina: contribución a la fijación de carbono en el ecosistema terrestre. *Edafología*. 11 (2), 135-149.
- Mücher, H. J.; Carballas, T.; Guitián, F.; Jungerius, P. D.; Kroonenberg, S. B.; Villar, M. C. (1972). Micromorphological analysis of effects of alternating phases of landscape stability and instability on two soil profiles in Galicia, Nw. Spain. *Geoderma*, 8, 241-266.
- Oades, J. M. (1989).-An introduction to organic matter in mineral soils. In: "Minerals in Soil Environments". *SSSA Book Series*; 1, 89-159.
- Parsson, J.W. 1989. Hydrolytic degradations of humic substances. In: "Humic substances II- In Search of Structure (ed. M.H. B. Hayes; P. MacCarthy, R.L. Malcolm and R.S. Swift), pp. 99-120. Wiley, Chichester
- Parkyn, L.; Stoneman, R. E.; Ingram, H. A. P. (1997). *Conserving Peatlands*. CAB International. Wallingford. UK.
- Pedro, G. (1979). Caractérisation générale des processus d'altération hydrolitique. *Sci. Sol*, 98-105.
- Pedro, G.; Sieffermann, G. (1979). Weathering of rocks and formation of soils. In: F. R. Siegel (ed.) *Review of Research of Modern Problems in Geochemistry*. UNESCO. Paris.
- Petersen, L. (1978). Solubility interactions between iron, aluminum and soil organic matter Turing podzolization. 11th Congr. Intern. *Soil Sci.*, 19-27. Edmonton. Canada.
- Pontevedra, X.; Martínez Cortizas, A.; Buurman, P. 2004. Las turberas de montaña de Galicia como sumidero de Carbono. *Edafología*, 11 (3), 47-59.
- Puga, M.; Macías, F.; Guitián, F. (1978). Pedological and geomorphological cycles in a catena of Galicia (NW Spain). *Catena*, 5, 375-387.
- Ridley A M, Helyar K R and Slattery W J (1990) Soil acidification under subterranean clover (*Trifolium subterraneum* L.) pastures in North-Eastern Victoria. *Aust. J. Exper. Agric.* 30, 195-201.
- Ruhe, R. V.; Walker, P. H. (1968). Hillslope models and soil formation. I. Open systems. *9th International Congress of Soil Science*. Transactions. Adelaide (Australia) IV, 551-560.
- Russell, J S (1960) Soil fertility changes in the long term experimental plots at Kybybolite, South Australia. I. Changes in pH, total nitrogen, organic carbon and bulk density. *Aust. J. Agr. Res.* 11, 902-926
- Schmith M.W.I.; Noack, A.G. 2000. Black carbon in soils and sediments: analysis, distribution, implications, and current challenges. *Global Biogeochem Cycles* 14:777-794.
- Silva, A.; Vidal, P.; Macías, F.; Saadi, A. 2002. Relações entre solos e paisagens no sul de Minas Gerais. Sao Paulo. *Geociências*, 21, 97-111.
- Six, J.; Conant, R.T.; Paul, E.A.; Paustian, K. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* 241, 155-176.
- Smith, P.; Powlson, D. S.; Glendinning, M.; Smith, J.U. (1998). Opportunities and limitations for C sequestration in European

- Agricultural Soils Through Changes in Management. In: Lal, R.; Kimble, J.M.; Follet, R.F.; Stewart, B. A. (eds). Management of carbon sequestration in soil. *CRC Press*. 143-152.
- Sombroek, W.; Ruivo, M. L.; Fearnside, P.M. et al., (2003). Amazonian Dark Earths as carbon stores and sinks. In: Lehman J.; Kern, D.C.; Glaser, B. & Woods, W.I. (eds). Amazonian Dark Earths: Origin, properties, management. Dordrecht, Netherlands: *Kluwer Academic Publishers*.
- SSSA (1987). Soil organic matter: Analysis and Interpretation. *SSSA Special Publication* N° 46. Madison.
- Stevenson, F. J. 1994. Humus Chemistry. Genesis, Composition, Reactions. *John Wiley & Sons*. Second Edition. New York
- Tabatabai M. A. (1987). Soil organic matter testing: An Overview. In "SSSA (1987). Soil organic matter: Analysis and Interpretation. *SSSA Special Publication* N° 46. Madison, 1-10.
- Tirol-Padre, A. & Ladha, J. K. 2004. Assessing the reliability of permanganate-oxidizable carbon as an index of soil labile carbon. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 969-978.
- Vance, E. D.; Brookes, P. C.; Jenkinson, D. S. (1987). An extraction method for measuring soil microbial biomass. C. *Soil Biology and Biochemistry*, 19, 703-707.
- Verde, R.; Camps Arbestain, M.; Macías, F. (2004). Efecto de las prácticas agrícola sobre la estabilidad de los complejos organoaluminicos en suelos ándicos de Galicia. *Edafología* 11(3), 319-328