



ACADEMIA DE FARMACIA DE GALICIA

DISCURSO DE INGRESO

# La materia orgánica del suelo y el cambio climático global

Ilma. Sra. Prof. Dra. Dña. M<sup>a</sup> TARSY CARBALLAS FERNÁNDEZ

DISCURSO DE PRESENTACIÓN

Excmo. Sr. Prof. Dr. D. FRANCISCO DÍAZ-FIERROS VIQUEIRA

Santiago de Compostela, Mayo de 2004

**Imprime**  
Imprenta Universitaria  
Pavillón de Servicios  
Campus universitario sur

**Depósito Legal: C-1117/2004**

## ÍNDICE

INTRODUCCIÓN .....	7
LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO Y EL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL .....	11
EL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL .....	12
Repercusión del cambio climático sobre la agricultura y los ecosistemas .....	20
Cómo mitigar los efectos del cambio climático .....	21
Ciclo del carbono .....	22
LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO .....	27
Composición y estructura .....	27
Origen y formación de las sustancias húmicas .....	29
Componentes biológicos de la materia orgánica .....	33
Procesos de mineralización, humificación y agregación .....	36
Proceso de intercambio iónico .....	40
Contenido de materia orgánica en los suelos .....	41
EL SECUESTRO DE C EN LOS SUELOS COMO MITIGACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO .....	43
Identificación de los suelos con elevado potencial de secuestro de C .....	50
Capacidad de secuestro de C de los ecosistemas en función de su gestión ...	51
Humedales .....	53
Bosques .....	54
Praderas .....	58
Cultivos .....	59
ALGUNAS REFLEXIONES A MODO DE CONCLUSIÓN .....	67
BIBLIOGRAFÍA .....	69
DISCURSO DE CONTESTACIÓN .....	77



Excmo. Sr. Presidente,  
Excmas. autoridades,  
Excmos. e Ilmos. Sres. Académicos,  
Señoras y Señores,

Antes de proceder a la lectura del discurso preceptivo para la toma de posesión como Académico Numerario de la Academia de Farmacia de Galicia, deseo agradecer al Presidente y demás Académicos, el honor que me han hecho al elegirme miembro de esta ilustre Academia, posiblemente como reconocimiento a mis más de 40 años de dedicación a la investigación. Me siento como si hubieran querido poner un broche de oro, quizás inmerecido pero agradable, a mi carrera científica. Hoy, en cierta manera, se abre con este nombramiento otra etapa diferente de mi vida. Será un placer para mi trabajar al lado de tan Ilustres Académicos por el éxito de las actividades de esta Institución.

Antes de continuar, permítanme que les lea el comienzo de un poema de John Donne, poeta inglés del siglo XVI,

*Ningún hombre es una isla por si mismo;  
cada hombre es un trozo del continente,  
una parte esencial del mismo;  
si un trozo de tierra desaparece en el mar,  
Europa se reduce,  
igual que si a una península la llevara el mar,  
como si una gran casa se hundiera en el mar,  
como si tu pequeña propiedad se hundiera en el mar;*

*la muerte de un hombre me disminuye,  
porque soy una parte integrante de la humanidad,*

.....

Y precisamente porque me siento identificada con él, porque sé que nada es posible sin el concurso de otros porque formo parte de un todo, mi agradecimiento ha de extenderse a muchas otras personas. Porque si hoy me encuentro en esta tribuna es porque a lo largo de mi vida he contado con el apoyo y las enseñanzas de numerosísimas personas.

En primer lugar debo agradecer a mis padres el empeño en que sus cuatro hijos estudiaran una carrera universitaria, señalándonos el camino que deseaban que siguiéramos, así como su ejemplo de honradez y amor al trabajo. Y quiero dedicar un entrañable recuerdo a la memoria de mi padre y mis dos hermanos, que aunque ya no se encuentran entre nosotros, sé que serían enormemente felices en este acto. Y agradecer al resto de mi familia, particularmente a mi madre, mi hermana, mi cuñado y mis sobrinos, su siempre decidido apoyo y su enorme cariño, así como su presencia en este acto.

Tampoco hubiera llegado a Académico si no hubiera recibido las enseñanzas, orientaciones, consejos y ayuda, desde mis dos maestras en la escuela de mi pueblo natal, Taboada, y mis profesores de bachillerato del Instituto de Lugo, hasta los de las Facultades de Farmacia y Químicas de la Universidad de Santiago de Compostela.

Es mi deber, y deseo destacar al Profesor Francisco Guitián Ojea, Catedrático de Edafología de la Universidad de Santiago, que me introdujo en el método científico y que fue mi maestro en el campo de la Edafología y en otras muchas materias, y recordar aquí los inolvidables días en los cuales recorrimos la zona húmeda del norte de España para hacer el mapa edafológico. Él, junto con el Profesor Philippe Duchaufour, Catedrático de la Universidad de Nancy (Francia) y Director del Centre de Pédologie Biologique del C.N.R.S., mi otro maestro, recientemente fallecido, han sido mis dos polos de orientación que han marcado mi vida científica en las dos primeras etapas de mi carrera investigadora: el Profesor Guitián, en la que yo llamo la etapa de la Edafología en Galicia y el Profesor Duchaufour en la que llamo etapa francesa por mis frecuentes y largas estancias en Nancy. El profesor Duchaufour, con su magistral interpretación de la Edafología, no solo abrió nuevos mundos en la por entonces "mente en formación", sino que además me animó a realizar las versiones en español de sus prestigiosos libros de Edafología.

En la tercera etapa, que inicio cuando el profesor Guitián se traslada definitivamente del Instituto de Investigaciones Agrobiológicas de Galicia del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) a la Universidad de Santiago, debo comenzar por formar un nuevo grupo de trabajo, que se consolida con la creación del Departamento de Bioquímica del Suelo. Tuve la enorme suerte de reunir a mi alrededor a personas de extraordinaria formación académica y científica dotadas de una enorme capacidad de trabajo, y juntos formamos un gran equipo, diversificado en las especialidades pero coherente, lo que nos permitió desarrollar una gran cantidad de proyectos de investigación y tareas paralelas de

formación, con mucha ilusión, con eficacia y en profundidad. Fue una de las experiencias más interesantes de mi vida, a la que debo muchos recuerdos agradables. Y es a todos los que fueron mis colaboradores y hoy son mis compañeros, bien que siempre amigos, a los que debo ahora agradecer su ayuda, sus enseñanzas, su buen hacer, su buen humor, su espíritu de equipo y dedicarles este homenaje que estoy recibiendo aquí pues soy consciente de que precisamente sin ellos tampoco hoy estaría en esta tribuna. Debo recordar también a mis más fieles amigas, aquellas cuya amistad se remonta a los tiempos felices de estudiantes de la Universidad y no ha sufrido ni una fisura desde entonces, para agradecerles su aliento, su apoyo y también su paciencia y, sobre todo, su cariño, gracias a todo lo cual he podido recorrer con mas facilidad el camino de mi vida.

Mi primera carrera universitaria se desarrolló en la Facultad de Farmacia de Santiago de Compostela, en donde inicié también el Doctorado e incluso fui Profesor Adjunto Interino de Bioquímica por un breve periodo de tiempo. En ella se inició también mi carrera científica al lado del Profesor Manuel Muñoz Taboada, Catedrático de Geología Aplicada y Edafología y también Director del actual Instituto de Investigaciones Agrobiológicas de Galicia, por lo que pronto tuve que trasladarme al actual edificio de este Centro en el Campus Sur, y aquí seguí mi carrera investigadora, desde el año 1959 hasta la actualidad, con cortas incursiones en la docencia en la Universidad de Santiago. Persisten, sin embargo, con nostalgia, a través del tiempo, los buenos recuerdos del periodo de estudiante y del breve periodo de doctorando, pasados en el emblemático Palacio de Fonseca. Hasta que el Prof. Guitián dejó definitivamente su Sección del CSIC, el Departamento de Edafología de la Facultad de Farmacia y la Sección de Corrección de Suelos del Instituto formaron un todo, sin diferenciación entre el personal de la Universidad y del CSIC, y juntos llevamos a cabo multitud de proyectos. Relaciones científicas y de amistad de aquellos tiempos se mantienen actualmente. Por todo ello, he sentido un gran placer al ser propuesta Académico Numerario de la Academia de Farmacia, placer que ha aumentado al saber que el Académico designado para contestar a este discurso era el Dr. Francisco Díaz-Fierros Viqueira, Catedrático de Edafología y Química Agrícola, con el que he compartido, a pesar de la diferencia de edad, laboratorios, proyectos, escaladas por los Pirineos para realizar el mapa de suelos, éxitos, alegrías y penas, porque nuestra amistad y nuestra relación científica han resistido el paso del tiempo. Deseo agradecer al Presidente de la Academia esta designación y al Dr. Díaz-Fierros el haberla aceptado.

El CSIC me acogió primero como becaria y luego ya como investigadora profesional, en el Instituto de Investigaciones Agrobiológicas de Galicia, en el que fui ascendiendo las distintas escalas de la carrera hasta llegar a Profesora de Investigación. También ocupé puestos de responsabilidad de gestión, para lo que no fue ningún obstáculo mi condición de mujer. He gozado también de libertad para desarrollar la investigación que en cada momento juzgué necesaria, tanto a nivel comunitario, como nacional o internacional. Me he sentido muy a gusto y muy feliz (los malos momentos, que también los hubo, quedan relegados en el olvido) en el entorno del CSIC y de mi Centro de trabajo. Y por todo ello, deseo dedicar un agradecido recuerdo a todos los que a lo largo de mi dilatada vida científica en esta Institución, desde Presidentes del CSIC a investigadores, técnicos, administrativos o personal de apoyo, han sido comprensivos con mis errores o exagerados exaltadores de mis virtudes.

A otras muchas personas, también amigas, compañeras entrañables de alguna etapa de mi discurrir por las Universidades gallegas, por el CSIC o simplemente por cualquier pueblo o ciudad, y que hoy me honran con su presencia en este acto, les agradezco que hayan dejado sus tareas para compartir conmigo este momento tan emocionante de mi vida.

Gracias a todos.



## LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO Y EL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL

Dudarlo todo o creerlo todo  
son dos soluciones igualmente cómodas  
porque tanto la una como la otra  
nos dispensan de reflexionar.

Henri Poincaré (1854-1912)  
*La Science et l'Hypothèse*

Resolución sobre

### El Aumento Global de la Materia Orgánica del Suelo

Teniendo en cuenta:

- que el aumento de materia orgánica del suelo reduce el aumento neto de gases invernadero, aumenta la productividad vegetal y mejora la calidad del medio ambiente,
- que la materia orgánica del suelo es un componente clave en el ciclo de los nutrientes para la producción de las cosechas y la calidad medioambiental, y es un factor determinante de las características físicas, químicas y biológicas del suelo,
- que nuestros suelos, junto con el agua, el aire y el sol son los principales recursos que sostienen nuestro suministro de alimentos y los ecosistemas terrestres, y
- que el cambio climático global, la seguridad alimentaria y la calidad medioambiental son problemas inter-relacionados, importantes para todas las naciones y para nuestro planeta, y estos pueden ser favorable y simultáneamente tratados mediante el aumento global de la materia orgánica de los suelos,

**La *International Union of Soil Sciences* acuerda que la materia orgánica del suelo es un recurso que debe de ser restaurado e incrementado globalmente para reducir el aumento neto de gases invernadero, para incrementar la productividad vegetal y para mejorar la calidad del medio ambiente.**

17th World Congress of Soil Science of the International Union of Soil Sciences, Bangkok, Tailandia, 2002<sup>1</sup>

El Acuerdo tomado por la *International Union of Soil Sciences*, que reconoce la trascendental importancia de la materia orgánica del suelo en la resolución o atenuación de tres problemas que el mundo tiene planteados y que debe resolver en un futuro más cercano que lejano, a saber: el hambre de buena parte de la humanidad, el deterioro acelerado del medio ambiente y el cambio climático global, junto con una razón más personal, cual es el tiempo que a lo largo de mi carrera científica he dedicado al estudio de este componente del suelo, fue lo que me indujo a elegir este tema, **La materia orgánica del suelo y el cambio climático global**, para el discurso de entrada en esta Academia, seleccionando la relación de la materia orgánica del suelo con el cambio climático por su mayor novedad ya que el papel que juega la materia orgánica del suelo en la producción de alimentos y en la conservación o mejora del medio ambiente es bien conocido.

Comenzaré desarrollando los conocimientos más actuales sobre el cambio climático global, esbozando las medidas que se proponen para su mitigación, dando entrada así a la materia orgánica del suelo, analizaré luego la naturaleza, composición, estructura y formación de la materia orgánica del suelo, así como las principales propiedades o funciones de la misma relacionadas con el cambio climático, para terminar indicando el papel que este componente del suelo desempeña en el cambio climático global y el que puede jugar o se espera que desempeñe en su atenuación.

## EL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL

El cambio climático global es definido por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático\* como el «cambio de clima atribuido a cambios internos del sistema clima o a cambios externos, bien por causas naturales o debidas a la actividad humana»<sup>2</sup>. Su causa, el aumento desmedido de la concentración de los denominados gases de efecto invernadero en la atmósfera, principalmente desde el comienzo de la Revolución Industrial, hacia 1750. Estos gases de efecto invernadero «que absorben la radiación infrarroja emitida por la superficie de la Tierra, producen el denominado efecto invernadero, análogo al de una tapadera térmica que absorbe energía y produce un calentamiento, al impedir la disipación del calor de nuestro planeta al espacio»,<sup>3</sup> de forma análoga a lo que

---

\* El Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) fue creado en 1988 por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA).

se produce en un invernadero. Es quizás conveniente indicar que el efecto invernadero es un proceso natural que influye en el calentamiento de la Tierra por la radiación del Sol, gracias al cual la temperatura media global de la superficie de la Tierra se estabilizó en 15 °C y no en -18 °C, como ocurriría si no existiera este proceso<sup>4,5</sup>. En condiciones naturales, de la radiación que emite el Sol con flujo constante\*, parte de la radiación ultravioleta ( $\lambda < 0,38 \mu\text{m}$ ; 6,4 % del flujo) es absorbida por la capa de ozono estratosférico, que actúa como un filtro; otro tanto ocurre con parte de la radiación visible ( $\lambda \approx 0,38\text{-}0,78 \mu\text{m}$ ; 48 % del flujo), que es absorbida por el vapor de agua y transmitida como radiación difusa y el resto de ambas radiaciones, junto con la mitad de la radiación infrarroja ( $\lambda > 0,78 \mu\text{m}$ ; 45,6 % del flujo), atraviesa la atmósfera, que es transparente a estas radiaciones, y llega a la superficie de la Tierra, siendo distribuida por la circulación aérea y oceánica. La tercera parte de esta radiación se refleja en la superficie terrestre y es devuelta al espacio, y la restante es absorbida por la superficie de la Tierra y es la principal fuente de energía para todos los procesos que ocurren en la Tierra. Esta se calienta y se convierte, a su vez, en emisor de una radiación con una longitud de onda más larga ( $\lambda \approx 4\text{-}100 \mu\text{m}$ ) y una temperatura de emisión muy baja, por lo cual al encontrarse con la capa de gases de efecto invernadero la atmósfera se hace opaca para esta radiación y esta no es capaz de atravesarla. Parte de esta radiación es absorbida por los gases de efecto invernadero, que se calientan y emiten, a su vez, radiación infrarroja que llega a la superficie de la Tierra, la calienta y vuelve a emitir parte de ella y así sucesivamente\*\*. Este ciclo, que en condiciones naturales se ha repetido continuamente hasta alcanzar un equilibrio dinámico, fue el que reguló el calentamiento de la superficie de la Tierra hasta alcanzar el equilibrio correspondiente a los 15 °C de temperatura. El aumento desproporcionado de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera, debido a las emisiones de origen antrópico, refuerza el efecto invernadero natural e impide la disipación del calor al espacio, provocando un calentamiento de la Tierra, al devolver a su superficie mayor cantidad de energía calorífica, lo que, previsiblemente, va a producir cambios climáticos significativos. Entre los gases de efecto invernadero relacionados con la materia orgánica del suelo se encuentran, por orden creciente de potencial efecto invernadero, el óxido nitroso (NO<sub>2</sub>), responsable del 5 %, aproximadamente, del efecto, el metano (CH<sub>4</sub>), responsable de cerca del 20 % del efecto, y, sobre todo, el dióxido de carbono

---

\* Con un flujo energético medio de unos 1.353 W m<sup>-2</sup> cuando alcanza el borde exterior de la atmósfera terrestre<sup>3</sup>.

\*\* Cline calculó que de los 420 W m<sup>-2</sup> de radiación infrarroja emitida por la Tierra, 180 W m<sup>-2</sup> son devueltos por efecto de la intensificación radiante, equivalente al efecto invernadero<sup>3</sup>.

(CO<sub>2</sub>) que, aunque se encuentra en una pequeña proporción en la composición del aire, absorbe con gran intensidad la radiación infrarroja emitida por la Tierra, siendo responsable del 70 %, aproximadamente, del efecto invernadero<sup>3-4-5</sup>.

Aunque el clima ha sufrido grandes variaciones a lo largo de millones de años debido a factores no conocidos en su totalidad pero entre los que sin duda se encuentran las variaciones en la intensidad de la radiación solar y en la órbita de la Tierra<sup>5</sup>, variaciones conocidas por los científicos, estos empezaron a preocuparse al observar el aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero como consecuencia de actividades humanas, por sus posibles efectos sobre el sistema climático<sup>6</sup>.

Así, en 1896, Arrhenius<sup>3-4</sup>, Premio Nóbel de Química en 1903, publica un artículo alertando del peligro que se cernía sobre nuestro planeta, al afirmar, refiriéndose al CO<sub>2</sub> producido cuando se quemaba carbón en las máquinas de vapor, que si el hombre seguía lanzando toneladas de CO<sub>2</sub> a la atmósfera, la temperatura media del planeta crecería hasta límites que causarían graves daños a los seres vivos, aumentaría la pluviosidad, las cosechas se perderían y el nivel de los océanos subiría hasta un nivel que inundaría las poblaciones costeras. Sin embargo, su advertencia y la de otros científicos que le siguieron, parecieron caer en saco roto, porque probablemente era mayor el miedo de los Gobiernos, y de la propia sociedad, a frenar el desarrollo y el bienestar de sus pueblos que al hipotético cambio de temperatura de la Tierra.

Casi un siglo más tarde, la alarma es dada por científicos y expertos de todo el mundo, así como por los movimientos ecologistas, en diversas conferencias internacionales, tales como la Primera Conferencia Internacional sobre el Clima, en la que se consideraba, a nivel global, como un problema grave el cambio climático, o la de Toronto de 1988, en la que se plantea por primera vez la reducción de emisiones de CO<sub>2</sub> de un 20 % en el año 2005, y otras<sup>6</sup>. En 1990, el Primer Informe de Evaluación, elaborado por el IPCC<sup>7</sup>, en el que se afirmaba que «la emisión de gases de efecto invernadero producidos por actividades antropogénicas eran la causa fundamental de los fenómenos que conducían al cambio climático», representó el reconocimiento internacional del problema del cambio climático y movió a Naciones Unidas a crear la Convención Marco de Naciones Unidas sobre Cambio Climático, encargada de elaborar un Convenio Marco sobre Cambio climático, que fue aprobado en 1992 en la «Cumbre de la Tierra» de Río de Janeiro, por 155 Estados, y entró en vigor en 1994. En este Convenio se reconocía plenamente el riesgo que el cambio climático podía ejercer sobre la Tierra y los seres vivos, y se establecía como gran objetivo «lograr la

estabilización de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a un nivel que impida interferencias antropógenas peligrosas en el sistema climático», añadiendo que «ese nivel debería lograrse en un plazo suficiente para permitir que los ecosistemas se adapten naturalmente al cambio climático, asegurar que la producción de alimentos no se vea amenazada y permitir que el desarrollo económico prosiga de manera sostenible». Para alcanzar el objetivo propuesto se establecieron unos principios que debían de ser tenidos en cuenta por las Partes en sus acciones, y una serie de compromisos generales para todas las Partes y otros específicos para los países desarrollados. Entre los compromisos generales conviene destacar por su trascendencia la elaboración periódica de los inventarios de las emisiones de gases de efecto invernadero y entre las específicas la adopción de medidas para la limitación de la emisión de dichos gases<sup>6</sup>. Sin embargo, los resultados no fueron los esperados ya que sólo de forma ambigua se comprometía a los países industrializados a reducir sus emisiones de CO<sub>2</sub> y a realizar reforestaciones para volver en el 2000 a los niveles de emisión de 1990<sup>4</sup>. Conscientes de esta ambigüedad, en la Primera Conferencia de las Partes del Convenio, celebrada en Berlín en 1995, se adoptó el llamado «Mandato de Berlín» para abrir un proceso de negociación de un Protocolo de obligaciones concretas de disminución de la emisión de gases de efecto invernadero a la atmósfera para después del año 2000<sup>6</sup>.

De gran trascendencia fue el Segundo Informe de Evaluación elaborado por el IPCC en 1995<sup>8</sup>, que fue analizado y claramente respaldado en la Segunda Conferencia de las Partes, celebrada en Ginebra en 1996, ante el ataque de que fue objeto el Informe por las multinacionales del petróleo y del carbón, OPEP y Rusia, ante la afirmación del IPCC de que «la consideración de las pruebas sugiere una influencia humana perceptible en el clima mundial»<sup>6</sup>.

Todas las negociaciones que se venían realizando desde el Mandato de Berlín, culminaron en 1997 con la adopción del denominado Protocolo de Kioto en la Tercera Conferencia de las Partes del Convenio Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio climático, celebrada en Kioto, en el que entre otras resoluciones sólo 38 países desarrollados y la Comunidad Europea se comprometieron a mantener sus emisiones de seis gases de efecto invernadero, entre ellos CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y NO<sub>2</sub>, durante un periodo de cinco años (2008 al 2012) por debajo de un nivel dado, expresado en un porcentaje del nivel de emisión en 1990, año de referencia, estableciéndose que antes del 2005 se iniciarían negociaciones para la limitación de emisiones en el periodo 2013-2017. La UE en su conjunto asumió un 8 % de reducción, EEUU un 7 %, Japón y Canadá un 6 %, Rusia y Nueva Zelanda el mismo nivel del año

base, Australia, sorprendentemente, consiguió un aumento del 8 %, etc. En el Protocolo se establecen elementos de flexibilidad, entre ellos el comercio de derechos de emisión por parte de los países desarrollados, que pueden transferir parte de su cuota de emisión a otra de las Partes o comprarla, para reducir o aumentar, respectivamente, su cuota de emisión en la misma cantidad transferida o adquirida. Esta decisión fue muy polémica. El protocolo no ha entrado todavía en vigor porque para ello es necesario que lo ratifiquen al menos 55 Partes<sup>6</sup>. Fue en esta Conferencia donde se habló por primera vez de «secuestro de C», refiriéndose a tecnologías o habitats naturales capaces de atrapar el CO<sub>2</sub> emitido a la atmósfera, considerando la reforestación y el uso de nuevas tierras para el cultivo como «sumideros de CO<sub>2</sub>»<sup>4</sup>.

La Cuarta Conferencia de las Partes, celebrada en Buenos Aires en 1998, no supuso un gran avance y no se consiguió uno de los principales objetivos de la Conferencia que era implicar a los países en desarrollo en los compromisos sobre emisiones<sup>6</sup>.

En la Reunión de La Haya de 2000, celebrada para hacer un seguimiento del Protocolo de Kioto, EEUU, el mayor emisor de gases de efecto invernadero, anunció que no iba a ratificar el Protocolo, aduciendo que sus grandes bosques y sus extensas tierras agrícolas secuestraban la mayor parte del CO<sub>2</sub> emitido por su industria. Finalmente, en la Cumbre de Johannesburgo de 2002, en la que se reunieron 50.000 representantes de 180 naciones y un centenar de Jefes de Estado y de Gobierno, cuyo objetivo era «salvar el medio ambiente sin perjudicar el desarrollo» y llegar a compromisos realistas, específicos y prácticos, se aprobó un Plan de Acción para los próximos años, que salvó la Cumbre de un rotundo fracaso, al ser asumido por más de 100 naciones. Sin embargo, el gran objetivo de la Cumbre, la ratificación del Protocolo de Kioto para disminuir la emisión de gases de efecto invernadero no se consiguió. EEUU no ratificó el Protocolo de Kioto, sino que propuso que en el año 2015, el 15 % del consumo mundial de energía dependiese de las energías renovables, incluyendo grandes proyectos hidroeléctricos, propuesta que aceptó la UE. Por otra parte, se instó a todos los países que ratificaron el Protocolo de Kioto a que intercediesen para que el resto de los países lo firmaran en el tiempo apropiado; Rusia y Canadá prometieron su adhesión<sup>4</sup>.

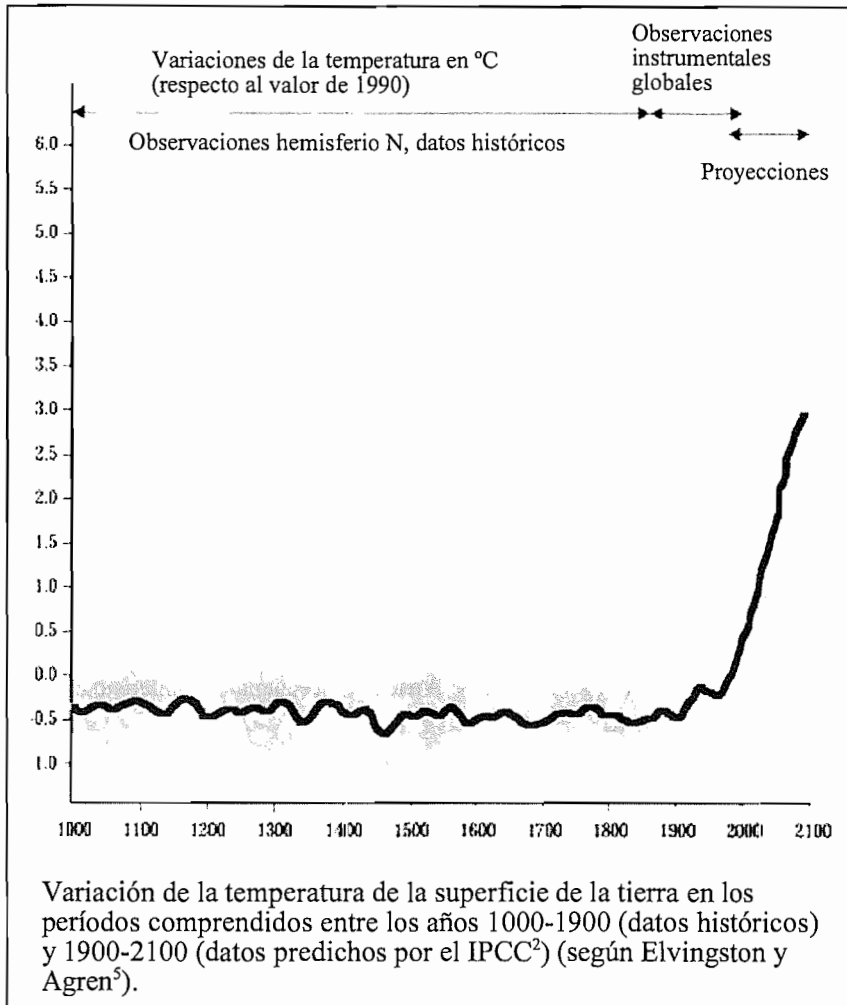
Las decisiones tomadas por algunos países en Johannesburgo, así como el escepticismo y las dudas de una parte de la sociedad y de aquellos científicos que se resisten a creer en el denominado cambio climático global, se producen a pesar de que en el tercer informe del IPCC<sup>2</sup>, elaborado en 2001, se afirma que el cambio

climático ya ha comenzado, y, lo que es más preocupante, en dicho informe se considera que su ritmo de crecimiento es mayor de lo previsto en el segundo informe elaborado en 1995. Estas afirmaciones se basan en la observación, a lo largo del siglo XX, de los siguientes hechos:

- 1) La temperatura global media de la superficie de nuestro planeta aumentó en 0,6 °C, habiendo sido la década de 1990 la más cálida del siglo y 1998 el año más caluroso desde 1861, fecha en que comienza el registro instrumental de este parámetro climático.
- 2) La extensión de la nieve sufrió una reducción de un 10 %, aproximadamente, desde finales de 1960 y los glaciares no polares también se han ido retirando.
- 3) El nivel del mar ascendió entre 0,1 y 0,2 m globalmente, y el contenido calorífico de los océanos aumentó desde finales de 1950.
- 4) La precipitación se incrementó entre un 0,5 y un 1 %, por década, en los continentes localizados en latitudes medias y altas del hemisferio Norte (en los que, además, la frecuencia de las lluvias de tipo torrencial aumentó entre un 2 y un 4 % y la nubosidad un 2 %), y entre 0,2 y 0,3 % por década, en continentes situados en latitudes tropicales.
- 5) Desde 1950, se redujo la frecuencia de las temperaturas mínimas extremas y se produjo un aumento menor en la frecuencia de las máximas extremas
- 6) Desde 1970, se observó el fenómeno de El Niño con más frecuencia e intensidad que en los 100 años anteriores.
- 7) En algunas zonas de Asia y África la frecuencia e intensidad de las sequías aumentó.

Por otra parte, los modelos usados para el estudio del clima demuestran la estrecha relación que existe entre los cambios climáticos detectados y la concentración en la atmósfera de gases de efecto invernadero. La emisión de estos gases, como consecuencia de actividades humanas, también siguió aumentando. Así, la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera sufrió un incremento del 31 % desde 1750, año de referencia porque en esta fecha se inicia la «Revolución Industrial», y su valor probablemente es el mayor desde los últimos 20 millones de años. Las principales causas de estas emisiones de CO<sub>2</sub> son de origen antrópico, atribuyéndose el 75 % de las de los últimos 20 años a la quema de combustibles fósiles y el 25 % a los cambios en el uso del suelo, en particular a la deforestación, sobre todo tropical. A pesar de que la mitad de estas emisiones están siendo

absorbidas por los océanos y por los suelos, la concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera se incrementa al ritmo de aproximadamente un 0,4 % anual. Para el mismo periodo, la concentración de  $\text{CH}_4$  en la atmósfera aumentó un 151 %, siendo de origen antrópico la mitad de las emisiones, y la de  $\text{N}_2\text{O}$  en un 17 %, concentración nunca superada en el último milenio, siendo la actividad humana responsables de la tercera parte de las emisiones<sup>2</sup>.



La simulación del clima por aproximadamente 20 modelos climáticos diferentes, en los que se combinan factores naturales (variaciones en la intensidad de la radiación solar y actividad volcánica) y antropogénicos (emisión de gases de



efecto invernadero y de aerosoles sulfatados) reproducen, retrospectivamente, para los últimos 50 años, un calentamiento como consecuencia del incremento de la concentración de gases de efecto invernadero, que se acerca a las observaciones reales, poniendo así en evidencia la responsabilidad de la actuación humana sobre el calentamiento climático<sup>2-5</sup>.

Las predicciones para el siglo XXI sobre la concentración de gases de efecto invernadero y el clima, teniendo en cuenta distintos escenarios\*, basados fundamentalmente en los cambios demográficos y tecnológicos y en el desarrollo económico, no son menos alarmantes. En general, predicen que las temperaturas globales seguirán aumentando (entre 1,4 °C y 5,8 °C, con temperaturas máximas y mínimas más elevadas, más días de calor y menos de frío y heladas), lo mismo que las precipitaciones y la frecuencia de los fenómenos climáticos extremos, se incrementará el hielo antártico aunque disminuirá la superficie cubierta por la nieve y por los hielos marinos, y el nivel del mar sufrirá ascensos significativos (entre 0,09 y 0,80 m, según la magnitud de las emisiones). Todo ello se debe a que la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera seguirá creciendo, prediciéndose para el año 2100 una concentración entre 490 y 1260 µl l<sup>-1</sup>, debido principalmente a la quema de combustibles fósiles y a que se prevé que los océanos y las tierras disminuirán la absorción del CO<sub>2</sub> atmosférico a medida que la concentración de éste en la atmósfera aumente, aunque la emisión de CO<sub>2</sub> debido a cambios en el uso del suelo podría disminuir entre 40 y 70 µl l<sup>-1</sup> si a lo largo del siglo el C liberado fuera fijado de nuevo por la biosfera<sup>2</sup>.

Existe una gran incertidumbre y preocupación por lo que puede suceder con las corrientes oceánicas que transportan calor desde las latitudes más bajas hacia los polos cuando el clima se hace más cálido. No se prevé una completa desaparición de esta circulación antes del 2100, pero el IPCC advierte que después de esta fecha el transporte de calor puede interrumpirse completa e irreversiblemente si la emisión de gases continúa aumentando por un largo periodo de tiempo<sup>5</sup>. La circulación termohalina que conecta todos los océanos de la Tierra asegura el flujo continuo de las corrientes marinas y de distribución térmica; el cambio de dirección, sentido e intensidad de este flujo puede producir enfriamientos locales aunque se produzca un calentamiento global del planeta<sup>3</sup>.

---

\* Ninguno de los escenarios contempla medidas activas para limitar la influencia humana sobre el clima y en general se contemplan niveles de concentración de los gases de efecto invernadero dobles de los actuales, por lo que se pueden considerar aproximaciones *business-as-usual* al problema<sup>5</sup>

El IPCC indica también que para estabilizar la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera a 450, 650 o 1000 µl l<sup>-1</sup>, las emisiones terrestres tendrían que ser menores que los niveles de 1990 en un periodo de unas pocas décadas, un siglo o dos siglos, respectivamente, y continuar disminuyendo continuamente desde ese momento ya que en caso de que no se redujeran las emisiones actuales y no se alcanzara este equilibrio, la temperatura seguiría subiendo indefinidamente. Por otra parte, debido a que el impacto de los gases de efecto invernadero con ciclo de vida largo, tales como el CO<sub>2</sub> y el N<sub>2</sub>O entre otros, sobre la composición de la atmósfera, sobre el balance entre la energía absorbida y emitida por el sistema tierra-atmósfera y sobre el clima, es de larga duración, incluso después de que se hayan estabilizado las concentraciones de estos gases en la atmósfera seguirán aumentando las temperaturas medias globales, aunque en menor proporción, y también seguirá subiendo el nivel del mar debido a que los procesos que tienen lugar en las profundidades de los océanos tardan mucho en ajustarse al cambio climático. Todo ello indica que los efectos del cambio climático van a mantenerse durante siglos<sup>2</sup>.

### **Repercusión del cambio climático sobre la agricultura y los ecosistemas**

La repercusión del cambio climático sobre la agricultura y, por lo tanto, sobre la producción de alimentos también es contemplada en el tercer informe del IPCC. Aunque la mayor concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera potenciará la fotosíntesis y la productividad vegetal, sin embargo, la disminución de los recursos hídricos reducirá la producción agrícola y forestal tanto en las zonas subtropicales como en las tropicales, aunque podrían aumentar en las zonas situadas en latitudes medias y altas. La composición de la vegetación en los ecosistemas naturales será alterada, lo que afectará a la densidad y distribución de las poblaciones animales, provocando en ambos casos una disminución de la biodiversidad. Tanto los ecosistemas naturales como los agrícolas pueden sufrir procesos de erosión, inundaciones e intrusiones de agua marina en las fuentes de agua dulce. La falta o escasez de agua, incluso de la destinada al riego, así como el calor y la sequía pueden provocar falta de alimentos y hambre<sup>2</sup>.

Si bien es cierto que tanto los sistemas naturales como los humanos tienen una buena capacidad de adaptación a los cambios, esta capacidad es menor en los países menos desarrollados, que serán los más vulnerables, debido a su nivel de pobreza, falta de información y tecnología, infraestructuras y capacidad de gestión. Geográficamente, la vulnerabilidad al cambio climático es máxima en las islas y

en las áreas costeras bajas, muy alta en las regiones menos desarrolladas, tales como África, Centroamérica, Sudamérica y Asia, más alta en el sur que en el norte de Europa y mayor en la zona ártica, pero incluso en países desarrollados, con una elevada capacidad de adaptación, como Norteamérica, Australia y Nueva Zelanda, existen comunidades vulnerables, tales como las comunidades indígenas; por otra parte, hay que tener en cuenta que la adaptabilidad de los ecosistemas es limitada<sup>2</sup>.

En Europa, las previsiones en este sentido son: a) disminución general de la disponibilidad de agua y de la humedad del suelo en el sur y aumento invernal de estos parámetros en el norte y en el sur, b) reducción a la mitad de los glaciares alpinos y de las zonas de tundra actuales a finales del siglo XXI, c) aumento del riesgo de inundaciones en la mayoría de las regiones y de erosión y pérdida de humedales en las zonas costeras, con repercusión negativa en los asentamientos humanos, la industria, el turismo, la agricultura y los hábitats costeros, d) cierto efecto positivo en la agricultura en las regiones del norte y disminución de la productividad agrícola en las del sur y este, e) desplazamiento de las zonas bióticas hacia regiones situadas más al norte y más altas, con amenaza para algunas especies por la pérdida de humedales, tundra y hábitats aislados, f) cambios de destino del turismo de verano, por temperaturas elevadas y olas de calor, y del de invierno, por condiciones menos fiables de la nieve<sup>2</sup>.

### **Cómo mitigar los efectos del cambio climático**

Sobre la mitigación de los efectos del cambio climático, el IPCC comienza diciendo<sup>2</sup>: «El cambio climático es un problema con complejas interacciones entre procesos climáticos, ambientales, económicos, políticos, institucionales, sociales y tecnológicos. Desarrollar una respuesta ante el cambio climático supone tomar decisiones bajo la incertidumbre y el riesgo».

La amplitud y el coste de la mitigación del cambio climático depende del nivel al que se desee estabilizar la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera, de la tecnología empleada y de las condiciones socioeconómicas de la nación, así como de las decisiones políticas que se tomen en ese sentido.

Entre las opciones tecnológicas que se pueden utilizar para reducir las emisiones se encuentran la mejora de la eficiencia en la gestión energética, la descarbonización de los combustibles, el uso de las energías renovables, ..., y el almacenamiento subterráneo de CO<sub>2</sub>. Se considera que los bosques, los suelos de cultivo y otros ecosistemas terrestres tienen un potencial de almacenamiento de C en la vegetación que puede hacer ganar tiempo para que se desarrollen otras

opciones. Esta mitigación biológica puede desarrollarse conservando las reservas de C ya existentes o aumentándolas mediante la promoción de la fijación de C y también promoviendo el uso de productos biológicos, como, por ejemplo, la madera, en vez de productos elaborados con alto consumo energético, y el uso de biomasa en lugar de combustibles fósiles. Por otra parte, estas medidas de mitigación del cambio climático van a tener efectos secundarios beneficiosos en otros ámbitos sociales como en el medio ambiente, la energía, la producción de alimentos, el empleo y la salud humana y, en algunos casos, estos beneficios compensarán los costes de las medidas de mitigación. No obstante, es necesario tener en cuenta que estos costes serán mayores cuanto más ambicioso sea el objetivo de estabilización de las concentraciones de CO<sub>2</sub>. Las políticas a desarrollar para mitigar el cambio climático pueden tener mayor éxito si se integran en políticas para el desarrollo con ambiciosos objetivos sociales<sup>2-9</sup>.

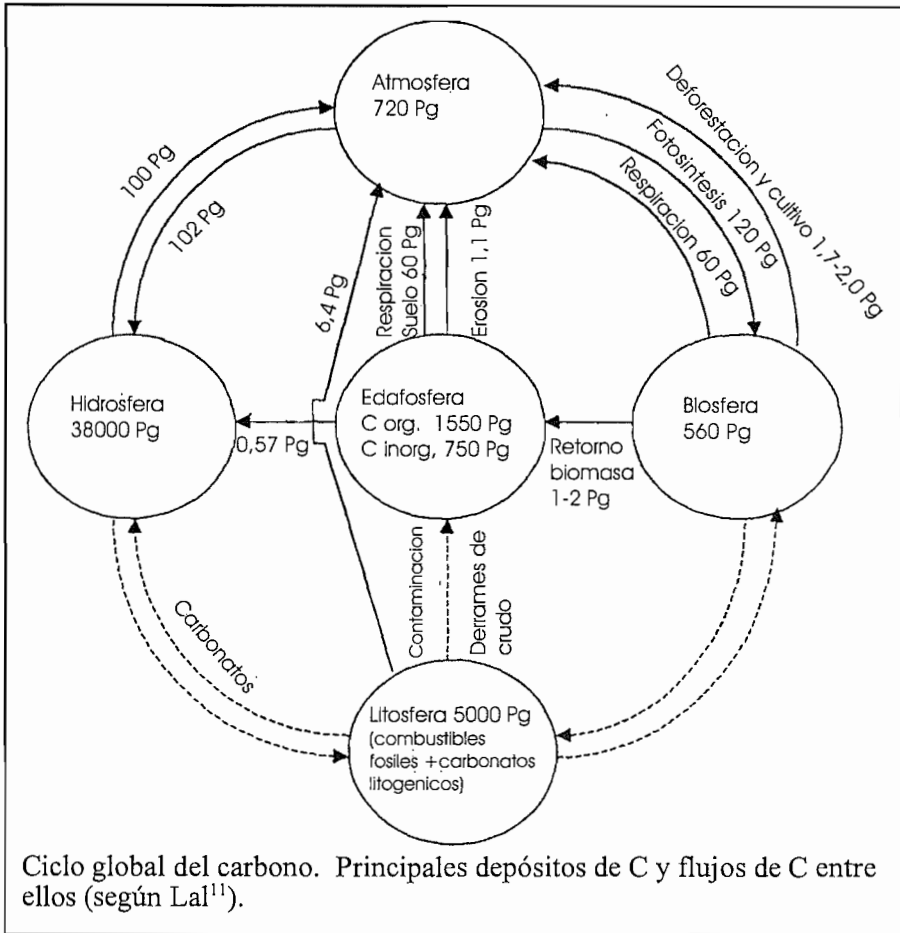
En definitiva, la mitigación del cambio climático se refiere a buscar medidas preventivas para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero de origen antrópico o para fijar los gases ya emitidos en diversos sistemas. Puesto que el gas de efecto invernadero que más contribuye al cambio climático es el CO<sub>2</sub>, es indudable que el ciclo mundial del C está implicado en este proceso, por lo que es conveniente recordarlo aquí.

### **Ciclo del carbono**

El C es el mayor componente de los seres vivos y la existencia de la vida depende de la circulación del C entre las partes que forman el planeta: atmósfera, biosfera, edafosfera, hidrosfera y litosfera, denominando a este movimiento del C, «ciclo del C», que comprende tanto el C orgánico como el inorgánico. El C se encuentra en la atmósfera en forma inorgánica: como CO<sub>2</sub>, que constituye el 99 % del C, como CH<sub>4</sub>, que sólo alcanza el 0,4 %, y como CO, que representa menos del 1 %, formas estas últimas inestables que en menos de 6 meses o 10 años, respectivamente, se transforman en CO<sub>2</sub><sup>10</sup>.

Por el proceso de fotosíntesis, el CO<sub>2</sub> de la atmósfera se fija en la biosfera en forma de compuestos orgánicos que constituyen los tejidos de las plantas, parte de estos son consumidos por los animales, y los restos de ambos pasan a la edafosfera. Dichos restos, por la actividad de la meso y microfauna y de la microbiota del suelo sufren procesos de descomposición y mineralización, con formación de CO<sub>2</sub>, que fluye de nuevo hacia la atmósfera. De la misma forma, el

CO<sub>2</sub> procedente de la respiración de los organismos vivos y de los suelos es devuelto de la biosfera y de la edafosfera a la atmósfera.



La capa más superficial de los océanos, en contacto con la atmósfera, fijan CO<sub>2</sub> de la atmósfera en forma de CO<sub>2</sub> disuelto, que da lugar a las formas CO<sub>3</sub>H<sub>2</sub>, (HCO<sub>3</sub>)<sup>-</sup> y (CO<sub>3</sub>)<sup>2-</sup> (que se encuentran en equilibrio químico), o lo adquiere por fotosíntesis en forma orgánica, aunque también existe C orgánico disuelto y C orgánico en partículas, generalmente procedentes de la biosfera y de la edafosfera a través de los sistemas hídricos terrestres (ríos y lagos). La disolución del CO<sub>2</sub> atmosférico en la superficie del océano es un proceso rápido, existiendo un equilibrio entre atmósfera y superficie marina. Se produce luego un flujo de CO<sub>2</sub>

dentro de los océanos, desde la superficie hacia las aguas profundas, que es lento debido a la lentitud de la mezcla de aguas superficiales y profundas; de todas formas, la concentración de CO<sub>2</sub> en las aguas profundas es un 10 % mayor que en las aguas superficiales debido a que el CO<sub>2</sub> es más soluble en las aguas frías profundas, por el consumo de CO<sub>2</sub> por la fotosíntesis en aguas superficiales y la deposición de los restos orgánicos en las capas profundas del mar<sup>10</sup>.

La litosfera emite CO<sub>2</sub> a la atmósfera por la combustión de los combustibles fósiles, carbón, petróleo y gas natural, o por meteorización de las rocas.

De esta forma, quedan identificados los principales depósitos de C: la atmósfera, la biosfera (fitomasa), la edafosfera (suelos), la hidrosfera (océanos) y la litosfera (combustibles fósiles y rocas calizas). Los flujos de C entre depósitos\* tienen distinta velocidad, dando lugar a un «ciclo de C de flujo rápido», que comprende la atmósfera, la biosfera, parte de la edafosfera, y la hidrosfera (sólo las capas oceánicas superficiales), con tiempos de vida media o de residencia del C en estos depósitos entre un año y unas decenas de años, y a un «ciclo de C de flujo lento», que comprende la hidrosfera (capas profundas de los océanos, y, sobre todo, sedimentos marinos), parte de la edafosfera y la litosfera, con tiempos de residencia de centenares a millones de años. Por consiguiente, en el problema del cambio climático de origen antrópico a la escala que se estudia (100-500 años), la concentración del CO<sub>2</sub> atmosférico y su distribución en los depósitos viene determinado por el ciclo del C de flujo rápido<sup>10</sup>.

La evaluación del contenido de C en los cinco depósitos que intervienen en su ciclo está sujeta a incertidumbre, excepto en la atmósfera, debido a que las medidas de CO<sub>2</sub> se realizan desde 1957 ininterrumpidamente y con mucha precisión. Para épocas anteriores se recurrió, por ejemplo, al análisis de las burbujas encerradas en el hielo fósil. De esta forma, se sabe que durante los 10.000 años siguientes al final de la última glaciación, el CO<sub>2</sub> en la atmósfera osciló entre 245 y 280 µl l<sup>-1</sup>, valor que tenía en 1700; en 1990 la concentración era de 353 µl l<sup>-1</sup>, y en 2000 de 370 µl l<sup>-1</sup>, por lo cual se produjo un aumento de aproximadamente un 32 % desde 1700 a 2000 (de 280 a 370 µl l<sup>-1</sup>) produciéndose el mayor incremento (aproximadamente 80 µl l<sup>-1</sup>) desde la década de 1850, que se atribuye principalmente a la combustión de combustibles fósiles (5,5 Pg C año<sup>-1</sup>) y a los cambios de uso del suelo (1,6 Pg C año<sup>-1</sup>), dos actividades claramente antropogénicas<sup>10-12</sup>. Otros cálculos indican que entre 1750, en que comienza la

---

\* Biosfera-atmósfera, 60 Pg C año<sup>-1</sup>; edafosfera-atmósfera, 60 Pg C año<sup>-1</sup>; atmósfera-biosfera, 120 Pg C año<sup>-1</sup>; atmósfera-océano, 107 Pg C año<sup>-1</sup>; océano-atmósfera, 105 Pg C año<sup>-1</sup> <sup>11-12</sup>.

Revolución Industrial, y 1990, es decir, durante 240 años, se acumularon en la atmósfera 160 Pg C, aproximadamente la misma cantidad que se acumuló en unos 7.000 años después de la última glaciación<sup>13</sup>, y se emitieron 220 Pg C procedentes de la combustión de combustibles fósiles y 160 Pg C procedentes de los cambios de uso del suelo. En el mismo periodo, los océanos actuaron como sumideros de C, fijando entre 120 y 160 Pg C. Pero faltan entre 60 y 100 Pg C emitidos, que constituyen el denominado C perdido o C fugitivo o sumidero perdido, porque no se sabe donde están aunque se supone que se han acumulado en los suelos y en las plantas, probablemente en el Hemisferio Norte. Si fuera así, las emisiones netas de la biosfera y la edafosfera durante el mismo periodo habrían sido de 60 a 100 Pg C<sup>10</sup>.

Estimaciones recientes<sup>11-12-14-15-16-17</sup> indican que los cinco principales depósitos de C a nivel planetario, almacenan las siguientes cantidades de este elemento: la atmósfera, 760 Pg C, en forma inorgánica, la biosfera, 560 Pg C, en forma orgánica, la edafosfera, 3.200 Pg C de C total, de los cuales 1.700 Pg C están en forma inorgánica y 1.500 Pg C en forma orgánica, la hidrosfera, 39.000 Pg C total, de los cuales 38.000 Pg C están en forma inorgánica y 1.000 Pg C en forma orgánica, y la litosfera, 65.000.000 Pg C, de los cuales 48.000.000 Pg C están en forma inorgánica y 17.000.000 Pg C están en forma orgánica, correspondiendo 5.000 Pg C orgánico a los combustibles fósiles (4.000 Pg C al carbón, 500 Pg C al petróleo y otros 500 Pg C al gas natural). Aunque es indudable que las mayores reservas de C están en el depósito de C inorgánico de la litosfera y en la hidrosfera, particularmente en las profundidades de los océanos, debido a que estas dos esferas forman parte del ciclo lento del C, las acciones de mitigación van encaminadas a actuaciones en los depósitos de ciclo rápido, la biosfera (ya contemplado en el protocolo de Kioto) y la edafosfera, así como en el depósito de C orgánico de la litosfera, el que corresponde a los combustibles fósiles, aunque no es probable que el uso de estos combustibles disminuya ya que actualmente son la principal fuente energética y la disminución de su uso lleva consigo un freno al desarrollo de las naciones y una disminución de la calidad de vida, dos problemas a los que es difícil enfrentarse.

El almacenamiento de C en los depósitos que son capaces de fijarlo por un tiempo significativo, lleva consigo la eliminación de CO<sub>2</sub> de la atmósfera por el proceso de fotosíntesis para fijarlo en la biosfera, la disolución de CO<sub>2</sub> de la atmósfera y su fijación en los océanos o la fijación en el suelo del C procedente de la biomasa o de la disolución de carbonatos, en forma de materia orgánica estable o de carbonatos secundarios, respectivamente. Es a esta última forma de fijar C,

almacenándolo en la edafosfera, a la que voy a referirme. Sin embargo, para entender mejor el papel del suelo en la mitigación de la emisión de gases de efecto invernadero y su papel como sumidero de C, es necesario conocer, aunque sea someramente, que es la materia orgánica del suelo y cuales son las principales propiedades de la misma relacionadas con su influencia sobre el cambio climático.



## LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

### Composición y estructura

La edafosfera, una capa de 1 a 2 m de profundidad o incluso más, localizada sobre la corteza terrestre y situada en la interfase entre la litosfera y la atmósfera, desempeña un importante papel en todo el ciclo global del C y en la producción de alimentos y fibras en todo el mundo. Aunque la edafosfera interactúa con la atmósfera (intercambio de energía y de gases), con la biosfera (ciclo biológico de los elementos, descomposición de restos orgánicos vegetales y animales debido a la actividad de la fauna del suelo), con la hidrosfera (lavado de elementos, ciclo hidrológico) y con la litosfera (ciclo biogeoquímico de los elementos, formación del suelo por meteorización de las rocas), existen interacciones entre las cinco esferas, a través de diversos procesos. Sin embargo, las interacciones más importantes desde el punto de vista de la mitigación del cambio climático global, son las interacciones entre la edafosfera, la biosfera y la atmósfera<sup>12</sup>. Los suelos, constituyentes de la edafosfera, son complejos dinámicos que adquieren progresivamente sus propiedades por la acción combinada de los factores del medio: roca madre, vegetación, clima y organismos animales; los suelos nacen y evolucionan, dando lugar a un sistema con un equilibrio dinámico<sup>18</sup>.

La materia orgánica del suelo es el componente orgánico del suelo formado, globalmente, por «la suma total de todas las sustancias del suelo que contienen C orgánico» en la acepción de Schnitzer<sup>19</sup> o, más detalladamente, está constituida por «una mezcla de residuos de plantas y animales en diferentes estados de descomposición, sustancias sintetizadas microbiológicamente y/o químicamente a partir de los productos de la descomposición, y cuerpos de microorganismos vivos y muertos y los restos de su descomposición» en la acepción de Schnitzer y Kan<sup>20</sup>. Su composición es extraordinariamente compleja y todavía hoy, a pesar de los enormes avances que se han hecho en este campo por aplicación de las más modernas técnicas analíticas e informáticas, únicamente podemos indicar la extraordinaria diversidad química de este material, en cuya composición se han detectado: carbohidratos, fenoles, monómeros y dímeros de la lignina, alcanos y alquenos, ácidos grasos saturados e insaturados, n-alkyl mono, di y tri ésteres, n-alkyl bencenos, metil naftalenos, metil fenantrenos y compuestos diversos de nitrógeno: materiales proteínicos (aminoácidos, péptidos, proteínas), aminoazúcares, amidas, aminas, ácidos nucleicos y un largo etc.<sup>19</sup>.

Dada esta extraordinaria complejidad, no es extraño que para su estudio, los edafólogos y químicos hayan tratado de simplificar el problema recurriendo a diversos métodos de separación de componentes con propiedades análogas. De esta forma, basándose en métodos de separación física o combinación de métodos de fraccionamiento físicos y químicos, se ha diferenciado lo que se denomina la materia orgánica fresca (MOF), es decir, la fracción orgánica todavía poco transformada, de la materia orgánica humificada (MOH) o humus propiamente dicho, fracción coloidal, de color más o menos oscuro, aunque también, coloquialmente, se ha dado este nombre, humus, al conjunto de la materia orgánica del suelo. En cuanto a la materia orgánica humificada, se han diferenciado en esta fracción, por los mismos procedimientos, una serie de compuestos a los que los diversos investigadores han dado nombres diferentes aunque actualmente, en función de su diferente grado de solubilidad en soluciones alcalinas y su grado de polimerización creciente, los más aceptados son: ácidos fúlvicos (AF), ácidos húmicos (AH) y huminas<sup>5 \* 18-19-21</sup>.

Estos compuestos, de naturaleza coloidal, contienen concentraciones relativamente elevadas de grupos funcionales ácidos, carboxílicos y fenólicos, siendo la acidez total y el contenido de grupos carboxílicos mayor en los AF que en los AH, así como grupos OH alcohólicos (más abundantes en los AF), grupos C=O quinónicos (mayor cantidad en AH) y cetónicos (mayor cantidad en AF) y grupos metoxilo, OCH<sub>3</sub>. Se supone que la estructura de los AF y AH es tridimensional, y que son compuestos polimoleculares formados por policondensación de unidades monoméricas formadas por núcleos aromáticos con estructura condensada, unidos entre si por cadenas alifáticas (péptidos, sacáridos, alcanos) y grupos funcionales de carácter ácido (-COOH, -OH). Hasta hace poco se creía que la diferencia entre AF y AH consistía en que el núcleo aromático y, por lo tanto, su aromaticidad, era mayor en los AH, con cadenas alifáticas cortas y numerosas, y que, por el contrario, las cadenas alifáticas eran más largas y en

---

\* Ácidos fúlvicos: solubles en reactivos alcalinos y en medio ácido; ácidos húmicos (himatomelánicos, pardos y grises, según su color, grado de condensación y estabilidad): solubles en reactivos alcalinos pero insolubles en medio ácido; huminas ( huminas jóvenes, que comprenden determinadas biomoléculas formadas por cuerpos microbianos y compuestos alifáticos derivados de ellos y huminas heredadas formadas por constituyentes de las membranas celulares poco transformadas, y huminas evolucionadas, principalmente humina de insolubilización, formada por complejación y estabilización con compuestos minerales, principalmente arcilla y óxidos de metales): fracción no extraíble pero muy transformada por vía microbiana y, por lo tanto, muy diferente de la MOF. Los AH, en general contienen un 10 % más de C y un 36 % menos de O que los AF y pequeñas diferencias en el contenido de H, N y S<sup>21</sup>.

menor cantidad en los AF mientras que el núcleo aromático era menor<sup>21</sup>. Sin embargo, recientemente, Schnitzer<sup>19</sup> demostró que los anillos aromáticos son unidades estructurales importantes en todas las sustancias húmicas y que las cadenas alifáticas unen estos anillos dando lugar a redes alquil aromáticas, siendo muy pequeña la diferencia de aromaticidad entre AF y AH y la importancia de la alifaticidad análoga en ambos tipos de compuestos, y que lo mismo ocurre para la humina desprovista de cenizas<sup>22</sup>. Adquiere así importancia la teoría de que, desde el punto de vista químico, todos estos compuestos son de igual naturaleza, diferenciándose en el grado de policondensación, y, por lo tanto, en su peso molecular<sup>19</sup> y en las diferencias de sus enlaces y estabilidad de los mismos con sustancias minerales, y que forman una serie continua, pudiendo, en determinadas circunstancias, evolucionar, por polimerización progresiva, en el sentido, AF → AH → huminas, que contienen predominantemente AH<sup>21</sup>. Por su carácter de macromoléculas naturales, su peso molecular es difícil de calcular por ser compuestos polimoleculares aunque se puede determinar un peso molecular promedio<sup>23</sup>.

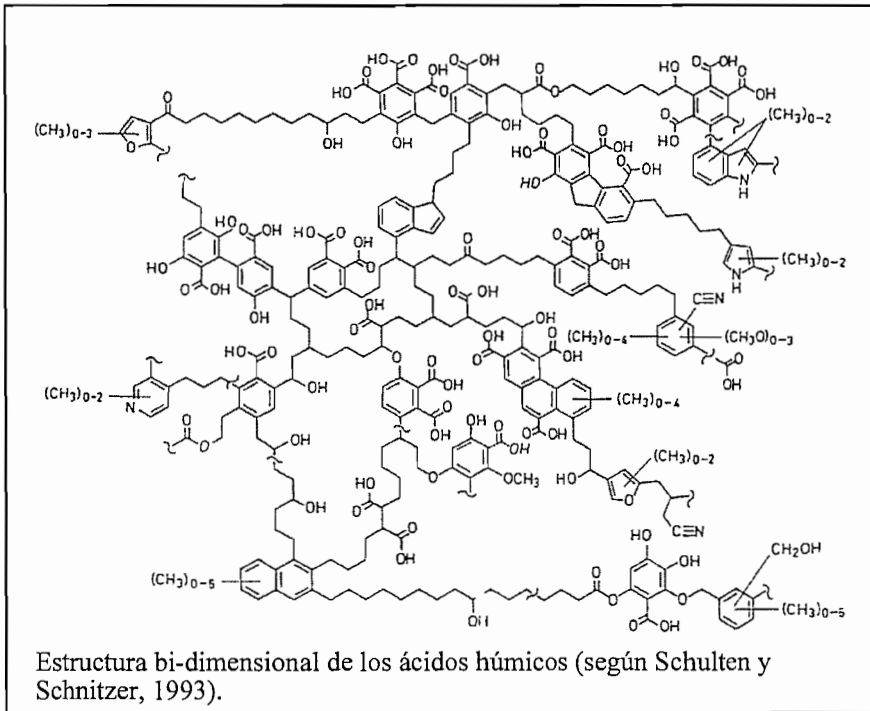
La escuela de Schnitzer, sin duda la que consiguió más avances en el estudio químico de las sustancias húmicas, propuso un modelo estructural tridimensional, basado en el estudio químico, que les proporcionó un modelo dimensional, y en la química computacional que les permitió pasar al modelo tridimensional, para los AH de suelos de cultivo, para los que dan una composición elemental<sup>19</sup> de  $C_{349}H_{401}O_{173}N_{26}S_1$  (54,0 % C, 5,2 % H, 35,7 % O, 4,7 % N, 0,4 % S), con una masa molecular de 7760 D. Por su parte, Rodríguez Seoane et al.<sup>23</sup> estiman en 558 y 818, el peso molecular promedio en número para AF y AH, respectivamente, de suelos de bosque (ranker atlántico sobre granito) de Galicia.

Durante mucho tiempo fue motivo de discusión si el N formaba parte de la estructura de los compuestos húmicos o si los compuestos nitrogenados, lo mismo que otros elementos o minerales del suelo estaban adsorbidos de alguna forma sobre la estructura de estos compuestos. Actualmente se admite sin lugar a dudas que el N, junto con el C, H y O, son los principales elementos que componen las sustancias húmicas, en las que también se encuentran S y P.

## **Origen y formación de las sustancias húmicas**

El origen de estas sustancias húmicas, así como su naturaleza y los mecanismos de su formación, fue y es muy debatido y fue objeto de numerosas investigaciones, moviéndonos todavía en el momento actual en el terreno de las

hipótesis en muchos aspectos. Kononova<sup>24</sup> cuenta con detalle esta apasionante historia, de la cual merece la pena destacar algunos hechos.



Su descubrimiento se remonta a 1786 cuando Achard obtiene un precipitado amorfo de color oscuro al acidificar los extractos alcalinos obtenidos al someter la turba a una extracción con una disolución alcalina, dándole Thomson (1807) el nombre de ulmina, quien, además, descubre que estas sustancias contienen más C y menos H y O que los residuos de las plantas de los que proceden. A finales del siglo XVIII y durante la primera mitad del XIX, numerosísimos investigadores se sintieron atraídos por estas sustancias, que estudiaron estrictamente desde el punto de vista químico, debido, según Kononova, al avanzado desarrollo de la Química en esta época y a que la Microbiología del suelo no se desarrolló hasta la segunda mitad del siglo XIX<sup>24</sup>.

Berzelius (1806) distingue ya cuatro tipos de sustancias húmicas: ácidos crénicos y apocrénicos, solubles en agua, ácidos húmicos, solubles en disoluciones alcalinas, y humina, sustancia inerte, que corresponde al denominado carbón del humus por Sprengel (1826), quien descubre el carácter

ácido de los ácidos húmicos. Más tarde, Mulder (1840, 1862), discípulo de Berzelius, continuando el estudio de estas sustancias húmicas, las clasifica, por su color y solubilidad, en: ácidos crénicos y apocrénicos, solubles en agua, ácidos úlmicos (de color pardo) y ácidos húmicos (de color negro), solubles en disoluciones alcalinas, y ulmina y humina, insolubles en álcalis, a los que considera compuestos específicos individuales químicamente, determina su composición elemental (C, H y O) y su fórmula empírica, considerando el N como un contaminante. Fue German (1836, 1845) el primero que incluyó el N como un componente de las sustancias húmicas. A esta serie de compuestos se añadieron los ácidos hymatomelánicos de Hoppe-Seylar (1889) al que cupo el honor de lanzar la idea de la naturaleza aromática de los compuestos húmicos. Finalmente, Odén (1912, 1914, 1919) agrupa los ácidos crénicos y apocrénicos en el grupo de los llamados ácidos fúlvicos y descubre las propiedades coloidales de las sustancias húmicas<sup>24</sup>.

Aunque los estudios químicos van a predominar todavía durante mucho tiempo, el desarrollo de la Edafología y de la Microbiología a finales del siglo XIX hace que los investigadores empiecen a interesarse por la formación del humus, llegando a establecer que se trataba de un proceso bioquímico resultante de la actividad de los microorganismos y la microfauna del suelo. En esta época surge la idea de que las sustancias húmicas son compuestos complejos de naturaleza sintética, cuya formación resulta de procesos recíprocos de descomposición y síntesis, siendo Kostychev (1889) el primero que demostró la participación de productos de síntesis bacterianas en su formación<sup>24</sup>.

Otros hechos importantes fueron: la producción de compuestos aromáticos de tipo quinona por un actinomiceto en un medio con peptona (Beijerinck, 1900), la obtención de productos de condensación de color oscuro a partir de los ácidos benzoico y salicílico, por acción de hongos y bacterias en un medio aerobio (Perrier, 1913) y, sobre todo, la obtención también de productos de color oscuro de condensación mediante la oxidación de tirosina y algunos polifenoles, por medio de oxidasas, lo que induce la idea de que en el suelo los procesos de oxidación y condensación están relacionados con la actividad enzimática de los microorganismos<sup>24</sup>.

En 1916, Trusov establece que los materiales vegetales inmediatamente disponibles para los microorganismos, tales como celulosa, hemicelulosas, mono y disacáridos, glucósidos y ácidos orgánicos, se convierten en plasma microbiano, que luego participa en la formación de sustancias húmicas y, que, por lo tanto, son fuentes indirectas de las mismas, mientras que otros restos vegetales no utilizados inmediatamente por los microorganismos, de naturaleza aromática (lignina, taninos y aminoácidos de naturaleza aromática) son fuente directa de las sustancias húmicas; asimismo, explica el proceso de formación de

los compuestos húmicos en tres fases: 1ª) descomposición hidrolítica con formación de sustancias de naturaleza aromática, 2ª) oxidación de estas sustancias a quinonas («hidroxiquinonas de Trusov»), y 3ª) condensación de las quinonas, que se transforman en sustancias oscuras, y destaca la intervención de las enzimas oxidantes (oxidases) de origen vegetal y microbiano. No obstante, de esta época es también la famosa reacción de Maillard (1912, 1917), realizada en el laboratorio por calentamiento, entre aminoácidos y carbohidratos, que dió lugar a sustancias de color oscuro del tipo de las melaninas, análogas al humus, atribuyendo la condensación a un proceso puramente químico y reconociendo la intervención microbiana únicamente en la hidrólisis de las sustancias iniciales, de proteínas a péptidos y aminoácidos y de carbohidratos a azúcares, aunque tuvo el valor de lanzar la idea de que las sustancias húmicas eran productos de síntesis formados a partir de moléculas sencillas, producto de la descomposición de los residuos vegetales. En 1924, Shmuck estudia las distintas formas de N en el suelo, determina los grupos carboxílicos y fenólicos y descubre la presencia, en las sustancias húmicas, del anillo bencénico y su unión con sustancias nitrogenadas de origen microbiano, confirmando las observaciones de Hoppe-Seylar sobre la naturaleza aromática de los ácidos húmicos, aunque cree que la lignina es la única fuente del anillo aromático. Abundando en esta idea, de gran aceptación en aquella época fue la teoría de Waksman (1937) del «complejo ligno-proteínas» en la que establece que este complejo es el núcleo del humus y que, por lo tanto, este se formaba a partir de la lignina, sin reconocer que existen otras sustancias que pueden ser fuente de anillos aromáticos<sup>24</sup>.

Kononova<sup>24</sup> reconoce en su libro que este periodo fue importantísimo para el estudio de las sustancias húmicas, que fueron reconocidas como productos naturales del suelo, y en el de su formación ya que se establecieron tres ideas fundamentales: 1ª) que las sustancias húmicas eran el producto de un proceso de descomposición de los materiales vegetales a compuestos simples y la subsiguiente síntesis de sustancias húmicas complejas, 2ª) que eran productos de la condensación de compuestos aromáticos (oxidados bioquímicamente a quinonas) con compuestos que contienen nitrógeno de origen proteico, y 3ª) que la actividad enzimática de los microorganismos intervenía en ambos procesos, descomposición y síntesis, ideas luego desarrolladas a lo largo del siglo XX.

Durante los años 20 y 30 del siglo XX destacan las investigaciones de Fischer y Schrader (1921, 1922) y Fuchs (1931, 1936) sobre la química del carbón y la turba, que influyeron en el estudio del humus y de su formación, aceptando a este respecto la lignina como la principal fuente de AH basándose sobre todo en la presencia de anillos aromáticos en la lignina. Sin embargo, numerosas investigaciones posteriores demostraron que compuestos de naturaleza aromática, producto de la actividad y metabolismo de actinomicetos,

hongos y varias bacterias heterótrofas, y, por lo tanto, de origen microbiano, pueden ser formadas a partir de sustancias de naturaleza alifática, entre ellas los carbohidratos, quedando así confirmada la posibilidad de convertir bioquímicamente sustancias alifáticas en compuestos cíclicos, que pasarán a formar parte de las moléculas húmicas (Laatsch et al., 1948, 1950, 1952; Scheffer et al. 1950; Flaig, 1950, 1952, 1958; Welte, 1952; Kononova y Aleksandrova, 1956, 1958 ; y otros). No menos importante fue el hallazgo de N proteico como producto de la actividad fúngica, capaz de metabolizar el N inorgánico del medio en forma orgánica (Kononova y Aleksandrova, 1956, 1958). Por otra parte, las investigaciones de Bremner (1955), Tinsley y Zin (1954), Jenkinson (1956) y Jenkinson y Tinsley (1959, 1960) sobre la naturaleza de la lignina y las formas de N en el suelo aumentaron las dudas sobre la corrección de la teoría de que el complejo ligno-proteínas es el principal componente del humus del suelo<sup>24</sup>.

Desde el año 1961 en que se publicó el libro de Kononova, los avances en este campo han sido enormes aunque bien es cierto que se ha avanzado más en el conocimiento de la composición, química y biológica, y de las propiedades de las sustancias húmicas que en el conocimiento de todos los procesos bioquímicos y biológicos que se producen durante la humificación de los restos vegetales, mientras que el problema de la estructura permanece a nivel de hipótesis. Numerosos investigadores se han ocupado de estos temas, entre los cuales debemos destacar, además de los ya citados, a: Acea, Andreux, Bloomfield, Burges, Cabaneiro, Carballas, M., Carballas, T., Díaz Raviña, Dommergues, Duchaufour, Felbeck, Fernández, I., González Prieto, Haider, Henderson, Jacquín, Ladd, Mangenot, Mayaudon, Méndez, Prieto Fernández, Rodríguez Seoane, Simonart, Stevenson, Whitehead, y otros muchos.

### **Componentes biológicos de la materia orgánica**

Según la definición propuesta para la materia orgánica del suelo, los organismos vivos, meso y microfauna y microbiota, forman parte de este componente del suelo, aunque este criterio no es aceptado universalmente. No obstante, son estos microorganismos vivos los que actuando sobre los residuos vegetales o animales de todo tipo que llegan al suelo, y sobre los restos de los organismos muertos, van a dar origen a los diversos componentes de la materia orgánica, y los agentes de dos de los procesos más importantes que tienen lugar en el suelo, relacionados con la producción vegetal, con la formación de compuestos húmicos y de agregados del suelo y con la producción o disminución de gases de

efecto invernadero. Se trata de los procesos de mineralización y de humificación, procesos que son trascendentales para la supervivencia de los seres vivos y para la protección de la atmósfera.

Parece obligado, por lo tanto, enumerar aquí los componentes biológicos de la materia orgánica del suelo, es decir, los agentes que intervienen en estos procesos, así como, *grosso modo*, los procesos específicos en los que actúan. De esta forma, se entenderá también que la biodiversidad de la materia orgánica del suelo no es menos extraordinaria que la diversidad química\*.

De la fauna del suelo, que juega un gran papel en la transformación de los restos vegetales y animales que llegan al suelo, origen de las sustancias húmicas, y en la construcción de nuevas estructuras durante el proceso de humificación, en estrecha relación con la microbiota<sup>21</sup>, es preciso citar los Protozoos y Nematodos, entre la microfauna, los Ácaros, Tardígrados y Colémbolos y Enquitreidos, dentro de la mesofauna y, entre la macrofauna, las lombrices (formas epígeas, endógenas y anécicas), que desempeñan un papel especial en el proceso de humificación y de agregación, las larvas de insectos y de artrópodos superiores y, en las regiones tropicales, las termitas<sup>21-25-26</sup>.

En cuanto a la microbiota del suelo, aparecen en primer lugar las bacterias, la mayoría de ellas heterótrofas y saprofitas, predominando los géneros *Pseudomonas*, las más abundantes, *Bacillus*, *Clostridium*, *Azotobacter*, *Rhizobium*, *Azotomonas*, *Nitrosomonas*, *Nitrobacter*, etc., que intervienen en los ciclos de casi todos los elementos nutritivos. Así, descomponen la celulosa, hemicelulosas y azúcares, que constituyen sus principales fuentes de energía (celulolíticas aerobias y anaerobias, hemicelulolíticas), la amilasa (amilolíticas), la pectina (pectinolíticas), fijan el N<sub>2</sub> (fijación libre por *Azotobacter* y *Beijerinckia*, aerobios, y por *Clostridium*, anaerobio, o fijación simbiótica por *Rhizobium*, que vive con las raíces de las leguminosas dentro de nódulos característicos), descomponen las proteínas (proteolíticas) liberando aminoácidos que sufren a su vez la amonificación (ammonificantes) y luego nitrifican el NH<sub>3</sub> (nitrificantes: *Nitrosomonas*, que oxidan el amonio a NO<sub>2</sub>H y *Nitrobacter* que lo oxidan a NO<sub>3</sub>H), desnitrificantes (capaces de reducir el NO<sub>3</sub>H en etapas sucesivas hasta el estado gaseoso: NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, N<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>)<sup>27</sup>, reducen los sulfatos (sulfato-reductoras: *Desulfovibrio*, anaerobias), u oxidan los sulfuros a sulfatos (sulfato-oxidantes: *Tiobacillus*, aerobios), mineralizan el S orgánico (mineralizadoras del S orgánico), oxidan y precipitan el hierro ferroso (ferro-bacterias autotrofas y aerobias) o, por el contrario, reducen el Fe férrico a ferroso (ferro-bacterias heterótrofas y anaerobias), capaces de mineralizar los complejos órgano-férricos. Las bacterias más especializadas, las autotrofas, adquieren su energía de la oxidación del S, NH<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, Fe<sup>2+</sup> y Mn<sup>2+</sup> y asimilan el C del CO<sub>2</sub>;



entre estas bacterias se encuentran grupos tan importantes como las bacterias nitrificantes y las que oxidan el Fe y el S, interviniendo en los procesos de óxido-reducción, dependiendo su actividad del Eh y del pH del medio<sup>21-28</sup>. En el ciclo del N intervienen numerosas bacterias, actinomicetos y hongos en los procesos de proteólisis y amonificación. Los actinomicetos, minoritarios y poco competitivos, que se caracterizan por poseer filamentos micelianos muy ramificados, principalmente los géneros *Nocardia* y *Streptomyces*, tienen en el suelo una acción muy importante ya que degradan sustancias orgánicas que no son capaces de degradar las bacterias y hongos o que son parcialmente degradadas por estos, entre ellas la quitina (membranas de los hongos), y son capaces de descomponer los compuestos aromáticos de la materia orgánica fresca (lignina y algunos taninos) y de elaborar ácidos húmicos favoreciendo los enlaces de las cadenas peptídicas con los núcleos aromáticos, particularmente quinónicos; además, pueden fijar N<sub>2</sub> e intervienen en todo el ciclo del N. Los hongos, caracterizados por un micelio pluricelular, son siempre heterótrofos y aerobios, no proliferan en medios mal aireados y son muy variados: Deuteromicetos, Ascomicetos y Basidiomicetos. Los hongos desempeñan un papel menor en el ciclo del N, en el que intervienen mas en su organización que en su mineralización; por el contrario, su papel es muy importante en el ciclo del C, especialmente en la fase de descomposición de la materia orgánica fresca más compleja, degradando grandes cantidades de materia orgánica con un consumo pequeño de N, lo que les hace aptos para actuar en suelos pobres: las podredumbres pardas o blandas descomponen las celulosas con preferencia a los compuestos fenólicos (lignina) mientras que las podredumbres blancas, características de los medios ácidos, atacan a los lípidos y tanto a la lignina como a los taninos, liberando compuestos fenólicos solubles, precursores de los ácidos húmicos. Algunos hongos se asocian a las raíces de las plantas superiores formando las micorrizas de vida simbiótica que promueven el crecimiento y la nutrición de las especies contaminadas, distinguiéndose las micorrizas endotrofas (vesículo-arbusculares) y las micorrizas ectotrofas, pero que también pueden degradar sustancias naturales muy resistentes, lignina y compuestos húmicos<sup>21-26-29</sup>.

Al contrario que las bacterias, actinomicetos y hongos, que son organismos descomponedores, las algas del suelo, fototrofas, son organismos, como las plantas superiores, productores, que realizan síntesis orgánicas; su importancia suele ignorarse aunque su papel es importante<sup>26</sup>.

Un papel importantísimo en los procesos bioquímicos que se producen en el suelo corresponde a las enzimas, catalizadores biológicos, con un potencial bioquímico muy elevado porque son sustancias muy activas que no están diluidas en el suelo sino concentradas en microhabitats (partículas de materia

orgánica, arcilla y estructuras celulares más o menos degradadas). Las enzimas son responsables de las distintas transformaciones que sufren las fracciones orgánicas del suelo, interviniendo independientemente de los microorganismos vivos aunque pueden coexistir sus acciones con las acciones microbianas. Las enzimas libres pueden ser extracelulares, como, por ejemplo, las proteinasas y las celulasas, que son excretadas por los organismos que viven en el suelo, o intracelulares, que son liberadas a la muerte de las células de los organismos y después de la rotura de las paredes celulares. Estas enzimas libres no persisten mucho tiempo en el suelo, porque pueden ser degradados rápidamente o desnaturalizadas en el medio edáfico. Otras enzimas, que son adsorbidas por las sustancias orgánicas y por los minerales coloidales pueden conservar su actividad por un tiempo más o menos largo. Todas las enzimas actúan tanto en los procesos de degradación, coexistiendo con procesos de degradación de origen microbiano, como en los procesos de síntesis, como, por ejemplo, en la formación de polisacáridos y, sobre todo, en la síntesis de sustancias húmicas, catalizando la oxidación de determinados fenoles que, una vez oxidados, se polimerizan para dar núcleos de sustancias húmicas<sup>21-26</sup>.

El suelo constituye una reserva de microorganismos, fuente de moléculas simples (ácido acético, cítrico, etc.) y de moléculas complejas (vitaminas, hormonas, antibióticos, enzimas, aminoácidos esenciales, etc.) y de sustancias inhibitoras o promotoras de crecimiento de las plantas. Entre las sustancias químio-terapéuticas producidos por los actinomicetos se encuentran los antibióticos estreptomycin, cloranfenicol, cicloheximida, clorotetraciclina, oxitetraciclina, las vitaminas B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>6</sub>, B<sub>12</sub>, biotina y ácido fólico y sustancias tóxicas para las plantas o estimuladoras del crecimiento vegetal<sup>26-30</sup>. Las bacterias producen entre otras la pirocianina y compuestos análogos. Entre los hongos, los géneros *Penicillium*, *Trichoderma*, *Aspergillus* y *Fusarium* son fuente de antibióticos entre ellos la penicilina<sup>44</sup>. Las algas excretan vitaminas y auxinas<sup>26</sup>.

### **Procesos de mineralización, humificación y agregación**

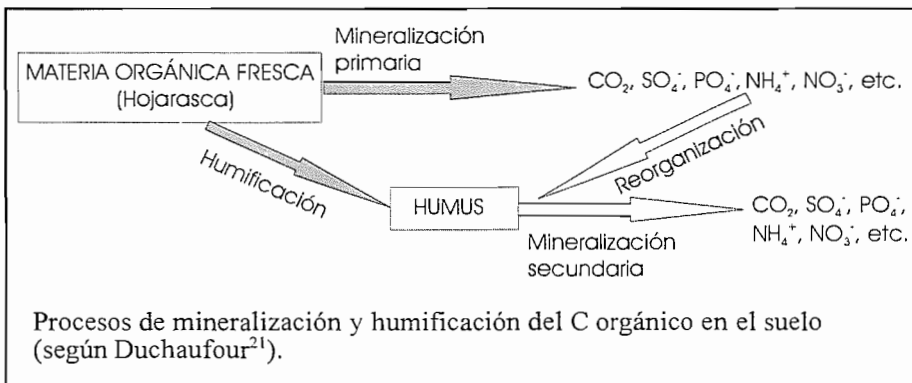
Los restos orgánicos de todo tipo que llegan a la superficie del suelo son primero desmenuzados y descompuestos por los denominados organismos descomponedores: mesofauna (artrópodos, enquitreidos, lombrices, etc.) y microorganismos (bacterias, actinomicetos y hongos, y sus enzimas de despolimerización), que los transforman en compuestos más sencillos, muchos de ellos solubles. Parte de estos compuestos orgánicos sencillos, son entonces mineralizados (mineralización primaria) por los microorganismos del suelo (bacterias y hongos y sus enzimas de mineralización), que, en medios aireados,

oxigenados, oxidan y convierten las moléculas orgánicas en compuestos minerales solubles o gaseosos,  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$ , y oxidan los elementos inorgánicos, componentes de los residuos vegetales y animales, en compuestos inorgánicos nitrogenados ( $\text{NH}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_n$ ,  $\text{NO}_3^-$ ), fosfatados ( $\text{PO}_4^{3-}$ ), sulfatados ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), potásicos ( $\text{K}_2\text{O}$ ), etc., que quedan así disponibles para su asimilación directa o indirecta por las plantas o que, por el contrario, pueden ser reorganizados por los microorganismos del suelo, particularmente los compuestos nitrogenados<sup>21</sup>. Este proceso de mineralización, bastante rápido y aparentemente sencillo pero al mismo tiempo complejo, es el que produce el «milagro» de permitir el reciclado de los elementos minerales que habían sido absorbidos por las plantas que produjeron los residuos vegetales o asimilados por los animales vivos cuyos cuerpos muertos o los productos de su descomposición formaban parte también de la materia prima de la materia orgánica del suelo. Pero es también este proceso el que produce una gran cantidad de gases de efecto invernadero, principalmente,  $\text{CO}_2$  y  $\text{NO}_n$ , que pueden aumentar la concentración de estos compuestos en la atmósfera, reforzando el citado efecto invernadero. Los microorganismos del suelo pueden actuar también en medios o microambientes confinados, no aireados o con exceso de humedad, produciendo otro tipo de procesos, la desnitrificación de sustancias orgánicas que contienen N dando lugar a la liberación de sustancias nitrogenadas, particularmente  $\text{NO}_2$ , o la metanización de los compuestos orgánicos, liberándose entonces  $\text{CH}_4$ , y produciéndose, en ambos casos, gases de efecto invernadero.

Es, pues, el proceso de mineralización de la materia orgánica, una fuente de elementos nutrientes para el desarrollo de las plantas y, al mismo tiempo, una fuente de gases de efecto invernadero.

Otra parte de la materia orgánica descompuesta, es decir, transformada en compuestos orgánicos sencillos, que escapa al proceso de mineralización primaria, sirve de materia prima para la elaboración de nuevas moléculas orgánicas, llevada a cabo también por los microorganismos del suelo y sus enzimas (enzimas de la humificación), que, por mecanismos muy complejos, tal como indicamos anteriormente, realizan el proceso de humificación, con formación de las sustancias húmicas, en general muy estables pero, en todo caso, más estables que los compuestos orgánicos producto de la descomposición de los residuos orgánicos. No obstante, estas sustancias húmicas, también pueden sufrir un proceso de mineralización secundaria, que es mucho más lento que la mineralización primaria. Durante el proceso de humificación, las nuevas sustancias elaboradas pueden unirse de forma muy estable bien con los minerales del suelo, formando complejos órgano-minerales de diferentes tipos, bien con elementos inorgánicos o sus óxidos,

principalmente Ca, en medios calizos, y Fe y Al, en medio ácido, que confieren a las sustancias húmicas una estructura muy estable. A su vez, estos complejos o las propias sustancias húmicas pueden contraer enlaces con los minerales de la arcilla. Los complejos órgano-minerales son muy variados y están condicionados por el tipo de humus, la composición del material mineral y el edafoclima<sup>21-31-32</sup>.



Este proceso es la base de la formación de agregados en el suelo, y, por lo tanto, la base de la estructura del suelo, o forma de unirse las partículas elementales minerales del suelo, arena, limo y arcilla. Los agregados pueden tener un origen biológico, químico, físico o mecánico, dependiendo el tipo de estructura del proceso predominante. En este proceso pueden actuar como materiales agregantes diversos cementos minerales (arcillas, oxihidróxidos de Fe y Al, carbonatos, sílice amorfa) y orgánicos (polisacáridos, resinas, ceras, proteínas, lípidos, sustancias húmicas o productos de la actividad microbiana), libres o al estado de complejos órgano-minerales, y organismos o elementos de organismos vivos (raíces, hifas fúngicas, células bacterianas, etc.), formando agregados de diferente tamaño, y con diferente constitución<sup>21-26</sup>. Los microagregados muy finos, de aproximadamente 2  $\mu\text{m}$ , están formados por geles microbianos (proteínas y glucosaminas) que engloban las arcillas<sup>33</sup>, mientras que los microagregados de tamaño medio (20-50  $\mu\text{m}$ ) se forman por asociación de ácidos húmicos y lípidos hidrófobos, difícilmente biodegradables, insolubilizados por óxidos de Fe y/o Al. Estos microagregados de tamaño medio, a menudo engloban a los microagregados finos, dando lugar a microagregados mixtos que contienen también fragmentos de humina heredada<sup>21</sup>. La materia orgánica integrada en los microagregados, generalmente tiene un tiempo de renovación lento debido a que está protegida por sus estrechas asociaciones con los constituyentes minerales<sup>34</sup>. Los microagregados pueden estar también incluidos en el seno de macroagregados, de mayor tamaño (> 250  $\mu\text{m}$ ), que también engloban

partículas minerales de tamaño limo, unidos por cementos constituidos en su mayor parte por polisacáridos asociados a proteínas. Estos cementos orgánicos son lábiles y están poco protegidos por la fracción mineral, por lo cual su tiempo de renovación es mucho más rápido que los de los microagregados; sin embargo, cuando abundan las hifas micelianas, estas pueden formar una red periférica protectora que aumenta la estabilidad del agregado y ralentiza su tiempo de renovación <sup>21-26</sup>.

Por consiguiente, la estabilidad de los agregados va a depender: 1º) de la naturaleza lábil o recalcitrante de los compuestos orgánicos que los constituyen, 2º) de la localización de estos compuestos en el agregado, de la cual depende su protección contra el ataque microbiano, que aumenta en el sentido: en la periferia < en el centro de los macroagregados < en el interior de los microagregados, y 3º) de la naturaleza del medio mineral, aumentando la eficacia de los cationes de enlace entre los compuestos orgánicos y las partículas minerales en el sentido: Fe(OH)<sub>n</sub> asociado a ilitas y vermiculitas (tiempo de renovación relativamente rápido) < Ca unido a arcillas de tipo esmectita (tiempo de renovación lento) < Al activo, principalmente Al amorfo y ciertos alofanos (tiempo de renovación muy lento, con tendencia a la acumulación de la materia orgánica). Por el contrario, la estructura puede degradarse: 1º) por hinchamiento de las arcillas, 2º) por rotura de los agregados por acción mecánica debido bien a las gotas de lluvia durante lluvias violentas, bien por trabajo excesivo del suelo o por compactación debido al uso de maquinaria pesada, 3º) por dilución de los cationes floculantes, 4º) por biodegradación de los cementos orgánicos, y 5º) por acidificación y cambio de estado del humus. La desaparición de la estructura favorece la erosión, con arrastre de las partículas más finas, materia orgánica y arcilla, provocando la degradación del suelo, el arrastre de los materiales erosionados y la deposición de los mismos en otros ecosistemas terrestres o acuáticos<sup>21</sup>.

La microbiota favorece la formación de los cementos órgano-minerales, mientras que la meso y macrofauna interviene en la formación de la estructura de origen biológico, aglomerando y cementando los microagregados en el tracto intestinal y dándole a la unidad estructural su tamaño y forma definitiva: son las bolitas fecales de Enquitreidos, Colémbolos y, sobre todo, lombrices de tierra<sup>21-26</sup>.

Se vislumbra ya que este proceso de humificación, que estabiliza la materia orgánica, impidiendo su mineralización rápida, así como la agregación o formación de agregados, pueden ser la base para disminuir la emisión de gases de efecto invernadero desde el suelo, cuando se fomentan dichos procesos en el suelo.

El porcentaje de mineralización de un suelo, que depende del sustrato orgánico<sup>35-36-37-38-39</sup>, de la actividad biológica del suelo (metabólica y enzimática)<sup>40-</sup>

<sup>41-42-43</sup> y del contexto mineral<sup>36-37-44</sup>, caracteriza la velocidad de descomposición de la materia orgánica fresca y el tiempo de renovación de la fracción humificada, y varía mucho, en consecuencia, de unos suelos a otros, siendo en general más bajo en medios ácidos que en medios básicos y en presencia de Al que en presencia de Ca<sup>37-44</sup>. Si, para un aporte determinado de hojarasca, el tiempo de renovación es rápido, la cantidad de humus incorporado al suelo es bajo y el porcentaje de mineralización elevado; si, por el contrario, el tiempo de renovación es lento, la cantidad de humus incorporado es mucho mayor y el porcentaje de mineralización es bajo<sup>21</sup>.

Se comprende entonces que la cantidad neta de gases de efecto invernadero que los suelos envían a la atmósfera será consecuencia del balance neto entre el proceso de mineralización y el de humificación, para un aporte determinado de materia orgánica fresca.

### **Proceso de intercambio iónico**

Para entender toda la importancia de la materia orgánica del suelo, es preciso explicar también, de forma abreviada y sencilla, otro proceso del suelo. Se trata del denominado proceso de intercambio iónico, por el cual los elementos inorgánicos que se encuentran en el suelo, bien como producto del proceso de mineralización de la materia orgánica o bien como consecuencia de la meteorización de las rocas por los agentes atmosféricos y/o la actividad de los organismos vivos, plantas y microorganismos, y de la propia materia orgánica, pueden ser absorbidos por las raíces de las plantas. Es, por lo tanto, un proceso también muy importante desde el punto de vista de la producción vegetal y producción de alimentos y, como veremos, desde el punto de vista de la protección del medio ambiente.

Ya hemos indicado que la materia orgánica del suelo, en particular las sustancias húmicas tienen propiedades coloidales; son coloides electronegativos que tienen dispuestos en su superficie cargas negativas distribuidas más o menos regularmente. Estas cargas negativas atraen, lógicamente, a los iones inorgánicos, cargados positivamente, que pasaron a la solución del suelo (solución acuosa salina que se mueve por los poros del mismo), procedentes de los procesos de mineralización y/o meteorización, estableciéndose entre micelas y solución un equilibrio dinámico. Cuando en esta solución salina se introduce una raíz, en cuya superficie se distribuyen también una serie de cargas negativas, parte de los iones de la solución del suelo pueden ser absorbidos por la raíz, que los asimila y los transporta a otras partes de la planta, estableciéndose entre las micelas orgánicas y la solución del suelo un nuevo equilibrio dinámico por «intercambio»: algunos iones de las micelas

pasan a la solución del suelo (desorción) y son sustituidos por otros iones que estaban en la solución del suelo (absorción). Esta propiedad de intercambio iónico la posee también otro componente muy importante del suelo, la arcilla, que también es un coloide electronegativo, constituyendo, junto con los coloides orgánicos, lo que se denomina el complejo absorbente del suelo. El poder de intercambio iónico es mayor en las sustancias húmicas que en la arcilla. En los suelos deficientes en arcilla y ricos en materia orgánica, como es el caso de la mayoría de los suelos de Galicia, la materia orgánica constituye la mayor parte del complejo de cambio, siendo mayor el poder de intercambio iónico en los compuestos húmicos que en la materia orgánica fresca y en los ácidos fúlvicos que en los húmicos. En el complejo absorbente se encuentran retenidos iones generadores de acidez, tales como  $H^+$  y  $Al^{3+}$ , y los denominados iones básicos o bases de cambio,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  y  $Na^+$  y, accesoriamente,  $NH_4^+$ , porque, por un lado, elevan el pH del suelo y, por otro, son nutrientes básicos para la nutrición de las plantas. También pueden estar retenidos iones de elementos metálicos, necesarios para las plantas en pequeñas cantidades (oligoelementos) o tóxicos para las mismas en determinadas concentraciones. En este caso, la materia orgánica actúa como un filtro para los elementos contaminantes de las aguas (nitratos y fosfatos) o tóxicos (elementos pesados) que pueden ser retenidos en el complejo de cambio. El estado del complejo absorbente determina en buena parte el pH del suelo y, a través de este, influye sobre la actividad biológica, la estructura del suelo y la fertilidad mineral de los suelos<sup>18-21</sup>.

### **Contenido de materia orgánica en los suelos**

La materia orgánica del suelo se encuentra en las capas superficial y subsuperficial del perfil de los suelos, superpuesta a los horizontes minerales del suelo, en los suelos denominados naturales o forestales, y mezclada con estos horizontes hasta una profundidad de 20-30 cm aproximadamente, denominada capa arable, en los suelos de cultivo. En algunos tipos de suelos (podsoles) pueden existir capas de materia orgánica en profundidad, intercaladas entre horizontes minerales, pero en este caso esta materia orgánica no se formó *in situ* sino que fue transportada desde los horizontes superficiales; en otros casos (andosoles y ranker atlántico) la materia orgánica, unida estrechamente a la materia mineral, alcanza una gran profundidad y en los suelos orgánicos tales como las turberas, todo el perfil es orgánico. La concentración de materia orgánica en el suelo varía en un amplio intervalo, desde menos de  $0,5 \text{ kg m}^{-2}$  en suelos de regiones áridas, hasta  $100\text{-}200 \text{ kg m}^{-2}$  en suelos orgánicos<sup>45</sup>. Las reservas de materia orgánica en los suelos se estiman

en 684-727 Pg en la capa de 0-30 cm; en 1.468-1.548 Pg, si se considera una profundidad de 0-100 cm, y en 2.376-2.456 Pg si la profundidad considerada es de 0-200 cm<sup>46</sup>, profundidad a la que, según diversos autores, debe medirse el C orgánico del suelo en el contexto de la mitigación del cambio climático global. Sin embargo, en los suelos de cultivo es raro medirlo por debajo de la capa arable.

Teniendo en cuenta el papel que juega la materia orgánica\* en todos los procesos que acabamos de describir, aparte de su importancia en los procesos edafogénicos, es fácil comprender que la pérdida del contenido de materia orgánica del suelo supone una forma de degradación física (disminución del poder de retención de agua, disminución de la agregación del suelo y, por lo tanto, de la porosidad del suelo, lo que perjudica la aireación y la circulación del agua), química (disminución del complejo absorbente y de la capacidad del suelo como filtro de elementos tóxicos para las plantas o nocivos para las aguas, disminución o desequilibrio de los nutrientes necesarios para el desarrollo de las plantas) y biológica (disminución de la actividad biológica y, por lo tanto, de la liberación de nutrientes y del poder de retención de C orgánico en el suelo), y, en consecuencia, supone también una disminución de la calidad del suelo<sup>47</sup>. Esta degradación puede producirse por varios factores, aunque detrás de casi todos ellos está la acción del hombre: cambio del uso del suelo (por ejemplo, puesta en cultivo de zonas ocupadas por bosques), manejo inadecuado de los suelos dedicados a bosques, prácticas de manejo inadecuadas de los suelos de cultivo, mantenimiento de cultivos por largo tiempo, etc.

---

\* Ha sido demostrada la favorable influencia de las sustancias húmicas sobre el crecimiento y desarrollo de las plantas, aumentando la longitud de las raíces principales y el número de raíces secundarias, incluso a concentraciones extremadamente bajas, a la vez que favorecen también la germinación de las raíces y la absorción de los nutrientes, todo ello debido a que provocan cambios en procesos como la respiración, la conversión de glúcidos, la división y crecimiento celulares, el incremento del contenido de clorofila en las hojas, etc.; también se cree que actúan sobre la actividad de las enzimas<sup>30</sup>. Por otra parte, difenoles y fenoles carboxílicos parecen inhibir el sistema enzimático responsable de la oxidación del ácido indolacético (AIA), auxina de las plantas<sup>30</sup>. Actualmente las sustancias húmicas se utilizan como enmiendas.



## EL SECUESTRO DE C EN LOS SUELOS COMO MITIGACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Los suelos representan la tercera fuente de emisión de CO<sub>2</sub> a la atmósfera debido a un amplio rango de actividades agrícolas: deforestación, quemado de biomasa para pasar ecosistemas naturales a agrícolas, etc., que afectan tanto a la biosfera como a la edafosfera<sup>11</sup>. Por esta razón, se contemplan dos tipos de mitigación: por un lado, la disminución de estas emisiones y, por otro, el almacenamiento de CO<sub>2</sub> de la atmósfera en la biosfera y en los suelos como materia orgánica estable. Por esta razón, aunque en el contexto de este discurso la edafosfera es el principal objetivo, me referiré también someramente a la biosfera, teniendo en cuenta la estrecha relación entre ambas esferas.

El depósito biótico de C, de 560 Pg C, es el menor de los cinco depósitos activos y representa sólo alrededor del 24 % del depósito edáfico; sin embargo, es un depósito muy dinámico, con un flujo anual de 120 Pg C y un tiempo de residencia medio de menos de 5 años (apenas un año en los órganos verdes y 50 años, aproximadamente, en las partes leñosas y en la madera<sup>10</sup>), y muy importante porque la actividad fotosintética de la flora del mundo es la base de la vida terrestre<sup>16</sup>.

Ya hemos indicado que la biosfera fija CO<sub>2</sub> de la atmósfera por medio de la fotosíntesis, proceso ligado a la producción vegetal, particularmente importante en bosques y matorrales, y, en menor medida, en las plantas cultivadas. Por consiguiente, a primera vista parecería que fomentando el incremento de la productividad vegetal, por ejemplo evitando las deforestaciones y aumentando las reforestaciones en lugares deforestados anteriormente y las repoblaciones en zonas nunca arboladas, se lograría fijar más C atmosférico y disminuir así la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera. Sin embargo, si se tiene en cuenta el CO<sub>2</sub> emitido por la respiración de las plantas, que devuelve a la atmósfera más del 50 % del C fijado por las mismas, y el CO<sub>2</sub> emitido por la respiración del suelo sobre el que se asientan las plantas, que se estima en otro 50 % del absorbido por las plantas, el balance neto de secuestro de C en la biosfera no se considera muy alto, y, por lo tanto, la biosfera contemplada como sumidero de C tiene relativamente poca importancia *per se* desde el punto de vista cuantitativo<sup>16</sup>. No obstante, las medidas apuntadas son prácticas necesarias para la conservación y la mejora del medio ambiente e imprescindibles para la producción de fibras y madera. También son medidas imprescindibles para aumentar la producción de biomasa vegetal que retorna al suelo y, por lo tanto, para aumentar el contenido de C de la edafosfera, ya

que los residuos de la biomasa vegetal que se depositan en la superficie del suelo son la materia prima principal de la materia orgánica del suelo.

Hemos visto ya que la edafosfera representa un importante depósito de C y aunque las reservas de C inorgánico son mayores que las de C orgánico, por ser menos conocido el ciclo del C inorgánico y los procesos de evolución o dinámica de este elemento que los del C orgánico, las principales medidas de mitigación que se contemplan por la mayoría de los científicos se centran en el C orgánico.

No obstante, las reservas de C inorgánico en el suelo, en su mayor parte en forma de carbonatos, están llamadas a desempeñar un papel muy importante en la mitigación del cambio climático en las regiones de climas áridos y semiáridos en las que abundan los suelos sobre rocas calizas<sup>48-49</sup>. En estos casos, la descalcificación por acidificación debido al uso de estiércoles o fertilizantes, la lluvia ácida, el paso del arado, la erosión, etc., con liberación de CO<sub>2</sub> a la atmósfera<sup>11-16</sup>, actuaría como una fuente de CO<sub>2</sub> mientras que la carbonatación, como, por ejemplo, la formación de carbonato secundario en forma de costras calizas en el suelo, que tienen un gran espesor en algunas zonas y que generalmente son muy extensas, actuarían como sumidero de una gran cantidad de C inorgánico, lo mismo que el lavado de carbonatos en forma de bicarbonatos solubles que pasarían a las capas freáticas en forma disuelta y de aquí a los océanos, alimentando este gran sumidero<sup>50</sup> de C. La fijación de C inorgánico en forma de carbonatos secundarios (costras calizas) es estimada<sup>14-49</sup> en 10-11 Tg C año<sup>-1</sup>.

#### **SECUESTRO DE CARBONO EN VEGETACIÓN Y SUELOS**

- Permite ganar tiempo (25-50 años) para buscar alternativas a los combustibles fósiles.
- Es bueno hacerlo, independientemente de lo que ocurra con el clima.

La cantidad de C orgánico almacenado en los suelos del mundo como materia orgánica (1.500 Pg C) no es menos importante que el C inorgánico, si se tiene en cuenta que representa aproximadamente el triple del C de la biosfera (560 Pg) y más del doble del de la atmósfera (750 Pg C). Por esta razón, se predice que el papel de la materia orgánica puede ser crucial en la mitigación de la emisión de CO<sub>2</sub> y NO<sub>2</sub>, principales gases de efecto invernadero.

Se denomina «potencial de secuestro de carbono» de un suelo a la capacidad del suelo para almacenar C en forma más o menos estable y «C secuestrado» a la

cantidad de C de la biomasa o de cualquier otro residuo orgánico que permanece en el suelo al final de un año, cantidad que depende del grado de descomposición<sup>16</sup>.

Como hemos visto, la materia orgánica del suelo, de la cual el C orgánico se considera que constituye aproximadamente el 58 % de la masa total, está formada por un amplísimo rango de sustancias orgánicas de diversa naturaleza, que, a escala global, y desde el punto de vista de su labilidad frente a la oxidación química o al ataque microbiano y, por lo tanto, desde el punto de vista de su tiempo de renovación o de residencia, no son homogéneas, existiendo toda una gradación de compartimentos, que se pueden simplificar a tres: un compartimento lábil, con un tiempo de residencia menor de 10 años, un compartimento intermedio, con un tiempo de residencia entre 10 y 100 años y un compartimento pasivo o recalcitrante, con un tiempo de residencia entre 100 y 10.000 años<sup>16</sup>.

Pertenece al compartimento lábil el denominado C orgánico disuelto (DOC), que es el C orgánico soluble en agua, formado por ciertos azúcares, aminoácidos, etc., solubles, y que, aunque sólo representa alrededor de un 1 % del C total del suelo<sup>51</sup>, es muy importante porque es una fuente de energía para los microorganismos, que lo metabolizan muy rápidamente; sin embargo, debido a su movilidad en el suelo, se cree que puesto que puede alcanzar la capa freática y de aquí pasar a los océanos en forma disuelta, puede constituir un sumidero potencial de C aunque por el momento no se incluye en los cálculos globales de secuestro<sup>52</sup> de C. El C microbiano o C de la biomasa microbiana, que constituye entre un 1 y un 5 % del C total orgánico de los suelos y que en los suelos de Galicia no suele sobrepasar el 2 % del C orgánico total<sup>140-41-42-43-51</sup>, se pone a disposición del sistema a la muerte de los microorganismos, formando parte también del C muy lábil, que es fácilmente metabolizado de nuevo por la microbiota del suelo. El resto del C de la materia orgánica fresca o no humificada, constituido por restos vegetales y animales en distinto grado de descomposición, aunque suele considerarse un compartimento lábil, tiene una labilidad muy variable, por lo que puede incluirse tanto en el compartimento lábil como en el intermedio, según la composición de los restos que la forman, pero, en general, su labilidad es mayor que la del compartimento de las sustancias húmicas. El compartimento del C humificado, formado por las sustancias húmicas, ácidos fúlvicos, ácidos húmicos y huminas, constituye el compartimento más estable térmica y bioquímicamente, aunque también es heterogéneo, disminuyendo su labilidad y aumentando su resistencia al ataque microbiano desde los ácidos fúlvicos a las diferentes formas de humina. Todas las formas humificadas constituyen las reservas más estables de C (aparte, lógicamente, las de carbón vegetal) y, por lo tanto, las que tienen más capacidad de almacenar C orgánico

estable, con un tiempo de residencia de cientos a miles de años<sup>10</sup>. Aunque estos compartimentos están representados en todos los suelos, su proporción es diferente en función del tipo de suelo y de las condiciones ambientales y del medio.

Los incendios forestales son, indudablemente, una gran fuente de gases de efecto invernadero, particularmente de CO<sub>2</sub>, pero también, en el contexto que nos interesa, de diversos óxidos de nitrógeno, así como de otros muchos compuestos orgánicos que son arrastrados a la atmósfera por las corrientes de convección, bien en forma particulada bien en forma de aerosoles, que son arrastrados y depositados paulatinamente en lugares más o menos alejados del lugar del incendio, siendo, por lo tanto, fuentes de contaminación tanto atmosférica como terrestre<sup>53-54</sup>. Durante los incendios forestales, además de la combustión del material vegetal vivo, se produce también la combustión de la hojarasca y de la materia orgánica de la capa más superficial del suelo, aunque los efectos directos del fuego no suelen sobrepasar los 5-7 cm de profundidad del suelo, aún en el caso de incendios de alta intensidad. El incendio puede provocar así la combustión parcial o total de la materia orgánica del suelo<sup>53-54</sup>. En el primer caso, se demostró<sup>38-39</sup> que la materia orgánica que persiste en el suelo pero que fue afectada por el calentamiento es más resistente al ataque microbiano y, por lo tanto, más estable, constituyendo una forma de secuestro de C que, de todas formas, no puede compensar las pérdidas de C por combustión. Esta estabilidad se atribuye al aumento de la aromaticidad y condensación de las sustancias húmicas, acciones favorecidas por el calentamiento del suelo. Por otra parte, las partículas de carbón, que con frecuencia se encuentran en algunos suelos y que suelen ser relativamente abundantes en los suelos de Galicia, producidos por la carbonización total de restos vegetales en incendios que tuvieron lugar en épocas pretéritas o actuales, constituye también C secuestrado con un tiempo de residencia extremadamente elevado<sup>55</sup>.

Por último, recientemente se habla del denominado «*black carbon*», constituido por formas completamente estables y resistentes al ataque microbiano, detectado en suelos que sufrieron incendios forestales; se considera formado por sustancias parcialmente carbonizadas, materiales carbonados refractarios no pirolizables compuestos por formas de C poliaromáticas, relativamente inertes e hidrofóbicas, por lo que pueden jugar un papel importante en el almacenamiento de C estable en el suelo<sup>56</sup>.

Si bien el C elemental es igual en todos estos compartimentos del C orgánico del suelo, sus propiedades son muy diferentes debido a sus interacciones con otros componentes específicos del compartimento, que determinan precisamente su estabilidad y tiempo de renovación. Así, por ejemplo, las sustancias húmicas

difieren de la biomasa no sólo por sus menores relaciones C/N, C/P y C/S sino también porque las sustancias húmicas, al tener una elevada área superficial y una alta densidad de carga, pueden formar complejos órgano-minerales que las estabilizan y estabilizan la estructura del suelo<sup>57</sup> cuando forman parte de los agregados del suelo. Por esta razón, se considera que el C orgánico del suelo que está en forma de sustancias húmicas debe tener un valor monetario mayor que el de la biomasa, debido al importante papel que estas sustancias juegan en el suelo con respecto a la productividad vegetal, la calidad medioambiental y el potencial de secuestro<sup>16</sup> de C. El valor monetario se refiere al concepto de «créditos comerciales de carbono» (*carbon credits trading*) que intentó establecerse para el secuestro<sup>58</sup> de C en suelos agrícolas en la International Conference on Greenhouse Gases, celebrado en Kioto en 1997, pero que no fue aprobado, probablemente entre otras razones porque es difícil de determinar. Esto se debe a que aunque los cambios de C que ocurren en el suelo se pueden medir directamente, el aumento o disminución de C es pequeño en comparación con el C total del suelo y, por lo tanto, es difícil de detectar. Por otra parte, estos cambios suelen ser lentos y el C del suelo tan variable que este método directo no es práctico para estimar los créditos de C. Por esta razón, se han usado diversos modelos de simulación de los cambios de C, tales como el CENTURY y el EPIC y otros modelos empíricos más sencillos pero ninguno de ellos simula adecuadamente la dinámica del C en el suelo a corto plazo (menos de 20 años) por lo que el problema no se ha resuelto todavía<sup>58</sup>. Estos cambios, tanto ganancias como pérdidas, ocurren predominantemente en las fracciones de la materia orgánica lábil, por ejemplo, en el C disuelto, en el C de la biomasa microbiana y en el C de la materia orgánica fresca.

El contenido de materia orgánica del suelo alcanza su concentración de equilibrio en función del clima (precipitación y temperatura) y de las propiedades del suelo; así, según estableció Jenny<sup>59</sup> en 1980, a igual temperatura, la materia orgánica del suelo aumenta con la precipitación mientras que a igual nivel de precipitación aumenta cuando la temperatura media anual disminuye. Asimismo, para la misma unidad de paisaje, la materia orgánica del suelo aumenta con el contenido de arcilla y la capacidad de retención de agua disponible de la zona radicular, siendo su contenido elevado en depresiones orientadas al norte y con bajo drenaje interno<sup>16</sup>. Por consiguiente, el potencial de secuestro de C en el suelo como materia orgánica es mayor en los suelos de climas fríos y húmedos que en los de las regiones cálidas y secas<sup>60</sup>; es también mayor en los suelos tropicales y subtropicales que en los suelos de climas templados<sup>16</sup>. Los factores climáticos son los más importantes para explicar el secuestro de C a largo plazo; sin embargo, el secuestro

de C a corto plazo viene determinado por cambios en la vegetación o en el uso del suelo<sup>61</sup>.

Las medidas que se proponen para que se produzca el secuestro de C en el suelo en forma de materia orgánica estable, consisten en la recuperación de todos los suelos degradados a nivel mundial y el uso adecuado del suelo, principalmente por cambio de uso, de suelos agrícolas a forestales, cambio de manejo de los suelos agrícolas y de las cosechas, particularmente por intensificación agrícola utilizando prácticas agrícolas recomendadas (laboreo de conservación o, mejor, no laboreo, mantenimiento del agua del suelo y buen manejo de la capa freática, uso adecuado de fertilizantes orgánicos y minerales, uso de variedades y sistemas de cultivo mejorados, mantenimiento de una cubierta vegetal por desarrollo de cosechas, eliminación del descanso estival, y otras). Sin embargo, es conveniente saber que los suelos tienen una capacidad finita de almacenar C, que depende del tipo de suelo<sup>61</sup>.

### OPCIONES DE MITIGACIÓN AGRÍCOLA (según Lal)

- Reducción de las emisiones de gases de efecto invernadero
  1. Reducción del laboreo
  2. Control de la erosión
  3. Prácticas agrícolas precisas
  4. Riego controlado
  5. Producción de biocombustibles
- Secuestro de carbono
  1. Restauración de suelos degradados y desertizados
  2. Uso de laboreo de conservación
  3. Cultivo de cosechas de cobertura
  4. Eliminación del descanso estival
  5. Cultivo de especies con raíces profundas y alto contenido en lignina
  6. Aplicación de biosólidos

Se estima que mediante estas prácticas pueden conseguirse cantidades significativas de secuestro de C: entre 0,75-1,00 Pg C año<sup>-1</sup> en todos los suelos de cultivo a nivel mundial<sup>62</sup>, 0,9-1,9 Pg C año<sup>-1</sup> por control de la desertización y 3,0 Pg C año<sup>-1</sup> por restauración de los suelos degradados de todo el mundo<sup>16</sup>. Se considera que si pudieran realizarse estas previsiones de secuestro, que representan de 50 a 75

Pg de C en los próximos 25 a 50 años, la repercusión sobre la emisión de CO<sub>2</sub> a la atmósfera sería importante ya que podría neutralizar el aumento de CO<sub>2</sub> en la atmósfera, que es de 3,4 Pg año<sup>-1</sup>, casi igual al potencial máximo de secuestro de C por el suelo. Por otra parte, la restauración de suelos degradados y la adopción de prácticas agrícolas recomendadas puede conducir al secuestro del 60 al 80 % del C histórico perdido<sup>11-45</sup>.

Actualmente se considera que el secuestro de C en el suelo es la mejor opción desde el punto de vista de la relación coste/beneficio, sobre todo si se tiene en cuenta que el aumento de materia orgánica en los suelos lleva aparejado un aumento de la calidad del suelo (mejora de la estructura, aumento de la capacidad de retención de agua y nutrientes y del poder de amortiguación, mayor protección del suelo contra la erosión y aumento de la producción vegetal y agroalimentaria) y un aumento de la calidad del medio ambiente (control de la contaminación de suelos, capas freáticas y atmósfera).

### SECUESTRO DE C

Mejor opción según coste/beneficio

Opción de doble beneficio

- Mitiga el efecto invernadero
- Aumenta la calidad del suelo:
  - Mejora la estructura
  - Aumenta la capacidad de retención de agua y nutrientes
  - Aumenta el poder de amortiguación
  - Aumenta la protección del suelo contra la erosión
  - Aumenta la producción vegetal y agroalimentaria
- Aumenta la calidad del medio ambiente:
  - Controla la contaminación de los suelos
  - Controla la contaminación de las capas freáticas
  - Controla la contaminación del aire

Es una opción llamada de «doble beneficio», en la que además de recuperar los suelos degradados (principal objetivo que debe presidir cualquier opción), se disminuye la emisión de gases de efecto invernadero, mediante el secuestro de C. Por otra parte, esta opción permitiría ganar de 25 a 50 años, durante los cuales previsiblemente se adoptarán cambios en el uso de las fuentes energéticas

actuales<sup>11-45</sup>, causa principal de la emisión de CO<sub>2</sub>, bien por agotamiento de los recursos o por creación de nuevas fuentes energéticas. Naturalmente, esto exigiría no sólo la toma de decisiones sino también la coordinación de las acciones a desarrollar a nivel global, entre ellas, según Lal<sup>16</sup>: 1º) identificar los suelos y las ecoregiones con potencial de secuestro de C elevado y en las que las acciones necesarias para efectuar el secuestro sean económicamente realizables, 2º) validar las tecnologías de manejo de suelos y cosechas y cuantificar el grado de secuestro de C que se consigue con ellas, 3º) establecer políticas que promuevan la adopción de las prácticas recomendadas y 4º) estimar el valor del C del suelo.

### **Identificación de los suelos con elevado potencial de secuestro de C**

Con respecto al primer punto indicado por Lal<sup>16</sup>, la identificación de los suelos con potencial de secuestro de C elevado, diversas estimaciones del C almacenado en los suelos del mundo (no exentas de incertidumbre debido a la magnitud de los cálculos que se han elaborado o se están elaborando) permiten predecir los tipos de suelos que, retrospectivamente, han tenido mayor capacidad de secuestrar C a lo largo de su evolución edafogenética. Esta capacidad, lógicamente, está ligada a los procesos evolutivos que los caracterizan en función de los principales factores que influyen en la formación del suelo: material de partida, clima, vegetación, organismos y factor humano. Una de las estimaciones recientes<sup>15</sup> concluye que, efectivamente, el contenido de C inorgánico de los suelos (1.738 Pg C, con su mayor concentración, 1.044 Pg C, en los suelos de zonas áridas) es mayor que el de C orgánico (1.555 Pg C, con su mayor concentración, 390 Pg C, en los suelos hidromorfos), aunque estos datos deben de ser interpretados a la luz de la superficie ocupada por cada tipo de suelo.

Refiriéndonos a los suelos de Galicia, región de clima templado-húmedo\*, con una superficie total de 3.000.000 ha y con contenidos de materia orgánica que varían en un rango muy amplio (entre 20 Mg C ha<sup>-1</sup> y más de 3.000 Mg C ha<sup>-1</sup>), las estimaciones realizadas por Macías y Camps<sup>17</sup> indican que el C almacenado en nuestros suelos es muy importante ya que alcanza la cifra de 615,5 Tg C y que, como era de esperar, varía mucho en función del tipo de suelo y de la superficie ocupada por cada tipo de suelo. Así, los Umbrisoles y Cambisoles húmicos de uso forestal, que ocupan el 44,7 % de la superficie total (1.340.000 ha), acumulan 402,0 Tg C, seguidos por los Umbrisoles y Cambisoles de fase somera, que con una

---

\* Temperaturas medias: 8-14 °C; pluviosidad alta: 800-2.000 mm anuales.



ocupación del 20 % de la superficie total (600.000 ha) secuestraron 105,0 Tg C mientras que los Umbrisoles y Cambisoles cultivados, con una superficie análoga a la superficie anterior, secuestraron únicamente 21,0 Tg C (lo que pone de manifiesto el efecto del cultivo sobre la pérdida de materia orgánica). Le siguen, ya con cantidades casi iguales, los Andosoles, que ocupan sólo el 1,7 % de la superficie total (50.000 ha) y los suelos ándicos, que ocupan el doble de superficie, 3,3 % (100.000 ha), con 22,5 Tg C cada grupo, los Leptosoles, con una ocupación del 10 % de la superficie total (300.000 ha) y otros 22,5 Tg C secuestrado y los suelos hidromorfos, Histosoles y Gleisoles húmicos, que aunque ocupan la menor superficie, 0,3 % (10.000 ha), secuestraron 20 Tg C. Destacan, por lo tanto, en el secuestro de C, los suelos hidromorfos, Histosoles y Gleisoles, que aunque ocupan una pequeñísima superficie almacenan una cantidad importante de C, lo mismo que los Andosoles y los suelos ándicos, particularmente los primeros, así como los Umbrisoles y Cambisoles de fase somera.

Numerosas investigaciones realizadas en Galicia<sup>35-36-37-38-39-44</sup> sobre la dinámica de la materia orgánica en distintos ambientes minerales han demostrado la alta estabilidad de la materia orgánica de los suelos ácidos sobre granitos (Cambisoles húmicos y Umbrisoles, los más abundantes en Galicia) y sobre determinadas rocas básicas (anfíbolitas y gabros, principalmente) o materiales coluviales (Andosoles y suelos ándicos), que poseen una gran concentración de minerales alterables ricos en formas de Al reactivas (Al disuelto, Al de cambio, complejos órgano-alumínicos, etc.)<sup>17-37-44-63-64</sup>. Esta estabilidad se atribuye, en primer lugar, a la formación acelerada de ácidos fúlvicos y, sobre todo, ácidos húmicos, ya desde la superficie del suelo<sup>64</sup>, y a la formación también rápida de complejos órgano-alumínicos<sup>64-65-66</sup>, que confieren una gran estabilidad al humus, y determinan tasas de mineralización del C y del N muy bajas. El tiempo medio de residencia para la materia orgánica de estos tipos de suelos es de 1.000 a 5.000 años, lo que permite incluirla entre los materiales de ciclo lento<sup>17</sup> del C.

### **Capacidad de secuestro de C de los ecosistemas en función de su gestión**

Con respecto al segundo punto de Lal<sup>16</sup>, validación de las técnicas de gestión de los suelos, vamos a referirnos ahora, más concretamente, a los distintos ecosistemas, relacionándolos con su capacidad de secuestro de C, en función de las técnicas de manejo de los mismos.

Ya hemos indicado anteriormente que la materia orgánica del suelo, dependiendo del uso del mismo, sistemas agrícolas, métodos de laboreo y otras

prácticas de manejo del suelo (por ejemplo, deforestación, quema de biomasa forestal para poner el suelo en cultivo, incendios forestales, cortas a matarrasa, uso de subsoladores, uso indiscriminado de fertilizantes minerales y enmendantes calizos, drenaje, etc.), puede actuar como fuente de gases de efecto invernadero, principalmente por mineralización de la materia orgánica:  $\text{CO}_2$  en medios aireados que favorecen la oxidación tanto química como biológica de los compuestos orgánicos,  $\text{CH}_4$  en medios confinados, que favorecen fermentaciones de tipo anaeróbico (metanogénesis), y  $\text{NO}_2$  en los mismos medios o en microhabitats del suelo con un ambiente anaerobio. Pero también puede actuar como sumidero de C y N mediante el proceso de humificación, que da lugar a las denominadas sustancias húmicas con tiempos de vida media o de residencia muy variables. Por consiguiente, desde el punto de vista de la mitigación, se trata de buscar medidas que favorezcan el proceso de humificación o que ralenticen los procesos de mineralización primaria (de la materia orgánica fresca o no humificada) y secundaria (de la materia orgánica humificada) .

La ralentización de la mineralización primaria puede retrasar o disminuir la producción vegetal ya que, como indicamos anteriormente, es el proceso que proporciona los principales nutrientes para el desarrollo de las plantas. Por otra parte, esta velocidad depende, por un lado, de la naturaleza de la materia vegetal, origen de la materia orgánica, y de la actividad biológica del suelo y, por otro, de factores climáticos y de factores intrínsecos del suelo (pH, humedad del suelo, contenido en nutrientes para los microorganismos, etc.), existiendo una gran interdependencia entre ellos y siendo difíciles de modificar en los suelos naturales, principalmente bosques, salvo por el cambio de vegetación, y más fáciles de modificar en los suelos de cultivo, mediante control de las especies cultivadas, adición de fertilizantes inorgánicos o enmiendas orgánicas, riego o drenaje, etc.

El proceso de humificación, en su aspecto de síntesis de sustancias húmicas, así como la estructura de estas sustancias, por su extraordinaria complejidad no son completamente conocidos aunque se ha avanzado mucho; sin embargo, se conocen con más detalle las interrelaciones de estas sustancias con el medio mineral, como, por ejemplo, los procesos de complejación organo-metálicos y órgano-minerales, así como los procesos de agregación en los que intervienen las sustancias húmicas, los componentes minerales del suelo, arena, limo y arcilla, o los complejos citados anteriormente y productos derivados de la actividad microbiana, procesos ambos de estabilización de la materia orgánica humificada y, por lo tanto, favorecedores de la capacidad del suelo como sumideros de C. Por consiguiente, para aumentar la mitigación de la emisión de gases de efecto invernadero a la atmósfera habrá que

incidir en estos procesos de estabilización. La fijación de C por humificación depende de la producción vegetal que retorna al suelo y de la conversión de biomasa vegetal en humus<sup>11</sup>, que requiere un contenido del suelo en macro y micronutrientes adecuado, siendo muy baja en suelos deficientes en los nutrientes básicos.

### *Humedales*

Los humedales y las turberas, que cubren del 8 al 10 % de la superficie terrestre mundial, contienen entre el 10 y el 20 % del C terrestre de todo el mundo y, por consiguiente, representan un importante depósito de C con un papel significativo en el ciclo global del C. Estos ecosistemas producen beneficios sociales, económicos y ambientales debido a sus importantes funciones: almacenamiento de agua, recarga de acuíferos, estabilización de las costas, control de la erosión y retención de C, nutrientes, sedimentos y contaminantes, produciendo agua salubre, madera, turba y recursos turísticos (caza, pesca, observación de aves, etc.), siendo responsables, además, de un porcentaje significativo de la diversidad biológica del mundo. El cambio climático afectará a estos ecosistemas, a sus funciones y a sus beneficios. Los suelos de los humedales, a nivel mundial, contienen 1.181-1.537 Mg C ha<sup>-1</sup>, con un ritmo de almacenamiento de C de 0,1-0,35 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, lo que supone un depósito de 230 Tg C y un secuestro de C de cerca de 0,1 Tg C año<sup>-1</sup>, mientras que los depósitos de turba contienen 541 Tg C. Las emisiones de metano de los humedales naturales de todo el mundo ascienden a 0,05-0,21 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> (equivalentes a la emisión de 2,8-4,4 Mg C de CO<sub>2</sub>) y las de los cultivos de arroz se sitúan en 0,13-0,89 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> (equivalentes a 7,3-49,8 Mg C de CO<sub>2</sub>). Por otra parte, las emisiones de CO<sub>2</sub> procedentes de la desecación de humedales (pantanos y ciénagas) en todo el mundo oscilan entre 0,23 y 0,26 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> mientras que su transformación para uso agrícola genera emisiones del orden de 1-10 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>. Asimismo, la desecación de turberas produce emisiones de CO<sub>2</sub> a la atmósfera de 2,5-10 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>. Humedales y arrozales producen el 40 % de la emisión de CH<sub>4</sub> procedente de todas las fuentes de este gas de efecto invernadero. Por destrucción o degradación de los humedales o conversión en tierras de cultivo se producen emisiones de 0,05-0,11 Tg C año<sup>-1</sup>, desprendiéndose CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>O y reduciéndose el CH<sub>4</sub>. Por consiguiente, el mantenimiento de los humedales y de las turberas actuales, deteniendo el drenaje y/o desecación de todas estas zonas para evitar su rápida oxidación y, por consiguiente, la emisión de grandes cantidades de CO<sub>2</sub> a la atmósfera, conservándolas en el equilibrio actual, con un cierto flujo de CH<sub>4</sub> y NO<sub>2</sub> que no es significativo frente a la potencial emisión de CO<sub>2</sub> de estos

suelos, es la opción obligada para mantener el almacenamiento de C. Se contempla también la reposición de humedales en zonas desecadas, la restauración de los degradados y la creación de humedales artificiales<sup>17-67</sup>. No se considera, sin embargo, la mejora de las tierras húmedas, tales como los arrozales, para secuestrar C, aunque es necesario seguir investigando para disminuir la emisión de gases de efecto invernadero.

### *Bosques*

En los bosques naturales, en los que, para unas condiciones determinadas, se ha alcanzado un equilibrio dinámico entre la producción de hojarasca y la incorporación de la misma al suelo y en los que el ciclo biogeoquímico de los nutrientes es más o menos cerrado, en general se favorece la humificación y, en general también, los suelos forestales constituyen enormes reservas de C orgánico, de tal forma que, según algunos autores<sup>45</sup>, pueden alcanzar o sobrepasar las que representa la biomasa vegetal aérea. No obstante, estimaciones recientes<sup>61</sup> indican que los bosques, que cubren el 29 % de las tierras emergentes, almacenan el 60 % del C en la vegetación y el 40 % en el suelo, encontrándose el 36 % del C total del suelo en la capa de 0 a 1 m de profundidad. En estos ecosistemas forestales, las reservas de C orgánico y su dinámica están condicionadas por los regímenes de humedad y temperatura y por el contenido en N, principal responsable de su disminución, cuyas fuentes son el ciclo biogeoquímico de los nutrientes, la escorrentía desde tierras adyacentes o la deposición atmosférica (sobre todo en áreas industriales), aunque estas deposiciones también pueden ser perjudiciales para la vegetación cuando se producen en concentraciones elevadas<sup>45</sup>. Estas reservas se pueden mantener relativamente constantes a lo largo del desarrollo del bosque; sin embargo, cualquier cambio en el manejo del bosque provoca grandes cambios en la dinámica del C.

La importancia de los bosques para el secuestro de C en su biomasa es reconocida universalmente; sin embargo, el potencial de secuestro de C de los suelos de ecosistemas forestales ni se conoce con precisión ni es reconocido por toda la comunidad científica<sup>45</sup>. Esto puede deberse a que el potencial de secuestro de los suelos forestales es difícil de estimar porque los cambios que se producen en las reservas de C orgánico ocurren en periodos de tiempo largos y porque, además, no existen experiencias en las que el contenido de C se mida a 1 m, y menos aún a 2 m de profundidad, de forma habitual y con frecuencia. En cualquier caso, se cree que tienen un elevado potencial de secuestro de C. Este potencial depende de la

cantidad y calidad de la biomasa radicular y de la hojarasca que retorna al suelo que, a su vez, dependen de la productividad vegetal y de las especies vegetales que forman el bosque, así como del contenido en N y lignina de la hojarasca y raíces y de los factores del suelo responsables de la eficiencia de la humificación, tales como contenido en arcilla, tipo de minerales de la arcilla y habilidad de estos para formar complejos órgano-minerales, y adecuado contenido en nutrientes<sup>45</sup>. Para la conversión de C en humus, el suelo ha de contener no sólo la cantidad necesaria de compuestos de N, S y P disponibles para combinarse con el C para producir humus sino también cantidades adicionales de esos elementos para soportar la producción primaria neta en los árboles. Las relaciones C/N, C/P y C/S en el humus son, aproximadamente, de 10, 50 y 70 mientras que en la hojarasca y las raíces son de 50, 100 y 150, respectivamente, es decir, mucho más elevadas. Asumiendo estas relaciones, Himes<sup>68</sup> estima que para el secuestro de 1.000 kg de C de la biomasa en el humus se necesitan 83 kg de N, 20 kg de P y 14 kg de S; por consiguiente, la falta de nutrientes puede reducir la humificación tanto en sistemas forestales como agrícolas. Según Lal<sup>45</sup>, debido a que la aplicación al bosque de fertilizantes que contengan estos nutrientes es muy rara, incluso en bosques cultivados, el alto potencial de secuestro de C de estos bosques cultivados no ha sido aprovechado.

Cuando se produce la deforestación, la dinámica del C se ve afectada y una buena parte del C del suelo se pierde provocando la emisión de CO<sub>2</sub> a la atmósfera (que se estima en 1,5 Pg C año<sup>-1</sup> en zonas tropicales<sup>61</sup>), si no se toman medidas para evitar dichas pérdidas. Este problema tiene gran importancia porque, según estimaciones de la FAO (1993), de 15 a 17 millones de ha año<sup>-1</sup> de zonas forestales (que representan aproximadamente el 0,45 % de los ecosistemas forestales que todavía permanecen) están siendo deforestadas, particularmente en las zonas tropicales. Sin embargo, incluso si se quema y elimina la biomasa aérea, entre el 50 y el 60 % del C total del ecosistema se encuentra sobre la superficie del suelo, en forma de hojarasca, o dentro del suelo, como materia orgánica del suelo y sistema radicular, y puede evitarse su pérdida por una gestión adecuada<sup>61</sup>.

Dependiendo del tipo de deforestación y de la intensidad de la perturbación física del ecosistema (mecánica o manual), las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo pueden resultar degradadas y aumentar tanto las aguas de escorrentía como la erosión. Aplicando medidas de conservación, se puede evitar en buena medida la degradación y la consiguiente pérdida de materia orgánica<sup>61-69-70</sup>.

Aproximadamente el 60 % de la deforestación en zonas tropicales es realizada por el método de cortar y quemar (*slash-and-burnt*) por un colectivo de 300-500 millones de pequeños agricultores para practicar una agricultura de subsistencia<sup>61</sup>.

La técnica consiste en aclarar el bosque por quemado de la biomasa aérea aunque el quemado también puede afectar a la materia orgánica del suelo ya que el fuego puede penetrar hasta 3 cm de profundidad<sup>71</sup>. Las cenizas producidas por el quemado de la vegetación y de la materia orgánica del suelo, que contienen una gran cantidad de nutrientes, así como los nutrientes procedentes de la mineralización de la materia orgánica que queda expuesta en la superficie del suelo, se aprovechan para establecer un cultivo o un pastizal, dependiendo la pérdida del resto de la materia orgánica del suelo o su mantenimiento o recuperación del contenido inicial, de la clase de uso que se da al suelo y del manejo del cultivo. Si se establece un cultivo y se gestiona de forma tradicional, es decir, usando el arado o la azada, la pérdida de materia orgánica será elevada (40-50 % en unas decenas de años) aunque la inclusión en el ciclo de un periodo de descanso puede atenuar esta pérdida<sup>72</sup>. Si se establece un pastizal, la pérdida de materia orgánica será mucho menor e incluso puede producirse la recuperación del contenido inicial debido al aporte de materia orgánica por las especies herbáceas<sup>73</sup>.

El establecimiento de sistemas agroforestales en las zonas deforestadas, es decir, la instalación de asociaciones de árboles con cultivos o pastizales, es un sistema de manejo que se presenta como una buena alternativa a la deforestación y al cultivo por el método de cortar y quemar, y que tiene un alto potencial de secuestro de C en los suelos de cultivo<sup>74</sup>, pudiendo, en muchos casos, mantenerse la concentración de C del suelo del bosque original o incluso aumentarla<sup>61</sup>. Esto se debe, por un lado, a la elevada superficie disponible para el establecimiento de sistemas agroforestales: de 600 a 1.000 M ha, de las cuales 160 M ha se sitúan en los trópicos, según las estimaciones de Schroeder<sup>75</sup>, o 10,5 M ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>\*, según estimaciones del IPCC<sup>76</sup> y, por otro, por el relativamente alto potencial de secuestro de C (1,5-8 Tg, según Schroeder<sup>75</sup> o 0,2-3,1 Mg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> o más dependiendo del tiempo de mantenimiento de los árboles, según el IPCC<sup>76</sup>). En zonas tropicales, con ciclos de corta de 5 a 8 años (mucho más cortos que en el caso de bosques) pueden almacenarse 21 Mg C ha<sup>-1</sup> en zonas subhúmedas o 50 Mg C ha<sup>-1</sup> en zonas húmedas sin incluir el C subterráneo, que puede incrementar estos valores en un 10 % únicamente con el sistema radicular. También podrían establecerse sistemas agroforestales en suelos de cultivo improductivos y con bajos contenidos de materia orgánica y nutrientes, abundantes en zonas subhúmedas del África tropical, lo que permitiría triplicar las reservas de C, de 23 a 70 Mg ha<sup>-1</sup> en un periodo de 25 años y

---

\* Que corresponden al 20 % de los 15 M ha que están actualmente deforestadas, es decir, 3 M ha, a los que hay que añadir el 3 % de los 250 M ha de los suelos degradados situados en las márgenes de los bosques, es decir, 7,5 M ha<sup>76</sup>

un secuestro de C en esta zona de África de entre 0,04 y 0,19 Tg C año<sup>-1</sup>, estableciendo primero una cosecha de cobertura de determinadas leguminosas que además de proporcionar N por fijación de N<sub>2</sub>, producen un bien desarrollado sistema radicular que, por un lado, aumenta el contenido de materia orgánica y, por otro, mejora o restaura la estructura del suelo, favoreciendo el secuestro de C. En todos los casos, para que se produzca el secuestro de C, los cultivos han de ser gestionados con agricultura de conservación que implica no laboreo y aplicación de mulching o cultivos de cobertura. Las tasas de secuestro pueden alcanzar, entre los árboles y las cosechas, de 2 a 9 Mg C año<sup>-1</sup>, según su duración, de 15 a 40 años<sup>61</sup>.

Estos sistemas agroforestales, que además de ser sistemas técnica-, ecológica- y económicamente sostenibles, permiten mitigar las emisiones de CO<sub>2</sub> en los suelos deforestados (que el IPCC<sup>76</sup> estima, en el momento actual, en las deforestaciones en áreas tropicales, en 1,5 Pg C año<sup>-1</sup>) y tienen una aceptable capacidad de secuestro de C, no son fácilmente aceptados por los agricultores si no se incentivan, debido a que son sistemas muy complejos con muchos tipos de prácticas e infinitas variaciones, por ejemplo árboles asociados con cultivos o ganadería o con ambos a la vez<sup>61</sup>.

La estimación de la tasa anual de secuestro de C por reforestación en las diferentes zonas climáticas indica que aumenta de las regiones boreales (0,14-1,2 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>) y templadas (1,5-4,5 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>) a las tropicales (4-8 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>) en el conjunto de los ecosistemas forestales<sup>77</sup>, con diferente distribución del C en la biomasa aérea, la hojarasca, el sistema radicular y la materia orgánica del suelo, estimando el IPCC<sup>76</sup> que el C del suelo es mayor que el de la biomasa forestal, con valores máximos en las zonas frías (boreal y templada) y mínimo en las zonas tropicales. Naturalmente un aumento de la biomasa vegetal por fertilización o adición de CaCO<sub>3</sub>, generalmente lleva consigo un aumento del C del suelo. Del mismo modo, un aumento del CO<sub>2</sub> atmosférico debido al cambio climático puede tener efectos similares: es éste el llamado «CO<sub>2</sub> fertilization effect»<sup>61</sup>. El problema de la reforestación es que normalmente depende de decisiones políticas.

En suelos reforestados, que previamente habían tenido una elevada concentración de materia orgánica, por ejemplo por haber tenido como vegetación un bosque natural o cultivado, el potencial de secuestro de C no es significativo. Por el contrario, la conversión de suelos agrícolas, pastizales o suelos degradados en bosques naturales o cultivados tiene un relativamente alto potencial de secuestro, sobre todo si el contenido de materia orgánica en estos suelos descendió debido al manejo del suelo, recolección de las cosechas con bajos retornos de biomasa

vegetal, preparación del terreno, etc. Este potencial de secuestro depende: a) de la calidad del suelo en su uso anterior, b) de las especies arbóreas implantadas, c) de la disponibilidad de nutrientes, principalmente N, que puede restringir la productividad vegetal y el proceso de humificación (conversión de hojarasca y biomasa radicular en humus), c) de la disponibilidad de agua, y e) de la toxicidad provocada por determinados elementos (por ejemplo, Al y Mn)<sup>45</sup>. Algunos de estos factores pueden ser controlados en sistemas forestales cultivados. Teniendo en cuenta que los árboles que fijan N<sub>2</sub> generalmente aumentan el C orgánico del suelo entre un 20 y un 50 % más que los no fijadores, es aconsejable el establecimiento de plantaciones mixtas o la aplicación de fertilizantes nitrogenados en bosques cultivados intensivamente<sup>45</sup>, teniendo siempre en cuenta que, según el IPCC<sup>76</sup>, 1 kg de N usado como fertilizante requiere 0,86 kg de C en energía para la fabricación, transporte y aplicación del fertilizante.

La capacidad de secuestro de C, tanto en plantaciones nuevas como en bosques naturales, puede ser bajo o incluso negativo durante los primeros 3-5 años de su instalación, alcanza su nivel máximo entre 10 y 15 años y puede bajar hasta cero cuando el suelo alcanza el equilibrio con la vegetación, y esta alcanza su madurez (25-50 años); durante todo este periodo puede secuestrar C. En estado de equilibrio, las reservas de C orgánico en el suelo pueden representar del 50 al 75 % de las reservas de C orgánico en la biomasa<sup>16</sup>.

El cambio de un ecosistema forestal a un ecosistema agrícola puede provocar una disminución de las reservas de C orgánico del suelo de hasta el 50 % y lo mismo puede ocurrir con las prácticas de tala de bosques y preparación del terreno para reforestación o repoblación que pueden causar pérdidas del 40-50 % en la capa superficial del suelo<sup>45</sup>.

### *Praderas*

Las praderas tienen también una gran capacidad de secuestro de C. Estos ecosistemas ocupan unos 3.200 M ha<sup>61</sup> y se estima que almacenan entre 200 y 420 Pg C entre vegetación y suelo, de los cuales unas 70 Mg ha<sup>-1</sup> corresponden a C del suelo subsuperficial y en formas relativamente estables. En general, el contenido de C de estos suelos es mayor que en los suelos de cultivo. El problema es que un 70 % de las praderas, principalmente de las zonas subhúmedas, semiáridas y áridas, están degradadas por mala gestión, por un exceso de pastoreo o por mal uso del fuego utilizado para controlar el crecimiento de las plantas leñosas. Estas praderas degradadas son las que ofrecen mayor potencial de secuestro de C mediante su



restauración. Esto se consigue aumentando la productividad vegetal, controlando la intensidad, frecuencia y estacionalidad del pastoreo y mejorando el uso del fuego. Para aumentar la productividad vegetal es necesario remediar la deficiencia en nutrientes del suelo para lo cual se recomienda la siembra de leguminosas fijadoras de N<sub>2</sub>, acompañada de una fertilización moderada con abonos fosfatados y/o aumentar la calidad del pasto con especies más productivas y con raíces profundas. En ambos casos, el incremento de vegetación produce una mejor cubierta del suelo y una gran cantidad de raíces, lo que aumenta la porosidad y la infiltración, disminuye la escorrentía superficial y, por lo tanto, protege el suelo contra la erosión. Paralelamente se produce un gran aumento de la cantidad de materia orgánica, tanto en superficie como en las capas profundas, en formas estables, y un aumento del rendimiento del pasto. El uso del fuego en estos ecosistemas provoca la formación de carbón vegetal, es decir, C muy estable, que puede constituir hasta el 30 % del C total del suelo<sup>61</sup>.

### *Cultivos*

La conversión de ecosistemas forestales naturales en ecosistemas agrícolas causó la disminución de las reservas de C orgánico del suelo en 55 Pg C, según estimaciones del IPCC<sup>8</sup> en 1995, o en 66-90 Pg C, según estimaciones de Lal<sup>60</sup> en 1999, a razón<sup>11</sup> de 1-2 Pg C año<sup>-1</sup>. Según el IPCC<sup>76</sup>, la pérdida de C de los suelos agrícolas fue de 50 Pg de C en el siglo pasado, lo que representa la tercera parte de la pérdida total de los suelos y la vegetación.

Los procesos que inducen pérdidas de C del suelo son la mineralización de la materia orgánica, procesos de oxidación química, metanogénesis, el laboreo tradicional y, en menor medida, el lavado de C orgánico e inorgánico disueltos, todos ellos influenciados por las condiciones climáticas, principalmente precipitación y temperatura<sup>61</sup> y se acentúan por procesos de degradación: erosión, pérdida de nutrientes, etc. Las actividades agrícolas que disminuyen las reservas de C inorgánico del suelo, con emisión de CO<sub>2</sub> a la atmósfera, son el riego con agua procedente de capas freáticas ricas en carbonatos, la acidificación por uso indiscriminado de fertilizantes y estiércoles, la lluvia ácida y el uso del arado o de otra perturbación física del material calcífero, exponiéndolo a los elementos climáticos; sin embargo, se desconoce la cuantía de las emisiones de CO<sub>2</sub> procedente de las reservas de C inorgánico debido a estas actividades antropogénicas<sup>11</sup>.

En los suelos de Galicia, ya se puso de manifiesto anteriormente el descenso del contenido de materia orgánica de los Umbrisoles y Cambisoles de uso forestal cuando estos tipos de suelos se dedican al cultivo. Según Díaz-Fierros<sup>78</sup>, los suelos de cultivo gallegos, en contraste con los suelos forestales que tienen un elevado contenido en materia orgánica, han perdido un alto porcentaje de C, estimando que, según datos de la década de 1960, 9.074 ha de suelos de cultivo tienen en la actualidad menos del 4 % de materia orgánica y 251.816 ha tienen menos del 6 %, lo que atribuye en buena parte a la desaparición del abonado tradicional con estiércol, a dosis de 20-30 Mg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, cuyo efecto beneficioso para mantener el contenido orgánico de los suelos fue demostrado<sup>79</sup> en una experiencia de larga duración (21 años). Díaz-Fierros<sup>78</sup> estima, asimismo, que para paliar este déficit de materia orgánica de los suelos de cultivo y llevarlos a concentraciones óptimas de entre el 4 % y el 6 %, serían necesarios entre 3.631.000 Mg y 13.918.000 Mg de materia orgánica, lo que representa la adición de entre 184.934 y 754.891 Mg año<sup>-1</sup> si se desean conseguir los citados niveles en el año 2025. Estos cálculos ponen de manifiesto el elevado potencial de almacenamiento de C de los suelos de cultivo gallegos.

En la provincia de A Coruña, el cambio de un uso forestal a cultivo o a praderas, produjo una disminución muy importante del contenido de C de los horizontes superficiales, que oscila entre el 26 y el 49 % en los suelos cultivados y del 20 al 31 % en las praderas, según el tipo de suelo<sup>66</sup>. De nuevo se observó que los menores porcentajes de reducción se produjeron en ambos casos en los suelos sobre gabros (roca básica), en los cuales el contenido de C en la fase forestal era máximo, seguidos de los suelos sobre granitos (roca ácida rica en Al activo), con elevados contenidos de C también en la fase forestal, lo que pone de nuevo de manifiesto la estabilidad de la materia orgánica de estos suelos y la capacidad de secuestro de C de los mismos, pero también el incremento de la labilidad del C orgánico por el manejo de los suelos de cultivo, encalado, fertilización, laboreo con arado, que, como se indicó anteriormente, favorecen los procesos de mineralización de las formas orgánicas, agravado por el encalado que aumenta el pH y reduce la actividad de las formas de Al reactivas en estos suelos particulares.

Sin embargo, existen prácticas de manejo del suelo y del cultivo que aumentan el contenido de materia orgánica del suelo y el tiempo de residencia de los compuestos orgánicos. Entre estas prácticas se encuentran: técnicas que promueven el aumento de productividad (producción de biomasa vegetal, tanto aérea como radicular), tales como la selección de especies vegetales (introducción de nuevas variedades), la fertilización (gestión de los nutrientes, especialmente N), la gestión

del agua (riego), rotación de cultivos, la adición de estiércoles, residuos orgánicos, compost, residuos de cosechas y cultivos de cobertura y el uso de la agricultura de conservación<sup>61-80</sup>.

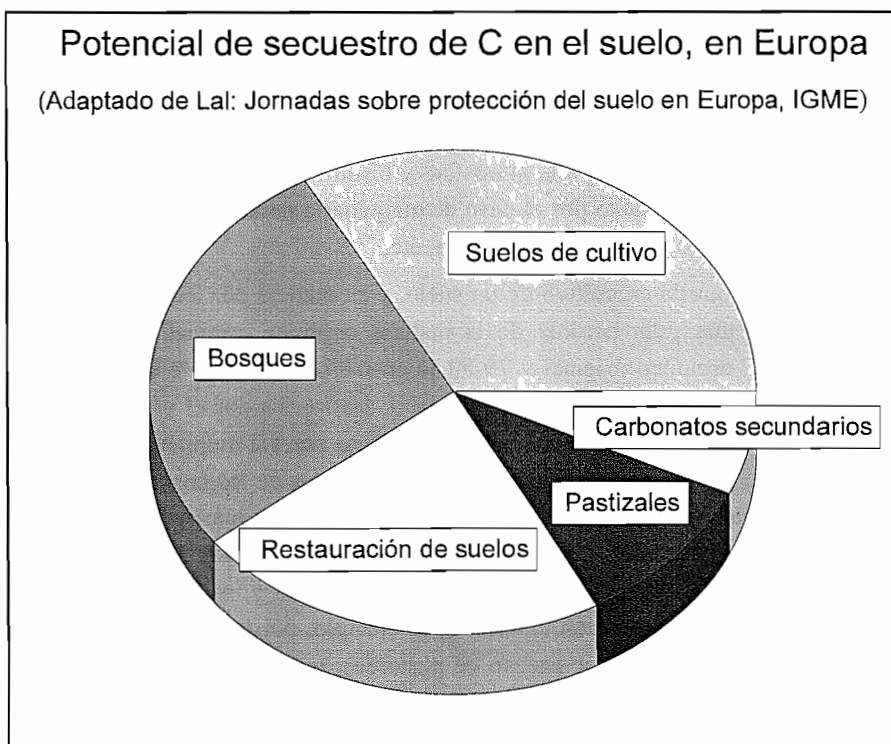
El laboreo es la práctica agrícola que tiene un efecto más importante sobre las reservas de C en el suelo agrícola. Este efecto puede ser negativo, cuando se aplica el laboreo convencional o tradicional con arado o azada, o positivo cuando se aplica el laboreo de conservación, laboreo mínimo o no laboreo.

Al laboreo tradicional del suelo, mediante el uso del arado o de la azada, que se usa desde hace miles de años, los agricultores le atribuyen determinados beneficios como el control de las malas hierbas, la aireación del suelo y la estimulación de la liberación de N de la materia orgánica por favorecer (aireación y perturbación) la mineralización de la misma por la microbiota; sin embargo, tiene también efectos perjudiciales, que no siempre son conocidos por los agricultores, tales como: a) la destrucción de la estructura, en particular de los macroagregados y, en menor medida, de los microagregados, lo que provoca la desprotección de la materia orgánica y su exposición a los agentes de la mineralización y aumento de este proceso, con emisión de CO<sub>2</sub> a la atmósfera y disminución de la materia orgánica, b) la compactación del suelo por el paso de maquinaria pesada, c) el aumento de la temperatura del suelo, d) la pérdida de agua, etc.

En efecto, la puesta en cultivo de un suelo, y su manejo por laboreo tradicional lleva implícita una gran pérdida de la materia orgánica original (30-50 % del contenido de C orgánico original y 70-80 % en suelos fuertemente erosionados)<sup>11</sup>, por mineralización de la materia orgánica lábil, favorecida por el volteo del suelo que expone la materia orgánica a la oxidación tanto por vía química como por vía biológica, pérdida que no se compensa con los residuos de las cosechas, incluidas las raíces, aunque permanece en el suelo la materia orgánica más recalcitrante. Esta pérdida de materia orgánica, que se acentúa a lo largo de los años de cultivo, llega a afectar al 25-75 % del C preexistente en el suelo natural, y, en casos extremos de sobreexplotación y degradación extrema (por ejemplo, por la presión demográfica que demanda alimentos o por exceso de pastoreo), puede perder totalmente el C orgánico y los elementos nutrientes, actuando el suelo sólo como un soporte físico de la planta y conduciendo a una gran degradación física, química y biológica y, finalmente, a la desertización.

La disminución de las reservas de C del suelo por prácticas agrícolas, se acentúa por el proceso de erosión debido al viento y a la lluvia. La erosión hídrica generalmente actúa sobre las zonas en pendiente mientras que la erosión eólica suele actuar en las zonas llanas de las regiones secas. Aunque ambas afectan tanto a

las reservas de C orgánico como a las de C inorgánico, su efecto es mayor sobre el C orgánico porque la materia orgánica se concentra en la capa superficial y debido a su baja densidad ( $1,2-1,5 \text{ Mg m}^{-3}$ ) es eliminada de forma preferente, junto con las partículas de arcilla. Los sedimentos arrastrados contienen, por lo tanto, elevadas concentraciones de C y de arcilla, que, en el caso del C, puede ser 30 veces mayor que la del suelo del que proceden los sedimentos<sup>16</sup>. La erosión, igual que el paso del arado, provoca la destrucción de los agregados, exponiendo la materia orgánica, que estaba encapsulada, a la mineralización por los agentes microbianos y a la oxidación por los elementos climáticos, con pérdida de materia orgánica y emisión de gases de efecto invernadero. En algunos casos, sin embargo, la materia orgánica arrastrada con los sedimentos también puede promover la formación de agregados, reduciéndose de esta forma la mineralización de la misma<sup>16</sup>.



En estos suelos de cultivo degradados, y particularmente en los degradados hasta la desertización, que tienen una gran capacidad de almacenamiento de materia orgánica al estar su concentración por debajo de sus niveles potenciales, es en donde se cree que se puede actuar más fácilmente para aumentar la capacidad de

sumidero de C orgánico de los suelos, por cambio de manejo de los mismos, adoptando prácticas de laboreo recomendadas.

La agricultura de conservación<sup>81</sup>, que exige un laboreo mínimo o no laboreo y una cubierta protectora continua de material vegetal vivo o muerto sobre la superficie del suelo, estimula la acumulación de C en el suelo, con mejora de la fertilidad del suelo y del rendimiento (lo que aumenta la seguridad alimentaria, especialmente en años de sequía), menores costes y mejor distribución de las labores agrícolas a lo largo del año y efectos medioambientales positivos, sobre todo por disminución de la erosión. También tiene la ventaja de consumir menos combustibles fósiles al disminuir (laboreo mínimo o no laboreo) los pases de la maquinaria, lo que representa un ahorro añadido al que representa la menor pérdida de C y aumento de C secuestrado, y reduce la compactación. Además, favorece las propiedades biológicas del suelo por incremento de la fauna y de la microbiota del suelo, protege el suelo de la acción del sol, de la lluvia y del viento y aumentan los nutrientes para la microbiota. El material vegetal que se usa como cubierta vegetal en la agricultura de conservación, normalmente son residuos de las propias cosechas, que deben cubrir más del 30 % de la superficie del suelo<sup>82</sup>, o el 70 % si el suelo está en pendiente, pero también se usan el *mulching*, los abonos verdes y los cultivos de cobertura. Los residuos de las cosechas se disponen sobre la superficie del suelo, lo que garantiza la entrada de materia orgánica en el sistema, y se hace la siembra directa de la planta a través de la cubierta de residuos. Esta cubierta vegetal protege el suelo contra la erosión; sin embargo, cuando los residuos de las cosechas no son suficientes para cubrir la superficie del suelo, y, por lo tanto, no son suficientes para evitar la erosión, hay que traerlos de otros lugares, teniendo en cuenta el gasto de energía. De cualquier manera, puede haber competición por los residuos para la alimentación del ganado, en cuyo caso es necesario llegar a un equilibrio. El control de las malas hierbas, que en la agricultura tradicional se hacía con el arado o la azada, hay que hacerla con herbicidas, pero únicamente durante el periodo de transición de un tipo de agricultura a otro<sup>81</sup> ya que en general los abonos verdes y los cultivos de cobertura evitan el uso de los herbicidas. El abonado con fertilizantes minerales, principalmente N, es necesario para aumentar la producción agrícola y garantizar la producción de alimentos y también para la producción de sustancias húmicas; sin embargo, ha de calcularse la dosis adecuada y los costes energéticos, ya que un exceso de estos fertilizantes provocaría la contaminación de las capas freáticas. Los residuos aplicados en superficie se descomponen más lentamente que los incorporados por laboreo, porque tienen menos contacto con los microorganismos y con el agua del suelo. La calidad de los residuos también es importante; así, por ejemplo, el contenido en lignina favorece la acumulación, lo

mismo que las raíces que se transforman fácilmente en materia orgánica estable. Generalmente existe una relación lineal entre el contenido en materia orgánica en los primeros 15 cm del suelo y la cantidad de residuos de los cultivos aplicados. El potencial de los residuos de los cultivos para inducir el secuestro de C se estima en  $0,2 \text{ Pg C año}^{-1}$ , por transferencia del 15 % del C total de los mismos ( $1,5 \text{ Pg C globalmente}$ )<sup>61</sup>. El secuestro de C puede ser relativamente rápido. En la provincia de Lugo<sup>83</sup>, la transformación de un ecosistema forestal en un ecosistema agrícola, gestionado por agricultura tradicional, produjo en 60 años una reducción del contenido de C orgánico del suelo de  $29,1 \text{ Mg C ha}^{-1}$  con respecto a su contenido original, mientras que el cambio de manejo del suelo del laboreo tradicional al laboreo de conservación, mínimo laboreo, produjo en sólo 8 años el secuestro de  $9,9 \text{ Mg C ha}^{-1}$ , que representa una ganancia del 43 % del C con respecto al cultivo manejado por laboreo tradicional, lo que equivale a un almacenamiento de C de  $1,24 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ .

Combinado con el no laboreo, se puede utilizar también el *mulching*, con un potencial de secuestro de  $0,1-0,3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ , que depende de la cantidad (1 a 6 Mg) y tipo de *mulch*. Los abonos verdes y los cultivos de cobertura, generalmente a base de plantas leguminosas para favorecer la fijación de  $\text{N}_2$ , tienen un efecto similar o incluso son más eficaces si se dejan en el suelo, en cuyo caso se aporta materia orgánica aérea y subterránea (raíces). Estos cultivos pueden realizarse durante la cosecha principal o incluirse después de esta en la rotación; además, mediante la selección de las especies, se puede influir sobre la distribución del C entre la parte aérea y la subterránea (profundidad del enraizamiento) y, por lo tanto, sobre la profundidad de la incorporación del C. Los cultivos de cobertura, los abonos verdes y el *mulching*, necesitan agua, por lo que estas prácticas dependen de la lluvia<sup>61</sup>. La incorporación de residuos orgánicos al suelo tales como estiércoles (los tradicionales se convierten fácilmente en humus), purines y gallinaza, tienen diferente eficacia en el secuestro de C. Los lodos de depuradora y los residuos urbanos tienen muy bajo rendimiento de C estable y además pueden tener contaminantes; todos ellos deben ser compostados y madurados antes de su utilización. En estas condiciones, el *compost* tiene una capacidad de secuestro de C relativamente alto ( $0,2-0,5 \text{ Mg C por cada } 20 \text{ Mg de compost ha}^{-1}$ )<sup>61</sup>. Se calcula que en la Unión Europea se producen 820 Tg de estiércol cada año y se estima que si todo este estiércol se añadiera a los suelos de cultivo, se podría producir un secuestro neto de C equivalente al 0,8 % de la emisión de  $\text{CO}_2$  del año 1990 de todos los países de la Unión Europea<sup>84</sup>.

## ESTIÉRCOLES Y SECUESTRO DE C EN EUROPA

(Smith y Powlson<sup>81</sup>)

•	Estiércol total producido	820 Tg año <sup>-1</sup>
•	Uso:	
-	Suelos de cultivo	54 %
-	Pastizales	46 %
•	Secuestro de C en el suelo (utilizando todo el estiércol en los suelos agrícolas)	6,8 Tg año <sup>-1*</sup>

\*Equivalente al 0,8 % de la emisión de CO<sub>2</sub> del año 1990 de todos los países de la U.E.

En zonas áridas o semiáridas el uso de cubierta vegetal o *mulching*, así como el uso de estiércol o *compost*, es fundamental para iniciar la retención de agua y la producción de cosechas en zonas desertizadas. La fertilización, con el consiguiente aumento de la biomasa, junto con el no laboreo, aumenta el C secuestrado. El uso del riego, siempre combinado con un buen drenaje, aumenta la producción de biomasa, aunque no siempre conduce al secuestro de C. El aumento de acumulación de C por estas prácticas de cultivo, restauran los suelos degradados y evitan la erosión<sup>61</sup>.

El cambio de una agricultura convencional a la agricultura de conservación provoca, en general, aumento de C y del tiempo de residencia aunque no todos los tipos de no laboreo tienen el mismo efecto sobre el secuestro de C. Por ejemplo, cuando el laboreo de conservación va acompañado de rotaciones de monocultivos intensivos no dan lugar a aumentos significativos de las reservas de C; por el contrario, el no laboreo acompañado de cultivos de cobertura y/o abonos verdes incluidos en un modelo de rotaciones complejas consigue secuestrar grandes cantidades de C, pero depende también del tipo de suelo. El no laboreo produce, en algunos casos, efectos desfavorables, tales como aumento excesivo del contenido de agua e hidromorfía, con la consiguiente emisión de gases de efecto invernadero, tales como CH<sub>4</sub> y NO<sub>2</sub>. Los efectos favorables del laboreo de conservación son muy elevados en los primeros años, luego se estabilizan y pueden ser rápidamente invertidos si se introduce de nuevo el laboreo convencional. El secuestro de C en suelos agrícolas por laboreo de conservación puede ser permanente mientras los agricultores sigan usando estas prácticas<sup>61</sup>.

Con la agricultura de conservación se estima que se pueden secuestrar entre 0,5 y 1,0 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> en condiciones templado-húmedas, 0,2 a 0,5 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>

en las zonas tropicales húmedas y 0,1 a 0,2 Mg C ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> en las zonas semiáridas<sup>60</sup>.

El desconocimiento de los beneficios de la agricultura de conservación, impiden su adopción por una gran parte de los agricultores. Cuando esta es adoptada por algún granjero que demuestra sus beneficios y ahorro económico y de labores agrícolas, los demás granjeros suelen adoptarla; no obstante, para extender su utilización será necesario apoyarlo económicamente, bien con fondos derivados de la aplicación del Protocolo de Kioto, bien por contratos para el secuestro de C. El paso de la agricultura tradicional a la de conservación no es espontánea ni gratuita ya que exige en los primeros 2 o 3 años inversiones en nuevas herramientas y equipos y en herbicidas para destruir las malas hierbas aunque al cabo de 2 años disminuye la necesidad del uso de herbicidas y aumentan los rendimientos y la capacidad de adaptación del suelo a la sequía. No obstante, actualmente se aplica en más de 50-60 M ha de tierras agrícolas en Brasil, Paraguay, Argentina, Méjico, Bolivia, EEUU (la mayor parte), Australia y en menor escala en Europa, África, India y Nepal<sup>61</sup>. La superficie concernida en países en desarrollo con las mejores prácticas de cultivo, puede implicar el 20 % de las tierras (50 % en 2040) con relación a una superficie de 700 M ha y una tasa media de ganancia de C de 0,32 Mg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> (IPCC, 2002)<sup>76</sup>.

El continuo aumento de la población mundial y la disminución de superficie de tierra *per capita*, aconsejan la intensificación de la agricultura como la opción más respetuosa con el medio ambiente. Esto lleva consigo la dedicación de los mejores suelos a este tipo de agricultura, usando la tecnología recomendada para producir rendimientos óptimos, y convertir los suelos marginales en ecosistemas naturales para la conservación de la naturaleza y mejora del medio ambiente<sup>16</sup>. Se puede tomar como ejemplo el *Conservation Reserve Programme*, que se está llevando a cabo en EEUU en los suelos de pradera históricos, en los que no se producen cultivos sino que se hace crecer una cubierta permanente de hierbas, tratada con prácticas conservadoras, combinada con bosques en algunas zonas; es una experiencia de larga duración que tiene como objetivos la conservación de ecosistemas naturales, la elaboración de un Banco de Suelos y la estimación del potencial de secuestro de estos ecosistemas<sup>85</sup>.



## ALGUNAS REFLEXIONES A MODO DE CONCLUSIÓN

Las predicciones sobre el futuro que aguarda a la humanidad debido al cambio climático global, provocado por el aumento acelerado de la emisión de gases de efecto invernadero a la atmósfera, son ciertamente alarmantes y preocupantes. A pesar de ello, los países desarrollados, incluso los firmantes del Protocolo de Kioto, no se dan mucha prisa en establecer políticas eficaces para cumplir los compromisos adquiridos o para hacer cumplir las políticas establecidas. Países que son grandes productores de gases de efecto invernadero ni siquiera han ratificado dicho Protocolo. Países en desarrollo que han evolucionado hacia un *status* que los acerca a alguno de los países desarrollados tampoco figuran todavía en el Protocolo de Kioto.

El consumo de energía procedente de la combustión de petróleo, carbón o gas natural, principales productores de gases de efecto invernadero, no se está frenando significativamente sino que sigue aumentando en todos los países del mundo. Las fuentes de energía llamadas alternativas no son, realmente, una alternativa desde el punto de vista cuantitativo ni están exentas de efectos ecológicos negativos. Aunque la energía nuclear causa rechazo, no debería descartarse alegremente si las centrales de última generación garantizan su seguridad y se reciclan los residuos radiactivos. Permitirían ganar tiempo, sin disminuir la calidad de vida ni aumentar la emisión de gases de efecto invernadero, mientras no se consigue la fusión nuclear, que es la verdadera alternativa.

Las principales medidas de mitigación de la emisión de gases de efecto invernadero en las que se insiste conciernen a los sistemas forestales y agrícolas. Pero incluso en este campo, las políticas que los gobiernos promueven son tibias y escasas en recursos financieros. Las deforestaciones a nivel mundial siguen un curso más bien acelerado, sin la contrapartida de programas efectivos de reforestación o repoblación. La consecuente degradación de los suelos no es frenada y la desertización de grandes zonas avanza también.

Las medidas que se proponen: disminución del CO<sub>2</sub> atmosférico por fijación del mismo en la biosfera mediante la fotosíntesis, y la fijación de C en el suelo, por incorporación de los residuos de la biosfera en formas más o menos estables, promoviendo para ello la recuperación de todos los suelos degradados, incluidos los desertizados, y la intensificación agrícola, que consiste en dedicar los mejores suelos a la agricultura, gestionada con técnicas de agricultura de conservación sostenible, y transformar los suelos marginales en ecosistemas naturales (bosques o pastizales) para conservación de la naturaleza, son medidas que habría que tomar

aún dudando de las predicciones para el cambio climático global, ya que el aumento de materia orgánica en los suelos mejora la calidad de los mismos, aumenta la producción vegetal y, por lo tanto, la producción de alimentos, fibras y madera, y mejora el medio ambiente. Sin embargo, todas estas medidas están en una fase inicial y de predicción, predicciones que ni siquiera se puede garantizar que sean fiables y que promueven muchas dudas.

En efecto, es necesario indicar que todas estas prácticas de manejo de los suelos de cultivo y, sobre todo, la restauración de los suelos degradados y zonas desertizadas y marginales por los procedimientos indicados, para aumentar la capacidad de sumidero de C de los suelos, no están exentos de problemas y de incertidumbre ya que no existe o existe muy poca experiencia al respecto, salvo las famosas experiencias de cultivo ininterrumpido de larga duración de la Experimental Station de Rothamsted en Inglaterra y los de Alemania, Francia, EEUU y Canadá, aunque ya se han iniciado experiencias de larga duración en diversos países entre ellos el citado CRP de EEUU.

Algunas preguntas surgen de forma natural en un edafólogo. ¿De donde van a salir las grandes cantidades de materia vegetal que se pretende añadir a los suelos en el caso de zonas muy degradadas o, peor todavía, en zonas desertizadas con escasísima vegetación?. El balance entre el C secuestrado por estos suelos y el consumo de combustibles fósiles productores de gases de efecto invernadero, entre ellos CO<sub>2</sub>, necesarios para el transporte de estos materiales, posiblemente de zonas alejadas de las que se pretende restaurar ¿será positivo?. ¿Cuales son los procesos implicados en la evolución de esa materia vegetal para que se produzca un balance neto positivo entre el secuestro de su C en el suelo y los procesos de descomposición/mineralización en el suelo?. ¿Como se aportará el N necesario para el desarrollo y la actividad de los organismos vivos (meso y microfauna y microorganismos) para que puedan realizar los procesos de descomposición y humificación de toda esa materia vegetal, cuya relación C/N puede ser muy variable y en residuos leñosos muy alta, y cuales serán los costes energéticos de este aporte?.

A estas y otras muchas cuestiones relacionadas con este tema, los científicos no hemos dado respuesta todavía y, por consiguiente, será necesario realizar un enorme esfuerzo investigador en este campo.

Y nada más. Muchas gracias por su atención.

## BIBLIOGRAFÍA

1. Bulletin of the International Union of Soil Sciences. 2002. W.E.H. Blum, ed., N° 102, 2002/2, International Union of Soil Sciences, Viena, 101 págs.
2. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. 2002. *Principales conclusiones del Tercer Informe de Evaluación. Cambio Climático: Ciencia, impactos, adaptación y mitigación*. Ministerio de Medio Ambiente, Oficina Española de Cambio Climático (OECC), Madrid, 35 págs.
3. Hernández Álvarez, F. 1999. El efecto invernadero. En: *El calentamiento global en España. Un análisis de sus efectos económicos y ambientales*. Cap. 1, 1-14. CSIC, Madrid.
4. Aguilar Peris, J. 2003. *El efecto invernadero, el cambio climático, la crisis medioambiental y el futuro de la Tierra*. Discurso de recepción en la Real Academia Nacional de Medicina. Instituto de España y Real Academia Nacional de Medicina, Madrid, 2003.
5. Elvingson, P., Agren, Ch. 2004. The greenhouse effect. En: *Air and the environment* (The Swedish NGO Secretariat on Acid Rain ed.), 53-78. Göteborg, Suecia.
6. Ascasíbar Zubizarreta, I. 1999. Tratamiento internacional del cambio climático. En: *El calentamiento global en España. Un análisis de sus efectos económicos y ambientales*. Cap. 3, 43-56. CSIC, Madrid
7. Intergovernmental Panel on Climate Change. 1990. *Scientific assessment on climate change*. Working Group I. World Meteorological Organisation and United Nations Environmental Programme. Nueva York, EEUU.
8. Intergovernmental Panel on Climate Change. 1996. *Climatic change 1995: Impacts, adaptation and mitigation of climatic change: scientific and technical analysis*. Work Group 1. Cambridge University Press, Inglaterra.
9. Hernández Álvarez, F., Cadenas Marín, A., del Río González, P. 1999. La globalidad y la sustentabilidad en el cambio climático. El análisis coste-beneficio. Daños globales y su distribución. En: *El calentamiento global en España. Un análisis de sus efectos económicos y ambientales*. Cap. 2, 15-41. CSIC, Madrid.
10. Rodríguez Murillo, J.C. 1999. El ciclo mundial del carbono. Método de cálculo por los cambios de uso de la tierra. Balance del carbono en los bosques españoles. En: *El calentamiento global en España. Un análisis de sus efectos económicos y ambientales*. Cap. 5, 97-139. CSIC, Madrid
11. Lal, R. 2001. Soils and the greenhouse effect. En: *Soil carbon sequestration and the greenhouse effect* (R. Lal, ed.), Cap. 1,1-8. SSSA Special Publication number 57, Soil Science Society of America, Inc., Madison, EEUU.

12. Lal, R., Kimble, J. Follet, R.F. 1997. Pedospheric processes and the carbon cycle. En: *Soil processes and the carbon cycle* (R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follet, B.A. Stewart, eds.), 1-8. Advances in Soil Science Series. CRC Press, Boca Raton, EEUU.
13. Sundquist, E.T. 1993. The global carbon dioxide budget. *Science* 259, 934-941.
14. Schlesinger, W.H. 1991. *Biogeochemistry: An analysis of global change*. Academic Press, San Diego, EEUU.
15. Eswaran, H., Van den Berg, E., Reich, P., Kimble, J., 1995. Global soil carbon resources. En: *Soils and global change* (R. Lal, Kimble, J., Levine, E., Stewart, B.A., eds.), 27-43. CRC, Boca Raton, EEUU.
16. Lal, R. 2001. Myths and facts about soils and greenhouse effect. En: *Soil carbon sequestration and the greenhouse effect* (R. Lal, ed.), Cap. 2, 9-25. SSSA Special Publication number 57, Soil Science Society of America, Inc., Madison, EEUU.
17. Macías, F., Camps, M. 2004. Suelo y cambio climático: capacidad de fijación de carbono en sistemas edáficos. En: *Jornadas sobre protección del suelo en Europa*. Soria. IGME (en prensa).
18. Duchaufour, Ph. 1975. *Manual de Edafología* (Traducción de la obra *Precis de Pédologie*, por T. Carballas). Toray-Masson, Barcelona, 476 págs.
19. Schnitzer, M. 2000. A lifetime perspective on the chemistry of soil organic matter. En: *Advances in Agronomy* 68, 1-58 (D.L. Sparks, ed.). Academic Press, Toronto, Canadá.
20. Schnitzer, M., Khan, S.U. 1978. *Soil organic Matter*. Elsevier, Amsterdam, Holanda.
21. Duchaufour, Ph. 2001. *Introduction à la Science du Sol. Sol, végétation, environnement*. Abrégé de Pédologie, 6<sup>a</sup> ed. Dunod, Paris.
22. Preston, C.M., Schnitzer, M., Ripmeester, J.A. 1989. A spectroscopic and chemical investigation on the de-ashing of a humin. *Soil. Sci. Soc. Amer. J.* 53, 1442-1447.
23. Rodríguez Seoane, P., Carballas, T., Guitián Ojea, F. 1978. Estudio de la materia orgánica del Ranker Atlántico. Peso molecular de las sustancias húmicas. *Trabajos Compostelanos de Biología*, 7, 127-152.
24. Kononova, M.M. 1961. *Soil Organic Matter. Its nature, its role in soil formation and in soil fertility* (Academy of Sciences of the USSR, V.V. Dokuchaev Soil Institute, eds.). Pergamon Press, Londres, 450 págs.
25. Ponge, J.F., Delhay, L. 1995. The heterogeneity of humus profiles and earthworm communities in a virgin beech forest. *Biol. Fertil. Soils* 20, 24-32.
26. Dommergues, Y., Mangenot, F. 1970. *Écologie Microbienne du Sol*. Masson et Cie., Paris, 796 págs.
27. Robert, M., Chenu, C. 1992. *Soil Biochemistry* (Stozky y Bollag, eds.), 7, 307-404.

28. Paul, E.A., Clark, F.E. 1989. *Soil microbiology and biochemistry*. Academic Press, 274 págs.
29. Kilbertus, G., Reissinger, O., Carballas, M. 1980. Microflora y materia orgánica reconocible en suelos de pradería seca. II. Estudio microbiológico y ultraestructural. *An. Edafol. Agrobiol.* 39, 1524-1531.
30. Méndez, J., Lojo, M.I. 1972. *Humus*. Acta Salmanticensia. IVSSV Senatus Universitatis Edita. Ciencias 41. Universidad de Salamanca, Salamanca, 187 págs.
31. Carballas, T. 1982. Complejos organometálicos. En: *Grupo de Estudio del Humus. III Reunión Nacional* (F. Guitián Ojea, J. Méndez, T. Carballas, eds.), 41-56. CSIC-Universidad de Santiago, Santiago de Compostela.
32. Carballas, M., Cabaneiro, A., Guitián Ribera, F., Carballas, T. 1980. Organo-metallic complexes in Atlantic humiferous soils. *An. Adafol., Agrobiol.* 39, 1033-1043.
33. Field, D.J., Minasny, E. 1999. A description of aggregate liberation and dispersion in A horizon of Australian Vertisols by ultrasonic agitation. *Geoderma* 91, 11-26.
34. Balesdent, J. 1996. The significance of organic separates to carbon dynamics and its modelling in some cultivated soils. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 485-493.
35. 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.
36. González Prieto, S.J., Carballas, M., Carballas, T. 1991. Mineralization of a nitrogen-bearing organic substrate model (14C, 15N-glycine) in two acid soils. *Soil Biol. Biochem.* 23, 53-63.
37. González Prieto, S.J., Carballas, M., Carballas, T. 1992. Incorporation of the degradation products of labelled glycine in the various forms of organic carbon and nitrogen of two acid soils. *Soil Biol. Biochem.* 24, 199-208.
38. Fernández, I., Cabaneiro, A., Carballas, T. 1997. Organic matter changes immediately after a wildfire in an Atlantic forest soil and comparison with laboratory soil heating. *Soil Biol. Biochem.* 29, 1-11.
39. Fernández, I., Cabaneiro, A., Carballas, T. 1999. Carbon mineralization dynamics in soils after wildfires in two Galician forest soils. *Soil Biol. Biochem.* 31, 1853-1865.
40. Díaz-Raviña, M., Carballas, T., Acea, M.J. 1988. Microbial biomass and metabolic activity in four acid soils. *Soil Biol. Biochem.* 20, 817-823.
41. Díaz-Raviña, M., Acea, M.J., Carballas, T. 1993. Microbial biomass and C and N mineralization in forest soils. *Bioresource Technology* 43, 161-167.
42. Díaz-Raviña, M., Carballas, T., Acea, M.J. 1993. Microbial biomass and its contribution to nutrient concentrations in forest soils. *Soil Biol. Biochem.* 25, 25-31.

43. Basanta, M.R., Díaz-Raviña, T., Carballas, T. 2003. Microbial biomass and metabolic activity in a forest soil treated with an acrylamide copolymer. *Agrochimica* 47, 9-13.
44. González Prieto, S.J., Cabaneiro, A., Villar, M.C., Carballas, M., Carballas, T. 1996. Effect of soil characteristics on N mineralization capacity in 112 native and agricultural soils from the northwest of Spain. *Biol. Fertil. Soils* 22, 252-260.
45. Lal, R. 2001. The potential of soil carbon sequestration in forest ecosystems to mitigate the greenhouse effect. En: *Soil carbon sequestration and the greenhouse effect* (R. Lal, ed.), Cap. 11, 137-154. SSSA Special Publication number 57, Soil Science Society of America, Inc., Madison, EEUU.
46. Batjes, N.H. 1996. Total carbon and nitrogen in soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 151-163.
47. Gregorich, E.G., Carter, M.R., Angers, D.A., Monreal, C.M., Ellert, B.H. 1994. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Can. J. Soil Sci.* 74, 367-385.
48. Lal, R., Kimble, J. 2000. Pedogenic carbonates and the global C cycle. En: *Global climate change and pedogenic carbonates* (R. Lal et al., eds.), 1-25. CRC, Boca Raton, EEUU
49. Scharpenseel, N.W., Mtimet, A., Freytag, J. 2000. Soil inorganic carbon and global change. En: *Global climate change and pedogenic carbonates* (R. Lal et al., eds.), 27-42. CRC, Boca Raton, EEUU.
50. Nordt, L.C., Wilding, L.P., Drees, L.R. 2000. Pedogenic carbonate transformations in leaching soil systems: Implications for global carbon cycle. En: *Global climate change and pedogenic carbonates* (R. Lal et al., eds.), 43-63. CRC, Boca Raton, EEUU.
51. Prieto Fernández, A., Acea, M.J., Carballas, T. 1998. Soil microbial- and extractable C and N after field fire. *Biol. Fertil. Soils* 27, 132-142.
52. Lal, R. 2001. World cropland soils as source or sink for atmospheric carbon. En: *Advances in Agronomie* (D.L. Sparks, ed.), 71, 145-191.
53. Carballas, T. 1997. Effects of fires on soil quality. Biochemical aspects. En: *Forest fires risk and management* (P. Balabanis, G. Eftichides, R. Fantechi, eds.), 249-261. Science Research Development, CE, Bélgica.
54. Carballas, T. 2003. Los incendios forestales en Galicia. En: *Reflexiones sobre el medio ambiente en Galicia* (J.J. Casares Long, coord.), 363-414/545-547. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
55. Abadín, J., González-Prieto, S.J., Carballas, T. 1998. Soil N biochemical diversity and numerical taxonomy as tools in the pedogenetic study of a fossil profile. *Geoderma* 85, 341-355.

56. González, J.A., González-Vila, F.J., Polvillo, O., Almendros, G., Knicker, H. 2004. A first approach to the estimation of black carbon production by forest fires in Andalusian Mediterranean forest. En: *Secuestro de carbono en sistemas edáficos* (F. Macías, M. Camps, eds.). Xunta de Galicia, Santiago de Compostela (en prensa).
57. Tisdall, J.M. 1996. Formation of soil aggregates and accumulation of soils organic matter. En: *Structure and organic matter storage in agricultural soils* (M.R. Carter, B.A. Stewart, eds.), 57-96. CRC, Boca Raton, EEUU.
58. Campbell, C.A., Gregorich, E.G., Smith, W., Zentner, R.P., Liang, B.C., McConkey, B.G., Roloff, G., Janzen, H.H., Paustian, K. 2001. Carbon sequestration on the Canadian prairies-Quantification of short-term dynamics. En: *Soil carbon sequestration and the greenhouse effect* (R. Lal, ed.), Cap. 8, 93-114. SSSA Special Publication number 57, Soil Science Society of America, Inc., Madison, EEUU.
59. Jenny, H. 1980. *The soil resource: origin and behaviour*. Springer Verlag. Nueva York, EEUU.
60. Lal, R. 1999. Soil management and restoration for C sequestration to mitigate the accelerated green-house effect. *Prog. Environ. Sci.* 1, 307-326.
61. Robert, M. 2001. *Soil carbon sequestration for improved land management*. World Soil Resources Reports 96. FAO, Roma, 57 págs.
62. Lal, R., Bruce, J.P. 1999. The potential of world cropland soils to sequester C and mitigate the green-house effect. *Environ. Sci. Policy* 2, 177-185.
63. Verde, J.R., Camps Arbestain, M., Macías, F. 2004. Expresion of andic soil properties in soils from Galicia (NW Spain) under forest and agricultural use. *Eur. J. Soil Sci.* (en prensa).
64. Carballas, M., Carballas, T., Cabanciro, A., Villar, M.C., Leirós, M.C., Guitián Ojea, F. 1983. Suelos AC sobre granitos de Galicia (NO de España), con especial referencia al ranker atlántico. III. Fracción orgánica. *An. Adafol, Agrobiol.* 42, 1781-1824.
65. Rodríguez Seoane, P. 1973. *Contribución al estudio de la materia orgánica del suelo (Ranker atlántico)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela. 320 págs.
66. Macías, F., 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 subtropic. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, Série II, 1803-1810.
67. Bergcamp, C., Orlando, B. 1999. *Los humedales y el cambio climático*. Examen de la colaboración entre la Convención sobre los Humedales (Ramsar, Irán, 1971) y la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, 29 págs.

68. Himes, F.L. 1998. Nitrogen, sulfur and phosphorus and the sequestering of carbon. En: *Soil processes and the carbon cycle* (R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follet, B.A. Stewart, eds.), 315-319. Advances in Soil Science Series. CRC Press, Boca Raton, EEUU.
69. Chauvel, A., Grimaldi, M., Tessier, D. 1991. Changes in soil-pore-space distribution following deforestation and revegetation: An example from the Central Amazon Basin, Brazil. *Forestry Ecol. Manag.* 38, 259-271.
70. Lal, R. 1990. Soil erosion and land degradation: the global risks. *Adv. Soil Sci.* 11, 129-172.
71. Choné, T., Andreux, F., Correa, J.C., Volkoff, B., Cerri, C.C. 1991. Changes in organic matter in an Oxisol from the Central Amazonian forest during eight years as pasture determined by <sup>13</sup>C isotopic composition. En: *Diversity of environmental biogeochemistry* (J. Berthelin, ed.), 397-405. Elsevier, Amsterdam, Holanda.
72. Ponce-Hernández, R. 1999. Assessing the carbon stock and carbon sequestration potential of current and potential land use systems and the economic rationality of land use conversions. En: *Prevention of land degradation, enhancement of carbon sequestration and conservation of biodiversity through land use change and sustainable land management with a focus on Latin America and the Caribbean*, 77-92. World Soil Resources Report 86. Fao, Roma.
73. De Moraes, J.F.L., Volkoff, B., Cerri, C.C., Bernoux, M. 1996. Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondonia, Brazil. *Geoderma* 70, 63-81.
74. Sánchez, P.A., Buresh, R.J., Leakey, R.R.B. 1999. Trees, soils and food security. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B* 353, 949-961.
75. Schroeder, P. 1994. Carbon storage benefits of agroforestry systems. *Agroforestry Systems* 27, 89-97.
76. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2000. *Land use, land-use change, and forestry special report*, 377 págs. Cambridge University Press, Inglaterra.
77. Dixon, R.K. 1995. Agroforestry systems: sources or sinks of greenhouse gas?. *Agroforestry systems* 31, 99-116.
78. Díaz-Fierros, F. 1999. A materia orgánica nos solos de Galicia. En: *Adega cadernos: a compostaxe de residuos*. Adega, 7, 51-57. Santiago de Compostela.
79. Sánchez, B., Dios, G. (Eds.). 1995. (Citado en 80).
80. Domínguez Domínguez, M., Barral Silva, M.T. 2004. *A xestión de residuos orgánicos municipais: o compost*. Concellería de Medio Ambiente, Concello de Santiago de Compostela, 143 págs.



81. García Torres, L., González Fernández, M. (eds.). *Agricultura de conservación: Fundamentos agronómicos, medioambientales y económicos*. Asociación Española Laboreo de Conservación/suelos vivos, Córdoba, 372 págs.
82. Lal, R. 1997. Residue management, conservation tillage and soil restoration for mitigating greenhouse effect by CO<sub>2</sub>-enrichment. *Soil Tillage Res.* 43, 81-107.
83. Díaz-Raviña, M., Bueno, J., González Prieto, S.J., Carballas, T., 2004. Cultivation effects on biochemical properties, C storage and <sup>15</sup>N natural abundance of an acidic soil from temperate humid zone. *Agric. Ecosys. Environ.* (en prensa).
84. Smith, P., Powlson, D.S. 2000. Considering manure and carbon sequestration. *Science* 287, 428-429.
85. Follet, R.F., Pruessner, E.G., Samson-Liebig, S.E., Kimble, J.M., Waltman, S.W. 2001. Carbon sequestration under the Conservation Reserve Program in the historic grassland soils of the United States of America. En: *Soil carbon sequestration and the greenhouse effect* (R. Lal, ed.), Cap. 3, 27-40. SSSA Special Publication number 57, Soil Science Society of America, Inc., Madison, EEUU.



DISCURSO DE CONTESTACIÓN DEL ACADÉMICO NUMERARIO

**Excmo. Sr. Prof. Dr. D. FRANCISCO DÍAZ-FIERROS  
VIQUEIRA**



Excmo. Sr. Presidente,  
Excmas. Autoridades,  
Excmos. e Ilmos. Sres Académicos,  
Señoras e Señores,

A doutora Tarsy Carballas Fernández nace en Taboada (Lugo), en terras enmarcadas polas alturas da Dorsal Galega e as encaixadas e lixeiras augas do Miño, caracterizadas por unha paisaxe a medio camiño entre a montaña e a ribeira, na que os soutos e carballeiras que aínda dominan os horizontes, lembran que nos atopamos no corazón mesmo da Galicia máis nosa.

Tarsy Carballas estuda o bacharelato en Lugo e a carreira de Farmacia en Santiago, nunha época na que as asignaturas que definían o perfil naturalista desta profesión, as botánicas e a xeoloxía, consiguen un prestixio e atractivo especial para os mellores alumnos da man de dous novos catedráticos: Francisco Bellot Rodríguez e Manuel Muñoz Taboadela, e que se traducía no feito extraordinario da realización en poucos anos, por farmacéuticos, de seis teses doutorais nesas especialidades. No eido da edafoloxía, o Profesor Muñoz Taboadela coa colaboración de Francisco Guitián Ojea, que axiña se incorporou ao seu equipo como Profesor Adxunto, definiron un programa para iniciar o coñecemento dos solos galegos que se apoiaba na realización dun conxunto de teses de doutoramento dirixidas ao estudo das súas principais propiedades e compoñentes. Nesta distribución lle foi encomendado á nova aspirante a doutora o estudo do níquel nos solos galegos, tarefa a que se dedicou co interese e rigor que caracterizou desde ese mesmo momento todo o traballo científico de Tarsy Carballas. Coa asignación do tema da tese chegou algo, cando menos tan desexado, como foi unha bolsa do Consejo Superior de Investigaciones Científicas, que significaba a independencia económica pero tamén, e sobre todo, a entrada nunha institución que marcaría para toda a vida o seu labor de investigación.

O pasamento prematuro do profesor Muñoz Taboadela, fixo que os traballos finais da tese foran dirixidos polo profesor Guitián Ojea que asumiu, desde ese momento, a responsabilidade de orientar a carreira científica da nova investigadora e que foi quen a encamiñou cara a Nancy para completar a súa formación á beira do Profesor Duchafour. E na longa estadía que fixo en Francia, así como nas permanentes e fluídas relacións que mantivo posteriormente cos investigadores deste país, reside outro dos feitos singulares que marcarían a segunda etapa da súa carreira científica, que significaría, ademais da boa formación adquirida neses centros, a súa proxección nos medios científicos españois, onde foi considerada,

pouco menos, cá embaixadora da edafoloxía francesa en España. A isto contribuiu dun xeito notorio o ser a traductora das diferentes versións o castelán dos textos de Duchaufour, libros onde a maioría dos edafólogos españois aprendemos as nocións fundamentais da ciencia do solo. Hoxe, eses textos pódenos parecer nalgúns aspectos simplificadores de máis pero na altura dos anos setenta e oitenta aportaron a claridade e, mesmo a harmonía e beleza expositiva francesa, que precisaban o amoreamento de datos e teorías edafolóxicas dispares que se xuntaron nos anos precedentes.

O que se pode considerar como a terceira etapa da súa carreira científica comeza coa volta a Santiago, onde se asenta como principal responsable, no Instituto de Investigaciones do C.S.I.C., da liña de investigación iniciada por Guitián Ojea como “Corrección de Solos” e que agora, baixo a dirección de Tarsy Carballas pasaba a denominarse de “Bioquímica de Solos”. Atrás ficaban os traballos de campo que deron orixe aos mapas de solos de Asturias, Santander, e zonas húmidas de Zamora, León, Palencia e Huesca, onde a extraordinaria diversidade de ambientes que houbo que considerar e analizar serviron para afirmar en extensión os saberes que xa en profundidade e detalle viñan de ser adquiridos. Agora, en plena madurez científica, as ideas estaban abondo claras como para poder desenvolver unha liña propia e ben diferenciada das que se estaban a levar nas facultades de Farmacia e Bioloxía, o que non impediu que, sobre todo, coa primeira se estableceran intercambios e colaboracións asiduas, como a que se realizou para o estudo dos xurros de vacún galegos. A esta etapa pertencen tamén as colaboracións con Hispanoamérica, das que foi coordinadora para dous proxectos da CE realizados en Venezuela e Bolivia.

O seu equipo de traballo medra e consolídase coa incorporación de novos investigadores e o equipamento material vaise poñendo ao día ata acadar niveis comparables aos dos mellores centros europeos. Abrense novas liñas de investigación, como as dedicadas aos incendios forestais, a microbioloxía de solos, aos residuos e ao análise das funcións enzimáticas. En definitiva, estanse a cubrir todas as etapas precisas para desenvolver con seguridade e proxección de futuro unha liña de traballo investigador tan nova e necesaria como a da bioquímica dos solos. E coma froitos tanxibles da mesma poderíase falar, nun axustado resume, de 125 traballos publicados en revistas científicas, 10 libros, 6 traducións, 9 capítulos de libros e 80 comunicacións a congresos, ademais de ser investigadora principal de 17 proxectos de investigación. É directora do Instituto de Investigacións Agrobiolóxicas de Galicia do C.S.I.C. desde o ano 1994 e desempeñou durante varios anos cargos de alta responsabilidade no goberno do C.S.I.C. central.

O tema escollido pola nova académica para seu discurso de ingreso responde claramente a dous centros de interese: por unha parte, a propia experiencia investigadora, que tivo desde sempre coma un dos eixos fundamentais dos seus traballos a materia orgánica dos solos da zona húmida española. Esa materia orgánica, abundante e característica dos solos de Galicia, resultado da acción conxunta dun clima e dunha vexetación atlánticas sobre un substrato de rochas acédas, e da que dependen as mellores e máis significativas propiedades edáficas. Pero tamén unha materia orgánica, procurada e acariñada polos homes do campo que, en xornadas esgotadoras, tentaron sempre de apañala e incorporala ás terras de cultivo, pois nesa restitución, atopaban o mellor xeito de garantir a súa fertilidade e, con ela, a seguridade e fartura no porvir.

Por outra parte, no seu discurso aténdese tamén a un dos problemas medioambientais máis urxentes co que se enfronta hoxe a humanidade: o do cambio climático polo amoreamento de gases con efecto invernadoiro. Pode haber dúbidas sobre as marxes nas que se vai mover o incremento das temperaturas e a variación das precipitacións pero o que semella seguro, agás que se queira ignorar as evidencias da ciencia, e que se camiña cara a un planeta máis quente e baixo unhas variacións climáticas que serán cada vez máis extremas. Sobre as consecuencias do cambio na economía, no benestar e na saúde das poboacións acéptase que as zonas máis ricas estarán mellor preparadas para facerlles fronte mentres que, coma sempre, as zonas menos favorecidas serán as máis prexudicadas polo cambio. Por isto, sexan benvidas medidas de loita contra o amoreamento dos gases con efecto invernadoiro que se centran no secuestro de carbono polos solos, porque son medidas baratas, asequibles aos máis pobres e, polo mesmo, axeitadas para poñelas en práctica onde máis se necesitan. É certo que o problema do cambio climático é global, e tanto ten secuestrar carbono nun país rico como pobre, pero tamén o é que nese comercio vergoñento dos dereitos de emisión que xa temos diante, non haberá que agardar moito para que se lle incorporen as compensacións por secuestro de carbono e, nese momento, os países que máis carbono poidan incorporar aos solos menor sacrificio terán que aportar o esforzo común.

Damoslle as boasvindas, pois, á nova académica que, non só representa a primeira muller que se integra nesta docta institución, senón que con ela se incorpora tamén unha tradición científica, como é a das ciencias naturais, que desde sempre consituíu un dos referentes das ciencias farmacéuticas e que, hoxe, cos novos retos que se abren a saúde preventiva desde a problemática medioambiental, pode ser considerada, con total fundamento, como unhas das fontes de coñecemento

ás que se terá que acudir para conseguir no futuro esa calidade de vida cara a que todos camiñamos.

Os nosos máis sinceros parabéns á compañeira e amiga de sempre, Tarsy Carballas, novo membro numerario da Real Academia de Farmacia de Galicia.