Avant propos :

La synthèse bibliographique qui va suivre est la première partie d'une synthèse en trois parties sur la matière organique des sols.

Elle porte sur son temps de résidence dans les sols, son association avec la phase minérale et son processus de stabilisation ainsi que son rôle dans le sol.

La deuxième partie concernera sa dynamique dans le sol, son importance dans le processus de formation d'agrégats stables et la classification des grandes familles d'humus.

La troisième partie concernera le bilan humique et ses différentes modélisations.

La Belle Vigne

Agro-écologie
Agriculture durable

La Matière Organique des Sols

Partie I

IAD

Château Haut-Bages Libéral Grand Cru Classé Pauillac

Château Durfort Vivens

Château Ferrière Grand Cru Classé Margaux

LBV La Belle Vigne
www.lbv-france.com

PLAN

Introduction

I) Définition des Matières Organique des Sols (MOS)
- I.1) La Matière Organique Vivante
- I.2) La Matière Organique Fraîche
- I.3) la Matière Organique transitoire
- I.4) la Matière Organique stable

II) Temps de résidence des MOS

III) Association avec la phase minérale et processus de stabilisation de la MOS

IV) Rôles et fonctions des MOS

Références bibliographiques

Introduction

Young et Crawford (2004), dans la revue Science, présentent la « matière organique du sol » (MOS) comme « le biomatériau le plus complexe sur Terre » et pointent la nécessité de développer des approches physiques et biochimiques pour une meilleure caractérisation et compréhension des processus qui régissent sa dynamique.

La structure et la stabilisation de la MOS, bien qu'abondamment étudiés depuis des décennies, ne sont pas encore entièrement élucidés du fait de cette grande hétérogénéité et complexité (Saenger, 2013).

Les matières organiques du sol représentent en général 0,5 à 10 % de la masse des sols et par convention, on admet que la MOS est égale à 1,72 fois la teneur en carbone organique (Stevenson, 1994).

La grande majorité de la MOS est issue de la végétation (parties aériennes et souterraines) (Kögel-Knabner, 2002).

I) Définition des Matières Organique du Sol (MOS)

Les matières organiques du sol regroupent une somme importante et hétérogène de substances carbonées d'origine végétale et animale : des débris en cours de décomposition issus de la végétation (sarments, feuilles, racines, herbe) qui constituent la litière du sol, jusqu'à l'humus solidement fixé aux particules d'argile (ou minérale) qui garantit la pérennité structurale (Juarez, 2013).

Essentiellement composées de carbone, les MOS sont en moyenne composées de 50 % de carbone, 40 % d'oxygène, 5 % d'hydrogène, 4 % d'azote et 1 % de soufre (Juarez, 2013).
De plus, même si les MOS représentent la plus grande réserve de Carbone à la surface de la terre, elles ne représentent que 0,5 à 10 % de la masse du sol. Les MOS représentent également une réserve essentielle en nutriments (N, P et S) pour les plantes et organismes du sol (Juarez, 2013).

Contrairement aux constituants minéraux mécaniques (sables, limons, argile), de composition relativement stable, les matières organiques du sol sont multiples et difficiles à définir : elles se transforment sans cesse, puisque leur devenir normal est de redonner les substances minérales qui ont servi à les construire, pour servir à nouveau à l'édification de nouvelles matières organiques. C'est pourquoi on peut les classer d'après leur degré d'évolution (Soltner, 2017).

Ainsi, les MOS peuvent être divisées en quatre groupes (Juarez, 2013) (tableau 1) :

- la Matière Organique Vivante (MOV),
- la Matière Organique Fraîche (MOF),
- la Matière Organique transitoire,
- la Matière Organique stable.

I.1) La Matière Organique Vivante

Elle regroupe l'ensemble des végétaux, animaux, champignons et microorganismes vivants sur le sol et dans le sol qui englobe la totalité de la biomasse en activité (racines, vers de terres, microflore du sol, etc …).

Elle représente plusieurs tonnes à l'hectare et elle influe directement sur les propriétés du sol (Soltner, 2017 ; Juarez, 2013).

Type	Définition	Fonction
MO stable ou «Humus » (70-90%)	MO finement décomposée, associée à la fraction minérale du sol	Fertilité physique et chimique
MO transi-toire (5-15%)	Etat intermédiaire entre MO fraiche et Humus	Substrat énergétique pour les organismes du sol / fertilité physique
MO fraîche (5-15%)	Débris végétaux, déjections animales, cadavres, etc.	Substrat énergétique pour les organismes du sol / fertilité chimique et physique
MO vivante (2 à 12%)	Vers de terre, champignons, bactéries, racines, etc.	Dégradation de la MO morte / résilience du sol / fertilité chimique

Tableau 1 : définition et fonction des différents types de matière organique du sol (Duparque et *al*., 2011).

I.2) La Matière Organique Fraîche

Elle est constituée des débris d'origine végétale (résidus végétaux, exsudats), animale (déjections, cadavres), fongique et microbienne (cadavres, exsudats). C'est une matière organique facilement décomposable qui retourne au sol et qui a sensiblement la même composition que les tissus vivants dont elle provient (Soltner, 2017 ; Juarez, 2013) :

- des substances hydrocarbonées (sucres solubles, amidon, cellulose, lignine, matières grasses, résines, etc…),

- des matières azotées, surtout sous forme de protéines, composées de C, O, H, N et aussi de P et S,

- des minéraux associés aux substances précédentes (sels et ions de calcium, magnésium, potassium, sodium, etc…)

Toutes ces substances sont des corps très complexes constitués de très grosses molécules mais elles diffèrent par leur vitesse de décomposition (Soltner, 2017) :

- les plus rapides à se décomposer (sucres, amidon, cellulose, protéines) serviront surtout d'aliment énergétiques aux bactéries et disparaîtront très vite avec une production importante de CO_2, d'eau, d'énergie et de corps microbiens,

- les plus lentes à se décomposer (lignines, matières grasses, résines, tannins, polyphénols, etc…) seront attaquées progressivement et moins complétement laissant d'important résidus.

Dès leur arrivée au sol, ces substances sont attaquées par des animaux (mollusques, vers de terre, insectes, acariens, etc…), des champignons, des protozoaires et des bactéries qui leur font parcourir toute une série de décomposition successives (d'après Soltner, 2017).

I.3) la Matière Organique transitoire

Elle est composée de « produits transitoires » qui sont les maillons de cette chaîne de transformation partant des Matières Organiques Fraîches à très grosses molécules, et aboutissant, pour la plupart de ces molécules, à des substances minérales simples à petites molécules (CO_2, H_2O, NO_3^-, PO_4^{3-}, CO_3^{2-}, K_2SO_4, $CaSO_4$, $MgSO_4$, Na_2SO_4, etc…) (Soltner, 2017).

I.4) la Matière Organique stable

Elle est constituée des composés organiques stabilisés et des matières humiques (ou humus) provenant de l'évolution des matières précédentes.

L'humus est une substance nouvelle et complexe reconstruite à partir de certaines Matières Organiques transitoires et de certaines matières minérales (Soltner, 2017).

II) Temps de résidence des MOS

Le temps de résidence des MOS varie en fonction des différents constituants, à des échelles de temps allant de quelques jours (Chen et *al*., 2009) à plusieurs milliers d'années (Kögel-Knabner et *al*., 2008) (figure 1).

La persistance des MOS a longtemps été interprétée comme le résultat de la structure des molécules, qui les rendrait plus ou moins récalcitrantes (Sollins et *al*., 1996).

Quantification des principales fractions des M.O. des sols

Cas d'un sol de grandes cultures du bassin parisien

Type de matière organique	Quantité (T C.org/ha)	Pourcentage
Macrofaune	0 ,5	1 %
Biomasse microbienne	1 à 2	2 à 5 %
Résidus organiques frais, « libres »	0 à 4	0 à 10 %
Résidus organiques évolués	2 à 4	5 à 10 %
« Humus »	36	90 %
TOTAL	40	

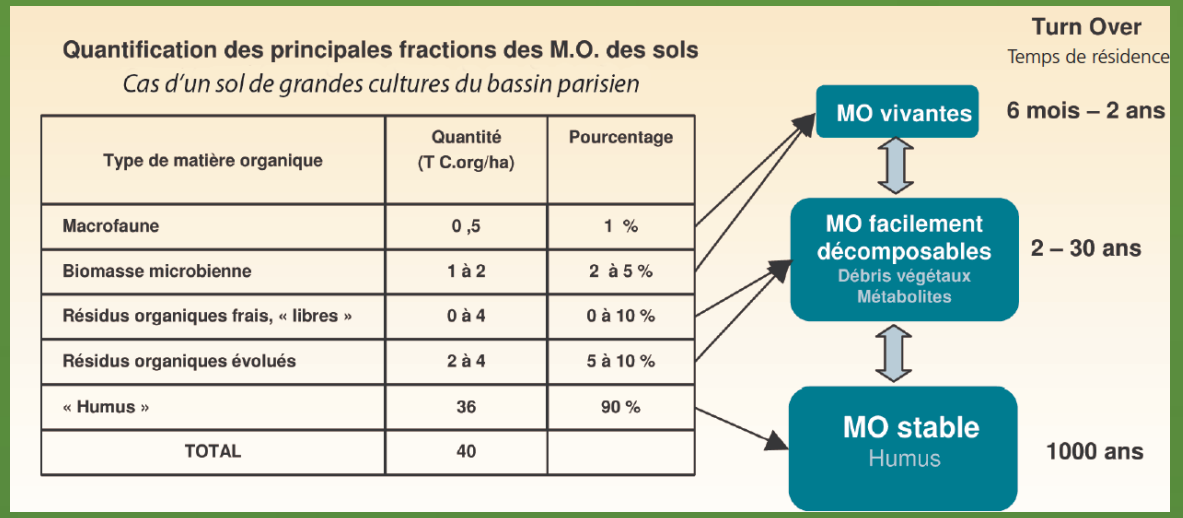

Figure 1 : composition des Matières Organiques du sol et leur turn over (Duparque et Rigalle, 2011).

Cependant, souvent considérées comme difficilement dégradables du fait de leur grandes tailles et parce qu'elles contiennent des liaisons non-hydrolysables, les lignines ne sont pourtant pas davantage conservées dans les sols (Kiem et Kögel-Knabner, 2003 ; Heim et Schmidt, 2007).

A l'inverse, les carbohydrates sont un substrat censé être facile à dégrader pour les microorganismes, mais plusieurs études montrent que cette classe de composés a des temps de résidence comparables aux autres (Gleixner et *al*., 2002 ; Derrien et *al*., 2006).

Ce concept basé sur la récalcitrance des molécules est aujourd'hui complété par la prise en compte de l'inaccessibilité des composés organiques pour les microorganismes du fait de leur isolement dans des espaces poraux déconnectés, des interactions de ces composés avec la fraction minérale, ou encore d'une interdépendance de ces composés pouvant inhiber ou favoriser leur décomposition (Marschner et *al*., 2008 ; Kleber, 2010 ; Schmidt et *al*., 2011).

III) Association avec la phase minérale et processus de stabilisation de la MOS

- *Association avec la phase minérale*

L'association des molécules organiques avec la fraction minérale du sol (figure 2 et 3), principalement les argiles et les oxydes de Fer et d'Aluminium, est un processus majeur pour la préservation de la MO dans les sols (Guigue, 2014).

Ces associations, probablement formées par des liaisons chimiques fortes, rendent les composés organiques moins susceptibles d'être dégradés (Kalbitz et *al*., 2005 ; Kaiser and Guggenberger, 2007).

La proportion relative de MO liée à la fraction minérale augmente avec la profondeur (avec une plus grande implication des phyllosilicates) alors que les oxydes de Fer ont un rôle plus important dans les horizons supérieurs (Kögel-Knabner et *al*., 2008).

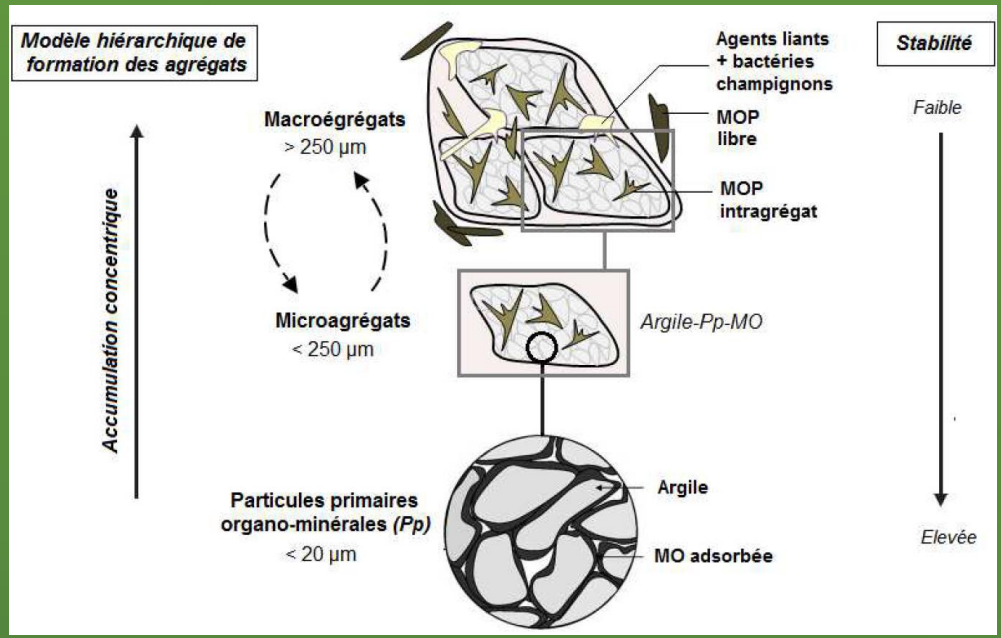

Figure 2 : modèle hiérarchique de formation d'agrégats (Edwards and Bremner, 1967; Oades and Waters, 1991) (adapté de Six et *al*., 2004, Bronick and Lal, 2005 et Laganière et *al*., 2010).
Des particules organo-minérales primaires de stabilité élevée forment des microagrégats qui s'assemblent ensuite en macroagrégats de stabilité faible.
MOP = matière organique particulaire ; Pp = particule primaire organo-minérale.

Les champignons semblent être un agent de l'association des MO avec la fraction grossière des sols (particules > 2µm), du fait d'une abondance plus élevée d'enzymes provenant de l'activité fongique dans la fraction sableuse (Marhan et *al*., 2007).
Au contraire, les bactéries sont dominantes dans la fraction fine des sols (particules < 2 µm), et la signature microbienne des polysaccharides dans cette fraction suggère leur implication pour la stabilisation des MO dans les particules les plus fines (Kiem et Kögel-Knabner, 2003 ; Kögel-Knabner et *al*., 2008).

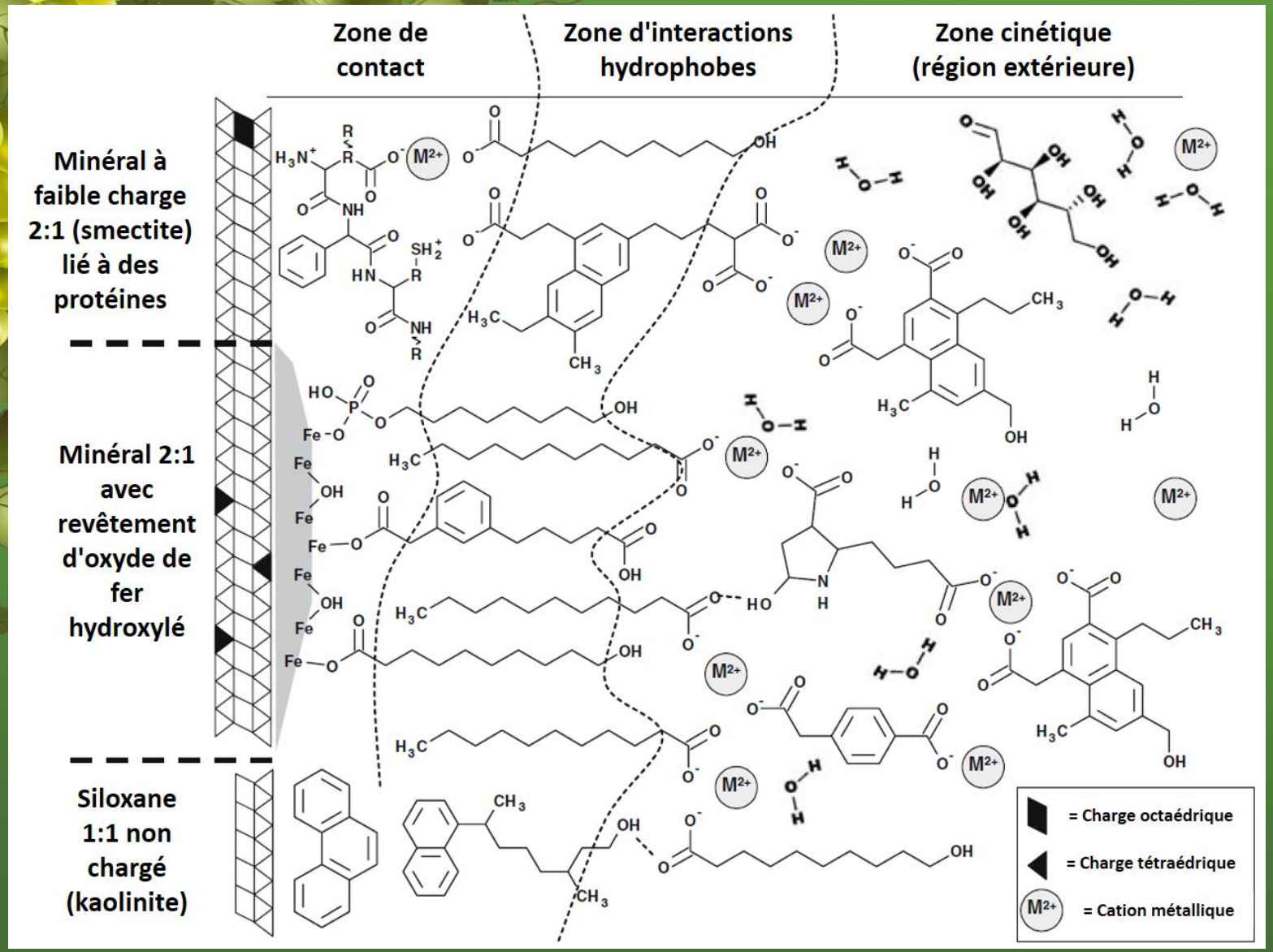

Figure 3 : modèle zonal des interactions organo-minérales proposé par Kleber et *al*. (2007).
La variété de minéraux présents dans le sol est représentée ici par une smectite, un oxyde de fer hydroxylé et une surface hydrophobe de siloxane (surface de kaolinite).
Cette sélection est destinée à illustrer les principaux mécanismes de liaison et n'est pas destinée à représenter toute la gamme des types de surface minérale que l'on peut rencontrer dans les sols.
Trois zones (la *zone de contact*, la *zone d'interactions hydrophobes* et la *zone cinétique*) jouent des rôles variés dans le turn over de la MOS.
Dans la *zone de contact*, une première couche de fragments organiques amphiphiles s'accumulent sur les surfaces minérales chargées via des interactions électrostatiques, hydrophobes ou des liaisons ioniques ou covalentes (échanges de ligands).
La *zone d'interactions hydrophobes* entre molécules organiques résulte en la formation de couches de MO.
La *région cinétique* représente une zone d'échange de fragments de MO qui peuvent être stabilisés, dans une certaine mesure, par des cations multivalents.
La conformation des molécules, le degré d'amphiphilie, la concentration de cations présents dans la solution de sol, le pH, la température, et de nombreux autres facteurs environnementaux, peuvent générer un grand nombre d'interactions différentes.

Vogel et *al*., (2014) ont démontré que seulement une proportion mineure (< 19 %) des surfaces minérales étaient impliquées dans les associations avec la MO.
En effet, les surfaces d'associations préférentielles sont situées sur des amas de particules rugueux alors que les particules individualisées, plus lisses, ne sont quasiment pas associées aux molécules organiques (Guigue, 2014).

Le suivi de l'incorporation d'une litière enrichie en ^{13}C et en ^{15}N a également permis de démontrer que cette MO fraîche réagissait immédiatement avec les particules du sol et que les liaisons se faisaient principalement avec les complexes organo-minéraux déjà existants (Guigue, 2014).

Si les associations organo-minérales sont souvent considérées comme une phase stabilisée de MO, la décomposition de cette fraction organique reste possible, surtout pour les composés ayant des liaisons chimiques faibles avec les phases minérales, comme les ponts calciques ou les forces de van der Walls. Au contraire, les molécules plus fortement liées aux oxydes de Fer sont moins facilement désorbées et leur préservation dans le sol est plus durable (Mikutta et *al*., 2007).

- *Processus de stabilisation de la MOS*

La stabilisation de la MOS est définie comme l'ensemble des mécanismes qui protègent la MOS de sa dégradation par les microorganismes (c'est-à-dire de la minéralisation) (Sollins et *al*., 1996).
En effet, l'activité microbienne est le principal agent de contrôle de la décomposition avec plus de 80 % de l'énergie carbonée du sol utilisée par les microorganismes, contre seulement 10 à 15 % utilisés par la faune du sol (Wolters, 2000).
Les processus abiotiques d'oxydation chimique de la MOS interviendraient à hauteur de quelques pourcents seulement (Lavelle et *al*., 1993).

La structure chimique de la MOS a longtemps été avancée comme premier facteur de sa stabilisation via la récalcitrance intrinsèque de certaines molécules ou la formation dans le temps de structures aromatiques polycondensées résistantes à la dégradation (théorie de l'humification ; Stevenson, 1994).
Cependant plusieurs études ont depuis démontré que des composés potentiellement labiles tels que des polysaccharides étaient pourtant stabilisés dans les sols en quantités importantes (Gleixner et *al*., 2002 ; Kiem et Kogel-Knabner, 2003).
De même, des lignines ou des composés lipidiques, considérées comme récalcitrants se sont révélés très rapidement dégradables dans certains sols (Kiem et Kogel-Knabner, 2003).

Il apparait finalement que c'est une combinaison de mécanismes complexes de protection physique et chimique de la MOS, couplés à des facteurs environnementaux qui stabilisent cette MOS (Kiem et Kogel-Knabner, 2003 ; Ludwig et *al*., 2003 ; von Lützow et *al*., 2007 ; Torn et *al*., 2009 ; Kögel-Knabner et Kleber, 2011).

Les travaux de von Lützow et *al*. (2006) et Trumbore (2009) ont permis d'établir quatre principaux mécanismes de stabilisation de la MOS :

- (1) les interactions avec des surfaces minérales, organiques ou des ions métalliques (stabilisation physico-chimique) les MO sont protégées de la biodégradation par une série d'interactions (interactions faibles, formation de ponts cationiques entre molécules au sein de la MO, complexation avec des métaux et ligands, interactions avec des surfaces minérales…)

- (2) l'inaccessibilité spatiale (stabilisation physique) : la localisation de la MOS empêche leur accès aux microorganismes et aux enzymes extracellulaires. Cette inaccessibilité peut être causée par l'inclusion de la MO au sein des agrégats ou des feuillets de phyllosilicates, l'hydrophobicité ou l'encapsulation à l'intérieur de macromolécules

- (3) la préservation sélective (stabilisation chimique) : la structure chimique spécifique des composés qui leur confère une résistance à la biodégradation. Ce mécanisme aboutit à l'accumulation de molécules récalcitrantes dans le sol

- (4) la stabilisation environnementale (ou stabilisation climatique) : la MOS est préservée de la biodégradation par des températures extrêmement basses, l'anoxie et/ou l'engorgement des sols.

IV) Rôles et fonctions des MOS

Les MOS assurent de nombreuses fonctions agronomiques et environnementales (Duparque et Rigalle, 2011) (figure 4) :

- **fertilité physique :** elles ont un rôle central dans la structuration, la stabilité (limitation de l'érosion hydrique), la perméabilité (porosité), l'aération et la capacité de rétention en eau du sol

- **fertilité chimique :** elles participent à l'augmentation de la CEC, ainsi qu'au stockage et la mise à disposition pour la plante, par minéralisation, des éléments nutritifs dont elle a besoin

- **fertilité biologique :** elles stimulent l'activité biologique en étant source de nutriment pour les organismes du sol ainsi que pour les plantes

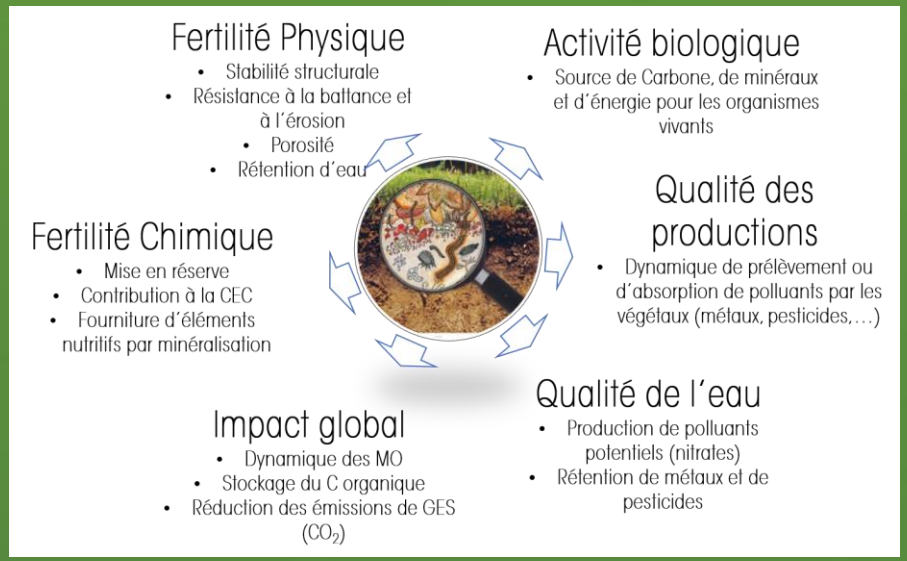

Figure 4 : rôles et fonctions des matières organiques des sols (d'après Duparque et Rigalle, 2011).

- **qualité de l'eau et des cultures :** elles jouent un rôle sur le maintien de la qualité de l'eau et des cultures par leur forte capacité de rétention des polluants organiques (pesticides, hydrocarbures…) et minéraux (éléments traces métalliques). Mais elles peuvent être aussi source de polluants potentiels, comme les nitrates et les phosphates (minéralisation).

- **impact global :** elles influencent également la qualité de l'air, par le stockage ou l'émission de gaz à effet de serre. Elles ont un rôle de puits ou d'émetteur de carbone (principalement sous forme de CO_2)

Références bibliographiques

Bronick, C. J., and Lal, R. (2005). Soil structure and management: a review. *Geoderma*, *124*(1-2), 3-22.

Chen, H., Zhou, J., Huang, W., Yu, W., and Wan, Z. (2009). Biodegradability of dissolved organic matter derived from rice straw. *Soil science*, *174*(3), 143-150.

Derrien, D., Marol, C., Balabane, M., and Balesdent, J. (2006). The turnover of carbohydrate carbon in a cultivated soil estimated by 13C natural abundances. *European Journal of Soil Science*, *57*(4), 547-557.

Duparque A., Tomis V. et Desheulles F., (2011). Gérer l'état organique des sols dans les exploitations agricoles. AgroTransfert Ressources & Territoires.

Duprarque, A., and Rigalle, P. (2011). Composition des MO et turn over. In *Rôles et fonctions des MO, actes du colloque «Gestion de l'état organique des sols* (Vol. 27).

Edwards, A. P., and Bremner, J. M. (1967). Dispersion of soil particles by sonic vibration 1. *Journal of Soil Science*, *18*(1), 47-63.

Gleixner, G., Poirier, N., Bol, R., and Balesdent, J. (2002). Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. *Organic Geochemistry*, *33*(3), 357-366.

Guigue, J. (2014). *Influence des facteurs biotiques et abiotiques sur la dynamique de la matière organique du sol à partir de la caractérisation biogéochimique des matières organiques solubles* (Doctoral dissertation, Dijon).

Heim, A., and Schmidt, M. W. (2007). Lignin turnover in arable soil and grassland analysed with two different labelling approaches. *European Journal of Soil Science*, *58*(3), 599-608.

Juarez, S. (2013). *Régulations biotiques et abiotiques de la décomposition des matières organiques des sols* (Doctoral dissertation).

Kaiser, K., and Guggenberger, G. (2007). Sorptive stabilization of organic matter by microporous goethite: sorption into small pores vs. surface complexation. *European Journal of Soil Science*, *58*(1), 45-59.

Kalbitz, K., Schwesig, D., Rethemeyer, J., and Matzner, E. (2005). Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. *Soil Biology and Biochemistry*, *37*(7), 1319-1331.

Kiem, R., and Kögel-Knabner, I. (2003). Contribution of lignin and polysaccharides to the refractory carbon pool in C-depleted arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*, *35*(1), 101-118.

Kleber, M. (2010). What is recalcitrant soil organic matter?. *Environmental Chemistry*, *7*(4), 320-332.

Kleber, M., Sollins, P., and Sutton, R. (2007). A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry*, *85*(1), 9-24.

Koegel-Knaber, I., and Kleber, M. (2011). Mineralogical, physicochemical and microbiological controls on soil organic matter stabilization and turnover. *Resource Management and Environmental Impacts*.

Kögel-Knabner, I. (2002). The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, *34*(2), 139-162.

Kögel-Knabner, I., Guggenberger, G., Kleber, M., Kandeler, E., Kalbitz, K., Scheu, S., ... and Leinweber, P. (2008). Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, *171*(1), 61-82.

Laganiere, J., Angers, D. A., and Pare, D. (2010). Carbon accumulation in agricultural soils after afforestation: a meta-analysis. *Global change biology*, *16*(1), 439-453.

Lavelle, P., Blanchart, E., Martin, A., Martin, S., and Spain, A. (1993). A hierarchical model for decomposition in terrestrial ecosystems: application to soils of the humid tropics. *Biotropica*, 130-150.

Ludwig, B., John, B., Ellerbrock, R., Kaiser, M., and Flessa, H. (2003). Stabilization of carbon from maize in a sandy soil in a long-term experiment. *European Journal of Soil Science*, *54*(1), 117-126.

Marhan, S., Kandeler, E., and Scheu, S. (2007). Phospholipid fatty acid profiles and xylanase activity in particle size fractions of forest soil and casts of Lumbricus terrestris L.(Oligochaeta, Lumbricidae). *Applied Soil Ecology*, *35*(2), 412-422.

Marschner, B., Brodowski, S., Dreves, A., Gleixner, G., Gude, A., Grootes, P. M., ... and Kaiser, K. (2008). How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils ?. *Journal of plant nutrition and soil science*, *171*(1), 91-110.

Mikutta, R., Mikutta, C., Kalbitz, K., Scheel, T., Kaiser, K., and Jahn, R. (2007). Biodegradation of forest floor organic matter bound to minerals via different binding mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *71*(10), 2569-2590.

Oades, J. M., and Waters, A. G. (1991). Aggregate hierarchy in soils. *Soil Research*, *29*(6), 815-828.

Saenger, A. (2013). *Caractérisation et stabilité de la matière organique du sol en contexte montagnard calcaire: proposition d'indicateurs pour le suivi de la qualité des sols à l'échelle du paysage* (Doctoral dissertation, Grenoble).

Schmidt, M. W., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A., ... and Nannipieri, P. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, *478*(7367), 49-56.

Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., and Denef, K. (2004). A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil and Tillage Research*, *79*(1), 7-31

Sollins, P., Homann, P., and Caldwell, B. A. (1996). Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, *74*(1-2), 65-105.

Soltner, D. (2017). *Les bases de la production végétale. Tome I : le sol et son amélioration* (27ème édition). Collection SCIENCES ET TECHNIQUES AGRICOLES.

Stevenson, F. J. (1994). Humus chemistry. Genesis, composition and reactions., 2nd edn (John Wiley and Sons: New York).

Torn, M. S., Swanston, C. W., Castanha, C., and Trumbore, S. E. (2009). Storage and turnover of organic matter in soil. *Biophysico-chemical processes involving natural nonliving organic matter in environmental systems. Wiley, Hoboken*, 219-272.

Trumbore, S. (2009). Radiocarbon and soil carbon dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *37*, 47-66.

Vogel, C., Mueller, C. W., Höschen, C., Buegger, F., Heister, K., Schulz, S., ... and Kögel-Knabner, I. (2014). Submicron structures provide preferential spots for carbon and nitrogen sequestration in soils. *Nature Communications*, *5*(1), 1-7.

von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E., and Marschner, B. (2007). SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology and Biochemistry*, *39*(9), 2183-2207.

von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., and Flessa, H. (2006). Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions–a review. *European journal of soil science*, *57*(4), 426-445.

Wolters, V. (2000). Invertebrate control of soil organic matter stability. *Biology and fertility of Soils*, 31(1), 1-19.

Young, I. M., and Crawford, J. W. (2004). Interactions and self-organization in the soil-microbe complex. *Science*, 304(5677), 1634-1637.