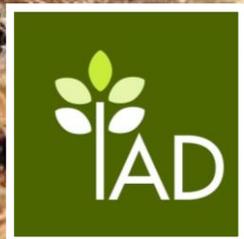


La Matière Organique des Sols

Partie II



I) Dynamique de transformation des matières organiques dans le sol

I.1) La transformation des MOS

I.1.1) La décomposition des MOF ou minéralisation primaire M1

I.1.2) L'humification

I.1.3) La stabilisation ou maturation de l'humus

I.1.4) Les coefficients K1 et K2 : synthèse et minéralisation de l'humus

II) La matière organique dans le processus de formation d'agrégats stables

II.1) La formation d'agrégats stables

II.1.1) Définition

II.1.2) Principaux facteurs influençant la stabilité des agrégats

II.2) Rôle de la matière organique du sol dans l'organisation de la structure du sol

II.3) Décomposition des matières organiques fraîches en fonction de leurs caractéristiques biochimiques et impact sur la formation d'agrégats stables

II.3.1) La formation d'agrégats stables par des apports de matière organique fraîche

II.3.2) Influence de la nature biochimique de la matière organique fraîche apportée

III) Classification et grandes familles d'humus

III.1) Méthode de classification des différents types d'humus

III.2) Les grandes familles d'humus

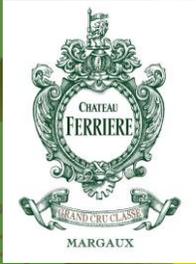
III.2.1) Mor et Moder

III.2.2) Mull acide et eutrophe

III.2.3) Mull carbonaté ou Mull calcaire

III.2.4) Mull Andique, Mull Chernozémique et Mull Vertique

III.2.5) Mull hydromorphes : tourbes et Anmoor



CHATEAU
DURFORT
VIVENS





I) Dynamique de transformation des matières organiques dans le sol (MOS) (figure 1 et 2)

I.1) La transformation des MOS

I.1.1) La décomposition des MOF ou minéralisation primaire M1 (Soltner, 2017)

La MOF (Matière Organique Fraîche) est composée d'hydrates de carbone (sucres, amidon, hémicellulose, cellulose, lignine), de matières grasses, de matières azotées (principalement sous forme de grosses molécules de protéines), de corps organiques (chlorophylles, vitamines, tanins, etc...) et des sels minéraux.

Les tissus végétaux jeunes sont riches en glucides simples et en matière azotées.

Les tissus âgés sont riches en substances complexes à évolution plus difficile (cellulose, lignine, tannins, ...) et pauvre en protéines.

Ces substances évoluent sous l'action de processus biologiques qui sont :

- la décomposition des sucres et de l'amidon,
- l'apparition de composés phénoliques solubles,
- la décomposition de la cellulose (cellulolyse),
- la décomposition de la lignine (ligninolyse),
- la décomposition des protéines (protéolyse),
- la décomposition des autres corps organiques.

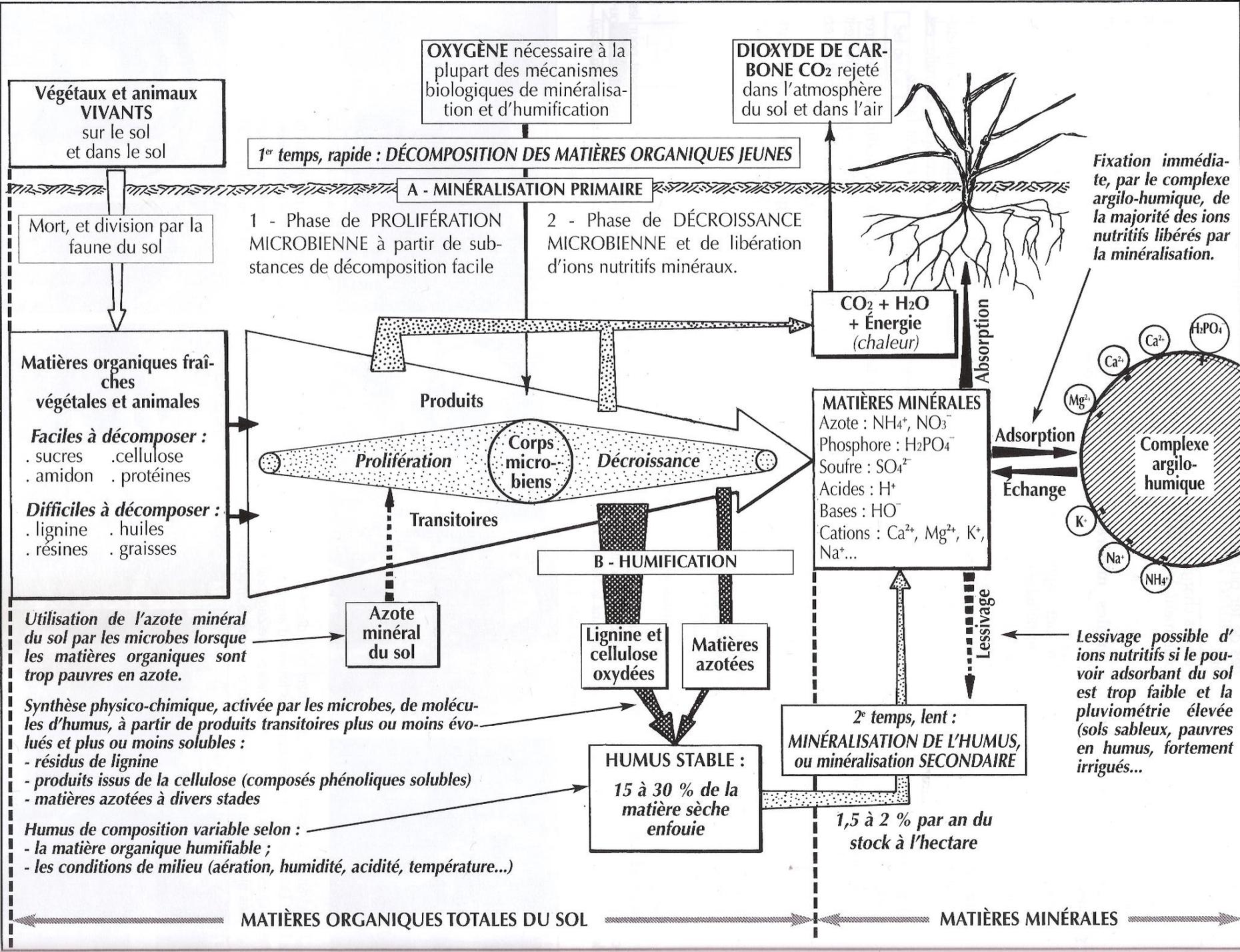


Figure 1 : schéma général de l'évolution des matières organiques dans le sol (Soltner, 2017).

Figure 2 : évolution des matières organiques du sol et formation de l'humus (Soltner, 2017).

(1) - Les matières organiques fraîches s'incorporent au sol par l'action de la faune du sol et par le travail du sol. Il s'agit des feuilles, résidus de cultures, racines, fumiers, composts, engrais organiques, microorganismes.

(2) - La plus grande partie (de 50 à 90 % selon composition) se décompose rapidement : c'est la minéralisation primaire M1, qui donne des molécules simples : CO_2 , eau, nitrates, phosphates, sulfates, ...

(3) - Ces molécules simples peuvent prendre 5 destinations. Elles peuvent être :
 (3.a) - perdues dans l'atmosphère
 (3.b) - absorbées par les plantes
 (3.c) - adsorbées sur le complexe organo minéral
 (3.d) - perdues par lessivage
 (3.e) - consommées par des microorganismes

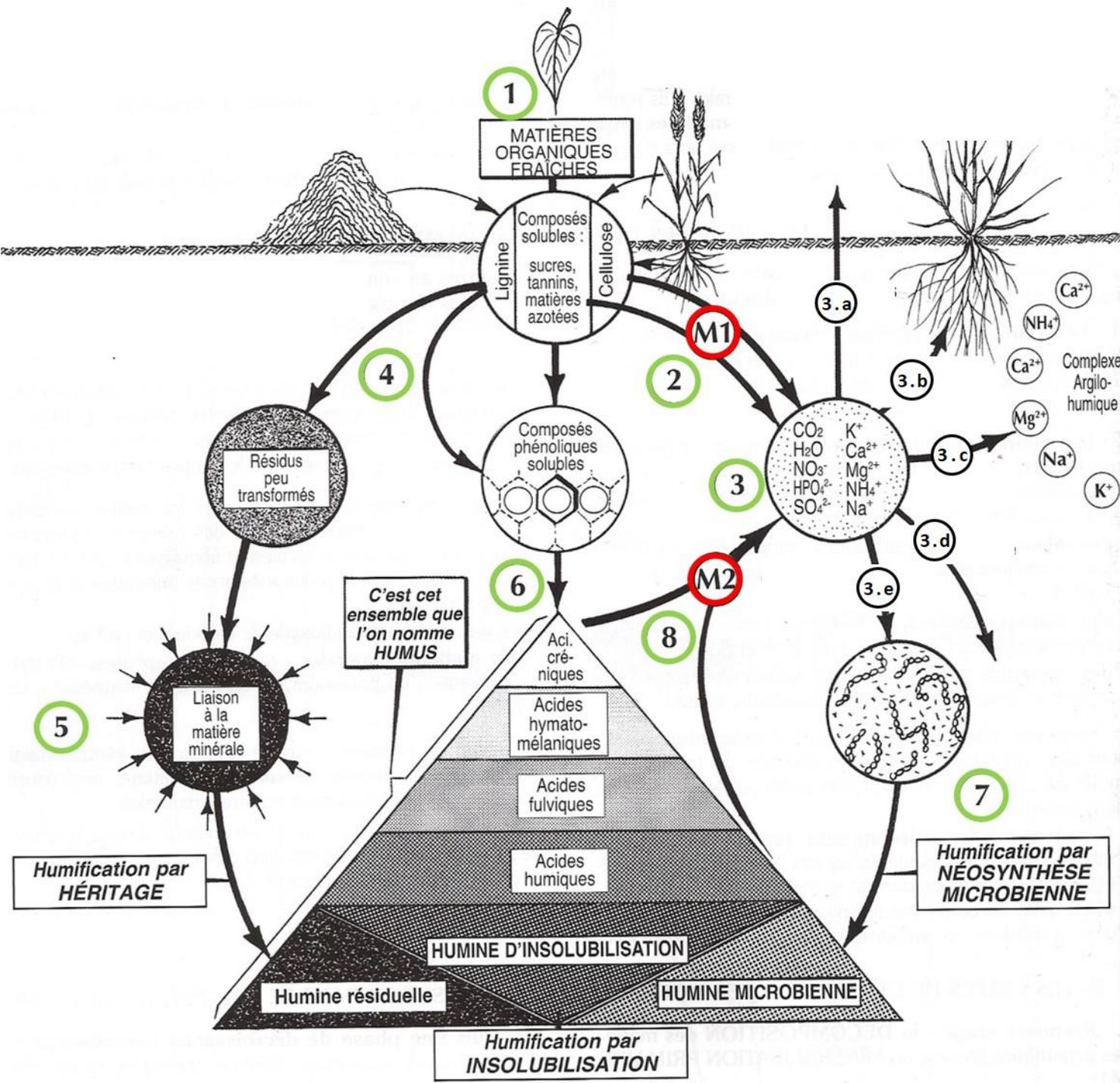
(4) - Ces constituants végétaux à base de lignine, plus difficilement décomposé, donnent des composés phénoliques solubles et des résidus peu transformés.

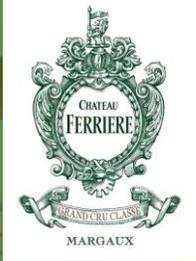
(5) - Les résidus organiques peu transformés se mélangent plus ou moins aux matières minérales, notamment par brassage dans le tube digestif de la faune du sol. Ils donnent alors l'humine résiduelle ou héritée : c'est l'**humification par héritage**.

(6) - Les composés phénoliques solubles subissent une série d'oxydation et de condensations donnant des molécules de plus en plus grosses, d'abord solubles (acides créniques et fulviques) puis insolubles (acides humiques et humine), qui aboutissent à la formation de l'humine d'insolubilisation : c'est l'**humification par insolubilisation**.

(7) - Une partie des molécules simples issues de la minéralisation M1 est reprise par des microorganismes. Il en résulte des substances très liées aux matières minérales et insolubles appelées l'humine microbienne : c'est l'**humification par néosynthèse microbienne**.

(8) - Sous l'effet d'autres microorganismes, l'ensemble des composées de l'humus est plus ou moins rapidement attaqué et finit par repasser à l'état de molécules simples : c'est la minéralisation secondaire M2.





a) La décomposition des sucres et de l'amidon (figure 3)

Les sucres et l'amidon sont une source d'énergie facilement accessible par les microorganismes.

En milieu aérobie, les levures et bactéries leur font subir des fermentations (alcoolique, acétique, ...) avec la production d'alcools, d'acides et un dégagement de CO_2 .

En milieu anaérobie, sucres et amidon sont décomposés jusqu'à la transformation en méthane (CH_4) et en hydrogène gazeux (H_2).

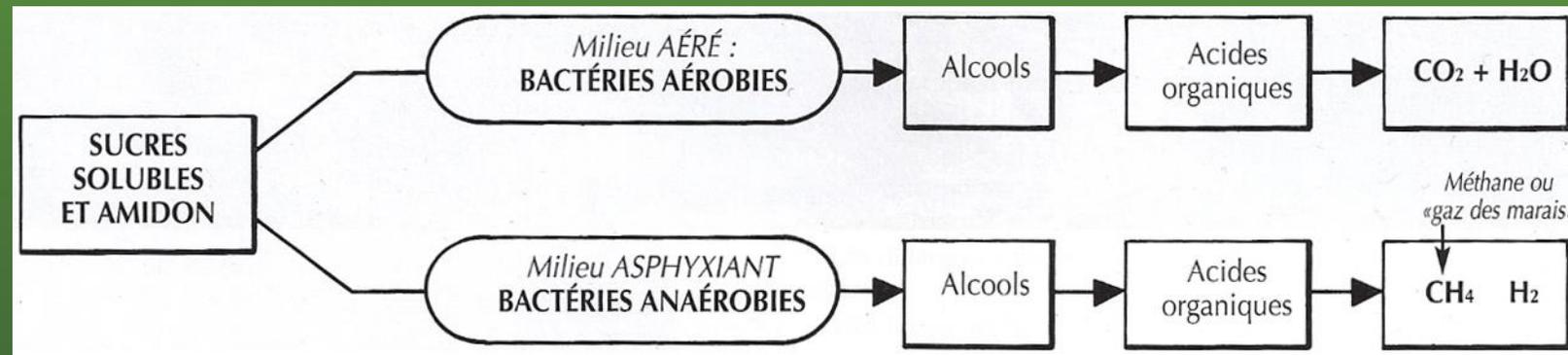


Figure 3 : la décomposition des sucres et de l'amidon (Soltner, 2017).

En milieu aérobie, les sucres solubles et l'amidon sont les premiers attaqués. Ils provoquent la prolifération des bactéries et des levures qui les oxydent complètement, restituant ainsi au sol et à l'atmosphère le CO_2 et l'eau qui ont servi à les construire par la photosynthèse.

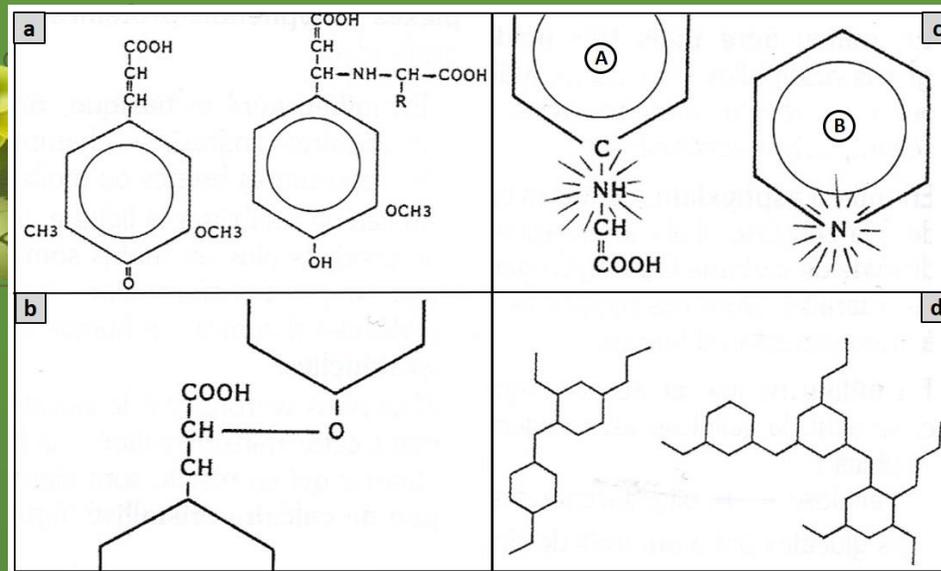


Figure 4 : les composés phénoliques solubles, molécules de base de l'humus (Soltner, 2017).

- a) les molécules des composés phénoliques solubles ont une structure dite aromatique avec des groupements quinone (=O), phénol (-OH) ou acide (-COOH). Des chaînes aliphatiques (souvent azotées) se fixent sur ces noyaux.
- b) par ouverture de doubles liaisons sur des atomes d'oxygène ou d'azote, plusieurs noyaux aromatiques peuvent se souder. Ce sont les « ponts oxygène » et « ponts azote ».
- c) l'azote peut se fixer de deux manières aux composés phénoliques solubles :
- (A) dans les chaînes aliphatiques liées aux noyaux aromatiques. C'est la forme aminée la plus facile à libérer.
 - (B) à l'intérieur des noyaux aromatiques. C'est la forme hétérocyclique bien plus difficile à libérer.
- d) la liaison de 2 ou 3 noyaux aromatiques donne des composés dimères et trimères qui constituent l'essentiel des acides créniques et hymatomélaniques.

Figure 5 : rappel de chimie organique sur les noyaux aromatiques (Soltner, 2017).

- a) on appelle noyau aromatique (ou benzénique) une disposition fermée de 6 atomes de carbone, unis alternativement par une simple et une double liaison. Pour simplifier, les noyaux aromatiques sont souvent représentés sans les atomes de carbone et d'hydrogène avec un cercle central ou trois doubles liaisons alternées.
- b) on nomme noyau phénolique un noyau aromatique sur lequel sont liés un ou plusieurs groupes -OH.
- c) on nomme noyau quinonique un noyau sur lequel on trouve deux doubles liaisons sur lesquelles sont liées des oxygènes.

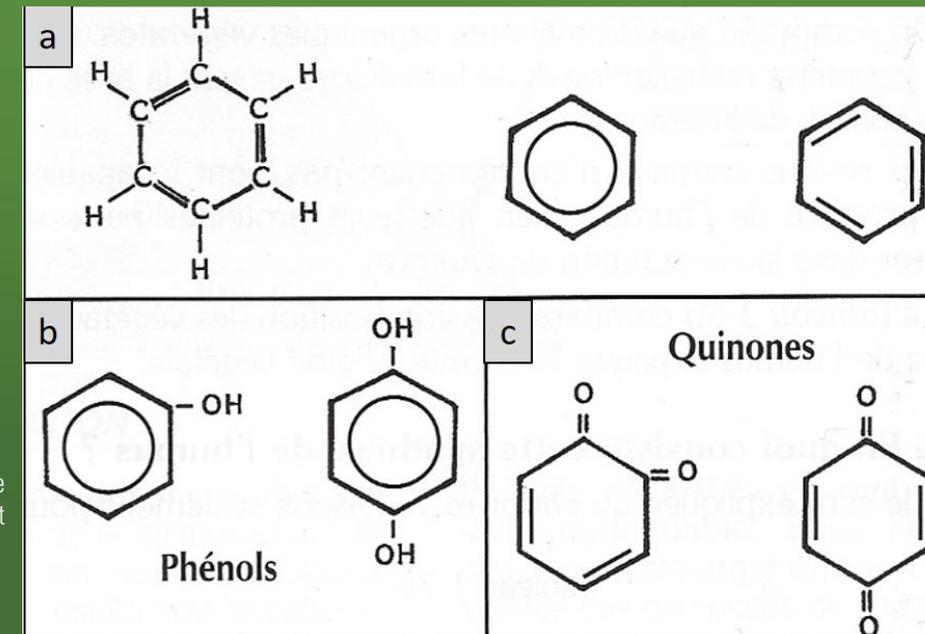
b) Les composés phénoliques solubles (figure 4)

De multiples substances solubles se trouvent dans les cellules végétales (sucres, amidon, acides aminés, ...).

Les composés phénoliques solubles sont des corps organiques vitaux (tannins, pigments, acides organiques, ...) qui comportent un ou plusieurs radicaux aromatiques portant des groupements phénol, acide ou quinone (figure 5).

Ils ont trois origines :

- issus des tissus végétaux
- provenant de la dégradation de la lignine
- synthétisés par des microorganismes à partir de la dégradation de la cellulose.





c) La décomposition de la cellulose (cellulolyse) (figure 6)

Sa décomposition est très sensible à la richesse en azote et en calcium du milieu ainsi qu'à son oxygénation.

En milieu aérobie très acide, seuls certains champignons acidophiles sont actifs : la cellulolyse est faible et la cellulose non décomposée s'accumule.

En milieu anaérobie, certaines bactéries anaérobies dégradent la cellulose en acides organiques tout d'abord, puis en CO_2 , H_2 et CH_4 .

En milieu neutre et aérobie, la cellulose est rapidement hydrolysée en sucres solubles : cellulose > oligosaccharides > sucres solubles.

Ces sucres servent en majeure partie d'énergie aux microorganismes avec production d'eau et de CO_2 .

Une seconde partie sert d'aliment « de constitution » aux microorganismes (principalement des Myxobactéries) si le milieu contient assez d'azote. Ces bactéries synthétisent alors des « polysaccharides microbiens » (ou gelée cytophagienne), qui par leurs propriétés agglutinantes, constituent une partie des humines : l'**humine microbienne** (figure 2).

Une faible partie de la cellulose est transformée par des champignons en composés phénoliques solubles qui serviront en se polymérisant à la synthèse des acides humiques.

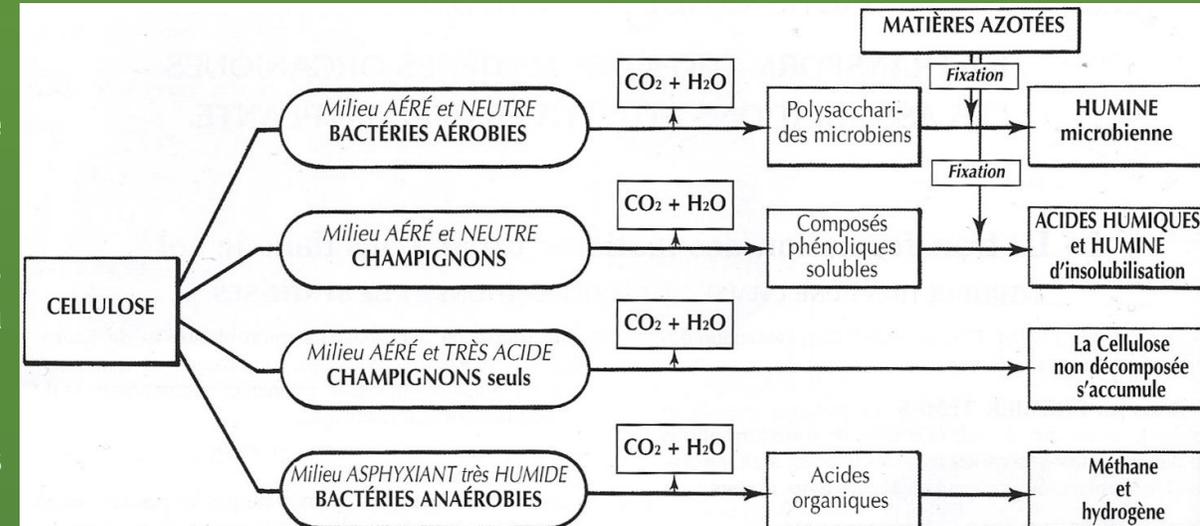
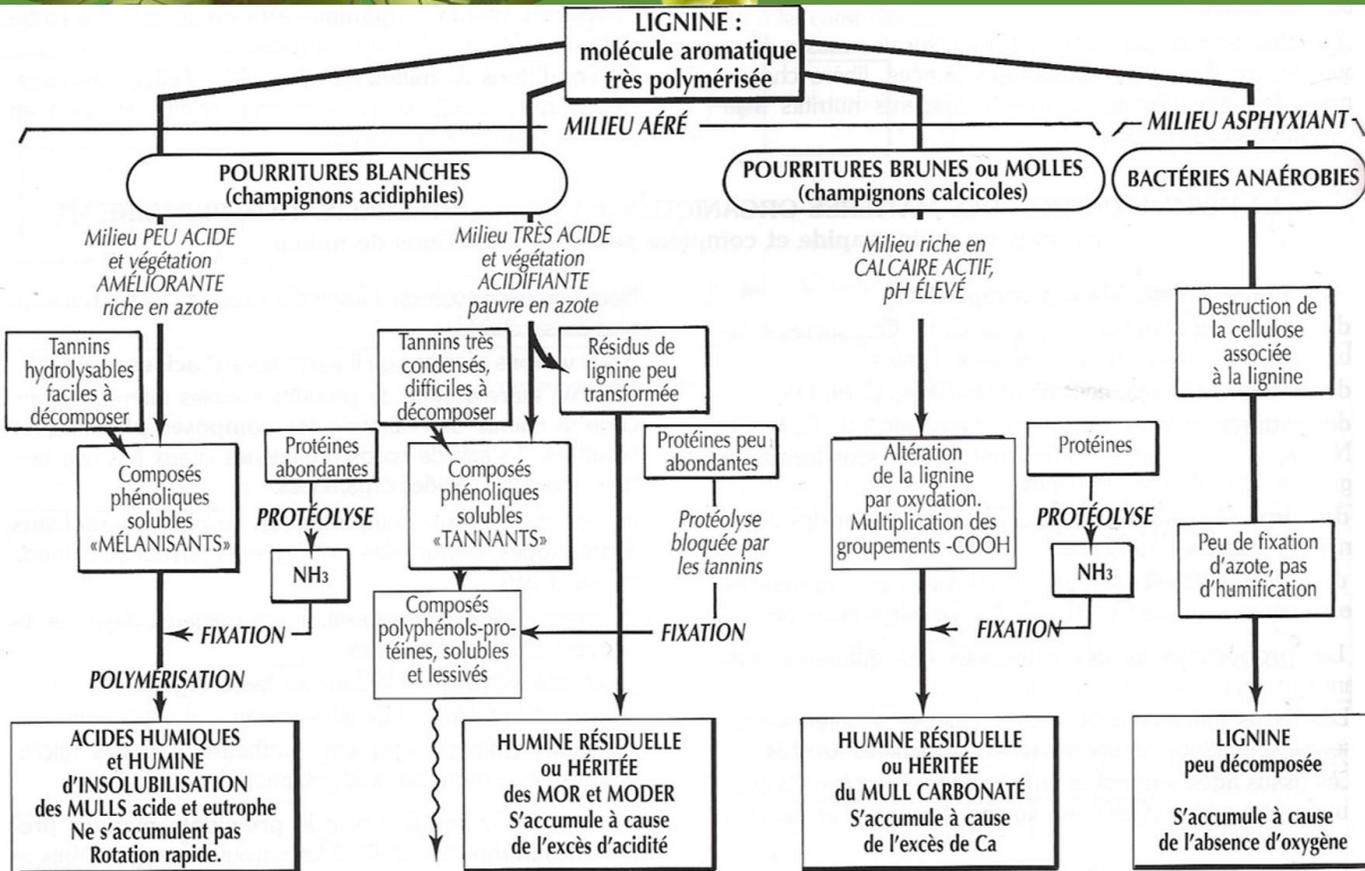


Figure 6 : la décomposition de la cellulose ou cellulolyse (Soltner, 2017).

En milieu aéré et neutre, la cellulose sert à la synthèse de l'humus.

En milieu aéré mais très acide la cellulose s'accumule.

En milieu asphyxiant, la cellulose disparaît complètement ne laissant que des gaz.



d) La décomposition de la lignine (ligninolyse) (figure 7)

La décomposition de la lignine est plus difficile du fait des nombreux noyaux aromatiques agglutinés et polymérisés qui la constituent et elle dépend de l'aération et de l'acidité du milieu.

En milieu aéré, peu acide et riche en azote, des champignons Basidiomycètes dégradent rapidement la lignine avec formation de composés phénoliques solubles. Associés aux tannins, ils serviront à la création des composés humiques insolubles qui sont composés principalement d'acides humiques et d'humine d'insolubilisation (figure 2).

En milieu aéré mais très acide, les champignons acidiphiles attaquent la lignine, la solubilisant ainsi en composés phénoliques solubles. Mais cette décomposition est rapidement bloquée par l'excès d'acidité et la lignine peu décomposée s'accumule : c'est l'humine héritée ou résiduelle (figure 2).

En milieu aéré et basique, riche en calcaire actif la lignine est altérée en produits plus ou moins sombres et insolubles par les champignons. C'est une simple transformation des molécules de lignine en molécules d'humus à base de lignine « héritée ».

Figure 7 : la décomposition de la lignine ou ligninolyse (Soltner, 2017).



e) La décomposition des protéines (protéolyse) (figure 8)

L'azote dans le sol est principalement sous forme organique (≈ 90 %). La teneur moyenne de la couche de surface des sols cultivés est de l'ordre de 0,06 à 0,3 % (Calvet et al., 2015).

La décomposition des membranes celluloses libère le contenu azoté des cellules végétales.

En milieu aéré et peu acide, la protéolyse se décompose en trois étapes :

- 1) la protéolyse proprement dite qui transforme les grosses molécules des protéines en polypeptides, en acides aminés puis en amides tels que l'urée.
- 2) l'ammonisation qui réduit l'urée en carbonate d'ammonium et en ammoniac par l'action des champignons, des actinomycètes et des bactéries ammonifiantes selon l'équation : $CO(NH_2)_2 + H_2O \rightarrow CO_3(NH_4)_2$
- 3) la nitrification qui transforme les ions ammonium NH_4^+ en ions nitriques NO_3^- par deux oxydations successives :
 - la **nitritation** qui est l'oxydation par les *Nitrosomonas* (bactéries nitreuses) de l'azote ammoniacal en azote nitreux ou nitrites (la libération d'ions H^+ acidifie le milieu) : $2 NH_4^+ + O_2 \rightarrow 2 NO_2^- + 2 H_2O + 4 H^+ + \text{Energie}$
 - la **nitratation** qui est l'oxydation des nitrites en nitrates par les *Nitrobacter* (bactéries nitriques) : $2 NO_2^- + O_2 \rightarrow 2 NO_3^-$

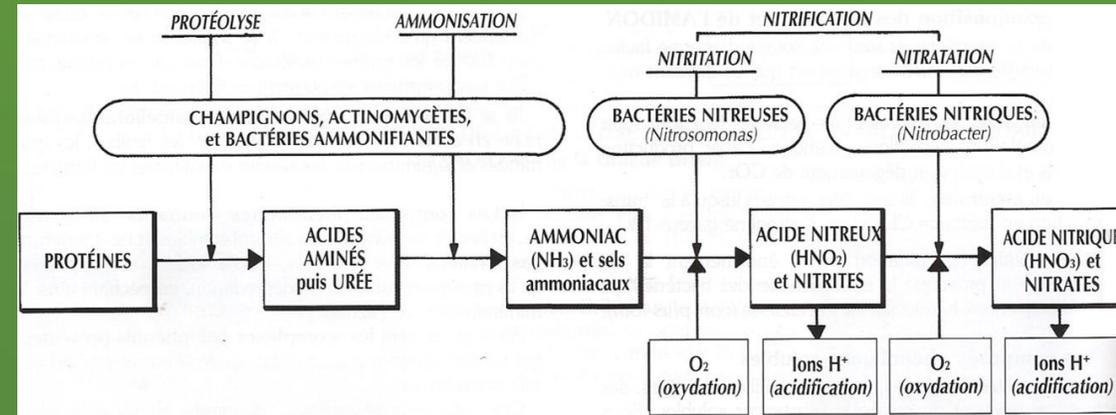


Figure 8 : la décomposition des protéines ou protéolyse (Soltner, 2017).

En milieu acide, la décomposition des matières azotées est incomplète : elle n'est en effet réalisée que par les champignons, qui sont incapables de dépasser le stade d'ammonisation. Leur décomposition est ralentie aussi par la présence des polyphénols qui fixent les protéines pour former les complexes polyphénols-protéines.



CHÂTEAU
DURFORT
VIVENS



f) La décomposition des autres corps organiques

Les composés organiques phosphorés et soufrés suivent une minéralisation semblable à celle des composés azotés en aboutissant respectivement à des phosphates et des sulfates.

Une partie importante du phosphore total se trouve sous forme organique (15 à 80 %) dont 68 à 78 % sont contenus dans la biomasse microbienne (Turner et coll., 2013) et les sols en contiennent de 0,3 à 1 ‰ quand ils ont été formés sur des roches sédimentaires et 1 à 4 ‰ quand ils l'ont été sur des roches cristallines et volcaniques (Calvet et *al.*, 2015).

Les teneurs des sols en soufre sont de 0,01 à 0,06 % et la plus grande partie se trouve sous forme organique, parfois jusqu'à 95 - 99 % du soufre total (Scherer, 2009).

De nombreux sels minéraux retenus dans la matière vivante sont libérés par sa minéralisation : calcium, potassium, magnésium, fer, oligo-éléments divers.

L'ensemble de ces corps est soit mis à disposition des plantes, soit repris pour la synthèse des composés humiques.

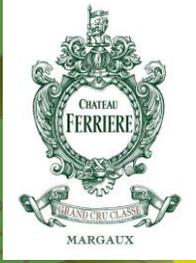


I.1.2) L'humification (Soltner, 2017)

A l'inverse de la décomposition des matières organiques, l'humification ne résulte pas uniquement de l'activité biologique mais aussi d'agents physiques et de réactions chimiques.

Il existe trois voies d'humification (figure 2) :

- la voie de l'insolubilisation
- la voie de l'héritage
- la voie de la néosynthèse microbienne



**CHÂTEAU
DURFORT
VIVENS**

Château
Haut-Bages
LIBÉRAL
GRAND CRU CLASSÉ
PAULLIAC



a) *La voie de l'insolubilisation*

L'oxydation des composés phénoliques solubles, qui contiennent plusieurs noyaux aromatiques, peuvent se souder par l'intermédiaire de « ponts » oxygène ou azote (figure 4.b).

Il se forme alors des composés dimères ou trimères donnant naissance aux acides créniques et hymatomélaniques puis aux acides fulviques qui sont composés de noyaux aromatiques entourés de longues chaînes aliphatiques (figure 4.d ; figure 9). La polymérisation se poursuivant, les acides fulviques donnent bientôt naissance aux acides humiques et enfin à l'humine d'insolubilisation (figure 9).

Cette polymérisation ou polycondensation se caractérise par plusieurs phénomènes (figure 10) :

- l'augmentation de la taille du noyau aromatique souvent appelé « nucleus »
- la diminution de la proportion des chaîne aliphatiques par rapport au nucleus aromatique

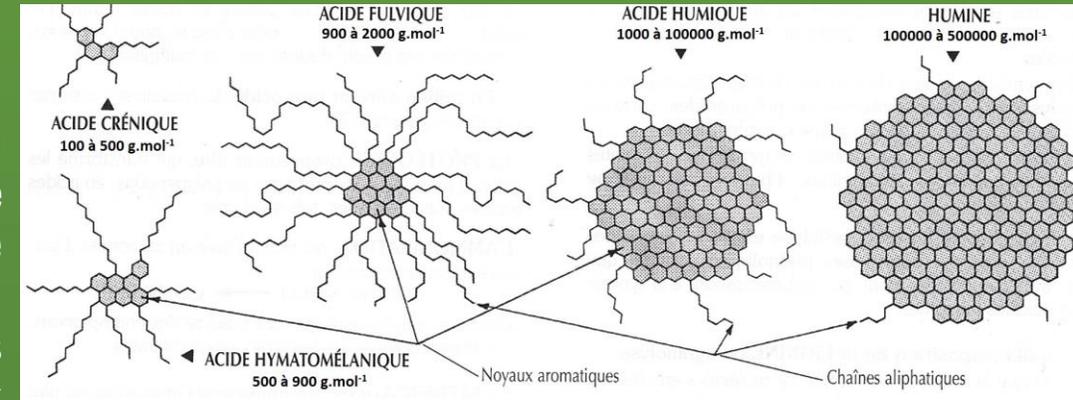


Figure 9 : la polycondensation des acides créniques à l'humine (Soltner, 2017).

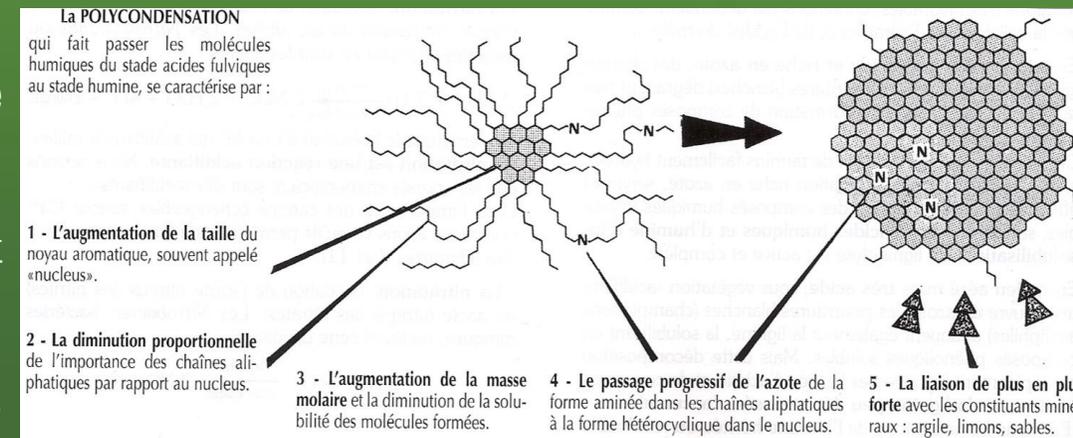
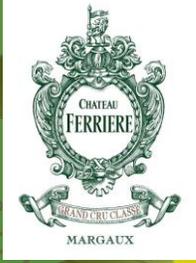


Figure 10 : solubilité et stabilité des différentes fractions de l'humus (Soltner, 2017).



- l'augmentation de la masse molaire en même temps que la diminution de la solubilité et de l'augmentation de la stabilité (figure 11)

- en même temps l'azote qui se trouvait dans les chaînes aliphatiques sous forme aminée facilement accessible aux microorganismes et aux plantes quitte progressivement ces chaînes pour s'incorporer dans le nucleus sous forme « hétérocyclique » beaucoup moins accessible (figure 4.b.c)

- la polymérisation s'accompagne d'une liaison de plus en plus forte à la matière minérale.

L'humus est très difficile à dissocier de l'argile, formant avec elle un complexe argilo-humique très stable (figure 12).

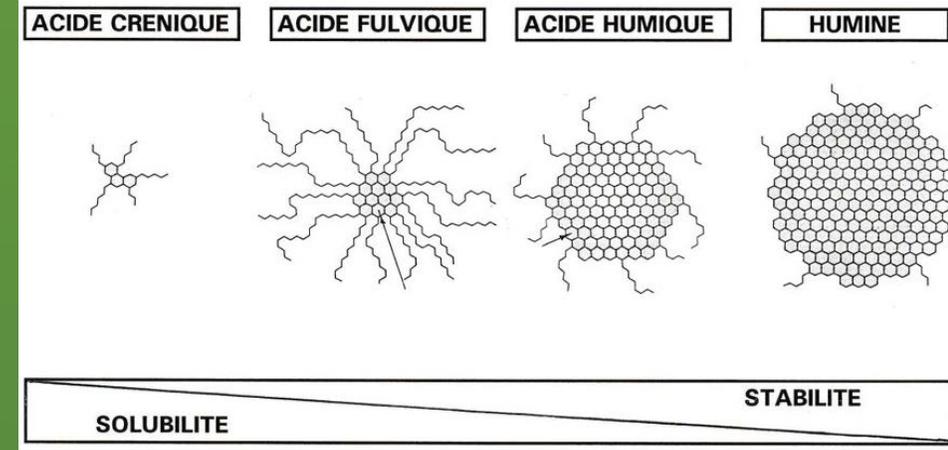


Figure 11 : solubilité et stabilité des différentes fractions de l'humus (Soltner, 2017).

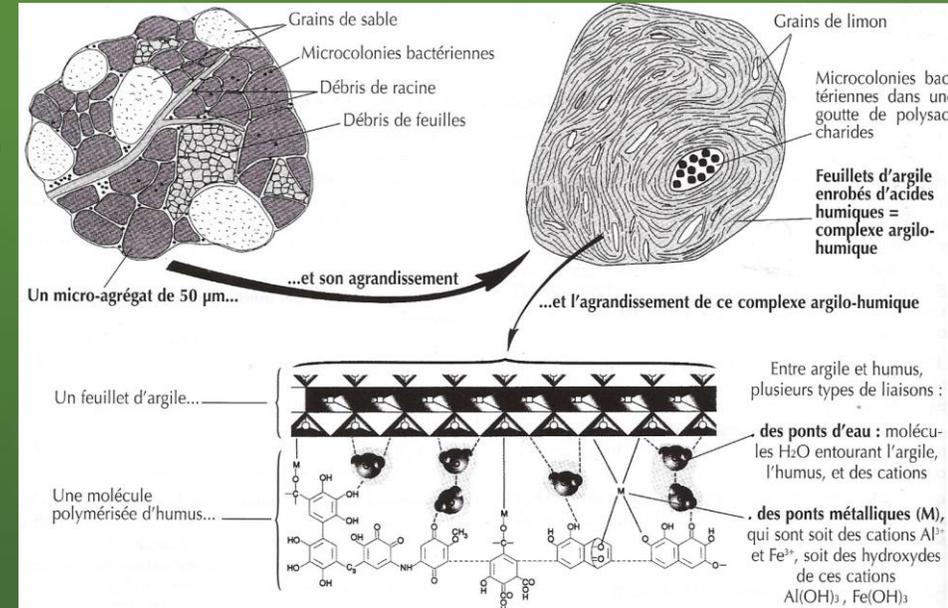


Figure 12 : représentation du complexe argilo humique (Gobat *et al.*, 2010).



CHATEAU
DURFORT
VIVENS



b) La voie de l'héritage

Lorsque la décomposition de la lignine est bloquée (excès d'acidité, anaérobiose, excès de calcaire actif) ses molécules peu transformées se lient plus ou moins à la matière minérale pour donner une humine insoluble : l'**humine résiduelle** ou **humine héritée**.

Lorsque la ligninolyse est bloqué par un excès de calcaire actif, une carapace calcaire (gangue de calcaire cristallisé) se forme autour de la lignine qui visible au microscope électronique (figure 13).

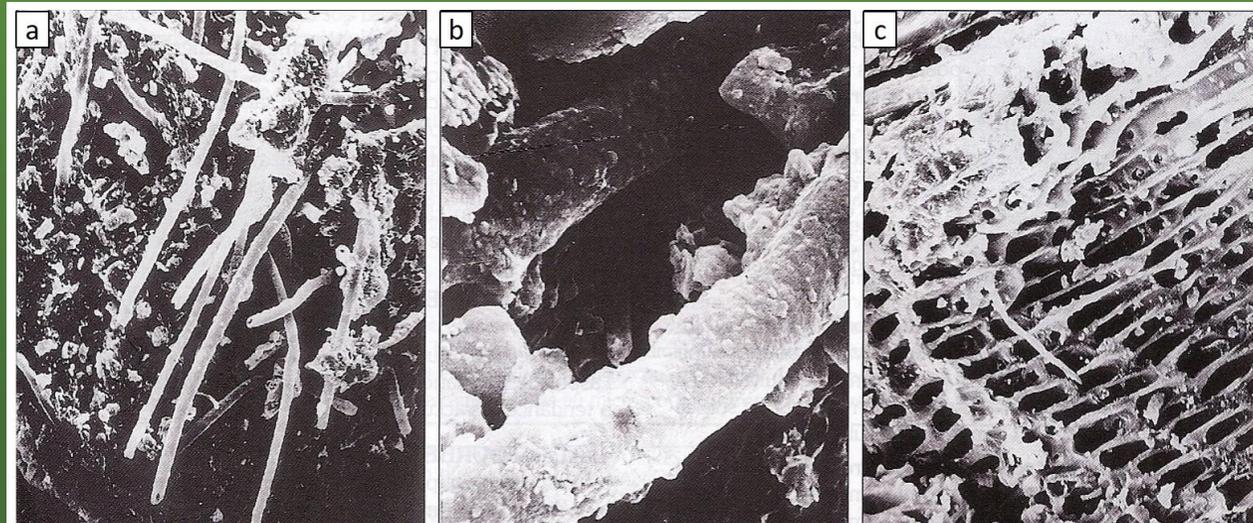


Figure 13 : les gangues calcaires autour des matières organiques des sols de rendzine sur craie (Soltner, 2017).

Ces photos permettent de comprendre pourquoi les matières organiques (surtout l'humus sous forme d'humine héritée) sont protégées de la biodégradation par ces croûtes de carbonate de calcium précipitant à partir du bicarbonate de calcium soluble $\text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$.

a) reprécipitation de calcaire sur des filaments mycéliens colonisant un amas organique (grossissement x 1280).

b) détail de la gangue calcaire précipitée à la surface d'un mycélium (grossissement x 20000).

c) structure de vaisseaux du bois (lignine) recouverts de calcaire.



CHATEAU
DURFORT
VIVENS



c) La voie de la néosynthèse microbienne

Certains microorganismes ont la possibilité de reprendre des molécules simples issues de la minéralisation primaire M1 pour synthétiser leur propre substance.

A leur mort, les polysaccharides issus de leur biodégradation peuvent se lier à la matière minérale pour former une autre fraction de l'humus : **l'humine de néosynthèse microbienne**.

Cette humine microbienne se fait surtout à partir de sucres, de cellulose et de matières azotées.

Elle a aussi des propriétés agglutinantes car elle est constituée de longues chaînes (chaînes aliphatiques) plutôt que de grosses molécules rondes : l'humine de néosynthèse microbienne joue donc un rôle important sur la stabilité de la structure du sol.

Mais elle disparaît plus rapidement que les autres humines et doit donc être souvent renouvelée : c'est le cas pour l'humus provenant des engrais verts.

Les chaînes aliphatiques, composant l'humine microbienne, s'accrochent aux noyaux aromatiques des acides fulviques et humiques. Ils participent donc à la synthèse des autres fractions de l'humus.



**CHATEAU
DURFORT
VIVENS**

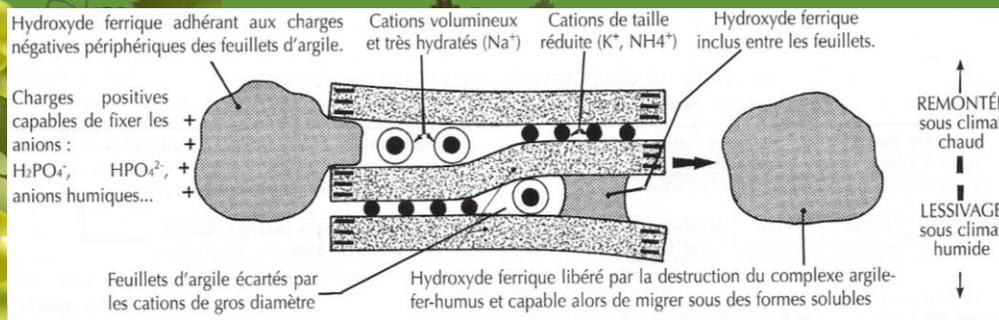


Figure 14 : l'hydroxyde ferrique Fe(OH)₃ dans les sols (Duthil, 1971).
L'hydroxyde ferrique est un colloïde électropositif qui peut être adsorbé sur les charges négatives de l'argile. Il peut alors soit rester à l'extérieur des feuillettes, soit être inclus à l'intérieur. Donnant à l'argile des charges positives, l'hydroxyde ferrique sert de « pont » pour la fixation des acides humiques et de certains anions notamment phosphoriques. La destruction du complexe argile-fer-humus par acidification ou par réduction des oxydes ferriques en milieu anaérobie libère les hydroxydes sous des formes plus ou moins solubles.

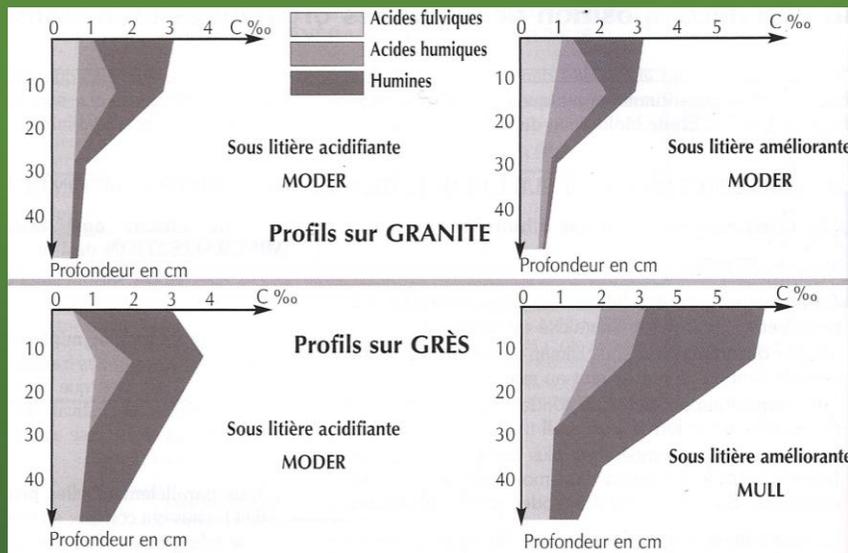


Figure 15 : influence du fer sur la formation du Mull sous litière améliorante (Bonnefont, 1978).
Le passage du Moder au Mull par une végétation améliorante n'est possible qu'à condition que le sol contienne suffisamment de fer ou de calcium. Cette transformation est donc obtenue sur grès ferrugineux alors qu'elle ne l'est pas sur granite trop pauvre en Fe et en Ca.

1.1.3) La stabilisation ou maturation de l'humus (Soltner, 2017)

La figure 2 montre les composés humiques comme faisant partie d'une pyramide. Plus ces composés sont à la base de cette pyramide, plus ils sont difficiles à biodégrader par la minéralisation M2, plus ils sont stables et s'accumulent ainsi dans le sol.

Néanmoins cette stabilité dépend du milieu physico-chimique et climatique dans lequel il s'est formé.

1.1.3.1) La stabilisation de l'humus par les ions du sol

• Le fer

Le fer (le plus souvent sous formes d'hydroxydes Fe(OH)₃ et d'ions ferriques (Fe(OH)₂⁺ ou FeOH²⁺) libre ou associé aux feuillettes d'argile (figure 14) exerce sur l'humification une double action :

- il insolubilise les composés phénoliques solubles (appelés « précurseurs humiques ») et favorise leur polymérisation
- il sert de « pont ferrique » entre l'argile et l'humus (figure 12 et 14)

En présence d'ions ferriques abondants (par exemple dans les grès ou schiste ferrugineux, figure 15) l'humification par insolubilisation est active : il se forme des acides humiques et de l'humine d'insolubilisation.

Au contraire en sols pauvres en fer (par exemple des sables quartzueux, figure 15) les composés phénoliques solubles ne peuvent s'insolubiliser et se polymériser. Ils migrent en profondeur : c'est le phénomène de podzolisation.



- *L'aluminium*

L'aluminium sous forme d'hydroxyde $Al(OH)_3$ et d'ions alumineux $Al(OH)_2^+$ ou $AlOH^{2+}$ se comporte comme les ions Fe vis-à-vis des composés humiques.

Cependant lorsqu'il se trouve à l'état de gels amorphes libérés en grande quantité par la décomposition de laves et de cendres volcaniques, cet aluminium se comporte comme un stabilisant puissant.

En effet les acides fulviques et humiques sont tellement enrobés d'hydroxyde d'aluminium qu'ils deviennent inattaquables par les microorganismes et s'accumulent aboutissant à des taux de matières organiques pouvant atteindre 15 à 20 %.

- *Le calcium*

En faible quantité dans le sol, les ions Ca^{2+} agissent comme le fer. En effet, ils participent à l'insolubilisation et à la polymérisation des « précurseurs humiques » et servent de cations de liaison entre l'argile et l'humus. C'est un « pont calcique » favorisant la constitution du complexe argilo humique.

En présence de calcaire actif abondant, les ions Ca^{2+} précipitent les acides fulviques et humiques en fulvates et humates calciques très résistants à la biodégradation.

1.1.3.2) La stabilisation de l'humus par le climat

Les longues périodes sèches ont tendance à favoriser la polymérisation de l'humus.

Ainsi les sols formés sous climats à saison sèche marquée alternant avec une saison humide ont un humus beaucoup plus stable que celui des régions constamment humides.

Par exemple, les Chernozems (sols des steppes continentales à longue saison sèche) ont un humus très fortement stabilisé qui se renouvelle très lentement (rotation de 3000 à 4000 ans).

A l'inverse, les sols formés sous climats océaniques (sols bruns plus ou moins lessivés) ont un humus moins polymérisé à rotation rapide qui se décomposent si rapidement que les sols forestiers de ces régions ont une couche d'humus de faible épaisseur.



CHATEAU
DURFORT
VIVENS





I.1.4) Les coefficients K1 et K2 : synthèse et minéralisation de l'humus (Soltner, 2017)

Chaque année le stock d'humus d'un hectare de terre est l'objet d'entrées et de sorties.

Les entrées concernent les apports de matière organique fraîche au sol (résidus de cultures, racines, fumiers, composts, engrais organiques, ...).

Une partie de cette matière organique fraîche se minéralise (M1) et l'autre partie se transforme en humus (K1).

Les sorties concernent une partie du stock d'humus qui est minéralisée chaque année.

Cette minéralisation dite « secondaire » M2 s'ajoute à la minéralisation « primaire » M1 des matières organiques fraîches. M2 représente 1,5 à 2 % par an et 0,5 % en sols très calcaires.

Pour que le stock d'humus ne varie pas chaque année, il faut que les entrées compensent les sorties.

Pour se faire il faut savoir pour un sol donné :

- le pourcentage du tonnage de Matière Sèche (MS) apporté chaque année au sol qui est transformé en humus. Ce pourcentage est le coefficient isohumique K1.

- le pourcentage du stock d'humus stable qui est minéralisé par an. Ce pourcentage est le coefficient de minéralisation de l'humus K2.



1.1.4.1) Le coefficient isohumique K1

Ce coefficient dépend :

- de la nature de la MS
- du type de sol

Plus la matière sèche est riche en lignine et plus elle produit de l'humus.

Plus elle est riche en sucres, en cellulose, en matières azotées, plus elle est rapidement minéralisée et moins elle donne d'humus.

Dans les sols riches en calcaire actif, la minéralisation primaire est accrue si bien que le rendement en humus (K1) est nettement plus faible (figure 16 et 17).

CULTURES	RESTITUTIONS OBLIGATOIRES (RACINES)							RESTITUTIONS FACULTATIVES (PARTIES AÉRIENNES)						
	K ₁	Rendement moyen		Rendement bon		Rendement très bon		K ₁	Rendement moyen		Rendement bon		Rendement très bon	
		Tonne M.S. /ha	kg humus	Tonne M.S. /ha	kg humus	Tonne M.S. /ha	kg humus		Tonne M.S. /ha	kg humus	Tonne M.S. /ha	kg humus	Tonne M.S. /ha	kg humus
Betterave sucrière	0,15	0,8	120	1,0	150	1,2	180	0,08	4,0	320	5,0	400	6,0	480
Pomme de terre	0,15	0,8	120	1,0	150	1,2	180	-	-	-	-	-	-	-
Mais grain	0,15	2,0	300	3,0	450	4,0	600	0,12	4,0	480	6,0	720	7,0	840
Colza grain	0,15	2,0	300	2,5	375	3,0	450	0,15	5,0	750	6,0	900	7,0	1 050
Luzerne (par an)	0,20	2,0	400	3,0	600	4,0	800	0,12	1,0	120	2,0	240	3,0	360
Pois conserve	0,15	1,5	225	2,0	300	2,5	375	0,08	2,5	200	3,5	280	4,0	320
Lin graine	0,15	1,2	180	1,6	240	2,0	300	0,20	1,5	300	2,0	400	2,5	500
Lin fibre	0,15	0,6	90	0,8	120	1,0	150	-	-	-	-	-	-	-
Blé	0,15	2,0	300	2,5	375	3,0	450	0,15	4,0	600	5,0	750	6,0	900
Orge	0,15	1,0	150	1,5	225	2,0	300	0,15	2,5	375	3,5	525	4,0	600
Escourgeon	0,15	2,0	300	2,5	375	3,0	450	0,15	3,0	450	4,0	600	4,5	675
Engrais vert jeune	0,15	0,8	120	1,0	150	1,2	180	0,05	3,0	150	4,0	200	5,0	250
Engrais vert "avancé"	0,15	1,0	150	1,5	225	1,8	270	0,08	4,0	320	5,0	400	6,0	480

Amendements	K ₁	M.O.S. %*	Apport faible		Apport moyen		Apport élevé	
*Matière organique sèche			t/ha	kg/ha	t/ha	kg/ha	t/ha	kg/ha
Fumier bien décomposé	0,50	20	20	2 000	30	3 000	40	4 000
Fumier moyennement décomposé	0,40	22	20	1 760	30	2 640	40	3 520
Fumier pailleux	0,25	25	20	1 250	30	1 875	40	2 500
Paille sèche	0,15	85	2	255	4,5	575	6	765
Composts urbains	0,25	25	10	625	20	1 250	30	1 875
Boues de stations d'épuration	0,20	20	10	400	20	800	30	1 200
Humus industriel	0,50	55	1	385	1,5	580	2	770

Figure 16 : calcul des quantités d'humus fournies chaque année pour les sols non calcaires (Rémy et Marin-Lafèche, 1976).

Cultures	Humus % de MS (= K ₁)	Matière sèche t/ha	Rendement	Production humus kg/ha
Luzerne (3 ans)	15 %	2	2,0 t/ha	300
Prairie temporaire	15 %	5	5,0 t/ha	750
Céréales d'hiver				
paille	8 %	4,0	65 q/ha	320
racines + chaumes	8 %	3,5	-	280
Total		7,5	-	600
Céréales de printemps				
paille	8 %	3,0	45 q/ha	240
racines + chaumes	8 %	2,5	-	200
Total		5,5	-	440
Maïs				
tiges + rafles	6 %	5,0	80 q/ha	300
racines	6 %	3,5	-	210
Total		8,5	-	510
Colza	10 %	5,0	25 q/ha	500
Betteraves sucrières	4 %	5,0	50 t/ha	200
Engrais verts	1 %	3,0	3,0 t/ha	30

Amendements	Humus % de la M.S.
Fumier bien décomposé	30 à 50 %
Fumier pailleux	20 à 40 %
Débris végétaux ligneux riches en azote	15 à 30 %

Figure 17 : calcul des quantités d'humus fournies chaque année pour les sols calcaires sur craie (Rémy et Marin-Lafèche, 1976).



1.1.4.2) Le coefficient isohumique K2

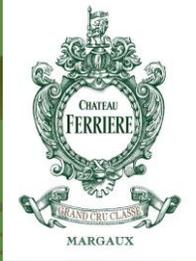
Ce coefficient dépend :

- du type de sol
- du travail ou non du sol

En sol sableux ce coefficient est de 2,5 % par an contre 1,5 % en sol limoneux, 1 % en sol argileux et 0,5 % en sol calcaire.

Par ailleurs, plus le sol est travaillé et plus la minéralisation de l'humus tend à augmenter.

En effet, le travail du sol active la minéralisation par oxygénation d'où une meilleure conservation de l'humus dans les sols travaillés superficiellement par les techniques sans labour.



II) La matière organique dans le processus de formation d'agrégats stables

II.1) La formation d'agrégats stables

II.1.1) Définition

Parmi les différentes unités permettant de décrire la structure d'un sol, l'agrégat est défini comme un assemblage naturel de particules primaires dont les forces de cohésion entre elles sont plus fortes qu'avec les particules environnantes (figure 18) (Martin *et al.*, 1955 ; Kemper et Rosenau, 1986).

La formation d'agrégats stables est un processus qui contribue à maintenir ou augmenter la stabilité des agrégats et donc la structure du sol.

La stabilité de la structure du sol est associée à la capacité d'un sol à conserver son arrangement entre les particules solides et les vides lorsqu'il est soumis à des contraintes physiques (Kay, 1998) telles que l'impact d'outils de travail du sol ou encore l'action désagrégante de l'eau.

C'est donc une propriété physique du sol qui évolue dans le temps.

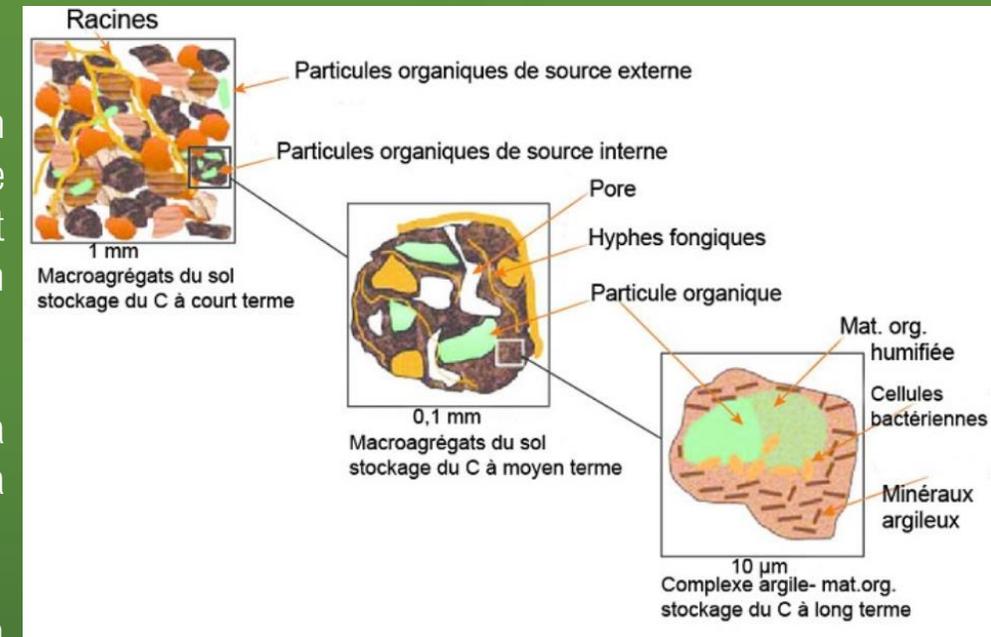


Figure 18 : agrégats du sol et durée correspondante du stockage de carbone organique du sol (Tivet *et al.*, 2013)



La stabilité de la structure du sol conditionne l'état de fertilité du sol et un certain nombre de processus environnementaux (figure 19) ce qui lui confère une importance centrale dans le fonctionnement du sol.

En effet, la résistance des agrégats aux contraintes physiques détermine notamment la sensibilité du sol à la battance et à l'érosion (Le Bissonnais et Arrouays, 1997), la croissance des cultures (Angers et Caron, 1998) et la protection de la matière organique du sol (Jastrow et Miller, 1998 ; Balesdent et *al.*, 2000).

Propriété	Influence de la structure du sol
Biologique	Habitat des organismes
	Croissance des plantes
Chimique	Cycle des nutriments
	Sorption-désorption des composés organiques et inorganiques
Physique	Erosion
	Infiltration et transport de l'eau et ses solutés
	Circulation des gaz
	Tassement

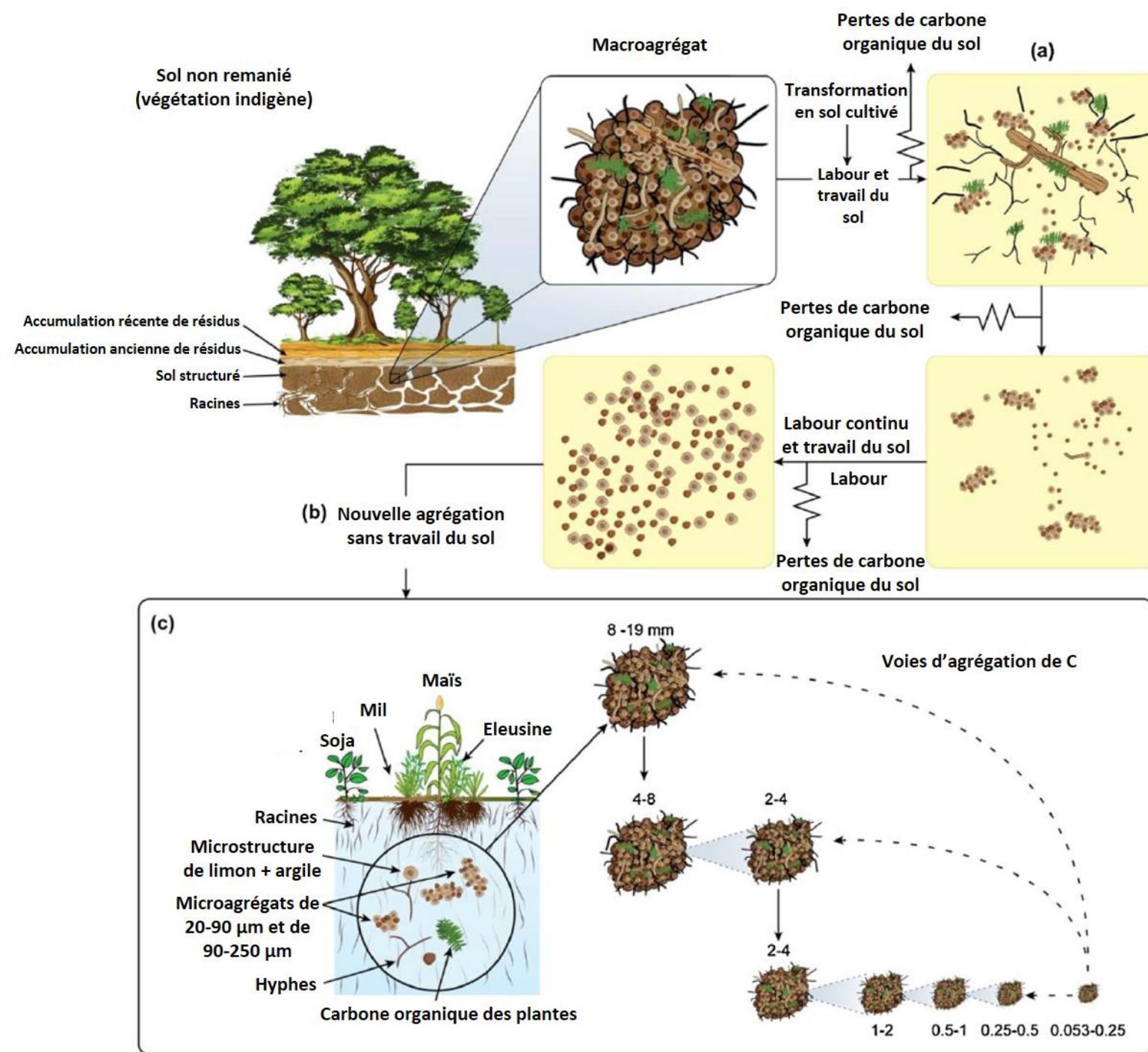
Figure 19 : propriétés biologiques, chimiques et physiques influencées par la structure du sol (Díaz-Zorita et *al.*, 2002).



II.1.2) Principaux facteurs influençant la stabilité des agrégats

Les facteurs influençant la stabilité des agrégats du sol sont depuis longtemps étudiés et identifiés et ont fait l'objet de nombreuses revues comme celle de Bronick et Lal (2005) :

- **la texture du sol.** Les sols limoneux et sableux sont moins stables que les sols argileux. L'effet positif des argiles est dépendant de leur minéralogie puisque leur effet est lié à leur surface de contact et leur capacité d'échange cationique.
- **le climat** influence directement la stabilité des agrégats à travers l'action directe des précipitations, des cycles de réhumectation/dessiccation et des cycles de gel/dégel.
- **les cations.** Très en lien avec la texture du sol, leur effet dépend de leur valence et de leur taille. Ils influencent les processus de floculation/dispersion. Le calcium participe notamment à la création de ponts entre les argiles et les particules de matière organique tandis que le sodium a un effet dispersant.
- **les oxydes.** Les oxydes de fer et d'aluminium sont particulièrement influents dans les sols tropicaux et ont un effet floculant qui augmente la stabilité des agrégats.
- **la matière organique.** La matière organique constitue le liant entre les particules et est le principal facteur de la stabilité des agrégats en milieu tempéré.



La gestion de la matière organique du sol apparaît comme le principal levier d'action disponible pour l'Homme.

Le choix des pratiques culturales (travail ou non du sol, apport de matière organique) influencera le niveau de matière organique du sol et donc la stabilité de la structure du sol (figure 20) (Leguillou, 2011).

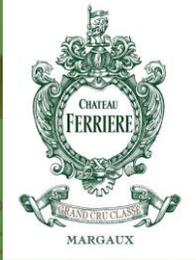
Figure 20 : schéma illustrant l'effet de la conversion de l'utilisation des terres sur l'agrégation des sols et la dynamique du carbone organique du sol (Tivet *et al.*, 2013).

(a) Le passage d'une végétation indigène à une agriculture conventionnelle avec labour (charrue) perturbe les agrégats du sol, favorise la dispersion des particules d'argile et des microagrégats de limon + argile, et diminue la formation de nouveaux agrégats.

(b) Accumulation d'agrégats par divers apports de biomasse carbonée sans travail du sol.

(c) Les processus intervenant dans l'accumulation et la redistribution du Carbone organique des sols entre les différentes classes de taille des agrégats. Voie d'agrégation du Carbone pour les sols en systèmes de culture sans labour.

Remarque : les pertes de Carbone organique des sols signifient l'émission de CO_2 et de CH_4 par oxydation et méthanogenèse et par érosion du carbone organique dissous et particulaire ; le cône souligne la corrélation positive entre les quantités de Carbone organique des sols des différentes classes de taille des agrégats ; les lignes en pointillés représentent l'inclusion possible de la classe de taille des microagrégats (0,053-0,25 mm) dans tous macroagrégats.



II.2) Rôle de la matière organique du sol dans l'organisation de la structure du sol

La matière organique du sol est l'agent liant principal en milieu tempéré où les sols contiennent peu d'oxydes de fer et d'aluminium.

Son rôle est d'autant plus déterminant dans les sols limoneux qui sont intrinsèquement sensibles aux processus de dégradation.

Selon le modèle hiérarchique d'organisation de la structure du sol (figure 21) de Tisdall et Oades (1982) la matière organique intervient à différents niveaux d'organisation et sous différentes formes :

- la fraction organo-minérale ($< 20 \mu\text{m}$) est issue d'interactions électrostatiques entre des particules organiques et argileuses.

- l'assemblage de ces agrégats ($< 20 \mu\text{m}$) pour former des microagrégats ($20\text{-}250 \mu\text{m}$) est assuré par des agents agrégeants dits persistants, ce sont des composés humiques issus de transformations microbiennes très abouties.

- l'association de microagrégats par des agents dits temporaires (racines et hyphes) et transitoires (polysaccharides) forme des macroagrégats ($> 250 \mu\text{m}$).

Les agents temporaires persistent pendant des mois ou des années tandis que les agents dits transitoires sont produits et décomposés rapidement (quelques semaines) par les microorganismes.

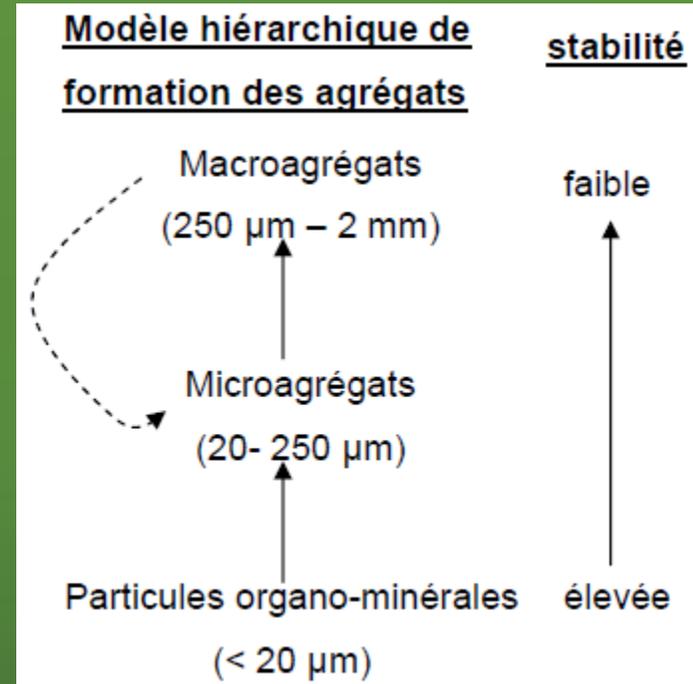


Figure 21 : modèle hiérarchique de formation d'agrégats, et leur stabilité relative, où les microagrégats se forment à partir de l'agglomération de particules organo-minérales puis forment des macroagrégats (Tisdall et Oades, 1982) mais où des microagrégats peuvent également se former autour de la matière organique particulière au sein des macroagrégats (Oades, 1984) (adapté de Six *et al.*, 2004 et de Whalen et Sampedro, 2010).



La stabilité des microagrégats est élevée tandis que celle des macroagrégats peut varier rapidement car elle est influencée par les pratiques culturales et la pluie.

Les macroagrégats stables contiennent plus de carbone labile (Elliott, 1986), de biomasse microbienne (Degens, 1997) et de matière organique particulaire (Cambardella et Elliott, 1993) que les microagrégats.

De plus, il se forme de nouveaux microagrégats au sein d'un macroagrégat à travers la décomposition de la matière organique particulaire (racines, hyphes) qui se trouve en son centre (Oades, 1984 ; Angers et *al.*, 1997). Ces microagrégats stockent à long terme le carbone biotransformé dans les agrégats (Six et *al.*, 1998).

Le macroagrégat constitue donc une échelle d'étude particulièrement importante au vu de son impact tant à court terme vis à vis des transformations biochimiques qui y ont lieu qu'à long terme par son impact sur la formation de nouveaux microagrégats qui stockent le carbone du sol de manière durable.



II.3) Décomposition des matières organiques fraîches (MOF) en fonction de leurs caractéristiques biochimiques et impact sur la formation d'agrégats stables

II.3.1) La formation d'agrégats stables par des apports de matière organique fraîche

L'effet positif d'un apport organique sur la formation d'agrégats stables est depuis longtemps reconnu.

La dynamique de la formation d'agrégats stables suite à un apport de matière organique suit généralement 3 étapes (Tisdall et Oades, 1982) :

- la formation à partir d'éléments non agrégés
- la stabilisation
- la destruction des agrégats.

Ces trois phases se produisent de manière séquentielle et peuvent être simultanées.

Le processus par lequel un apport de matière organique fraîche contribue à la formation et à la stabilisation d'agrégats a largement été étudiée (Guckert et al., 1975 ; Golchin et al., 1994 ; Angers et Chenu, 1997).

L'incorporation de matière organique constitue un substrat carboné qui va stimuler les microorganismes : leur croissance et activité vont initier l'agrégation des particules de sol (figure 22).

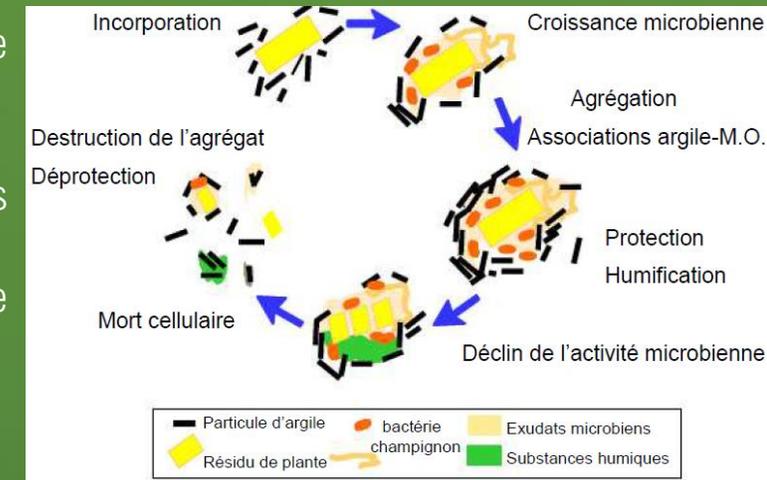


Figure 22 : la dynamique de la formation d'agrégats suite à l'incorporation d'un résidu de plante (adapté de Chenu et al., 2006).



Les fragments de matière organique vont rapidement être inclus dans les agrégats et ainsi former des agrégats stables.

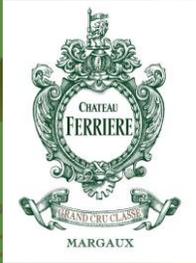
Cette incorporation de la matière organique au sein des agrégats par l'activité microbienne et qui devient ainsi le noyau de la formation d'agrégats stables a été proposé au sein de microagrégats (Golchin et *al.*, 1997) comme de macroagrégats (Six et *al.*, 2000).

La matière organique particulière ainsi incluse dans les agrégats continue à stimuler l'activité des microorganismes dont les composés résiduels évoluent vers des substances humiques.

L'ensemble renforce la stabilité des agrégats par des mécanismes de liaisons avec les particules minérales et participe au sein du macroagrégat à la création de microagrégats qui protègent le carbone ainsi stabilisé (Six et *al.*, 2000).

Lorsque les composés labiles (composés protéiques, carbohydrates) de la matière organique particulière ont été décomposés, l'activité microbienne décline jusque à la mort cellulaire et la stabilité des agrégats diminue.

La destruction de l'agrégat libère alors des microagrégats et particules organo-minérales.



II.3.2) Influence de la nature biochimique de la matière organique fraîche apportée

La nature biochimique de la matière organique influence la dynamique de formation d'agrégats stables, l'effet d'un apport organique étant généralement relié à sa décomposabilité.

Monnier (1965) propose un modèle conceptuel (figure 23) qui relie la dynamique de la stabilité des agrégats à la composition chimique de la matière organique apportée et sa décomposition progressive vers des substances humiques.

Un produit organique apporté qui est facilement décomposable (par exemple un engrais vert) entraîne une augmentation rapide (de l'ordre de la semaine) et importante de la stabilité des agrégats mais son effet est transitoire.

A l'inverse, un produit organique apporté qui est plus difficilement décomposable (paille, fumiers) augmente la stabilité des agrégats progressivement et à plus long terme mais l'amplitude de leur effet est moindre que celle issue d'un produit facilement décomposable.

Dans ce modèle, l'évolution de la stabilité des agrégats est associée à l'activité microbienne et ses molécules résiduelles.

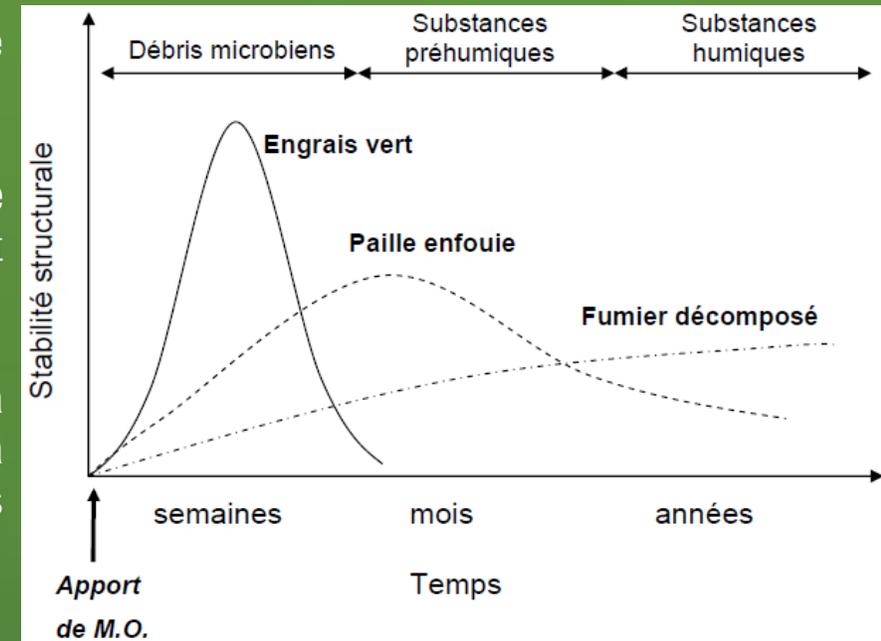
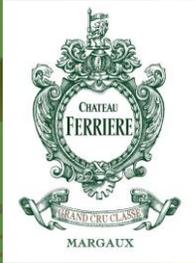


Figure 23 : modèle conceptuel de la dynamique de la stabilité des agrégats suite à l'incorporation de trois produits organiques (un engrais vert, une paille, un fumier décomposé). Les facteurs qui contribuent à la formation d'agrégats stables incluent les débris microbiens (court-terme), les substances préhumiques (moyen-terme), et les substances humiques (long-terme) (adapté de Monnier, 1965).



Ce modèle a été validé par Abiven et *al.* (2009) qui ont réalisé une revue de la littérature (analyse de données issues de 48 articles) sur l'effet, dans diverses conditions expérimentales, d'une large gamme d'apports organiques sur la stabilité des agrégats.

Leurs résultats indiquent par exemple (figure 24) que l'apport des composés labiles simples augmente fortement et rapidement la stabilité des agrégats tandis que le compost, la tourbe et la lignine sont lentement incorporés dans les agrégats et produisent des variations de stabilité des agrégats faibles.

Cette méta-analyse de données confirme la temporalité et l'intensité de l'effet de matières organiques apportées qui est fonction de leurs caractéristiques biochimiques.

Cette analyse a permis de dégager l'effet de grandes catégories de produits organiques mais, comme l'ont noté les auteurs, un même produit organique (exemple : une paille) peut avoir un effet variable.

La paille, selon les situations, peut à la fois se positionner dans les groupes de produits où l'effet est rapide, intermédiaire ou tardif. Plusieurs raisons ont été proposées pour expliquer cette variabilité : la diversité des méthodes de mesure de la stabilité des agrégats employées, la durée des expérimentations, la fréquence des prélèvements, le type de sol et l'apport ou non d'azote minéral.

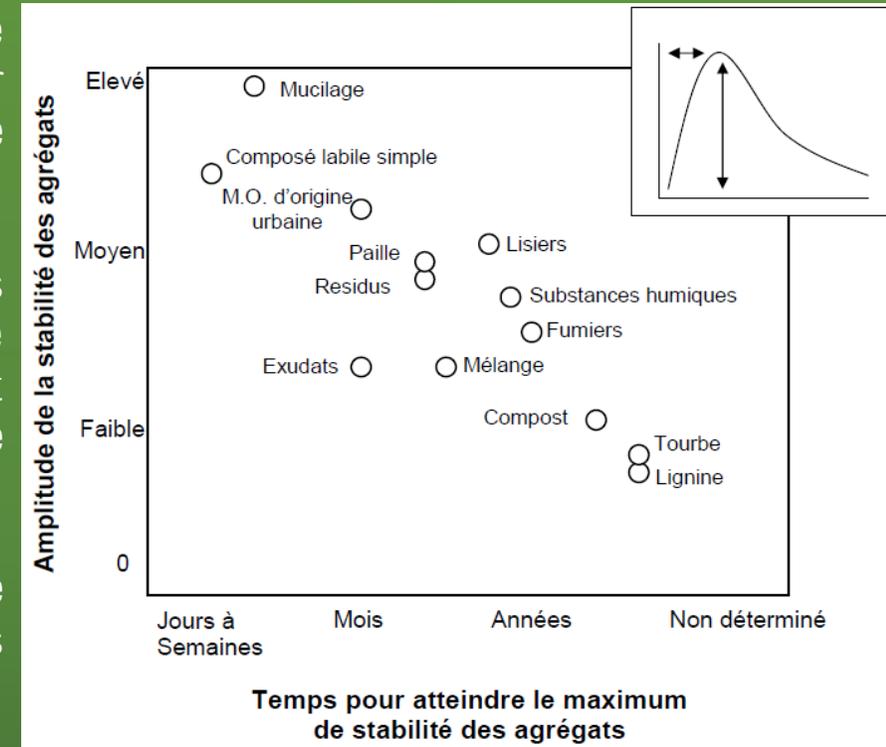


Figure 24 : relation entre le temps pour atteindre le maximum de stabilité des agrégats et l'amplitude de variation de la stabilité des agrégats suite à l'apport de diverses catégories de produits organiques (adapté de Abiven et *al.*, 2009).



Si la typologie des grandes catégories de produits organiques bien différenciés est validée, il apparaît également une certaine variabilité au sein des groupes de produits organiques qui peut être liée aux conditions du milieu récepteur du produit.

De plus, Abiven et *al.* (2009) ont confirmé le rôle primordial de l'activité microbienne dans le processus de formation d'agrégats stables.

Cependant, ils n'ont pas pu établir de relations claires entre l'évolution de la stabilité des agrégats et celle des agents microbiens.



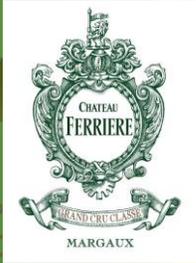
III) Classification et grandes familles d'humus

III.1) Méthode de classification des différents types d'humus (Soltner, 2017)

Les conditions d'humification sont tellement variées (végétaux humifiés, humidité, aération, températures annuelles, alternance des saisons, pH, ...) que les types d'humus formés sont nombreux.

Il est ainsi possible de les classer en famille selon les critères suivants :

- l'aspect
- le rapport C/N
- le taux de minéralisation annuel de l'humus
- le degré d'évolution de l'humus



- *L'aspect (figure 25)*

L'épaisseur de la litière et le degré de mélange de la matière organique à la matière minérale traduisent l'activité biologique générale souvent en relation avec l'aération et l'humidité.

- *Le rapport C/N*

Au cours de leur décomposition les matières organiques perdent davantage de carbone (libéré sous forme de CO_2) que d'azote, dont une partie importante est réincorporée dans les molécules d'humus.

Le rapport C/N tend donc à baisser jusqu'à une valeur caractéristique du type d'humus formé :

- C/N de l'ordre de 10 à 15 pour les humus de type Mull
- C/N de l'ordre de 15 à 25 pour les humus type Moder
- C/N supérieur à 25 pour les humus du type Mor.

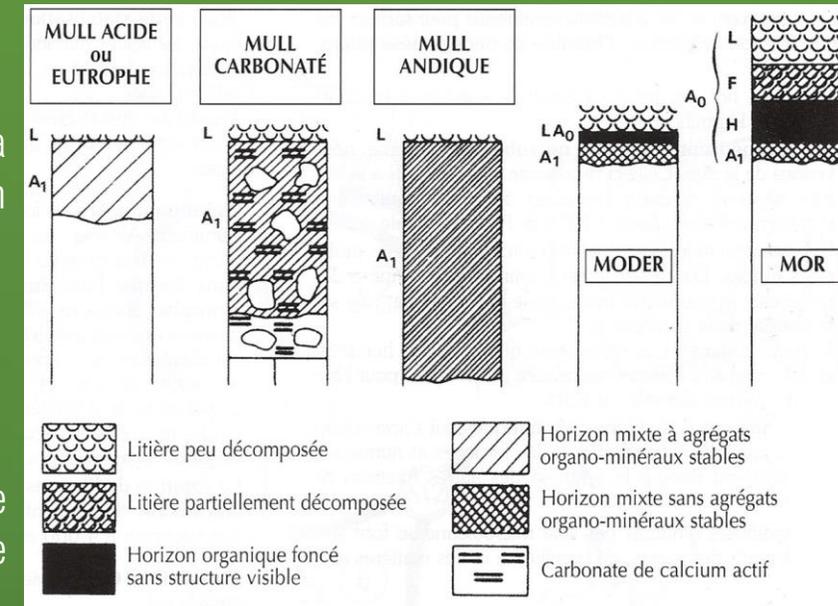


Figure 25 : coupe des principaux types d'humus (Duchaufour, 1984).



**CHÂTEAU
DURFORT
VIVENS**



Pour les débris végétaux riches en azote (légumineuses, engrais verts, fumiers, ...) la libération d'azote est aussi importante que celle de carbone. Le rapport C/N baisse peu passant de 15-20 à 10-15.

Les débris végétaux pauvres en azote comme les pailles de blé libèrent beaucoup plus de carbone que d'azote. Le rapport C/N diminue beaucoup plus passant de 50 à 10-15.

Les débris végétaux très pauvres en azote (par exemple les résineux et bruyères qui ont un rapport C/N > 80) ont une décomposition très lente et ils perdent évidemment beaucoup plus de carbone que d'azote, le peu d'azote qu'ils contiennent étant plus ou moins perdu par lessivage sous forme de complexes polyphénols-protéines.

Ce sont en outre des végétaux dits « acidifiants » à cause des acides organiques libérés par leur décomposition. Ils produisent un humus à C/N élevé supérieur à 25.

Dans les sols cultivés, le rapport C/N du sol (et non plus celui de l'humus pur) s'abaisse davantage autrement dit la richesse en azote est supérieure.

La mesure de ce critère donne un indice sur l'activité biologique : un rapport C/N inférieur à 10 étant meilleur qu'un rapport C/N supérieur à 10 .



- *Le taux de minéralisation annuel de l'humus*

Ce taux qui est mesuré en laboratoire par une incubation durant 6 semaines est assez proche de la réalité sur le terrain.

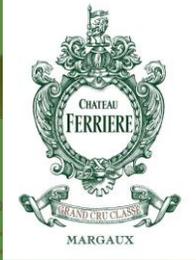
Il varie de 3 % à 0,1 % par an. Il est donc possible de classer les différents types d'humus par leur vitesse de biodégradation (ou minéralisation) qui dépend de la stabilisation de l'humus.

Par exemple un Mull forestier en plaine a un taux de minéralisation de 3 % par an, un Mull forestier en montagne de 1% par an et un Mull carbonaté (rendzine) de 0,5 à 1 % par an.

- *Le degré d'évolution de l'humus*

On qualifie de peu évolués les humus formés lorsque les matières organiques empruntent surtout la voie de « l'héritage » (figure 2). Dans ce cas la lignine peu transformée donne naissance à l'humine héritée.

On qualifie d'humus évolués ceux qui se forment lorsque les matières organiques suivent surtout la « voie de l'insolubilisation » et celle de la « néosynthèse microbienne » (figure 2).



III.2) Les grandes familles d'humus (Soltner, 2017)

III.2.1) Mor et Moder (figure 25)

Mor et Moder forment une épaisse couche noire qui s'accumule sans se décomposer.

Ils se rencontrent sous climat très humide (landes de Gascogne, ...), sous climat froid, sur des roches mères sableuses (pauvre en cations, en argile et filtrante) et à partir d'une végétation acidiphile à rapport C/N élevé.

Le Moder présente une meilleure décomposition que le Mor et la matière organique est un peu plus mélangée à la matière minérale sans être liée par des liaisons physico-chimiques.

M1 et M2 sont faibles dans ces types d'humus : matières organiques fraîches et humus s'accumulent sur le sol.

L'humification par héritage est dominante : la lignine peu transformée s'accumule (figure 26).

Le pH d'un Mor se situe entre 3 et 4,5 et pour le Moder entre 4 et 5.

Le rapport C/N est de 25 à 30 pour le Mor et de 15 à 25 pour le Moder.

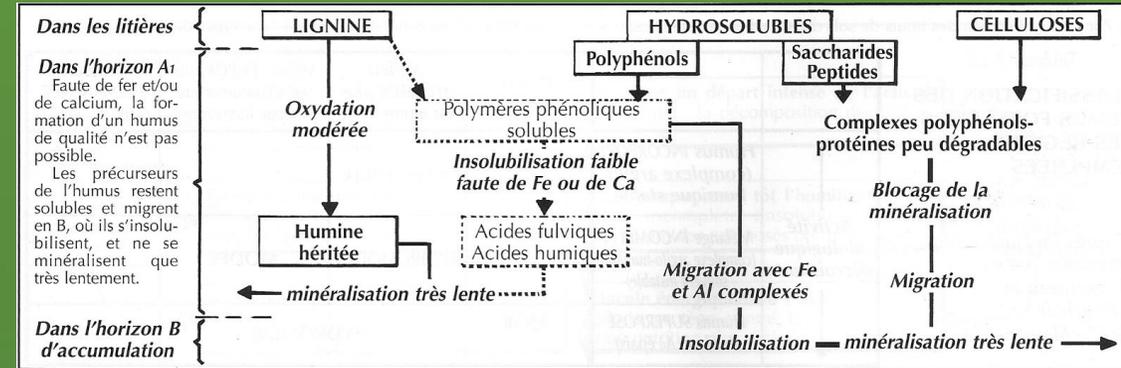


Figure 26 : l'humification dans le cas du Moder (Duchaufour, 1984).



III.2.2) Mull acide et eutrophe (figure 25)

On qualifie de Mull, les humus formés en présence d'une activité biologique élevée. Mais c'est le seul caractère commun des Mulls qui diffèrent selon leur degré d'évolution et la vitesse de leur minéralisation.

Le Mull acide (sols à pH 4 et 4,5) et le Mull eutrophe (pH 6 à 6,5) se rencontrent à l'état naturel sous forêt feuillue de climat atlantique. M1 et M2 sont importantes.

L'humification résulte principalement de la voie de l'insolubilisation et de la voie de la néosynthèse microbienne (figure 27). L'humine héritée est peu représentée dans ces humus : la lignine est complètement décomposée.

Le Mull eutrophe est l'humus des sols cultivés non calcaires, un humus à rotation rapide qui ne vieillit pas et nourrit régulièrement les plantes tout en formant un complexe argilo-humique suffisamment stable à condition que l'humus soit renouvelé par des apports réguliers.

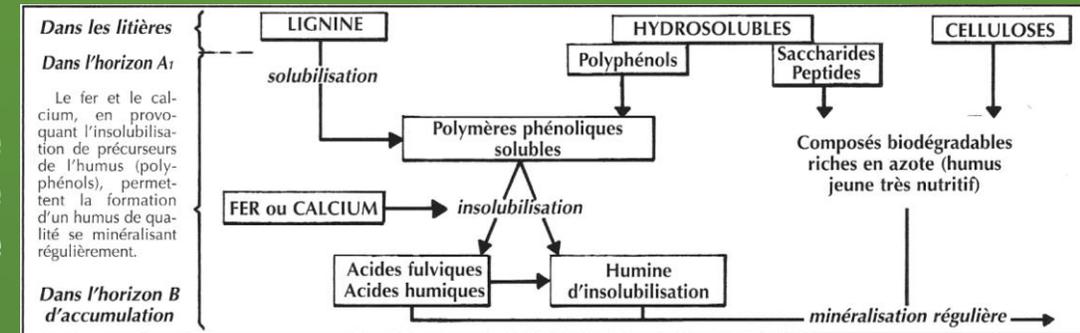


Figure 27 : l'humification dans le cas du Mull acide (Duchaufour, 1984).



III.2.3) Mull carbonaté ou Mull calcaire (figure 25)

C'est le Mull des sols sur calcaire tendre que l'on retrouve dans les sols de rendzine (rendosols).

La matière organique s'y accumule davantage que dans le Mull acide ou eutrophe mais elle se mélange intimement au sol contrairement au peu de mélange caractérisant le Mor et le Moder.

Ce type de Mull est caractérisé par :

- une minéralisation primaire M1 très accentuée : l'excellente aération due à la structure grumeleuse (floculation des argiles grâce au calcaire actif) favorise l'activité des lombrics et des bactéries.
- une attaque incomplète de la lignine : les champignons lignivores transforment les molécules de lignine sans les décomposer et il y a ainsi formation d'humine héritée.
- un blocage rapide de l'humification par incrustation calcaire : autour des résidus de lignine à demi décomposée, autour de l'humine (quelle que soit son origine) se dépose une fine pellicule de calcite (figure 13) qui met hors de portée de l'attaque microbienne et ainsi les matières organiques tendent à s'accumuler.
- l'humification par la voie de l'insolubilisation est bloquée à un stade précoce : les acides fulviques sont précipités par les ions Ca^{2+} en excès pour former des fulvates qui n'évoluent plus.
- une minéralisation secondaire M2 très faible qui est bloquée par la gangue calcaire (figure 13) qui protège l'humus de la biodégradation.



III.2.4) Mull Andique (figure 25), Mull Chernozémique et Mull Vertique

- *Mull Andique*

C'est un Mull bloqué par un stabilisant puissant : les gels d'aluminium (ou allophanes) libérés par l'altération des cendres volcanique.

L'excès d'aluminium (sous forme d'hydroxydes d'aluminium $Al(OH)_3$) bloque à la fois la décomposition des matières organiques fraîches M1 et la minéralisation de l'humus M2.

L'humus formé est surtout à base d'acides fulviques et humiques plus qu'à base d'humine.

Le Mull andique a tendance à s'accumuler puisque sa minéralisation est fortement freinée.

- *Mull Chernozémique*

C'est un Mull carbonaté qui se forme sur les loess argilo limono calcaires des steppes russes à climat fortement continental.

Le calcaire du loess oriente certes cet humus vers le Mull carbonaté (richesse en humine héritée et en acides fulviques) mais la saison sèche marquée favorise la « maturation climatique » d'une partie de l'humus : il y a formation et accumulation dans tout le profil d'un humus à base d'acides humiques gris et d'humine d'insolubilisation, fortement polymérisés et très résistants à la minéralisation puisque la rotation de cet humus ultra-stabilisé peut dépasser 4000 ans.

Les Mull Chernozémiques ont donc tendance à s'accumuler donnant aux Chernozems leur couleur noir caractéristique.



- *Mull Vertique*

Il se forme également sous climat à saison sèche marquée mais en sols très argileux de bas-fonds que sont ces sols africains inondés en saison des pluies et qui se rétractent avec de profondes crevasses durant la saison sèche.

Ces mouvements dans la masse de gonflement et de rétractation, l'activité biologique intense à certaines périodes (saison humide) et la maturation climatique (saison sèche) donnent un Mull réparti dans tout le profil et très stable.



III.2.5) Mull hydromorphes : tourbes et Anmoor

Chaque fois que l'activité biologique est réduite par l'asphyxie permanente ou temporaire, la matière organique a tendance à s'accumuler.

- *Les tourbes*

Elles se rencontrent chaque fois que l'anaérobiose est quasi permanente.

Seules les bactéries anaérobies et quelques rares champignons peuvent agir : la cellulose est bien détruite, transformée en méthane et hydrogènes mais la lignine inattaquée s'accumule en couches épaisses constamment imbibées d'eau.

Il existe deux types de tourbe :

- les tourbes eutrophes
- les tourbes acides.



○ *Les tourbes eutrophes*

Elles se forment dans les vallées à nappe d'eau toujours proche de la surface lorsque les eaux d'origine fluviale et le sol alluvial apportent suffisamment de calcium. Elles se forment à partir de végétaux aquatiques tels que les roseaux (Phragmites), les carex (Cypéracées) et les mousses (Hypnacées).

Elles ont pour caractéristiques biochimiques :

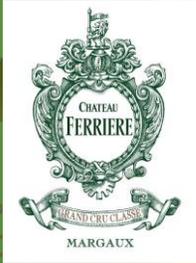
- un pH 6 à 7
- un rapport C/N inférieur de 15 à 30
- un taux de saturation supérieur à 20 % et presque saturé sur milieu calcaire.

○ *Les tourbes acides*

Elles se forment sous climats froids et souvent montagnards dans des cuvettes alimentées par les eaux pluviales sur des matériaux acides. La végétation caractéristique est faite de mousses de genre *Shagnum* : les sphaignes.

Elles ont pour caractéristiques biochimiques :

- pH < 4
- un rapport C/N > 30
- un taux de saturation inférieur à 5 %.



- *L'Anmoor*

Il se forme si le plan d'eau s'abaisse suffisamment en été pour permettre une reprise de l'activité biologique. C'est le cas de très nombreuses prairies inondables de vallée.

L'activité biologique intense en été mélange intimement l'humus aux matières minérales favorisant l'humification.

Ils ont pour caractéristiques biochimiques :

- un pH variable. Si le sol est acide on est en présence d'un Anmoor acide. Si le sol est neutre ou basique, il s'agit d'un Anmoor calcique.
- un taux de matières organiques inférieur à 30 %
- un rapport C/N < 20 %.



CHÂTEAU
DURFORT
VIVENS



Références bibliographiques

- Abiven, S., Menasseri, S., & Chenu, C. (2009). The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability—A literature analysis. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(1), 1-12
- Angers, D. A., & Caron, J. (1998). Plant-induced changes in soil structure: processes and feedbacks. *Biogeochemistry*, 42(1-2), 55-72.
- Angers, D. A., & Chenu, C. (1997). Dynamics of soil aggregation and C sequestration. *Soil processes and the carbon cycle*, 199-206.
- Angers, D. A., Recous, S., & Aita, C. (1997). Fate of carbon and nitrogen in water-stable aggregates during decomposition of ¹³C¹⁵N-labelled wheat straw in situ. *European Journal of Soil Science*, 48(2), 295-300.
- Balesdent, J., Chenu, C., & Balabane, M. (2000). Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and tillage research*, 53(3-4), 215-230.
- Bonnefont, J. C. (1978). Philippe Duchaufour. 1. Pédogenèse et classification, in Pédologie. *Revue Géographique de l'Est*, 18(4), 294-295.
- Bronick, C. J., and Lal, R. (2005). Soil structure and management: a review. *Geoderma*, 124(1-2), 3-22.
- Calvet, R., Chenu, C., & Houot, S. (2015). *Les matières organiques des sols: rôles agronomiques et environnementaux*. 2nd édition.
- Cambardella, C. A., & Elliott, E. T. (1993). Carbon and nitrogen distribution in aggregates from cultivated and native grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 57(4), 1071-1076.
- Chenu, C., Plante, A. F., & Puget, P. (2006). *Organo-Mineral Relationships*. *Encyclopedia of Soil Science*. DOI: 10.1081. E-ESS-120006622.



CHÂTEAU
DURFORT
VIVENS



Degens, B. P. (1997). Macro-aggregation of soils by biological bonding and binding mechanisms and the factors affecting these: a review. *Soil Research*, 35(3), 431-460.

Diaz-Zorita, M., Perfect, E., & Grove, J. H. (2002). Disruptive methods for assessing soil structure. *Soil and Tillage Research*, 64(1-2), 3-22.

Duchaufour, P. (1984). *Abrégés de pédologie*. Ed. Masson : paris.

Duthil, J. (1971). 73-Eléments d'écologie et d'agronomie, Paris, J. B. Baillière.

Elliott, E. T. (1986). Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil science society of America journal*, 50(3), 627-633.

Gobat, J. M., Aragno, M., & Matthey, W. (2010). *Le sol vivant: bases de pédologie, biologie des sols* (Vol. 14). PPUR Presses polytechniques.

Golchin, A., Baldock, J. A., & Oades, J. M. (1997). A model linking organic matter decomposition, chemistry, and aggregate dynamics. *Soil processes and the carbon cycle*. CRC Press, Boca Raton, 245-266.

Golchin, A., Oades, J. M., Skjemstad, J. O., & Clarke, P. (1994). Soil structure and carbon cycling. *Soil Research*, 32(5), 1043-1068.

Guckert, A., Chone, T., & Jacquin, F. (1975). Microflora and structural stability of soils. *Revue d'Ecologie et de Biologie du Sol*, 12(1), 211-223.

Jastrow, J. D., & Miller, R. M. (1997). Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: feedbacks through organomineral associations. *Soil processes and the carbon cycle*, 207.



CHÂTEAU
DURFORT
VIVENS



Kay, B. D. (1998). Soil structure and organic carbon: a review. *Soil processes and the carbon cycle*, 198, 169-197.

Kemper, W. D., and Rosenau, R. C. (1986). Aggregate stability and size distribution. *Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Methods*, 5, 425-442.

Le Bissonnais, Y., & Arrouays, D. (1997). Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: II. Application to humic loamy soils with various organic carbon contents. *European Journal of Soil Science*, 48(1), 39-48.

Le Guillou, C. (2011). *Effets combinés de la qualité des résidus de culture et de la disponibilité en azote minéral sur la stabilisation de la structure du sol par les microorganismes* (Doctoral dissertation, Agrocampus Ouest).

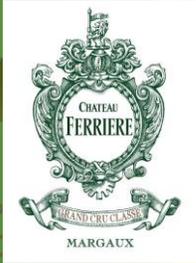
Martin, J. P., Martin, W. P., Page, J. B., Raney, W. A., and De Ment, J. D. (1955). Soil aggregation. In *Advances in Agronomy* (Vol. 7, pp. 1-37). Academic Press.

Monnier, G. (1965). *Action des matières organiques sur la stabilité structurale de sols: 1ere these. Le concept de sol et son evolution: 2eme these* (Doctoral dissertation, Université de Paris).

Oades, J. M. (1984). Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and soil*, 76(1-3), 319-337.

Rémy, J. C., & Marin-Lafèche, A. (1976). L'entretien organique des terres. Coût d'une politique de l'humus. *Entreprises agricoles*, 4, 63-67.

Scherer, W. H. (2009). Sulfur in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172(3), 326-335.



CHÂTEAU
DURFORT
VIVENS



Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., & Deneff, 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.

Six, J., Elliott, E. T., & Paustian, K. (2000). Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology and Biochemistry*, 32(14), 2099-2103.

Six, J., Elliott, E. T., Paustian, K., & Doran, J. W. (1998). Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 62(5), 1367-1377.

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

Tisdall, J. M., & Oades, J. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of soil science*, 33(2), 141-163.

Tivet, F., de Moraes Sa, J. C., Lal, R., Briedis, C., Borszowski, P. R., dos Santos, J. B., ... and Bouzinac, S. (2013). Aggregate C depletion by plowing and its restoration by diverse biomass-C inputs under no-till in sub-tropical and tropical regions of Brazil. *Soil and tillage research*, 126, 203-218.

Turner, B. L., Lambers, H., Condon, L. M., Cramer, M. D., Leake, J. R., Richardson, A. E., & Smith, S. E. (2013). Soil microbial biomass and the fate of phosphorus during long-term ecosystem development. *Plant and Soil*, 367(1-2), 225-234.

Whalen, J. K., & Sampedro, L. (2010). *Soil ecology and management*. CABI.