

Bilan de la matière organique du sol

Le modèle de Hénin (1945)

Henri Laudelout

*Professeur à la Faculté des sciences agronomiques
de l'Université de Louvain-la-Neuve (Belgique)*

La modélisation mathématique dans divers domaines de l'agronomie est en passe de devenir un outil aussi courant que la statistique, après des débuts très similaires à celle-ci.

Les réactions initiales ont été très semblables, allant de l'incrédulité totale, ou l'affirmation péremptoire de l'inutilité de cette approche pour un domaine aussi complexe que l'agronomie en général et la science du sol en particulier, à une foi aveugle dans le nouvel outil. Aujourd'hui, les approches basées sur les applications de l'intelligence artificielle et notamment des systèmes experts se font jour et constitueront certainement une nouvelle voie dans la synthèse des multiples connaissances nécessaires pour la solution des problèmes de l'environnement et de l'agronomie.

Il nous a donc semblé utile de rappeler que, il y a près d'un demi-siècle, S. Hénin avait introduit la modélisation mathématique d'un processus très complexe, le bilan de la matière organique d'un sol, et que la simplicité des hypothèses de base n'a nui en rien à la valeur pratique de sa formulation.

D'après S. Hénin, à cette époque déjà, « ... on assiste depuis quelques dizaines d'années à une modification radicale du système d'exploitation ... L'exploitation s'oriente presque exclusivement vers la production végétale, tandis que le bétail – donc le fumier – disparaît presque totalement ».

Le problème n'est donc pas neuf et l'analyse qui en a été faite par S. Hénin représente sans aucun doute l'une des premières tentatives de modélisation mathématique de la dynamique de la matière organique du sol.

L'analyse de S. Hénin est extrêmement simple : pour que le niveau de matière organique d'un sol reste constant, il faut que, par unité de temps, la quantité qui se forme compense la quantité qui se détruit par minéralisation. Comment transformer cette apparente lapalissade en une expression quantitative ? On peut supposer, comme S. Hénin l'a fait, qu'il se détruit d'autant plus de matière organique par unité de temps que sa concentration dans le sol est plus élevée. Par concentration, on entendra soit la teneur en azote organique dans le sol, soit le tonnage de carbone ou

d'azote par hectare dans la couche arable. Quelle que soit l'expression choisie, on utilisera dans ce qui suit le symbole N. Cette hypothèse se traduit par :

$$\frac{dN}{dt} = -kN \quad (1)$$

où t est le temps et k une constante. En ce qui concerne la matière organique, qui est formée par unité de temps à partir des résidus végétaux incorporés au sol et, dans une moindre mesure, de l'activité des chimiosynthétiques, on peut supposer qu'elle est constante par unité de temps, soit A.

En d'autres mots, par année, une fraction constante de l'apport de matière végétale se transformera en humus. Cette fraction constante a été appelée par Hénin le « coefficient isohumique ».

En rassemblant la traduction mathématique des deux hypothèses, on a :

$$\frac{dN}{dt} = -kN + A \quad (2)$$

Compte tenu des conditions initiales du problème, au temps $t = 0$, on a $N = N_0$, la solution de l'équation différentielle est :

$$N = \frac{A}{k} + (N_0 - \frac{A}{k}) e^{-kt} \quad (3)$$

Lorsque l'état stationnaire est atteint, on a :

$$\frac{dN}{dt} = 0 \text{ et } N = N_{\infty} = \text{constante}$$

et donc

$$N_{\infty} = \frac{A}{k} \quad (5)$$

d'où, pour l'équation 3 :

$$\frac{N - N_{\infty}}{N_0 - N_{\infty}} = e^{-kt} \quad (6)$$

Comme on dispose évidemment de la valeur N_0 , si l'on connaît la valeur de k on pourra calculer après combien d'années la teneur N ne différera plus de sa valeur asymptotique N_{∞} que d'une quantité négligeable.

La dynamique de la matière organique du sol est donc régie par trois paramètres, N_{∞} , A et k, dont deux seulement doivent être connus si l'on considère la relation 5.

S'il est relativement facile d'estimer l'apport total Q de matière végétale, en tonnes par hectare et par an, il est indispensable de connaître son coefficient de transformation en matière organique du sol (coefficient isohumique α). On a ainsi :

$$kN_{\infty} = Q\alpha \quad (7)$$

où Q est connu et α peut être déduit de la connaissance de k et de N_{∞} .

Comment les prévisions de la formule de Hénin sous forme intégrée s'accordent-elles avec les observations que l'on a pu faire sur l'évolution à long terme de la matière organique dans les sols ? Y a-t-il un accord suffisant entre l'allure observée de la variation temporelle et ce que prévoit la théorie ? Peut-on déduire de la comparaison de la théorie et de l'expérience des valeurs des paramètres qui soient plausibles ?

S'il en est ainsi, on peut alors se servir de la théorie pour simuler ce qui se passera si un retour au sol de matière organique par le fumier est interrompu et si,

d'autre part, la production de matière végétale est accrue par un plus grand poids à l'hectare de racines et de chaumes lorsque, par exemple, le rendement du froment passe de 30 à 100 quintaux à l'hectare. C'est la raison pour laquelle l'opération de validation du modèle est un préliminaire indispensable.

Si l'on porte le logarithme décimal du rapport

$$\frac{N - N_{\infty}}{N_0 - N_{\infty}}$$

en fonction du temps, on obtient une droite dont la pente est $k/2,303$.

Il n'y a malheureusement que peu de données, même pour les régions tempérées, auxquelles on peut appliquer cette théorie.

Quelques exemples ont été choisis pour la vérifier et estimer les constantes de décomposition k des sols tempérés et tropicaux.

La figure 1 A donne les résultats de MYERS *et al.* (1943) pour deux types de sol des Etats-Unis. En prenant les valeurs d'équilibre suivantes : $N_{\infty} = 0,115$ pour le sol du type Hays et $N_{\infty} = 0,100$ pour les sols du type Colby, la linéarité est satisfaisante. Comme les points, pour les deux types de sol, tombent sur une même droite, une seule constante de décomposition les caractérise : soit $k = 0,07$ par an.

La figure 1 B reproduit les résultats de SALTER et GREEN (1933), qui ont traité une rotation quinquennale, maïs, avoine, froment, trèfle, fléole, qui a débuté en 1894. La linéarité est moins bonne que dans l'exemple précédent. On obtient pour la constante k la valeur 0,052, qui est légèrement inférieure à celle calculée par JENNY en 1941 ($k = 0,0608$), à partir des données de SALTER, pour une culture continue de maïs.

Pour les sols tropicaux, on dispose des résultats de GOKHALE (1959), qui sont reportés dans la figure 1 C. La constante de décomposition calculée est $k = 0,099$; elle est légèrement plus élevée que celle calculée par l'auteur lui-même d'après une méthode moins directe (0,091). Les résultats de GOKHALE se rapportent à une plantation de théier, sur sol sablo-limoneux d'origine alluviale et très acide. La température moyenne annuelle est de 24,7 °C. Comme ce sol n'est pas travaillé, la constante de décomposition peut difficilement être comparée avec celle des terres cultivées des régions tempérées. En région équatoriale (fig. 1 D), pour des sols travaillés, on a pu calculer la constante de décomposition des sols d'un essai permanent à Yangambi (0,045° latitude Nord, altitude 470 m, température moyenne annuelle 24,5 °C).

On observera que les résultats concordent assez bien avec la théorie, et la constante $k = 0,33$ par an a été calculée. Cette valeur est très élevée mais le sol est très sablonneux (moins de 5 % d'argile) et la rotation comporte uniquement du maïs (avril-juin) et du riz (juillet-décembre).

Les conditions pour que la méthode de calcul puisse être appliquée correctement sont les suivantes : le sol doit être échantillonné régulièrement dans le temps, pendant dix à cent ans, selon la valeur de la constante de décomposition ; des techniques adéquates d'échantillonnage doivent être utilisées.

Cette dernière condition ne fut certainement pas satisfaite pour beaucoup d'expériences anciennes, établies avant que l'on connaisse l'importance et la nécessité des techniques précises d'échantillonnage.

La première condition explique la rareté des données pour les sols tropicaux.

Quelle est la signification de la constante de décomposition ? En premier lieu, elle permet de calculer le temps requis pour atteindre une teneur en matière organique caractéristique.

D'après l'équation 6, lorsque

$$\frac{N - N_{\infty}}{N_0 - N_{\infty}} = \frac{1}{2}$$

c'est-à-dire lorsque la moitié de la perte en matière organique est réalisée, on a

$$\ln 2 = kt_{0,5}$$

ou bien

$$t_{0,5} = \frac{\ln 2}{k} = \frac{0,693}{k}$$

$t_{0,5}$ est donc la demi-vie de l'excès de matière organique par rapport à la teneur à l'équilibre dans le sol.

Inversement, lorsqu'un sol est enrichi en matière organique, $t_{0,5}$ représente le temps nécessaire pour réduire de moitié la différence entre la teneur d'équilibre et la teneur initiale en matière organique.

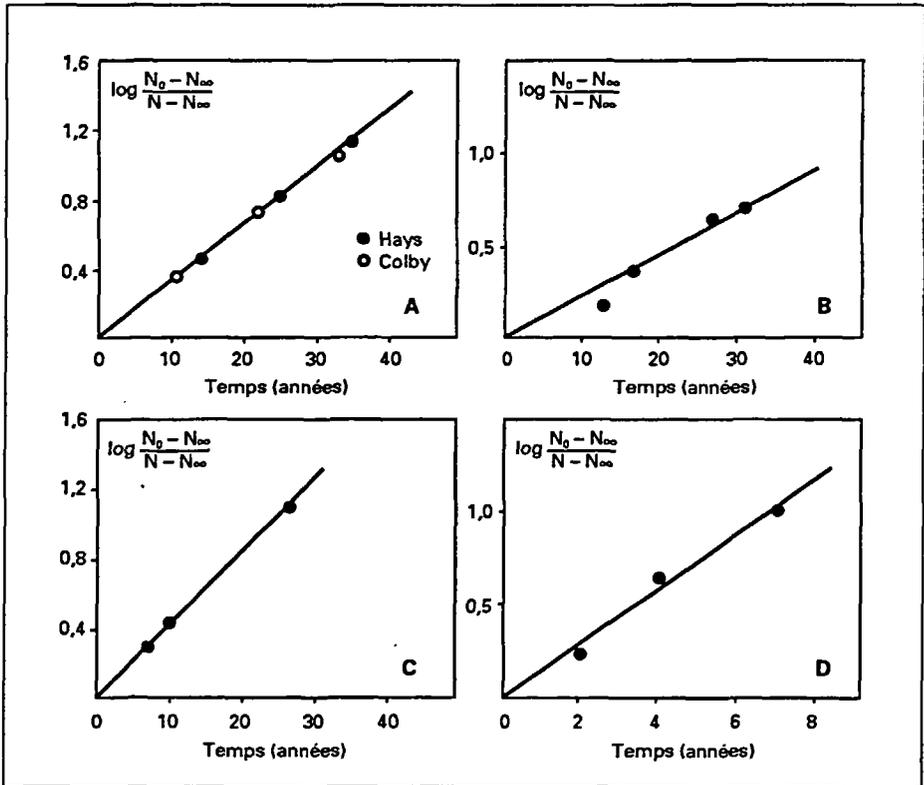


Figure 1. Evolution de la teneur en matière organique d'après l'équation 6.

A : résultats de MYERS *et al.* (1943), Kansas, USA.

B : résultats de SALTER et GREEN (1933), Ohio, USA.

C : résultats de GOKHALE (1959), Assam.

D : résultats de LAUDELOUT *et al.* (1960), Zaïre.

Durant la demi-vie suivante, la différence qui subsiste entre la teneur actuelle et la teneur à l'équilibre sera de nouveau réduite de moitié, et ainsi de suite ; de sorte que, après quatre ou cinq de ces périodes, la teneur en matière organique du sol ne pourra pratiquement plus être distinguée de la teneur à l'équilibre et le sol aura atteint un nouvel état stationnaire correspondant à la nouvelle valeur de l'apport de débris organiques et à la constante de décomposition.

Il est clair que ce temps sera d'autant plus court que la constante de décomposition sera grande.

Le tableau I donne quelques exemples de constantes de décomposition.

Tableau I. Constantes de décomposition de la matière organique et demi-vie de la matière organique en excès.

k (par an)	Demi-vie (années)	Région	Auteurs
0,0608*	11	Ohio, USA Maïs continu	JENNY (1941)
0,052	13	Ohio, USA Rotation quinquennale	SALTER et GREEN (1933)
0,072	10	Ohio, USA	HAYNES et THATCHER (1955)
0,028	25*	Rothamsted (GB)** Graminées	RICHARDSON (1938)
0,07	10	Kansas, USA	MYERS <i>et al.</i> (1943)
0,099	7	Assam Thé non ombragé	GOKHALE (1959)
0,22	3,1	Porto Rico Jachère	SMITH <i>et al.</i> (1951)
0,33	2,1	Zaïre Maïs-riz sur sol sablonneux	LAUDELOUT et MEYER (1954)

* Les calculs ont été faits par l'auteur cité.

** Cette valeur se rapporte à un processus d'accumulation lorsqu'une terre de culture est mise sous graminées, alors que toutes les autres valeurs se réfèrent au processus de décomposition sous culture intensive.

Comme la constante de décomposition, toutes autres conditions égales, croît avec la température, il est clair que les sols tropicaux auront des constantes de décomposition plus élevées. Il en résulte que le temps requis pour parvenir à une nouvelle teneur en matière organique sera beaucoup plus court dans les sols tropicaux que dans les sols tempérés, tant pour la réédification de la matière organique du sol que pour sa décomposition dans les terres de culture.

A notre connaissance, la seule confirmation expérimentale de cette conclusion apparemment paradoxale, à savoir que la matière organique du sol se reconstitue plus rapidement sous les tropiques, est donnée par les travaux de SMITH *et al.* (1951).

On ne peut pas en conclure qu'il sera plus facile d'accroître la teneur en matière organique d'un sol sous les tropiques, mais simplement que, si l'on assure un retour adéquat de débris organiques au sol, la teneur d'équilibre de la matière organique du sol sera atteinte beaucoup plus rapidement que dans des situations comparables, mais à basse température.

Selon SMITH *et al.* (1951), sur un sol argileux (type Catalinà) duquel on a enlevé toute la couche humifère, la teneur en matière organique croît de 0,05 % de N à 0,15 % dans les 7-8 cm superficiels après 4 à 5 ans d'une culture améliorante constituée d'un mélange de *Pueraria phaseoloides* Benth et *Melinis minutiflora* L. La teneur en N à l'équilibre de ce sol est de 0,20 %. Le calcul numérique de la constante de décomposition donne ici $k = 0,22$ par an.

Cette valeur est très comparable à celle que nous trouvons pour les sols cultivés d'Afrique centrale (tabl. I, fig. 1 D).

La température annuelle de Porto Rico varie entre 21 et 27 °C et est donc très proche des valeurs de Yangambi. Il est normal que la constante de décomposition d'un sol sous jachère soit moindre que celle d'une terre de culture.

On peut signaler ici que la détermination de la constante de décomposition sous des conditions comparables, mais à différentes températures, doit permettre un contrôle indirect du coefficient de température de cette constante, effectué à partir de la relation climat-matière organique.

Les données ne sont pas suffisamment nombreuses pour permettre plus qu'une estimation grossière mais, si l'on admet une constante de décomposition de 0,06 par an comme caractéristique des sols cultivés, à des températures moyennes de 5 à 10 °C, et une constante de 0,25 par an pour un sol à des températures moyennes comprises entre 25 et 30 °C, il s'ensuit que la caractéristique de la température est d'environ 12 kcal.

Il s'agit là d'une valeur courante que de nombreux auteurs ont confirmée ; par exemple, LAUDELOUT et MEYER (1951), BLET-CHARAUDEAU *et al.* (1990).

Lorsque l'on utilise les résultats d'une simulation effectuée avec un modèle donné, il importe de se souvenir à quelle échelle de temps s'est effectuée la validation expérimentale du modèle.

Il est clair qu'une expérience de laboratoire portant sur quelques jours ou quelques semaines d'observation de la minéralisation de C ou de N et de la réorganisation de ce dernier n'aura qu'une portée pratique limitée. Des observations faites à l'échelle de plusieurs années, comme celles qui ont été décrites, auront un intérêt certain pour prédire la disparition ou la reconstitution des fractions agronomiquement importantes de la matière organique du sol. Enfin, des expériences de l'ordre du siècle seront nécessaires pour estimer le temps pendant lequel l'azote minéral libéré par la minéralisation de l'azote organique du sol pourra contaminer l'aquifère.

Il est intéressant de noter qu'une étude récente de ADDISCOTT (1988) conduit à la conclusion que la demi-vie de l'azote organique dans les sols de Rothamsted est de l'ordre de 40 ans, à partir d'observations sur la minéralisation de l'azote du sol pendant plus d'un siècle. Compte tenu du fait que les sols étudiés n'étaient ni cultivés, ni travaillés, ni fertilisés, et d'une échelle de temps différente, l'accord avec les données du tableau I est plutôt bon.

Bibliographie

Cette bibliographie concerne essentiellement des observations à long terme telles qu'on les entreprenait dans le passé, à l'exception de quelques-unes, telles que les deux premières.

ADDISCOTT (T.M.), 1988. Long-term leakage of nitrate from bare unmanured soil. *Soil Use and Management*, 4 : 91-95.

BLET-CHARAUDEAU (C.), MULLER (J.), LAUDELOUT (H.), 1990. Kinetics of carbon dioxide evolution in relation to microbial mass and temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54 : 1324-1328.

GOKHALE (N.G.), 1959. Soil nitrogen status under continuous cropping and with manuring in the case of unshaded tea. *Soil Sci.*, 87 : 331-333.

HAYNES (J.L.), THATCHER (L.E.), 1955. Crop rotation and soil nitrogen. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 19 : 324-327.

HÉNIN (S.), DUPUIS (M.), 1945. Bilan de la matière organique des sols. *Ann. Agron.*, 1 : 17-29.

HÉNIN (S.), MONNIER (G.), TURC (L.), 1959. Un aspect de la dynamique des matières organiques du sol. *C.R. Acad. Sci.*, 248 : 138-141.

JENNY (H.), 1941. *Factors of soil formation*. New York, Mc Graw-Hill.

LAUDELOUT (H.), MEYER (J.), 1951. Temperature characteristics of the microflora of Central African soils. *Nature*, 168 : 791-792.

LAUDELOUT (H.), MEYER (J.), 1954. « Les cycles d'éléments minéraux et de matière organique en forêt équatoriale congolaise » In V^e Congrès international de science du sol, II, p. 267-272.

LAUDELOUT (H.), MEYER (J.), PEETERS (A.), 1960. Les relations quantitatives entre la teneur en matière organique du sol et le climat. *Agricultura*, 8 : 103-140.

MYERS (H.E.), HALLSTED (A.L.), KUSKA (J.B.), HAAS (H.J.), 1943. Nitrogen and carbon changes in soils under low rainfall as influenced by cropping systems and soil treatment. *Kansas Agric. Expt. Sta Tech. Bull.*, 56.

RICHARDSON (H.L.), 1938. The nitrogen cycle in grassland soils with special reference to the Rothmansted park grass experiment. *J. Agric. Sci.*, 28 : 73-121.

SALTER (R.M.), GREEN (T.C.), 1933. Factors affecting the accumulation and loss of nitrogen and organic carbon in cropped soils. *J. Am. Soc. Agron.*, 25 : 622-630.

SMITH (R.M.), SAMUEL (G.), CERNUDA (C.F.), 1951. Organic matter and nitrogen build-ups in some Puerto Rican soil profiles. *Soil Sci.*, 72 (6) : 409-427.