

# Variations de la densité des sols des hêtraies du nord-est de la France en relation avec leurs caractéristiques physico-chimiques

J-L. Dupouey, Anne Thimonier et P. Behr

Unité d'Écophysiologie forestière, Équipe Phytoécologie, INRA - Nancy, 54280 Champenoux  
Internet: dupouey@nancy.inra.fr

## RÉSUMÉ

Dans le cadre d'une étude de l'évolution des stocks de carbone et d'azote des sols de hêtraies du nord-est de la France, nous avons été amenés à mesurer puis modéliser la densité apparente de la terre fine de 93 horizons prélevés dans 37 sites. Le but de ce travail était d'étudier la possibilité de remplacer les mesures directes de densité dans ces milieux, longues et difficiles, en particulier en sols caillouteux, par les estimations obtenues à partir d'un modèle statistique utilisant des paramètres physico-chimiques du sol. La comparaison des méthodes de mesure de la densité au cylindre et à la paraffine indique une valeur systématiquement supérieure pour cette dernière (0,18 de plus), mais une répétabilité égale des deux méthodes ( $\pm 0,07$  à 5% d'erreur). Les modèles de densité obtenus font apparaître comme variables déterminantes le taux de carbone, la pierrosité, la profondeur et, de façon moins nette, l'état du complexe absorbant alors que la texture ne semble pas montrer d'effet significatif. Ils sont améliorés en séparant en 2 lots horizons superficiels et profonds. L'écart-type de l'erreur (0,12) et le pourcentage de variance expliquée (82%) permettent d'utiliser ces modèles en l'absence de mesures directes. Les écarts entre nos mesures de densité et les prévisions d'un autre modèle établi précédemment pour l'Angleterre sont faibles, du moins pour les horizons superficiels, ce qui renforce cette conclusion.

## Mots clés

Densité apparente, modélisation, sol forestier, pierrosité, hêtraie.

## SUMMARY

### BULK DENSITY OF FOREST SOILS IN NORTHEASTERN FRANCE IN RELATION TO SOIL CHEMICAL AND PHYSICAL PROPERTIES

The estimation of stocks and fluxes of elements in soils of forest ecosystems needs the acquisition of soil bulk density values. Such measurements are often long and tedious, especially in soils with a high gravel content. In this work, we tested the possibility of using estimations of soil bulk density from models based on physico-chemical characteristics of soils. Ninety-three layers (Table I) from thirty-seven beech sites (Table II) were analyzed using either the core method (under 25% of gravel content) or the paraffin clod method. Both methods had the same accuracy ( $\pm 0,07$  at the 5% level). However, the paraffin clod method gave values systematically higher (0,18 more) than the core method, when compared on the same samples (Fig. 1). Significant variables for prediction of soil bulk density were the carbon content (Fig. 2), gravel content, depth and, less significantly, chemical state of the exchange complex. While the role of carbon content on bulk density variations already is well-known, the important effect of gravel content we observed is still to explain.

Soil texture was not significantly linked with soil bulk density. A multiple regression model was built separately for superficial (less than 20 cm) and deep layers, which improved the predictions. The standard error of the residuals (0,12), and the percentage of explained variance (82%) show that modelization of soil density can replace measurements in this type of soils. Our density measurements of surface layers were also adequately predicted by a model previously established for soils of England and south Sweden (Harrison and Bockock, 1981), thus reinforcing this conclusion. The global model of Zinke et al. (1986) was not adapted to our data..

#### Key-words

Soil bulk density, modelization, forest soil, gravel content, beech stand

#### RESUMEN

#### VARIABILIDAD DE LA DENSIDAD DE SUELOS DE HAYEDOS DEL NORESTE DE FRANCIA EN RELACIÓN CON SUS CARACTERÍSTICAS FISOCO-QUÍMICAS

En el marco de un estudio sobre la evolución de los depósitos de carbono y nitrógeno en los suelos de los hayedos del Noreste de Francia, hemos medido y modelizado la densidad aparente de la tierra fina de 93 horizontes muestreados en 37 localidades. La finalidad del estudio era de analizar la posibilidad de reemplazar las medidas directas de la densidad, largas y difíciles en estos lugares, especialmente en terrenos pedregosos, por estimaciones obtenidas a partir de un modelo estadístico empleando parámetros físico-químicos del suelo. La comparación entre los métodos de medida de densidad, con cilindro y a la parafina, indican sistemáticamente un valor superior para este último (0,18 de más) si bien la repetitividad es la misma para los dos métodos ( $\pm 0,07$  para un error del 5%). Los modelos de densidad obtenidos muestran como variables determinantes la tasa de materia orgánica, la densidad de piedra en el suelo, la profundidad y, de manera menos clara, el estado del complejo absorbente dado que la textura no se incluye dentro de estos modelos. Estos se ven mejorados modelizando por separado los horizontes superficiales y los profundos. El error estándar (0,12) y el porcentaje de variabilidad explicable (82%) muestran que la modelización puede reemplazar la medida directa. Las diferencias son escasas entre nuestras medidas de densidad y las previsiones efectuadas a partir de otro modelo establecido previamente para en Inglaterra, lo que refuerza esta conclusión.

#### Palabras claves

Densidad aparente, modelización, suelo forestal, hayedo.

La caractérisation de la dynamique des stocks des éléments majeurs dans les sols à l'échelle régionale est devenue un enjeu pour la compréhension des cycles globaux, en particulier du carbone (voir par exemple Arrouays et al., 1996), en relation avec l'augmentation des niveaux de CO<sub>2</sub> atmosphérique, ou de l'azote, en relation avec les forts niveaux de dépôts atmosphériques observés dans les régions industrialisées (Erisman et Draaijers, 1995).

Le stock d'un élément dans la terre fine du sol est le résultat de l'intégration, sur un volume donné, du produit de sa concentration massique par la proportion volumique et la densité apparente de la terre fine. De ces trois composantes, concentration de l'élément, proportion et densité de terre fine, la dernière est souvent la plus difficile à acquérir. Les méthodes de mesure de la densité de la terre fine du sol sont nombreuses, plus ou moins précises, mais toujours longues à mettre en oeuvre, difficiles ou coûteuses (gammamétrie par exemple). C'est particulièrement le cas en sols caillouteux. On a donc rapidement, dès les années 1970, essayé de modéliser cette densité à partir de données physico-chimiques, plutôt que de la mesurer directement. A l'échelle régionale, cette étape de modélisation est obligatoire, car la mesure exhaustive de la densité sur de très grandes surfaces est irréaliste.

Les modèles utilisés jusqu'alors pour les sols forestiers ont été principalement des modèles de régression basés sur la seule teneur en matière organique du sol (Jeffrey, 1970; Harrison et Bock, 1981; Honeysett et Ratkowsky, 1989; Federer et al., 1993). Les modèles multivariés sont beaucoup moins fréquents (Alexander, 1980; Manrique et Jones, 1991).

De plus, la portée géographique de ces modèles est souvent faible (Harrison et Bock, 1981). Le mode d'utilisation de la terre, le substrat géologique, la végétation, et en particulier l'espèce dominante, en forêt, jouent un rôle significatif sur la forme du modèle. Cependant, Huntington et al. (1989), puis Federer et al. (1993) observent un bon accord pour trois modèles indépendants de densité construits pour toute la Nouvelle-Angleterre, utilisant la seule matière organique.

Zinke et al. (1986) proposent un modèle pour chacun des principaux biomes de la planète, fondé sur deux paramètres : profondeur de l'horizon et logarithme de la teneur en carbone. Les paramètres de ce modèle sont ajustés séparément pour les horizons de profondeur inférieure ou supérieure à 20 cm. Pour la forêt décidue tempérée, le calibrage qu'ils effectuent avec 69 valeurs ne donne qu'un R<sup>2</sup> assez faible (0,25 et 0,33) et des erreurs standards d'estimation élevées (0,26 et 0,15).

Le travail présenté ici fait partie d'un projet visant à la caractérisation de l'évolution des stocks de carbone et d'azote dans les écosystèmes de hêtraies du Nord-Est de la France (Thimonier, 1994). Nous avons exploré, dans le cadre de ce

projet, la possibilité de modéliser la densité apparente de la terre fine à partir de la mesure d'autres variables physico-chimiques du sol, plus faciles à acquérir. Les intérêts de ce travail sont multiples :

- d'une part, un tel modèle, s'il fonctionne correctement, permettra de prédire la densité de la terre fine des sols pour un type d'écosystème, la hêtraie, largement répandue dans le nord-est de la France;

- d'autre part, ce modèle permettra d'étendre les calculs de stocks d'éléments dans la terre fine aux nombreuses données anciennes pour lesquelles il n'y a pas eu de mesure de la densité apparente, mais où une caractérisation physico-chimique est souvent disponible;

- enfin, une telle modélisation a un intérêt plus théorique, dans la mesure où l'on connaît encore très mal, à part le taux de matière organique, les variables physico-chimiques pouvant jouer un rôle dans la variabilité de la densité.

## MÉTHODE

### Échantillonnage

Au total, 93 horizons ont été analysés (tableau 1), dans 37 placettes différentes (voir Thimonier, 1994, pour une description précise de ces placettes). L'échantillon a été choisi de façon à représenter au mieux la variabilité des futaies de hêtre du nord-est de la France. Les matériaux parentaux sont très divers : gneiss, granite et grès vosgiens, marnes, calcaires et limons sur le plateau lorrain et les côtes adjacentes, gaize de l'Argonne. Les sols échantillonnés sont en conséquence très variables (tableau 2), de type calcimagnésiques (18 placettes), brunifiés (8 placettes sur BRUNISOLS et 5 sur NÉOLUVISOLS ou LUVISOLS TYPIQUES) ou podzolisés (6 placettes) -la nomenclature utilisée est celle de l'AFES (1992)-. Cinq placettes d'altitude sont très humifères. Il n'y a pas de sols hydromorphes dans notre échantillon.

Le choix de la méthode, cylindre ou paraffine, dépend principalement de la pierrosité des horizons. Le cylindre peut être employé tant que le taux de pierrosité reste inférieur à un certain seuil, ou que la taille des éléments grossiers reste petite par rapport à celle du diamètre du cylindre. Nous avons employé le cylindre dans des horizons allant jusqu'à 25% de pierrosité volumique. Lorsque le cylindre n'était pas utilisable, nous avons utilisé la paraffine. Pour 9 horizons de surface (horizons A), nous avons employé les deux méthodes pour comparaison.

### Mesure de la densité au cylindre

Le nombre de cylindres prélevés varie suivant la profondeur des horizons : 10 pour l'horizon de surface (horizon A), prélevés sur toute la placette (entre 5 et 25 ares), 3 ou 4 pour les

Tableau 1 - Échantillonnage. Le nombre d'horizons indiqué entre parenthèses correspond aux horizons de profondeur moyenne inférieure à 20 cm.

Table 1 - Sampling scheme. Number of samples, layers and sites analyzed with the core method, the clod method or both. Numbers in brackets are for superficial soil layers (less than 20 cm).

Méthode	Nombre d'échantillons à la paraffine ou de cylindres analysés	Nombre d'horizons échantillonnés	Nombre de placettes
Cylindre	130	36 (24)	22
Paraffine	180	66 (41)	30
Cylindre et paraffine	-	9 (9)	9
Total	310	93 (56)	37

Tableau 2 - Caractéristiques physico-chimiques de l'ensemble des horizons analysés. Les chiffres entre parenthèses correspondent au sous-ensemble des horizons de profondeur moyenne inférieure à 20 cm. Tous les pourcentages sont massiques, sauf le pourcentage d'éléments grossiers qui est volumique.

Table 2 - Chemecal and physical properties of the sampled soil layers. Values in brackets are for superficial soil layers (less than 20 cm).

Variable	Moyenne	Médiane	Minimum	Maximum
Profondeur (cm)	21,9 (7,1)	15,0 (5,0)	1,0 (1,0)	85,0 (20,0)
Densité apparente (g/cm <sup>3</sup> )	1,06 (0,96)	1,04 (0,95)	0,45 (0,45)	1,70 (1,44)
Argile (%)	29,1 (28,8)	23,9 (23,9)	2,4 (2,4)	61,8 (61,8)
Limons (%)	47,3 (49,1)	45,5 (47,3)	6,4 (6,4)	77,2 (71,5)
Sables (%)	23,6 (22,2)	11,3 (7,4)	0,3 (0,3)	78,8 (65,3)
Carbone (%)	3,9 (5,7)	2,5 (4,9)	0,14 (0,9)	17,3 (17,3)
Azote (%)	0,28 (0,39)	0,23 (0,37)	0,01 (0,05)	0,84 (0,84)
C/N	13,0 (14,6)	12,7 (14,0)	5,1 (9,1)	23,9 (23,9)
pHeau	5,7 (5,4)	5,4 (5,2)	3,6 (3,6)	9,1 (8,0)
Éléments grossiers (%)	13,7 (5,0)	1,0 (1,0)	0 (0)	95 (35)
C.E.C. (cmol/kg)	20,1 (23,2)	18,5 (21,2)	1,5 (5,6)	45,9 (45,9)
Calcium (cmol/kg)	20,7 (18,9)	12,0 (8,9)	0,1 (0,1)	68,7 (68,7)
Taux de saturation (%)	58,9 (53,9)	71,2 (60,2)	1,7 (1,7)	100 (100)

horizons sous-jacents, prélevés dans une fosse. En moyenne, on a échantillonné 1 dm<sup>3</sup> de sol par horizon, mais l'intensité d'échantillonnage a été plus élevée pour l'horizon de surface (1,6 dm<sup>3</sup> de sol) que pour les horizons profonds (0,6 dm<sup>3</sup> par horizon).

On enfonce le cylindre (150 cm<sup>3</sup> pour 6,5 cm de diamètre) dans le sol en place, verticalement pour l'horizon de surface (après dégagement de la litière) et latéralement pour les horizons profonds, à l'aide d'une petite masse, en limitant le plus possible les tassements artificiels. Une pelle est introduite derrière la partie distale du cylindre qui est dégagé latéralement puis soigneusement arasé. Le contenu de tous les cylindres

prélevés dans un horizon est mélangé et ramené au laboratoire. Pour 13 horizons, le contenu de chaque cylindre prélevé a été conservé à part afin d'étudier la variabilité intra-horizon de la densité.

Au laboratoire, l'échantillon de sol est tamisé (2 mm), puis la fraction fine est séchée (105°C, 48h) et enfin pesée. Le volume des racines et des éléments grossiers est mesuré, sans séchage, par déplacement d'eau. La masse volumique de l'échantillon est le rapport de la masse de terre tamisée sèche au volume exact des cylindres prélevés moins le volume des éléments grossiers et des racines. Sa densité apparente est égale à sa masse volumique exprimée en g/cm<sup>3</sup>.

## Mesure de la densité à la paraffine

On prélève un volume naturel (association d'agrégats) en place dans le sol, qui est immédiatement plongé dans un bain de paraffine fondue, et ramené au laboratoire. En moyenne, on a prélevé 1,1 dm<sup>3</sup> de sol par horizon, sous la forme d'une demi-douzaine d'échantillons. Cependant, comme pour le cylindre, les horizons superficiels sont plus échantillonnés que les horizons profonds (2,0 dm<sup>3</sup> contre 0,4 dm<sup>3</sup> prélevés en moyenne).

Au laboratoire, le volume de l'échantillon enrobé est mesuré par déplacement d'eau. On sépare ensuite la paraffine de la terre, en deux étapes. D'abord grossièrement, manuellement, puis en faisant fondre la paraffine. La paraffine est pesée, et son volume calculé (densité constante de 0,89). La terre est tamisée (2 mm), séchée (105°C, 48h) et pesée. Le volume des éléments grossiers et des racines est mesuré immédiatement par déplacement d'eau. La masse volumique de l'échantillon est le rapport de la masse de terre tamisée sèche au volume initial enrobé, moins le volume de la paraffine, des cailloux et des éléments grossiers.

Nous avons testé la possibilité de ne pas faire sécher l'ensemble de l'échantillon (qui peut représenter un gros volume, et donc un temps de séchage assez long), en prélevant une petite fraction pour mesure de son humidité. La seule mesure du poids de terre humide, après séparation de la paraffine, aurait alors suffi au calcul ultérieur de la densité. Cette étude préliminaire sur 43 échantillons a montré que les différences de densité obtenues sont faibles, mais significatives : +0,02 en moyenne, lorsque l'on mesure l'humidité de l'échantillon sur une petite fraction, par rapport à une pesée directe du total, après séchage. Toutefois, cette différence augmente d'autant plus que l'échantillon est humide au départ (jusqu'à +0,12 pour un échantillon à 50% d'humidité massique). Ceci s'explique aisément par le fait que la fraction prélevée pour mesure de l'humidité s'assèche avant mesure de son poids, d'autant plus rapidement que l'échantillon est initialement humide. Nous déconseillons donc cette façon d'opérer, du moins pour les échantillons relativement humides.

## Analyse des données

La variabilité intra-horizon des mesures de densité a été analysée dans un certain nombre de cas, en mesurant séparément les densités de chaque échantillon prélevé à la paraffine (dans 18 horizons) ou de chaque cylindre (dans 13 horizons). Au moins cinq mesures séparées ont été faites par horizon.

Nous avons aussi étudié les performances des modèles de Zinke et al. (1986), établi pour toutes les forêts tempérées, et de Harrison et Bockock (1981), construit pour des sols très variés d'Angleterre et du sud de la Suède, en comparant nos mesures avec les valeurs prédites par leurs modèles :

Zinke et al. (1986) :

$$D = 1,542 - 0,507 \log_{10}(C(g/100g)) + 0,324 \text{ Prof. (m)}$$

si Prof. < 0,2 m

$$D = 1,355 - 0,0854 \log_{10}(C(g/100g)) + 0,167 \text{ Prof. (m)}$$

si Prof. > 0,2 m

Harrison et Bockock (1981) :

$$D = 1,558 - 0,728 \log_{10}(C(g/100g)) \quad \text{si Prof.} < 0,15 \text{ m}$$

$$D = 1,729 - 0,769 \log_{10}(C(g/100g)) \quad \text{si Prof.} > 0,15 \text{ m}$$

Les données ont été analysées à l'aide de tests statistiques classiques (test t pour les comparaisons de moyennes, test F pour les analyses de variance). Les modèles ont été construits par recherche des ajustements donnant le R<sup>2</sup> le plus élevé parmi l'ensemble des régresseurs potentiels. La signification de chaque variable entrée dans le modèle a été testée. Les régresseurs utilisés étaient l'ensemble des paramètres physico-chimiques décrivant chaque horizon : profondeur moyenne, granulométrie sans décarbonatation (5 fractions), pierrosité de l'horizon (pourcentage volumique d'éléments grossiers apprécié visuellement sur le terrain), taux de carbone (méthode Anne), taux d'azote total (Kjeldhal), pH eau (1 poids d'eau pour 5 poids de terre), pH KCl (0,1 N), cations échangeables extraits à l'acétate d'ammonium à pH 7 et aluminium échangeable. Le logarithme de la teneur en carbone a aussi été introduit comme régresseur potentiel. La prédiction du logarithme de la densité n'a pas amélioré la qualité des modèles obtenus.

## RÉSULTATS

### Variabilité intra-horizon des deux méthodes de mesures

L'intervalle de confiance à 5% de la mesure de densité apparente au cylindre est de ± 0,07 en moyenne, lorsqu'on le calcule sur les 13 horizons où les cylindres prélevés ont été analysés séparément. On obtient exactement la même valeur pour la mesure à la paraffine, pour les 18 horizons où nous avons séparé les mesures. Il est à noter que ces valeurs ne dépendent pas de la profondeur de l'horizon analysé.

### Comparaison de la méthode à la paraffine et de la méthode au cylindre

Pour les 9 horizons analysés, on obtient une densité apparente à la paraffine (D<sub>p</sub>) systématiquement plus élevée que celle mesurée au cylindre (D<sub>c</sub>), de 0,18 en moyenne (valeur significativement différente de 0, t=10,7, p < 0,001), qui indique donc un biais systématique dans l'une ou l'autre des mesures (ou les deux). Cet écart varie de 0,08 à 0,24. La corrélation entre les deux mesures est très élevée (r = 0,96; figure 1). Dans ces horizons, les pourcentages de cailloux recueillis avec les deux méthodes de prélèvement ne diffèrent pas significati-

Figure 1 - Relation entre densité mesurée au cylindre et densité mesurée à la paraffine ( $r=0,96$ ), pour 9 horizons de surface (horizons A). On a indiqué la droite d'égalité des valeurs (première bissectrice).

Figure 1 - Relationship between soil bulk density measured with the core and clod methods ( $r=0,96$ ) in 9 superficial soil layers. Equality line is drawn.

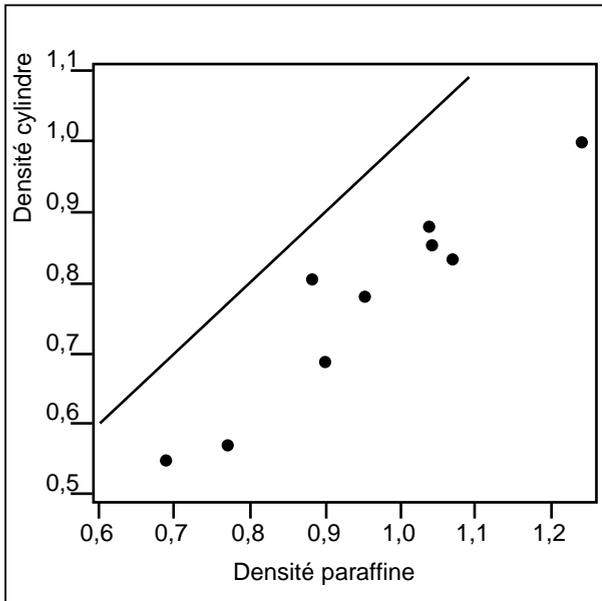
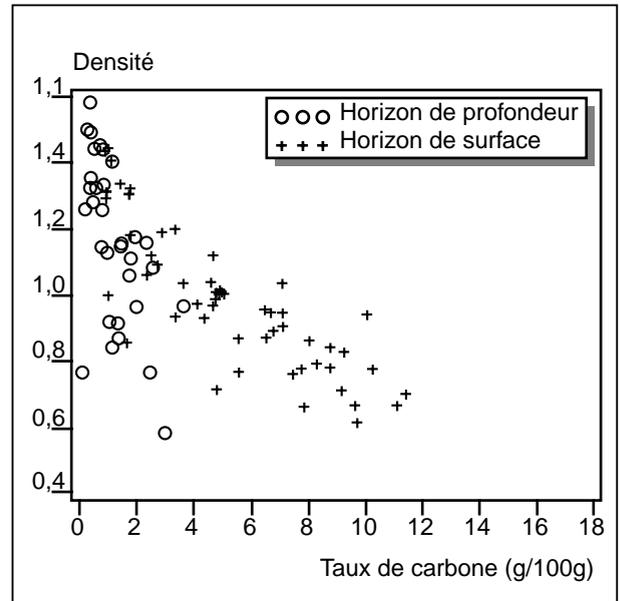


Figure 2 - Variation de la densité apparente de la terre fine en fonction de la teneur en carbone du sol. On a distingué les horizons superficiels (profondeur moyenne inférieure à 20 cm) et profonds.

Figure 2 - Soil bulk density versus carbon concentration. ++ : superficial layers (less than 20 cm), Circles: deep layers.



vement. De ce point de vue, on a donc bien échantillonné les mêmes zones du profil.

L'écart qui existe entre les deux méthodes ne dépend pas de la densité de la terre fine du sol, au moins dans la gamme des valeurs de densité comparées (de 0,69 à 1,24 en densité paraffine). Par la suite, afin de pouvoir travailler sur un ensemble homogène, toutes nos valeurs de densité ont été corrigées de la façon suivante. Nous avons calculé, pour les horizons analysés avec les deux méthodes, une densité moyenne, supposée fournir la meilleure estimation de la densité réelle :  $D_m = (D_p + D_c) / 2$ . Les équations de régression de cette densité  $D_m$  en fonction de  $D_p$  et  $D_c$  ont été ensuite utilisées pour corriger toutes les autres valeurs, obtenues à partir de l'une ou l'autre des deux méthodes seulement :

$$D_m = 0,924 D_p - 0,017 \text{ et } D_m = 1,040 D_c + 0,059$$

### Modélisation de la densité apparente de la terre fine à l'aide de variables physico-chimiques

Les variables retenues dans la régression sont, par ordre décroissant de pourcentage de variance expliquée : le taux de carbone ( $R^2$  global=0,59 ; figure 2), la pierrosité de l'horizon

appréciée sur le terrain ( $R^2$  global=0,67), et sa profondeur moyenne ( $R^2$  global=0,76). La prise en compte du type de sol n'améliore pas ce modèle, ni ne change les variables sélectionnées. Le modèle final obtenu est :

$$D_m = 1,19 - 0,046 C \text{ (g/100g)} + 0,53 \text{ Prof. (m)} - 0,45 \text{ Pier. (0 à 1)}$$

Les coefficients standardisés de la régression sont : -0,59 (C), 0,41 (Prof.), et -0,39 (Pier.) et l'écart-type de l'erreur 0,14. Le taux de carbone et la profondeur sont fortement corrélés ( $r=-0,67$ ).

On peut améliorer ce modèle en séparant horizons superficiels et profonds.

- Pour les horizons superficiels (moins de 20 cm de profondeur), la profondeur ne joue bien sûr plus de rôle significatif, mais une variable supplémentaire, liée à la richesse du sol (pH, S/T, teneur en calcium ou même proportion de sables) intervient. Nous avons choisi d'inclure le pH, plus facile à mesurer :  $D_m = 1,27 - 0,63 \log_{10}(C(\text{g/100g})) + 0,026 \text{ pHeau} - 0,75 \text{ Pier. (n=56, } R^2=0,84)$

Les coefficients standardisés de la régression sont : -0,89 ( $\log_{10}(C)$ ), 0,14 (pHeau), et -0,27 (Pier.) et l'écart-type de l'erreur 0,10.

- Pour les horizons profonds (plus de 20 cm de profondeur), le taux de carbone n'intervient plus (figure 2), mais il apparaît, comme pour les horizons superficiels, une variable liée au statut du complexe absorbant (taux de magnésium échangeable, somme des bases échangeables, pH ou CEC) :

$$D_m = 1,12 - 0,0096 \text{ CEC (cmol/kg)} + 0,77 \text{ Prof.} - 0,38 \text{ Pier.}$$

(n=37, R<sup>2</sup>=0,69)

Les coefficients standardisés de la régression sont : -0,28 (CEC), 0,55 (Prof.), et -0,46 (Pier.) et l'écart-type de l'erreur 0,15.

En utilisant ces deux régressions, on obtient un R<sup>2</sup> global de 0,82 et un écart-type de l'erreur de 0,12 pour l'ensemble de nos mesures. Les variables explicatives utilisées dans ces deux régressions ne sont plus du tout ou seulement faiblement corrélées entre elles. Il est à noter que le modèle est amélioré, surtout pour les horizons profonds, si la pierrosité utilisée dans les variables explicatives est celle mesurée dans les échantillons prélevés pour la mesure de la densité, et non celle appréciée globalement à l'oeil sur le terrain pour l'ensemble de l'horizon (R<sup>2</sup>=0,86). De plus, cette pierrosité, bien que partout significative, joue un rôle plus important sur la détermination de la densité de terre fine en sols calcaires et en profondeur.

## Comparaison avec d'autres modèles

### Modèle de Zinke et al. (1986)

La corrélation entre les valeurs prédites par ce modèle et nos valeurs mesurées est très faible. Les valeurs prédites sont en moyenne supérieures de 0,28 en surface et de 0,23 en profondeur aux valeurs que nous avons mesurées. De plus, ce biais n'est pas constant, mais augmente très significativement pour les sols à faible densité. Il existe toutefois de bonnes corrélations linéaires entre les deux séries de mesures (R<sup>2</sup> de 0,74 en surface et 0,44 en profondeur pour 56 et 36 valeurs comparées, respectivement), qui indiquent que les variables choisies par Zinke et al. (profondeur moyenne et taux de carbone) sont pertinentes, et que leur contribution respective à la détermination de la densité est comparable dans notre échantillon et le sien.

### Modèle de Harrison et Bocoock (1981)

Pour les horizons profonds, ce modèle est inadapté à nos données : valeurs prédites supérieures de 0,38 en moyenne à nos mesures, R<sup>2</sup> de 0,31 (38 valeurs comparées). Par contre, pour les horizons de surface, il existe encore une différence systématique significative (P<0,05) avec nos valeurs, mais très faible en valeur absolue : les valeurs prédites sont en moyenne de 0,04 inférieures à nos mesures. De plus, la différence reste constante dans toute la gamme des densités observées. Ce modèle est donc bien adapté à la prédiction des densités de nos horizons de surface (R<sup>2</sup>=0,75 pour 54 valeurs comparées).

## DISCUSSION ET CONCLUSION

### Méthodologie d'échantillonnage

La stratégie d'échantillonnage adoptée est tout à fait suffisante pour obtenir des résultats précis pour chaque horizon. En fait, Vincent et Chadwick (1994) ont montré que, même en sol graveleux, 0,2 à 1 dm<sup>3</sup> de sol était un volume suffisant pour obtenir une valeur fiable de densité de la terre fine. De même, Costantini (1995) a montré que 5 répétitions d'un cylindre de 6 cm de diamètre minimum étaient suffisantes pour atteindre une précision de  $\pm 0,1$  ( $P < 0,05$ ). Ces résultats sont tout à fait en accord avec nos observations, qui indiquent une erreur de  $\pm 0,07$  ( $P < 0,05$ ) par horizon pour une dizaine de cylindres ou d'échantillons prélevés à la paraffine.

Les valeurs de densité à la paraffine ont aussi été observées comme plus élevées par Tisdall (1951), Howard et Singer (1981) et Saleh (1993). Ce biais est dû au fait que les macroporosités sont sous-échantillonnées lors de l'inclusion des associations d'agrégats dans la paraffine. Howard et Singer (1981) observent une augmentation de 0,10 par rapport à une méthode avec excavation et mesure d'un volume d'eau, considérée comme l'une des moins biaisée. Cette valeur est d'ailleurs égale au terme correctif moyen que nous avons apporté dans notre étude aux valeurs de densité paraffine (0,10 en moyenne sur l'ensemble des 66 mesures). De même, les densités obtenues à l'aide de cylindres ont aussi été observées comme étant plus faibles qu'avec d'autres méthodes (Andraski, 1991; Muller et Hamilton, 1992; Van Remortel et Shields, 1993), probablement parce que l'intégrité structurale de l'échantillon prélevé n'est pas respectée, et des éléments grossiers qui entrent en contact avec le bord du cylindre, lors de sa pénétration dans le sol, n'y sont pas inclus mais y laissent un vide. Mais il a été aussi suggéré que cette méthode, en comprimant le sol dans le cylindre, pouvait donner des valeurs plus élevées que la réalité (Federer et al., 1993).

### Modélisation de la densité de la terre fine à partir des variables physico-chimiques

Nous retrouvons comme première variable explicative le classique taux de carbone. Federer et al. (1993) ont calculé la densité de la matière organique «pure» (0,11 en moyenne) et de la matière minérale «pure» (1,45 à 2,19) pour un ensemble de sols forestiers. On conçoit donc que le mélange en proportions variable de ces deux constituants de densités spécifiques différentes puisse réguler la densité de la terre fine des horizons organiques. De plus, au delà de ce simple effet de mélange, la matière organique joue aussi un rôle direct sur l'activité biologique et la structure du sol, qui modifient la densité.

Le rôle de la pierrosité, très net, est moins connu, et plus difficile à expliquer. Tamminen et Starr (1994) ont eux aussi noté le rôle des graviers (2-20 mm) sur la densité de la terre

fine. Quatre causes peuvent être invoquées pour expliquer ce fait :

- un biais d'échantillonnage, pour la méthode au cylindre. Il y aurait plus de création de vides par élimination préférentielle des éléments grossiers de l'échantillon que de compaction par inclusion (Muller et Hamilton, 1992). Cependant, nous avons observé cette relation entre pierrosité et densité aussi bien pour les échantillons prélevés à la paraffine que pour ceux prélevés au cylindre.

- un rôle direct des cailloux par les mouvements du sol qu'ils peuvent induire lors des phases de gel-dégel du sol, du moins en surface;

- mais surtout, un rôle indirect par une augmentation de la densité racinaire dans la terre fine en zone caillouteuse, ainsi peut-être que de l'activité biologique, concentrée dans des volumes plus faibles. Ceci a été noté très clairement sous chènevaie par Lucot (1994).

- enfin, dans les zones calcaires surtout, une augmentation de la recharge cationique par altération de surface de ces éléments grossiers, favorisant une structure moins compacte. Quelqu'en soit la raison, ce taux de pierrosité est important à prendre en compte dans le calcul de la densité de la terre fine des horizons profonds des sols calcimagnésiques, où il peut être très variable.

La profondeur, quant à elle, joue sur la teneur en matière organique, la structure, l'enracinement et surtout directement par la pression des couches supérieures. La richesse chimique enfin apparaît comme variable ayant le moins de poids dans nos modèles. On peut penser que l'état du complexe absorbant joue sur la structuration et la porosité du sol. Mais le fait qu'elle apparaisse avec des signes opposés dans nos modèles de surface et de profondeur incite à la prudence quant à son rôle réel. Notons que, dans notre étude, la texture du sol n'est apparue que faiblement reliée à la densité de la terre fine. Tamminen et Starr (1994) ont observé la même absence de corrélation densité-texture, qui semble ne devenir significative que dans les échantillons couvrant une plus grande gamme de types de sol (Manrique et Jones, 1991; Alexander, 1980).

La meilleure qualité de la modélisation de la densité des horizons de surface, par rapport à ceux de profondeur, a déjà été notée par Harrison et Boccock (1981), Honeysett et Ratkowsky (1989) et Huntington et al. (1989). Une raison invoquée est que les effets de la variabilité de composition de la fraction minérale sont réduits, en surface, par la forte proportion de matière organique. On peut aussi remarquer que les horizons de surface sont en général mieux échantillonnés, en terme de volume total analysé, que ceux de profondeur. Cette erreur plus importante de l'estimation de la densité des horizons profonds se traduira par une erreur plus forte de l'estimation des stocks d'éléments de ces horizons, elle-même amplifiée par leur épaisseur souvent importante.

En conclusion, on peut noter que les modèles universels (à l'échelle de la planète) de densité de la terre fine des sols semblent pour l'instant bien mal adaptés à des prévisions locales. En revanche, des modèles locaux, tels que le nôtre, permettent des estimations plus réalistes. La portée géographique de tels modèles pourrait être tout de même assez large, comme le montrent les bonnes estimations de nos mesures dans les horizons de surface du nord-est de la France obtenues par le modèle de Harrison et Bocoock (1981) établi pour l'Angleterre et le sud de la Suède. Nous allons maintenant valider notre

modèle sur des données indépendantes de ce premier échantillon, et essayer d'élargir sa portée en synthétisant les nombreuses mesures disponibles dans diverses régions, pour une large gamme de types de sols et sous diverses essences dominantes.

## REMERCIEMENTS

Ce travail est financé par le Ministère de l'Environnement, dans le cadre du programme Agriges. Nous remercions C.

Nys, A. Bruand et D. Arrouays pour la relecture de cet article, ainsi qu'Amparo Sánchez-Hoyos pour la traduction espagnole.

Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee : 136 p.

## BIBLIOGRAPHIE

- AFES, 1992 - Référentiel pédologique 1992. Principaux sols d'Europe, INRA Paris : 222 p.
- Alexander E.B., 1980 - Bulk densities of California soils in relation to other soil properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 689-692.
- Andraski B.J., 1991 - Balloon and core sampling for determining bulk density of alluvial desert soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 1188-1190.
- Arrouays D., Kicin J.-L., Daroussin J., Berbigier P., 1996, Modeling soil organic carbon fluxes attributable to conversion of forest to corn cropping in a landscape of southwest France, *Soil Sci.*, 161, 188-193.
- Costantini A., 1995 - Soil sampling bulk density in the coastal lowlands of South-East Queensland, *Aust. J. Soil Res.*, 33 : 11-18.
- Erismann J.W., Draaijers G.P.J., 1995 - Atmospheric deposition in relation to acidification and eutrophication, *Studies in Environmental Science*, vol. 63, Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands : 442 p.
- Federer C.A., Turcotte D.E., Smith C.T., 1993 - The organic fraction - bulk density relationship and the expression of nutrient content in forest soils, *Can. J. For. Res.*, 23 : 1026-1032.
- Harrison A.F., Bockock K.L., 1981 - Estimation of soil bulk-density from loss-on-ignition values, *J. Appl. Ecol.*, 8 : 919-927.
- Honeysett J.L., Ratkowsky D.A., 1989 - The use of ignition loss to estimate bulk density of forest soils, *J. Soil Sci.*, 40 : 299-308.
- Howard R.F., Singer M.J., 1981 - Measuring forest soil bulk density using irregular hole, paraffin clod, and air permeability, *Forest Sci.*, 27 : 316-322.
- Huntington T.G., Johnson C.E., Johnson A.H., Siccama T.G., Ryan D.F., 1989 - Carbon, organic matter, and bulk density relationships in a forested spodosol, *Soil Sci.*, 148 : 380-386.
- Jeffrey D.W., 1970 - Note on the use of ignition loss as a means for the approximate estimation of soil bulk density, *J. Ecol.*, 58 : 297-299.
- Lucot E., 1994 - Influence des caractéristiques de la pierrosité des sols sur la prospection racinaire et l'alimentation hydrique des arbres. Application à l'estimation de la valeur des sols forestiers. Thèse de Doctorat, Université de Besançon : 101 p.
- Manrique L.A., Jones, C.A., 1991 - Bulk density of soils in relation to soil physical and chemical properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 476-481.
- Muller R.N., Hamilton M.E., 1992 - A simple, effective method for determining the bulk density of stony soils, *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, 23 : 313-319.
- Saleh A., 1993 - Soil aggregate and crust density prediction, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 : 524-526.
- Tamminen, P., Starr M., 1994 - Bulk density of forested mineral soils, *Silva Fenn.*, 28 : 53-60.
- Thimonier A., 1994 - Changements de la végétation et des sols en forêt tempérée européenne au cours de la période 1970-1990. Rôle possible des apports atmosphériques. Thèse de l'Université d'Orsay : 177 p. + ann.
- Tisdall A.L., 1951 - Comparison of methods of determining apparent density of soils, *Aust. J. Agric. Res.*, 2 : 349-354.
- Van Remortel R.D., Shields D.A., 1993 - Comparison of clod and core methods for determination of soil bulk density, *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, 24 : 2517-2528.
- Vincent K.R., Chadwick O.A., 1994 - Synthesizing bulk density for soils with abundant rock fragments, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58 : 455-464.
- Zinke P.J., Stangenberger A.G., Post W.M., Emanuel W.R., Olson J.S., 1986 - Worldwide organic soil carbon and nitrogen data. ORNL/CDIC-18, Oak