

Article

« La genèse des podzols »

François Courchesne et William H. Hendershot

Géographie physique et Quaternaire, vol. 51, n° 2, 1997, p. 235-250.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/033121ar>

DOI: 10.7202/033121ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

Essai

LA GENÈSE DES PODZOLS

François COURCHESNE* et William H. HENDERSHOT, Département de Géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, Succursale Centre-ville, Montréal, Québec, H3C 3J7 et Department of Natural Resource Sciences, McGill University, Macdonald Campus, Sainte-Anne-de-Bellevue, Québec H9X 3V9.

RÉSUMÉ Les podzols sont des sols acides de milieux forestiers caractérisés par l'accumulation de fer (Fe) et d'aluminium (Al) dans l'horizon B (horizon B podzolique). Ils couvrent de vastes étendues des zones boréales et tempérées humides et sont associés à des substrats à texture grossière. La connaissance des mécanismes responsables de la formation des podzols est essentielle à la compréhension, la modélisation et la gestion des écosystèmes forestiers, agricoles et aquatiques et à la prévision de leurs réactions face à des changements des conditions environnementales. Quatre théories majeures, ou modèles conceptuels, ont été proposées afin de représenter la genèse des podzols : la théorie des fulvates (Stobbe et Wright, 1959 ; McKeague *et al.*, 1978), la théorie de la proto-imogolite (Farmer *et al.*, 1980 ; Anderson *et al.*, 1982), la théorie des compartiments chimiques (Ugolini et Dahlgren, 1987) et la théorie des polymères d'Al (Browne, 1995). Celles-ci ont mis en relief le rôle de certains processus tels que la création et le transport de complexes organo-métalliques, la synthèse de la proto-imogolite et la néoformation d'imogolite, l'altération des minéraux par l'acide carbonique (H_2CO_3) ainsi que la formation de complexes polymériques dissouts de type Al-silice (Si). L'importance accordée à chacun de ces processus varie toutefois en fonction de la nature des milieux prospectés lors de la définition d'une théorie particulière. L'absence d'une théorie globale et intégrée de la genèse des podzols est aussi liée à la compréhension incomplète de la dynamique des podzols, à l'omission de certains processus importants et à l'apparente opposition entre les théories.

ABSTRACT *Podzol formation.* Podzols are acidic soils of forested areas characterized by the pedogenic accumulation of iron (Fe) and aluminum (Al) in the B horizon (podzolic B horizon). Podzols cover large areas of the wet temperate and boreal zones and are associated to coarse parent materials. Knowledge on podzol genesis is of considerable interest with respect to the understanding, modelling and management of forested, agricultural and aquatic ecosystems and to the forecasting of soil changes in response to environmental perturbations. Four theories, or conceptual models, were formulated to describe podzol formation : the fulvate theory (Stobbe and Wright, 1959; McKeague *et al.*, 1978), the proto-imogolite theory (Farmer *et al.*, 1980 ; Anderson *et al.*, 1982), the theory of chemical compartments (Ugolini and Dahlgren, 1987) and the Al polymer theory (Browne, 1995). Each theory emphasizes the role of specific processes such as the formation and transport of organo-metallic complexes, proto-imogolite synthesis and imogolite precipitation, mineral weathering by carbonic acid (H_2CO_3) and the formation of polynuclear Al-silicate soluble complexes. However, the relative importance attributed to any of these processes varies as a function of the properties of the sites explored by the authors of a given theory. The absence of an integrated theory of podzol genesis also reflects our incomplete understanding of podzol dynamics, the fact that important processes have been left out and the apparent opposition between theories.

ZUSAMMENFASSUNG *Die Genese von Podsol.* Podzols sind saure Böden waldiger Milieus, charakterisiert durch die Anhäufung von Eisen (Fe) und Aluminium (Al) im B-Horizont (podsolischer B-Horizont). Sie bedecken ausgedehnte Flächen der nördlichen und feuchten gemäßigten Gebiete und werden mit Substraten grober Textur in Verbindung gebracht. Die Kenntnis der Mechanismen, die zur Bildung der Podzols führt, ist unerlässlich für das Verständnis, die Modellierung und Bewirtschaftung der Forst-, Landwirtschaft- und Wasser-Ökosysteme und für die Vorhersage ihrer Reaktionen auf Veränderungen in den Umweltbedingungen. Vier Haupttheorien oder Denkmodelle wurden zur Darstellung der Genese der Podzols vorgeschlagen : die Theorie der Fulvate (Stobbe und Wright, 1959 ; McKeague *et al.*, 1978), die Proto-Imogolit-Theorie (Farmer *et al.*, 1980 ; Anderson *et al.*, 1982), die Theorie der chemischen Abteilungen (Ugolini und Dahlgren, 1987) und die Al-Polymer-Theorie (Browne, 1995). Diese Theorien haben die Rolle bestimmter Prozesse hervorgehoben, wie die Bildung und den Transport organisch-metallischer Einheiten, die Synthese des Proto-Imogolit und die Neubildung von Imogolit, die Veränderung der Minerale durch die Kohlensäure (H_2CO_3) sowie die Bildung von aufgelösten Polymer-Einheiten des Typs Al-Silizium (Si). Die Bedeutung, die jedem dieser Prozesse zugemessen wird, variiert jedoch je nach der Natur der bei der Aufstellung einer bestimmten Theorie untersuchten Milieus. Das Fehlen einer globalen und integrierten Theorie der Entstehung der Podzols hängt auch mit dem unvollständigen Verständnis der Dynamik der Podzols, dem Weglassen gewisser wichtiger Prozesse und dem offensibaren Gegensatz zwischen den Theorien zusammen.

INTRODUCTION

Les podzols couvrent de vastes étendues des zones boréales et tempérées humides de l'hémisphère nord et se forment dans les régions tropicales en association avec un matériel originel sableux. Les podzols y supportent la croissance de forêts conifériennes et décidues de grande valeur commerciale et ce, autant en Amérique du nord, en Scandinavie, en Europe qu'en Asie. À l'opposé, la déforestation des podzols permet la production de plusieurs types de cultures comme celles de la pomme de terre, du maïs, du seigle, de l'avoine et du bleuet et l'établissement de pâturages (Buol *et al.*, 1989). Les podzols contribuent aussi au développement de diverses activités récréatives (camping, chasse, pêche et sports aquatiques) en assurant le maintien de la forêt, la régularisation de la qualité des eaux de surface et la neutralisation des apports acides (Ugolini et Sletten, 1991). La compréhension des transformations chimiques impliquant l'aluminium (Al) au cours de la formation des podzols est utile pour l'évaluation du potentiel toxique des diverses formes d'Al dissout pour les plantes, les poissons et l'homme (Birchall *et al.*, 1989 ; Lumsdon et Farmer, 1995). Par ailleurs, l'accumulation nette de carbone (C) dans les podzols constitue un puits pour le CO₂ atmosphérique, un gaz contribuant à « l'effet de serre » (Jersak *et al.*, 1995 ; Batjes, 1996). Finalement, les qualités esthétiques des podzols et leurs particularités morphologiques peuvent justifier à elles seules l'intérêt que l'on porte à leur genèse.

Initialement, l'étude de la genèse des podzols était motivée davantage par des intérêts académiques que pratiques. Au cours des dernières décennies, l'intensification de l'industrialisation et l'accroissement rapide de la population mondiale ont imposé de nouvelles tensions (précipitations acides, changements climatiques, déforestation, surfertilisation des sols) aux écosystèmes terrestres et donc, aux sols qui les sous-tendent. Ces nouvelles contraintes ont engendré des interrogations : comment, dans quelle direction et à quelle vitesse les sols évoluent-ils dans le milieu terrestre actuel ? Comment les sols réagiront-ils aux futurs changements des conditions environnementales ? Ces questions ont encouragé l'acquisition de données quantitatives concernant le fonctionnement des systèmes pédologiques et la conception de modèles mécanistiques simulant la réponse des sols face aux fluctuations de certains facteurs environnementaux (Hoosbeek et Bryant, 1995). Dans ce contexte, une connaissance objective et détaillée des mécanismes et de la vitesse de formation des podzols est essentielle à la compréhension, la modélisation et la gestion future des écosystèmes forestiers, agricoles et aquatiques, en particulier les plus fragiles (Quideau et Bockheim, 1996).

Cet essai constitue une synthèse de l'état des connaissances concernant l'écologie et les propriétés des podzols et propose une analyse des principales théories, ou modèles conceptuels, de formation des podzols. Il est complété par l'énoncé de perspectives de recherche qui, nous le souhaitons, favoriseront une représentation plus complète des processus de formation des podzols et une meilleure intégration des modèles existants.

LES PODZOLS

Le terme « podzol » proviendrait du Russe *pod* (sous) et *zol* (cendre) (Glinka, 1926) référant soit à l'horizon cendreau (Ae) enfoui sous des horizons ayant des propriétés différentes, soit à un sol couvert par des cendres (Ponomareva, 1969). D'autre part, Muir (1961) présume que le terme *pod* a plutôt un sens analogue à celui des termes grec *pedon* et allemand *boden* et que le mot « podzol » signifie en fait « sol cendreau ». Le concept initial de podzol tel que défini par les chercheurs russes de l'école de Dokuchaev était fondé sur la présence d'un horizon éluvial cendreau (Ae) et rassemblait une gamme de sols beaucoup plus vaste que celle qui est actuellement regroupée sous les termes « podzols » ou « spodosols » (Rode, 1970). Ce concept incluait les sols : 1) à accumulation d'argiles comme les luvisols¹ et alfisols², 2) à accumulation d'argiles et de sesquioxydes³ comme les brunisols¹, inceptisols², podzols¹ et spodosols², et, 3) sans accumulation d'argiles ou de sesquioxydes comme les entisols². La démonstration de l'existence de liens intimes entre les horizons éluviaux (A) et illuviaux (B) a entraîné une révision du concept initial et l'établissement d'une distinction nette entre les sols à accumulation d'argiles et ceux où les sesquioxydes dominent (Petersen, 1976 ; Duchaufour, 1977). Nous nous en tiendrons au concept énoncé dans les diverses classifications nationales et, en particulier, dans le Système canadien de classification des sols (Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987) et la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975) qui considèrent l'accumulation de sesquioxydes et de C organique dans l'horizon B comme étant la caractéristique première des podzols. Compte tenu des différences entre ces deux classifications, et afin d'alléger le texte, la terminologie et les critères d'identification utilisés sont ceux du Système canadien de classification des sols (Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987).

Simonson (1959) a proposé l'idée selon laquelle plusieurs processus (ajouts, transformations, transferts et pertes de matière et d'énergie) sont actifs au cours de la formation des sols et que les propriétés d'un sol donné représentent le bilan net de l'ensemble de ces processus ou de ces gammes de processus. Comme nous le verrons, plusieurs combinaisons de mécanismes sont invoquées afin d'expliquer la formation de l'horizon B podzolique. Par ailleurs, ces mêmes processus sont aussi actifs dans plusieurs autres ordres de sols et ne mènent donc pas exclusivement à la formation de podzols. Finalement, certains mécanismes jouant un rôle important dans la formation des podzols n'ont pas encore été intégrés dans les théories actuelles. Dans ce contexte, et compte tenu de l'absence de consensus entre les chercheurs, il serait préférable d'éviter l'usage du terme « podzolisation »

1. Ordre du Système canadien de classification des sols (Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987).

2. Ordre de la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975).

3. Afin d'alléger le texte, le terme « sesquioxyde » n'est pas employé au sens strict et inclut tous les matériaux secondaires amorphes ou cristallins s'accumulant dans le profil au cours de la podzolisation et contenant Al, Fe, et Si.

pour désigner les processus responsables de la formation des podzols. D'un autre côté, il nous est aussi impossible de remplacer le terme « podzolisation » par un autre terme général qui évoquerait tous les mécanismes de solubilisation, de transport et d'immobilisation du fer (Fe) et Al dans les podzols. Nous avons donc décidé d'utiliser le terme « podzolisation », malgré notre accord avec le concept de Simonson. Toutefois, il faut garder à l'esprit le fait que plusieurs sols qui ont des propriétés semblables à celles des podzols ou qui sont affectés par la « podzolisation » peuvent ne pas être classifiés comme des podzols ou des spodosols mais plutôt comme des brunisols, des entisols, des inceptisols ou des andosols².

1. L'ÉCOLOGIE DES PODZOLS

Les podzols se concentrent dans les zones à climat humide, tempéré ou boréal, quoique de vastes étendues des zones intertropicales (Brésil, Congo, Floride, Malaisie) soient couvertes par des podzols (Bravard et Righi, 1990). L'existence, durant au moins quelques mois, de températures ambiantes permettant la transformation de la matière organique (MO)⁴ et minérale, et la présence d'eau excédentaire disponible pour la percolation (précipitation - évapotranspiration) sont les deux principales variables climatiques à l'origine de la distribution géographique des podzols. Ainsi, la formation des podzols varie selon les saisons. La podzolisation est accélérée lors d'épisodes hydrologiques majeurs comme la fonte printanière et les pluies automnales (Schaeztl, 1990) alors qu'elle est ralentie au cours de l'été. Stoner et Ugolini (1988) ont montré que la dynamique actuelle des podzols des milieux arctiques est régie par quelques précipitations estivales de forte intensité et présentant un intervalle de récurrence de l'ordre de la centaine d'années.

Les podzols se développent sous une végétation forestière autant feuillue (*Acer*, *Betula*, *Fagus*, *Populus*, *Quercus* sp.) que coniférienne (*Abies*, *Larix*, *Picea*, *Pinus*, *Tsuga* sp.), ou sous des formations d'éricacées (*Vaccinium*, *Calluna*, *Kalmia* sp.) (Buol *et al.*, 1989 ; Nørnberg *et al.*, 1993). Ces végétaux représentent pour le sol une source de MO dont les produits de décomposition riches en substances acides président à la différenciation du profil. Certaines espèces telles que *Agathis australis* et *Tsuga canadensis* sont reconnues pour favoriser le développement rapide des podzols en raison de l'abondance et de la composition chimique de leur litière (Wells et Northey, 1985).

En milieu de prairie, Quideau et Bockheim (1996) ont montré qu'un changement d'utilisation du sol pouvait entraîner la podzolisation d'un chernozem¹ et ce, tant sous une plantation de pin rouge (*Pinus resinosa* Aiton) que sous une culture de maïs (*Zea mays* L.). Cette podzolisation naissante se manifeste par l'accumulation d'une litière, un lessivage accru de la MO (surtout sous la forme d'acides fulviques) et un accroissement de la formation de complexes entre Fe et l'acide fulvique.

Les matériaux originels de prédilection pour la formation des podzols sont des substrats inorganiques (< 17 % de MO) à texture grossière et relativement isotrope (sable, loam),

4. MO, matière organique ; AO, acide organique.

composés de minéraux dont les produits d'altération chimique sont acides (quartz, feldspaths, micas, amphiboles). Ces sédiments poreux et filtrants permettent la migration de l'eau, des solutés et des colloïdes organiques et minéraux. Aussi, l'abondance de minéraux facilement altérables et riches en Fe influence la vitesse à laquelle l'horizonation se manifeste puis la coloration qui en résulte (Mokma, 1993). Dans les dépôts riches en calcaire, l'éluviation des carbonates est un prérequis essentiel à l'amorce de la migration des sesquioxydes (Protz *et al.*, 1988).

Les podzols se distribuent autant sur des versants à pentes fortes, généralement occupées par des podzols bien drainés, que sur des replats ou les pieds de versants. Dans ce dernier cas, des podzols bien à mal drainés (podzols gleyifiés ou humiques) se forment selon le niveau annuel moyen de la nappe phréatique dans le profil. Des podzols présentant des traces de réduction peuvent aussi se retrouver sur des versants à pente prononcée là où un horizon cimenté ou de densité apparente élevée favorise le maintien d'une nappe phréatique perchée pendant une période de quelques mois à tous les ans. Par contre, la podzolisation ne s'effectue pas dans des matériaux minéraux saturés en permanence là où dominant les gleysols¹ (McKeague, 1965). La microtopographie accroît aussi la variabilité spatiale des propriétés des podzols. Sur des terrains en creux et en bosses dérangés par des chablis, Veneman *et al.* (1984) et Schaeztl (1990) ont montré que le degré de développement des podzols étaient plus prononcé dans les creux (profils jusqu'à trois fois plus épais) que sur les surfaces non perturbées. Ils attribuent cette hétérogénéité à une plus grande accumulation de MO et d'acides organiques (AO)⁴ dans les creux, à un lessivage plus intense des dépressions et à une accentuation de l'effet isolant de la neige et de la litière dans les creux.

L'étude de l'évolution des sols le long de chronoséquences permet d'évaluer la durée minimale nécessaire au développement des propriétés caractéristiques des podzols. En Alaska, Ugolini (1968) a décrit le développement d'un horizon éluvial (Ae) dans des moraines terminales déglacées depuis 150 à 250 ans. À l'île de Vancouver, un horizon B podzologique (Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987) s'est formé en 350 ans dans des sables de plage granitiques soumis à des précipitations de 3200 mm an⁻¹ (Singleton et Lavkulich, 1987). Environ 2000 à 2500 ans ont été nécessaires à la mise en place des séquences d'horizons Ae/Bf et Ae/Bh dans des sables de plage calcareux près de la baie d'Hudson (Protz *et al.*, 1984). Franzmeier et Whiteside (1963) ont montré que la différenciation d'un profil de podzol (séquence Ae/Bf) pouvait s'effectuer en moins de 3000-4000 ans dans des dépôts de plages lacustres bordant le lac Michigan ; l'élaboration d'un horizon Bhf a toutefois exigé 8000 ans. À ce stade de formation, le profil correspondait aux critères du spodosol (Soil Survey Staff, 1975). Barrett et Schaeztl (1992) concluent que 4000 à 10000 ans sont nécessaires pour la formation d'un horizon spodique au Michigan.

2. LES PROPRIÉTÉS DES PODZOLS

Le solum des podzols présente une succession verticale d'horizons nettement différenciés qui inclut des horizons

organiques de surface (L, F, H, O) offrant un gradient de niveau de décomposition de la MO et une faible intégration de la MO à la matière minérale, un horizon minéral éluvial gris blanchâtre (Ae, Ahe), parfois mince ou absent, appauvri en minéraux facilement altérables (amphiboles, plagioclases) et en éléments solubles [calcium (Ca), sodium (Na), magnésium (Mg), potassium (K)] surplombant des horizons minéraux illuviaux (Bf, Bh, Bhf, BC) enrichis en Fe et Al pédogénétiques et en substances organiques humifiées. Les horizons B se distinguent les uns des autres en fonction de leurs contenus respectifs en Fe, Al et MO et en raison de la présence de caractères spéciaux comme la cimentation. Ils reposent sur l'horizon C. L'ensemble des horizons B (le B podzolique) doit avoir au moins 10 cm d'épaisseur afin de satisfaire aux critères du Système canadien de classification des sols (Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987).

L'épaisseur des horizons varie considérablement en fonction du régime thermique des sols (Rourke *et al.*, 1988). Dans les podzols des milieux chauds [température moyenne annuelle du sol (TMAS) > 15 °C], les horizons A et B sont en moyenne plus épais qu'en milieu froid (TMAS < 15 °C). Le sommet de l'horizon C apparaît donc à une profondeur moyenne plus grande sous un régime thermique chaud (150 cm) que froid (75 cm) ; les extrêmes vont de 10 cm, en milieu arctique, à plusieurs mètres, sous climat tropical. La relative minceur des podzols en milieu froid s'explique en partie par l'action érosive des glaciers qui ont remis le compteur pédologique à zéro dans la plupart des régions froides. Aussi, sous un climat chaud, les podzols les plus riches en MO renferment des horizons Ae plus épais, reflétant l'effet des AO sur l'altération des minéraux.

La couleur des horizons est intimement associée à leur contenu en MO et Fe et à la couleur du matériel originel (Evans et Cameron, 1985 ; Mokma, 1993). Ainsi, la couleur gris blanchâtre des horizons Ae est attribuable à l'appauvrissement en minéraux ferro-magnésiens et à l'enrichissement relatif en minéraux résistants à l'altération comme le quartz et les feldspaths. À l'opposé, la couleur brun-rouge des horizons B reflète l'abondance des complexes organo-métalliques et du Fe inorganique couvrant les grains et les agrégats. Ces unités structurales sont généralement faiblement développées, parfois même absentes, dans la majorité des horizons des podzols (Rourke *et al.*, 1988). L'horizon B contient parfois des agrégats de forme granulaire ou polyédrique subangulaire, des concrétions ou une structure massive conférée par la présence de matériaux cimentés (Sanborn et Lavkulich, 1989a).

Le développement d'horizons cimentés (ortstein, placique, durique) ou d'horizons ayant une densité apparente élevée sans qu'il n'y ait cimentation (fragique) est fréquent dans les podzols. Les ortsteins et les horizons placiques correspondent aux critères du B podzolique et sont cimentés par le manganèse (Mn), Fe, Al et C (Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987). Ils se distinguent par leur épaisseur : elle est millimétrique dans les horizons placiques et décimétrique dans les ortsteins. Les horizons duriques ne répondent pas aux critères du B podzolique et sont surtout cimentés par la silice (Si). Ces horizons modifient considéra-

blement la dynamique du sol en réduisant leur perméabilité et en restreignant la pénétration des racines. Les principaux mécanismes de cimentation incluent l'accumulation, en proportions variables, de MO, Si, d'oxydes et d'hydroxydes de Fe, Al et Mn et l'insertion de particules fines (< 20 µm) entre les grains (Farmer *et al.*, 1984 ; Lee *et al.*, 1988a et b ; Thompson *et al.*, 1996). La formation des ortsteins est aussi favorisée par leur texture grossière et par le battement du niveau de la nappe phréatique (Wang *et al.*, 1978). Le développement des ortsteins n'est toutefois pas exclusivement le résultat d'un mauvais drainage et peut survenir en l'absence d'une nappe phréatique (Dubois *et al.*, 1990). Arguments géomorphologiques à l'appui, ces auteurs ont démontré que la vitesse de formation des ortsteins peut être rapide, soit de l'ordre de quelques centaines d'années.

Les bilans de masse des éléments majeurs (Ca, Na, Mg, K, Si, Al, Fe et Mn) montrent un appauvrissement net des profils de podzols (Olsson et Melkerud, 1989 ; Kirkwood et Nesbitt, 1991 ; Jersak *et al.*, 1995). Ces pertes de matière sont associées à l'altération des minéraux primaires durant la pédogenèse et s'accompagnent d'un enrichissement en C organique et d'une réduction de la densité apparente (Jersak *et al.*, 1995). L'appauvrissement en Ca, Na, Mg, K et Si est maximal dans les horizons Ae et Bhf et diminue progressivement avec la profondeur. Par contre, Fe, Al et Mn sont redistribués dans le profil et présentent des zones d'appauvrissement (Ae et Bhf) et d'enrichissement (Bhf, Bf, BC et C).

L'accumulation de phases solides secondaires généralement amorphes ou paracrystallines et riches en Fe, Al, Mn et C confère un caractère chimique et micromorphologique particulier aux podzols. Leur présence dans les horizons B a été mise à contribution pour la définition et la classification des podzols. Jersak *et al.* (1995) ont observé que l'accumulation préférentielle de Fe et Al s'effectuait dans des zones distinctes de l'horizon B. Les phases solides secondaires de Fe se concentrent dans la partie supérieure de l'horizon B (Bhf) alors que l'accumulation maximale d'Al, souvent en combinaison avec Si, survient dans les horizons Bf et BC (tabl. I). La synthèse de matériaux organiques (partie supérieure du B) et inorganiques (partie inférieure du B) contribue à l'édification d'enrobements recouvrant les grains individuels et les agrégats (De Coninck et McKeague, 1985). La coalescence des enrobements construit des ponts entre les grains et forme une pellicule anisotropique où s'associent plusieurs générations de matériaux illuviés ou néoformés.

L'étude de la minéralogie de la fraction argileuse des podzols a mis en relief l'abondance des minéraux primaires (feldspaths, amphiboles, quartz) et des phyllosilicates (smectite, chlorite, vermiculite, micas, interstratifiés), l'existence de gibbsite, goëthite, ferrihydrite et d'hématite et révélé la présence d'imogolite et d'allophane (tabl. II). En particulier, la présence de smectite néoformée est étonnante. Zabowski et Ugolini (1992) ont supposé que la smectite identifiée dans les horizons Ae de podzols pouvait avoir une origine pédogénétique associée aux variations saisonnières de la composition des solutions de sol. Au cours de l'été, la hausse des températures et la baisse du contenu en eau entraîneraient un enrichissement de la solution en Si au delà

TABLEAU I

Fer, aluminium et silice extractibles dans un podzol des Adirondacks (modifié d'après Jersak et al., 1995)

Horizon	Pyrophosphate		Oxalate			DCB ^a	
	Fe %	Al %	Fe %	Al %	Si mg kg ⁻¹	Fe %	Al %
Ae	0,07	0,02	0,29	0,03	37	0,34	0,04
Bhf1	2,09	0,68	2,52	0,70	231	2,43	0,68
Bhf2	2,09	1,46	2,26	1,38	1130	2,40	1,45
Bf1	1,01	1,82	1,37	2,27	4325	1,45	2,14
Bf2	0,32	0,74	0,73	1,46	3749	0,76	0,97
BC	0,21	0,39	0,74	1,06	3335	0,52	0,54
C1	0,10	0,20	0,39	0,50	1796	0,28	0,24
C2	0,05	0,08	0,46	0,19	704	0,20	0,09

^a Extraction avec : 1) pyrophosphate de sodium, 2) oxalate d'ammonium et 3) dithionite-citrate-bicarbonate (DCB).

TABLEAU II

Composition minéralogique de trois podzols des Adirondacks (modifié d'après Johnson et McBride, 1989)

Horizon	QTZ	KAO	HIV	HIS	FLD	MIC	IMO ^a
				<u>Adams</u>			
Ae	**	*	**	**		*b	
Bf	*						+
C	**	*	*	*	*		+
				<u>Berkshire</u>			
Ae	***	*	**	**	*		
Bf	*		tr		*		+
IIBC	**	*	*		*	tr	+
				<u>Potsdam</u>			
Ae	****	**	***	***	*		
Bf1	**		tr	tr			+
BC	**	*	*	*	**		+

^a QTZ = quartz ; KAO = kaolinite ; HIV = vermiculite interstratifiée ; HIS = smectite interstratifiée ; FLD = feldspath ; MIC = micas et IMO = imogolite.

^b * = abondance relative basée sur la diffraction des rayons-x ; Tr = présence à l'état de trace ; + = présence sans évaluation quantitative.

du point de saturation pour la formation de la smectite. McDaniel *et al.*, (1997) ont montré que la smectite (beidellite) était le minéral dominant de la fraction argileuse de l'horizon Ae d'un podzol se formant dans des cendres volcaniques. L'intense éluviation d'Al en compagnie d'agents complexants organiques assurerait la stabilité de la smectite.

L'imogolite (structure tubulaire) et l'allophane (structure en anneaux) sont des aluminosilicates hydratés où la disposition tridimensionnelle des atomes structuraux est irrégulière (*short-range order*) (Wada, 1989). L'imogolite et l'allophane possèdent une surface spécifique élevée, une grande réactivité chimique et des charges de surface variables conférant aux sols des propriétés chimiques et physiques particulières (Gustafsson *et al.*, 1995 ; Lumsdon et Farmer, 1995). Ces solides étaient initialement associés aux horizons B de sols

ayant un matériel originel riche en cendres volcaniques et en pierres ponce, les andosols² (Shoji *et al.*, 1982 ; Parfitt *et al.*, 1983). Cependant, leur présence dans les podzols a été démontrée en Écosse (Tait *et al.*, 1978 ; Farmer *et al.*, 1980), au Canada (Ross et Kodama, 1979 ; Kodama et Wang, 1989), aux États-Unis (Johnson et McBride, 1989 ; Ugolini et Dahlgren, 1991), en Scandinavie (Gustafsson *et al.*, 1995) et en Australie (Milnes et Farmer, 1987). Ces découvertes ont entraîné une révision des processus de podzolisation (Anderson *et al.*, 1982). Les podzols ne contiennent toutefois pas tous de l'imogolite et de l'allophane : leur formation serait entre autres inhibée par la présence de fortes concentrations d'agents complexants organiques (Inoue et Huang, 1986, 1990 ; Wang *et al.*, 1986), lorsque l'activité de Si est faible (Dahlgren et Ugolini, 1989a) et par un pH dans H₂O inférieur à 5,0 (Parfitt et Kimble, 1989 ; Huang, 1991).

LES THÉORIES DE LA PODZOLISATION

Les mécanismes présidant à la genèse et au développement des podzols ont fait l'objet de nombreuses études. De ces travaux sont nées une série de théories ou de modèles conceptuels dont l'objectif est d'expliquer la nature et la formation de l'horizon B podzolique et, plus spécifiquement, d'identifier les processus déterminant la migration et l'accumulation de Fe et Al dans le profil (McKeague *et al.*, 1978 ; De Coninck, 1980 ; Farmer *et al.*, 1980 ; Anderson *et al.*, 1982 ; McKeague *et al.*, 1983 ; Ugolini et Dahlgren, 1987 ; Hoosbeek et Bryant, 1994 ; Browne, 1995). Idéalement, une théorie universelle de la podzolisation devrait être flexible et comprendre tous les mécanismes responsables de la mise en place de toute la gamme des propriétés observées pour l'ensemble des podzols décrits. Deux facteurs principaux limitent l'atteinte de cet objectif : l'étendue des connaissances concernant les mécanismes chimiques, biologiques et physiques actifs dans les podzols et la diversité des milieux podzoliques prospectés. Dans ce contexte, chaque théorie reflète l'état des connaissances sur la podzolisation au moment de sa formulation ainsi que les caractères spécifiques des profils prospectés et donc la nature du milieu de formation. Les théories seront présentées dans l'ordre chronologique de leur apparition afin d'illustrer l'évolution des courants de pensée à l'égard de la podzolisation. La présentation graphique des diverses théories s'inspire de celle proposée par Ugolini et Dahlgren (1987).

1. LA THÉORIE DES FULVATES

Cette théorie est fondée sur l'analyse de la phase solide des podzols et la reconnaissance de l'abondance des complexes organo-métalliques enrobant les minéraux dans l'horizon B (Stobbe et Wright, 1959 ; Ponomareva, 1969 ; Petersen, 1976 ; McKeague *et al.*, 1978 ; McKeague *et al.*, 1983). Par suite de la mise en place de matériaux originels inorganiques (horizon C), l'établissement du couvert végétal favorise l'accumulation d'une couche de débris organiques plus ou moins humifiés (création des horizons L, F et H) et l'élaboration de substances organiques acides pouvant complexer les métaux (fig. 1). Ces AO sont dominés par l'acide fulvique, d'où le nom de la théorie, et produits par suite de la

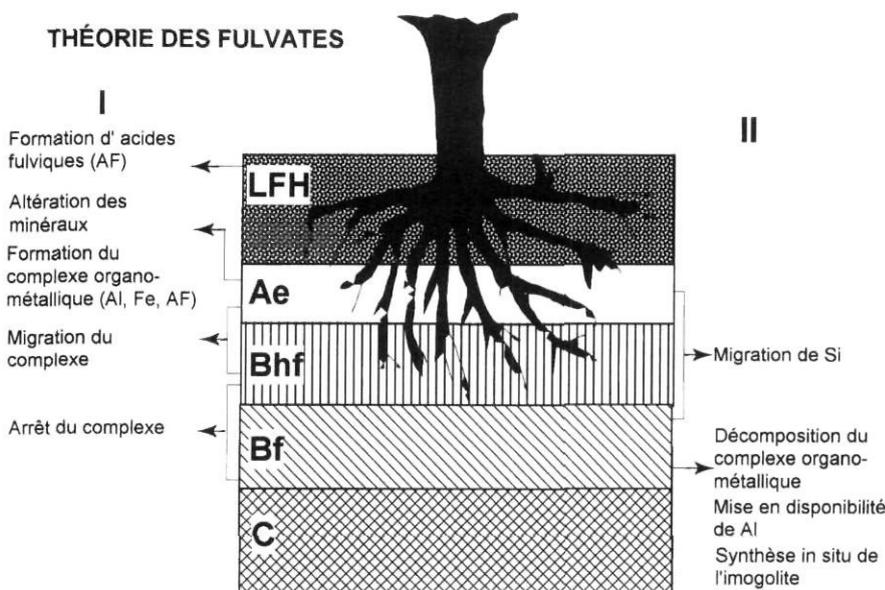


FIGURE 1. La théorie des fulvates

The fulvate theory.

décomposition de la litière et des racines par les microorganismes du sol (Schnitzer et Khan, 1972). L'eau de percolation entraîne les substances organiques dissoutes, les transportant à travers les horizons organiques jusque dans la portion superficielle du matériel original. À cette étape, les minéraux les plus faciles à altérer se dissolvent progressivement au contact d'une solution riche en AO et libèrent Fe et Al, donnant ainsi naissance à un horizon Ae enrichi en minéraux résistants. L'Al et Fe sont complexés *in situ* par les AO pour former des complexes organo-métalliques (De Coninck, 1980). Les autres produits d'altération, tels Ca, Na, Mg, K et Si, seront retenus sur le complexe d'échange cationique, absorbés par les racines, transportés dans le sol ou évacués hors du profil.

Les complexes organo-métalliques chargés négativement percolent ensuite à travers des matériaux minéraux moins acides, s'insolubilisent et s'accumulent pour former l'horizon B podzolique. L'arrêt de la migration des complexes survient par saturation progressive du complexe en métaux, donc lorsqu'il atteint un rapport métal/C organique critique (Schnitzer et Desjardins, 1969), par adsorption des complexes sur des matériaux portant des charges de surface positives (Dawson *et al.*, 1978) ou par polymérisation et floculation des complexes (De Coninck, 1980). Le Fe peut aussi être mobilisé en raison de la création de conditions réductrices associées au battement de la nappe phréatique ou de la présence d'un horizon cimenté (McKeague *et al.*, 1983). La répétition de ce cycle (production d'AO, altération des minéraux, formation de complexes, migration et arrêt) assure le développement d'enrobements riches en Fe, Al et C mais appauvris en Si dans l'horizon B (Olsson et Melkerud, 1989; Courchesne *et al.*, 1996).

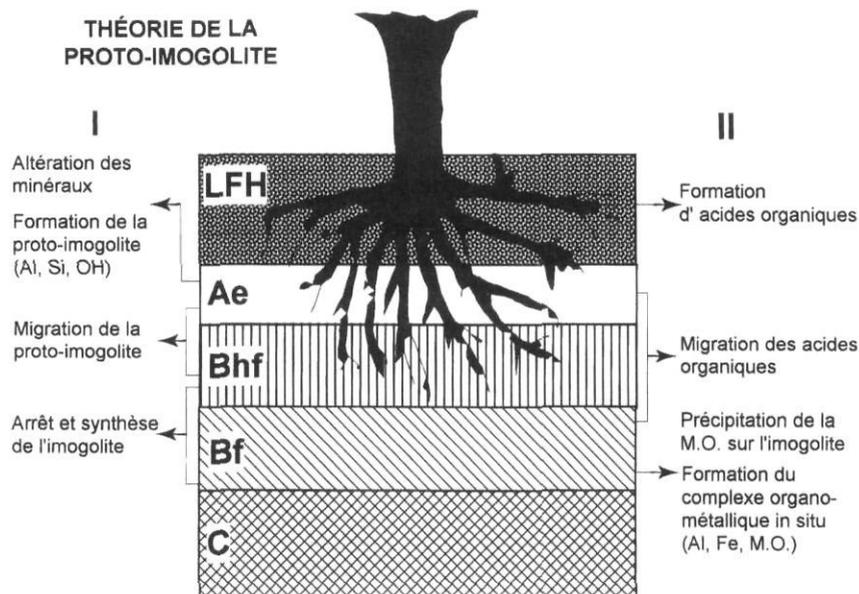
La faiblesse majeure de la théorie, reconnue par McKeague *et al.* en 1983, réside dans le manque de connaissances sur le rôle joué par les microorganismes du sol. La possibilité que les microorganismes décomposent les com-

plexes dans l'horizon B a été soulevée par Aristovkaya et Zavarin (1971). Ce phénomène pourrait contribuer à expliquer l'accumulation de Fe et Al sous la forme de sesquioxydes ou d'imogolite dans l'horizon B. McKeague *et al.* (1983) ne considèrent cette possibilité que dans les cas où Fe et Al sont mobilisés par des AO de faible poids moléculaire (oxalique, citrique), ce qui ne représente en fait qu'une faible proportion du transport total de Fe et Al (Petersen, 1976). Ils invoquent la forte baisse des populations microbiennes avec la profondeur jumelée à la grande résistance des substances humiques face à la décomposition par les microorganismes (Mathur, 1969). Il importe de souligner que les principales modifications apportées à la théorie des fulvates, après publication en 1982 de la théorie de la proto-imogolite, portent précisément sur le rôle des microorganismes comme agents de décomposition des complexes organo-métalliques.

2. LA THÉORIE DE LA PROTO-IMOGOLITE

La démonstration selon laquelle l'allophane et l'imogolite constituent des composantes importantes des enrobements se formant dans les horizons B podzoliques (Tait *et al.*, 1978) a entraîné une révision majeure de la théorie de la podzolisation (Farmer, 1982). Les travaux de Farmer et de ses collègues ont favorisé la remise en question d'une théorie qui avait peu changé depuis 20 ans et mis de l'avant le fait que plusieurs mécanismes sont impliqués dans le développement de l'horizon B. Farmer *et al.* (1980) rejettent l'idée selon laquelle la podzolisation implique le transport de Fe et Al sous la forme de complexes organiques puisque ce concept ne peut expliquer la précipitation de l'imogolite et de l'allophane, des solides dont la formation est inhibée par la présence de MO (Inoue et Huang, 1990). Anderson *et al.* (1982) proposent qu'Al, et jusqu'à un certain point Fe (Farmer et Fraser, 1982), migrent plutôt en compagnie de Si dans un complexe colloïdal inorganique chargé positivement : la proto-imogolite, le précurseur dissout de l'imogolite (fig. 2). Afin de pallier l'absence de complexes organo-métalliques, Farmer

FIGURE 2. La théorie de la photo-imogolite.

The photo-imogolite theory.

(1984) précise que les enrobements de Fe-Al-MO présents dans les horizons B peuvent se former *in situ*; la MO produite par la décomposition des racines (Sanborn et Lavkulich, 1989b) et Fe et Al issus de l'altération des aluminosilicates fournissant les réactifs nécessaires à la néoformation.

Cette théorie comprend deux phases. La première phase inclut la dissolution de Fe, Al et Si dans l'horizon Ae, soit par des acides inorganiques ou par des AO non complexants et rapidement biodégradables, la complexation d'Al avec Si, la formation *in situ* de la proto-imogolite, la migration du complexe, son arrêt dans l'horizon Bf et la formation d'imogolite ou d'oxydes de Fe en absence de MO (Anderson *et al.*, 1982). L'insolubilisation de la proto-imogolite résulte de la hausse du pH avec la profondeur dans le profil (Farmer et Fraser, 1982), l'adsorption sur des surfaces minérales négativement chargées ou par l'assèchement du sol (Farmer *et al.*, 1984). Au cours d'une deuxième phase, les AO et colloïdes organiques dissouts migrent à travers les horizons Ae et Bhf et s'accumulent sur l'imogolite ou les oxydes de Fe pour former des enrobements organo-métalliques dans l'horizon Bf (Farmer, 1984). Il est proposé que les AO impliqués dans cette phase ne complexent pas Fe et Al au cours de leur percolation dans le sol.

Certaines observations sur la dynamique des podzols sont difficiles à réconcilier avec la théorie de la proto-imogolite. D'une part, des travaux de terrain ont clairement établi qu'une forte proportion de l'Al dissout dans les podzols se déplace sous la forme de complexes organiques et que cette proportion augmente avec le pH de la solution (David et Driscoll, 1984; Hendershot *et al.*, 1986; Dahlgren et Ugolini, 1989b; Lundström, 1993). En termes très généraux, l'Al total dissout se fractionne en Al monomérique inorganique (1/3), Al monomérique organique (1/3) et en complexes polymériques (1/3) contenant à la fois des formes inorganiques, dont la proto-imogolite, et organiques (Hendershot *et al.*, 1996). De

plus, Farmer *et al.* (1980) ont montré que la compétition entre l'acide fulvique et Si pour l'Al dissout est largement en faveur de la formation de complexes entre Al et l'acide fulvique. Cette constatation réduit grandement la probabilité qu'un complexe Al-Si, du type proto-imogolite, puisse se développer dans les horizons Ae puisque la MO dissoute y est pratiquement toujours présente. La seule alternative pour les tenants de la théorie de la proto-imogolite est d'appuyer la théorie sur le rôle des AO biodégradables et possédant un faible pouvoir complexant (Anderson *et al.*, 1982). Toutefois, toutes les observations indépendantes convergent et soulignent l'abondance des AO récalcitrants et complexants (fulviques et humiques) dans les profils podzoliques (Dawson *et al.*, 1978; Vance et David, 1991; Herbert et Bertsch, 1995). Finalement, les critiques de cette théorie réfutent l'argument selon lequel la présence d'imogolite ou d'alopane dans les horizons B constitue une preuve de la migration conjointe de Si et Al du haut vers le bas du profil (Buurman et van Reeuwijk, 1984). Le même raisonnement s'applique aux enrobements organo-métalliques.

Buurman et van Reeuwijk (1984) ont proposé des modifications à la théorie des fulvates. La principale consiste à attribuer une plus grande importance à la décomposition des complexes organo-métalliques par les microorganismes dans les horizons B. Farmer (1984) avait rejeté la possibilité que la dégradation microbienne puisse libérer suffisamment de Fe et Al pour expliquer l'accumulation de sesquioxydes et d'imogolite dans les podzols. Son objection s'appuyait sur des datations au ^{14}C des substances humiques fossiles dans le B podzolique de sols enfouis (5000 à 10 000 ans). Cependant, ces durées sont de beaucoup supérieures au temps de résidence moyen des substances humiques dans les podzols actifs qui varient de 100 à 1000 ans (Guillet, 1987). La biodégradation est favorisée par un faible rapport entre le nombre d'atomes métalliques (Fe + Al) et l'abondance des groupes

fonctionnels dans les complexes (Boudot *et al.*, 1989). La destruction partielle des complexes permet la mise en disponibilité de Fe et Al qui peuvent subséquemment réagir avec Si pour former de l'imogolite ou de l'allophane *in situ*. Lundsström *et al.* (1995) ont récemment démontré que le processus de décomposition microbienne pouvait également se produire au cours de la migration des complexes Fe-Al-MO (citrate, oxalate, fulvate) dans l'horizon B. Ils identifient ce mécanisme comme étant le principal responsable de l'accumulation de phases inorganiques solides de Fe et Al, comme l'imogolite et les sesquioxides, dans des podzols suédois.

Gustafsson *et al.* (1995) ont invoqué le rôle des changements des conditions climatiques au cours de l'Holocène afin d'expliquer la faible abondance des enrobements organo-métalliques dans certains horizons B podzoliques de Suède. Leur hypothèse est fondée sur des analyses palynologiques laissant présumer l'existence d'un régime thermique plus chaud que l'actuel se terminant il y a environ 3000 ans. Ils supposent que la biodégradation des complexes organo-métalliques dans l'horizon B aurait été accélérée sous ces conditions, entraînant la libération de Fe et Al et, de là, la formation d'imogolite et d'allophane.

3. LA THÉORIE DES COMPARTIMENTS CHIMIQUES

Ugolini et Dahlgren (1987) formulent une troisième théorie en s'attaquant aux faiblesses de la théorie des fulvates (la décomposition microbienne des complexes organo-métalliques est trop lente pour expliquer la synthèse de l'imogolite dans l'horizon B) et de la théorie de la proto-imogolite (l'inhibition de la formation de la proto-imogolite en présence d'acide fulvique). Cette théorie est le fruit d'un changement d'approche où l'on privilégie l'étude de la solution de sol à celle de la phase solide (Ugolini *et al.*, 1987). L'eau étant l'agent principal de redistribution de la matière dans les podzols, on suppose que la solution de sol fournit une information plus fine que la phase solide sur la pédogenèse actuelle. L'analyse chimique des solutions de sols prélevées dans le

bassin de Findley Lake (Washington, USA) a permis les observations suivantes : 1) les concentrations d'acide fulvique sont inversement reliées au pH dans l'ensemble du profil, 2) la hausse du pH et des concentrations en bicarbonate (HCO_3^-) dans les horizons B sont intimement associées, 3) la spéciation de l'Al est dominée par les formes organiques dans les horizons Ae et Bhf, 4) les concentrations totales de Fe et Al atteignent un maximum dans l'horizon Ae et un minimum dans le Bf et, 5) le contenu en Si, élevé dans l'horizon Ae, diminue de moitié dans les horizons Bhf et Bf.

Ugolini et Dahlgren (1987) proposent un concept selon lequel le profil podzolique est soumis à l'action corrosive simultanée de deux types d'acides, chacun définissant un compartiment chimique dans le profil (fig. 3). Dans le compartiment inférieur (Bf, BC, C), où la pression partielle du CO_2 est de 20 à 50 fois supérieure à celle de l'atmosphère en raison de la respiration des plantes et de la décomposition microbienne de la MO, l'altération est gouvernée par l'acide carbonique (H_2CO_3). Dans ce compartiment, les protons (H^+) issus de la nitrification et de l'hydrolyse des métaux dissolus peuvent aussi contribuer à l'altération (Ugolini et Sletten, 1991). La dissolution incongruente des aluminosilicates produit ici un résidu riche en Fe et Al qui réagit avec la Si dissoute assurant ainsi la synthèse de l'imogolite et l'allophane. Simultanément, dans le compartiment sommital du sol (Ae, Bhf), l'altération est dominée par les AO, surtout l'acide fulvique. On y assiste à la formation de complexes organo-métalliques qui migrent et s'accumulent dans l'horizon B, tel que proposé dans la théorie des fulvates. En proposant H_2CO_3 comme source de protons et comme agent d'altération, Ugolini et Dahlgren (1987) présentent un mécanisme possible de synthèse *in situ* de l'imogolite qui n'est pas tributaire de la décomposition des complexes organo-métalliques par les microorganismes tout en évitant le problème de la formation et de la migration de la proto-imogolite.

Divers facteurs limitent l'application universelle de la théorie des compartiments chimiques, en particulier dans les

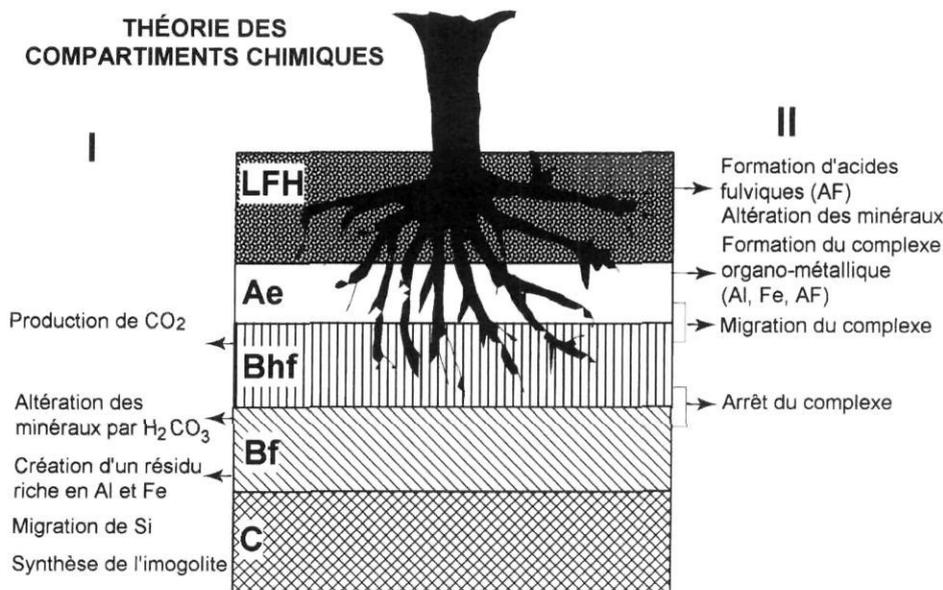


FIGURE 3. La théorie des compartiments chimiques.

The theory of chemical compartments.

podzols les plus acides (pH < 5,0), là où H₂CO₃ ne peut se dissocier (pK ≈ 6,3). Dans ces sols, la contribution de H₂CO₃ comme agent d'altération devient donc très faible, voire négligeable, en comparaison avec celle des AO et des acides inorganiques forts. Par ailleurs, pour une concentration molaire équivalente d'acide et pour un minéral donné, le taux d'altération par H₂CO₃ est de beaucoup inférieur au taux engendré par les AO, ceux-ci étant à la fois une source de protons et des agents complexants (Schwartzman et Volk, 1989). Dans un podzol où les deux types d'acides sont actifs, il en découlera un déphasage entre la formation du résidu de Fe et Al dans l'horizon Bf (lié à H₂CO₃) et l'illuviation des complexes organo-métalliques (liée aux AO). Le décalage, en faveur de l'illuviation des complexes, risque d'être particulièrement manifeste au cours des premiers stades de la podzolisation de matériaux originels acides lorsque la pression partielle de CO₂ est faible en profondeur. Finalement, l'origine de la Si impliquée dans la synthèse de l'imogolite n'est pas clairement établie. Comme le souligne Browne (1995), la Si ne peut provenir exclusivement de l'éluviation à partir de l'horizon Ae, une fraction de la Si incorporée dans l'imogolite proviendrait de la dissolution *in situ* des aluminosilicates dans les horizons B.

4. LA THÉORIE DES POLYMÈRES D'ALUMINIUM

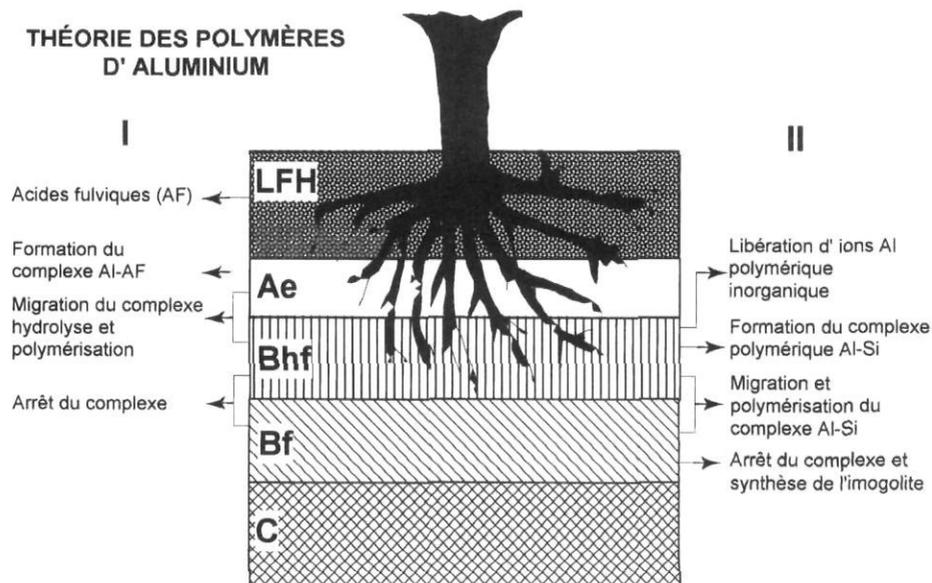
Afin d'expliquer la genèse des horizons B podzoliques, Browne (1995) explore une nouvelle avenue orientée vers les mécanismes régissant la chimie d'Al dans les solutions de sols. La théorie est fondée sur : 1) l'interaction entre Al, les AO, H₂O et Si, 2) la formation et la transformation de complexes dissouts de type Al-AO et Al-Si et, 3) leur rôle d'intermédiaires dans la synthèse de phases solides secondaires comme l'imogolite et l'alophane (fig. 4). La formation de complexes entre Al-AO a été décrite par des modèles fondés sur : 1) l'adsorption des métaux par les groupes fonctionnels de la MO (Tipping et Hurley, 1988), 2) la complexation d'Al par

un AO diprotique dont la réactivité dépend du pH (Browne et Driscoll, 1993) et 3) la complexation par un amalgame de neuf AO de faible poids moléculaire servant d'analogie aux AO complexes (Sposito *et al.*, 1982). Browne et Driscoll (1993) ont aussi montré que les complexes Al-acide fulvique facilitent la création de polymères inorganiques d'Al par suite d'une hausse du pH. L'existence de complexes Al-Si monomériques (AlOSi(OH)₃²⁺) ou polymériques (Al₂(OH)₂(OSi(OH)₃)₂²⁺) est bien établie (Farmer et Fraser, 1982 ; Browne et Driscoll, 1992) et est attribuée à la néoformation spontanée en solution, au déplacement vers la solution de complexes de surface en raison de l'altération des aluminosilicates (Aagaard et Helgeson, 1982) ou de la transformation des complexes de surface au contact de substances dissoutes (Browne, 1995).

La théorie s'articule autour des complexes polymériques d'Al (par exemple, Al₂(OH)₂⁴⁺). Ceux-ci servent d'unités structurales de base, ou de matrice, pour la synthèse d'imogolite à la suite de leur interaction avec la Si dissoute dans l'horizon B (Browne, 1995). À l'instar de la théorie des fulvates, la formation de l'horizon Bhf est assurée par la création de complexes organo-métalliques (Al-AO) dans l'horizon Ae, leur migration et leur arrêt dans la partie supérieure du B. Au cours de sa migration, le complexe Al-AO se sature progressivement en métaux, Al s'hydrolyse à la faveur d'une hausse du pH et se polymérise par réaction avec H₂O pour former un complexe organique du type Al₂(OH)₂ - AO. À ce stade, ou par suite de l'arrêt du complexe organique dans le Bhf, un certain nombre d'unités Al (Al₂(OH)₂) se dissocient de l'ensemble du complexe organique, libérant des polymères inorganiques d'Al (Al₂(OH)₂⁴⁺) en solution. Ces ions réagissent avec la Si dissoute pour former un complexe polymérique Al-Si (Al₂(OH)₂(OSi(OH)₃)₂²⁺) qui migre dans le Bhf, se polymérise davantage et s'arrête dans l'horizon Bf. Les complexes dissouts Al-Si peuvent aussi résulter directement de l'altération des minéraux primaires (Browne, 1995). La

FIGURE 4. La théorie des polymères d'aluminium.

The aluminium polymer theory.



synthèse de minéraux secondaires (imogolite, allophane) s'effectue par coalescence des complexes polymériques Al-Si fraîchement déposés à la surface de solides ou par réaction de Si avec les enrobements de type $Al_2(OH)_2$ -AO. Browne (1995) souligne l'importance de la stoechiométrie des polymères inorganiques d'Al qui se développent en association avec les AO, sur la composition des minéraux secondaires formés dans le B podzolique.

Ugolini et Dahlgren (1991), Farmer et Lumsdon (1994) et Pokrovski *et al.* (1996) ont établi que les concentrations des complexes mono- et dimériques de Al et Si sont négligeables, voire nulles, dans plusieurs eaux naturelles. De plus, Huang (1991) a démontré que l'abondance des complexes Al-Si était grandement réduite par la présence d'agents complexants compétitifs comme les AO et le fluor (F). De telles observations s'opposent à celles de Browne et Driscoll (1992) et s'attaquent à l'essence même de la théorie proposée par Browne (1995). L'élaboration de cette théorie passe donc par l'acquisition de nouvelles connaissances concernant l'existence, les conditions de formation et le domaine de stabilité des polymères inorganiques dissouts de type Al-OH et Al-Si dans les podzols. À cet égard, les travaux récents de Parker et Bertsch (1992) et Bertsch et Parker (1996) portant sur les espèces polymériques d'Al comme le polycation « Al_{13} » ($AlO_4 Al_{12} (OH)_{24} (H_2O)_{12}^{7+}$) constituent probablement une avenue prometteuse. Finalement, une analyse de la contribution des complexes dissouts de Fe, comparable à celle proposée pour les complexes d'Al, doit être entreprise afin d'expliquer le transport et l'accumulation de Fe dans les podzols.

5. LE MODÈLE ORTHOD

Le modèle pédodynamique ORTHOD est un modèle mécanistique qui a comme objectif premier la simulation mathématique des processus chimiques, physiques et biologiques à l'échelle du profil de podzol et, éventuellement à l'échelle de la caténa ou du bassin versant (Hoosbeek et Bryant, 1992). L'approche et les objectifs se démarquent donc nettement de ceux retenus pour la formulation des modèles (théories) conceptuels de podzolisation. Bien qu'il s'inscrive dans la lignée des modèles pédogénétiques (Jenny, 1941 ; Simonson, 1959 ; Levine et Ciolkosz, 1986 ; Johnson et Watson-Stegner, 1987) ORTHOD s'apparente, du point de vue de son architecture et de la nature des mécanismes considérés, à la famille des modèles biogéochimiques comme ILWAS (Gherini *et al.*, 1985) et MAGIC (Cosby *et al.*, 1985). Le modèle ORTHOD est composé de modules, chacun étant consacré à un mécanisme spécifique, et décompose le profil de sol en tranches homogènes de 2,5 cm d'épaisseur. Les mécanismes sont : le mouvement de l'eau, le mouvement des solutés, les transferts de chaleur, la décomposition microbienne de la MO, les échanges cationiques, l'altération des minéraux et la spéciation des composantes chimiques (Hoosbeek et Bryant, 1994). Par ailleurs, les auteurs d'ORTHOD n'envisagent pas la remise en question *a priori* des modèles de formation de l'horizon B podzolique. La priorité est plutôt accordée à la représentation quantitative et intégrée des mécanismes observés dans les podzols, à leur

évolution temporelle et au développement d'un outil capable de vérifier et de formuler des hypothèses de recherche.

Le modèle ORTHOD a servi à tester diverses hypothèses relatives à la podzolisation et au mouvement du C organique dissout et d'Al dans des podzols (Hoosbeek et Bryant, 1994, 1995). Le développement et la validation du modèle ont été réalisés à l'aide de données prélevées dans trois sites des Adirondacks (New York). ORTHOD simule adéquatement les variations temporelles des concentrations en C organique dissout dans tous les horizons des trois sites (Hoosbeek et Bryant, 1995). Sur une base annuelle, les flux simulés indiquent un lessivage net de C organique dissout en provenance des horizons organiques, une accumulation maximale dans les horizons Bh et Bhf et des transferts négligeables dans les horizons Bf et BC. Les flux d'Al sont négatifs (dissolution) dans les horizons Ae, Bh et Bhf et positifs (précipitation) dans les horizons Bf, BC et C (Hoosbeek et Bryant, 1994). Ces bilans de masse simulés révèlent que l'accumulation préférentielle de C organique dissout et Al se réalise dans des horizons différents sans qu'il soit possible, à ce stade, de statuer sur les mérites respectifs des divers théories de la podzolisation.

Les réserves face à ORTHOD sont du même type que celles formulées à l'égard des modèles biogéochimiques en général et portent sur : 1) le choix des mécanismes, 2) l'étendue des connaissances concernant ces mécanismes et la qualité de leur description mathématique, 3) la disponibilité d'une banque de données indépendantes et détaillées nécessaires pour la phase de validation, et 4) la prolifération des paramètres engendrée par la tendance à l'exhaustivité. Par ailleurs, le développement envisagé du modèle au niveau de la caténa sera nécessairement confronté aux problèmes de transfert d'échelle et de généralisation des mécanismes.

PERSPECTIVES DE RECHERCHE

L'analyse des théories de la podzolisation, bien qu'elle permette d'apprécier l'état et l'avancement des connaissances, met aussi en relief les lacunes de la démarche visant à établir un modèle conceptuel unifié des processus de formation des podzols. Deux de ces lacunes seront abordées dans la discussion qui suit. La première concerne l'apparente opposition existant entre les théories prises individuellement, c'est-à-dire l'impression que les théories sont mutuellement exclusives. Chaque théorie semble élaborée en réaction à une autre sans qu'un schéma global d'intégration des connaissances n'apparaisse. La seconde lacune porte sur les processus qui sont laissés de côté au cours de l'élaboration de chacune des théories individuelles. La caractérisation du cycle biogéochimique d'Al dans les écosystèmes forestiers a fait l'objet d'une série d'études destinées à vérifier les liens entre les précipitations acides et la solubilisation, le transport et la toxicité d'Al dans les sols. Les préoccupations vis-à-vis des changements climatiques ont engendré un intérêt comparable pour le cycle biogéochimique du C. Malgré l'existence de liens entre ces deux domaines, la pédogenèse gagnerait à puiser dans les réalisations récentes en biogéochimie.

1. L'APPARENTE OPPOSITION ENTRE LES THÉORIES

La contrainte principale restreignant l'intégration des théories individuelles de la podzolisation est l'importance exagérée accordée à une théorie particulière et, par voie de conséquence, l'impression que les théories sont mutuellement exclusives. Ainsi, si la théorie des fulvates constitue une simplification de la réalité, la proposition selon laquelle tous les podzols se forment par mobilisation de la proto-imogolite est aussi incorrecte. Dès lors, dans quelles conditions une théorie peut-elle être valable ? La réponse devient évidente si l'on replace les théories dans leur contexte et si l'on considère les propriétés de leur milieu de référence, soit l'ensemble des milieux pédologiques prospectés lors du développement de la théorie. On constate alors qu'elles constituent toutes des propositions valables dans leur cadre de référence, et ce même si elles sont incomplètes. Cependant, la qualité de la généralisation d'une théorie donnée à l'ensemble des milieux podzologiques terrestres variera d'une théorie à l'autre.

L'Espace - La complexation et la mobilisation de Fe et Al par l'acide fulvique sont favorisées dans les milieux forestiers acides où le contenu en MO du sol est élevé (Wang *et al.*, 1986). La théorie des fulvates est issue de l'étude de ces milieux. Or, la spéciation d'Al en solution dans ce type de podzols révèle qu'Al s'y déplace autant sous la forme de complexes monomériques inorganiques (Al-OH, Al-F, Al-SO₄) ou organiques que de complexes polymériques (Ugolini et Dahlgren, 1991 ; Hendershot *et al.*, 1996) (tabl. III). Le fait que la contribution relative des fractions inorganiques et organiques soit fréquemment comparable indique par ailleurs que plusieurs théories de podzolisation peuvent s'appliquer simultanément.

TABLEAU III

Variation saisonnière de la spéciation de l'aluminium, du pH et de la concentration en C organique dissout (COD) dans les solutions de sols d'un podzol de Findley Lake, Washington (modifié d'après Ugolini et Dahlgren, 1991)

Horizon	Alpo	Almo	Almi ^a	pH	COD
	----- μmol L ⁻¹ -----				μmol L ⁻¹
Printemps					
LFH	3,0	6,3	<1,0	4,13	3124
Ae	17,4	30,8	<1,0	4,09	2311
Bhf	7,8	31,1	3,3	4,46	1701
Bf	<1,0	5,6	4,8	4,99	238
C	4,4	8,2	1,9	5,50	608
Automne					
LFH	6,7	11,5	1,1	3,86	3646
Ae	11,1	31,9	16,3	3,71	2494
Bhf	1,1	24,1	7,4	4,25	1274
Bf	<1,0	4,8	8,9	4,89	277
C	<1,0	1,9	2,2	5,48	404

^a Alpo = Al polymérique organique ; Almo = Al monomérique organique ; Almi = Al monomérique inorganique.

La proto-imogolite domine dans les milieux podzologiques les plus pauvres en MO là où la végétation est clairsemée et où le taux de décomposition de la MO est élevé (Wang *et al.*, 1986). De plus, la proto-imogolite se forme à un pH relativement élevé (> 5,0) donc dans un milieu où les microorganismes seront plus nombreux et actifs. La destruction des AO par les microorganismes réduira l'abondance des AO (surtout les acides de faible poids moléculaire) complexant Fe et Al et de là l'abondance des complexes organo-métalliques. Puisque Al³⁺ est peu abondant à ce niveau d'acidité, les complexes du type Al-OH et Al-Si seront donc plus susceptibles de se former.

La théorie des compartiments chimiques a également été élaborée dans un milieu très particulier. Bien que les sols étudiés soient morphologiquement des podzols, ils se sont formés dans des cendres volcaniques et partagent en ce sens plusieurs des propriétés des andosols (Ugolini et Dahlgren, 1987). Les cendres volcaniques s'altèrent plus rapidement que des roches comme le granite et le gneiss. Elles peuvent ainsi maintenir un pH plus élevé que ces roches dans les horizons B et C en raison de la consommation plus rapide des ions H⁺ au cours des réactions d'altération des minéraux. C'est seulement à ces niveaux élevés de pH (> 5,5) que H₂CO₃ peut agir comme une source importante d'ions H⁺ dans les podzols.

Le Temps - Les écarts entre les théories s'expliquent aussi par la nature des composantes du sol sur lesquelles elles sont basées et par l'utilisation qui en est faite pour reconstituer l'historique de la pédogenèse. Les théories des fulvates et de la proto-imogolite sont surtout fondées sur l'étude de la phase solide des podzols. La phase solide constitue un amalgame reflétant l'ensemble des processus qui se sont succédés depuis le début de la pédogenèse. Son interprétation sera, entre autres, compliquée du fait de l'existence de propriétés héritées ou reliques. Celles-ci sont le fruit de la lenteur de l'adaptation de la phase solide aux changements des conditions environnementales sous lesquelles s'effectue la podzolisation. À l'opposé, Ugolini et Dahlgren (1987) et Browne (1995) ont privilégié l'analyse de la solution de sol parce qu'elle renvoie, en principe, une image plus juste des processus actuels de podzolisation. Cependant, compte tenu des réactions survenant entre les phases solide et liquide des sols, la solution devient aussi, en partie, le reflet de la dynamique passée du sol. De plus, la solution prélevée dans un podzol bien développé peut ne pas correspondre à celle qui y circulait au cours des phases antérieures de formation (Belousova, 1981). Dans ce cas, la qualité de la théorie proposée sera fortement modulée par l'adéquation entre la composition actuelle (connue) et passée (inconnue) de la solution.

2. LES PROCESSUS OMIS OU INCOMPLÈTEMENT INTEGRÉS

L'Aluminium - Les solutions de sols provenant des horizons organiques (LFH) contiennent des concentrations élevées d'Al total dissout (10 à 50 μmol L⁻¹) et ce, avant même que la solution ne soit en contact avec les horizons minéraux des podzols (tabl. IV). Plusieurs chercheurs ont observé que

TABLEAU IV

Concentration en aluminium total (Alt) et en C organique dissout (COD) et pH dans les solutions de deux sites podzoliques des Adirondacks (modifié d'après David et Driscoll, 1984)

Strate	Alt $\mu\text{mol L}^{-1}$	COD mmol L^{-1}	pH
<u>Site feuillu</u>			
Pluvioléssivat	4,0 ± 0,1	0,4 ± 0,1	4,62
LFH	17,4 ± 1,9	2,7 ± 0,3	4,64
Ae	20,5 ± 3,0	3,1 ± 0,6	4,60
B	14,3 ± 1,8	0,5 ± 0,1	4,70
<u>Site coniférien</u>			
Pluvioléssivat	4,1 ± 0,1	0,8 ± 0,1	4,42
LFH	26,7 ± 4,9	4,3 ± 0,7	3,96
Ae	41,1 ± 2,6	3,5 ± 0,6	4,19
B	30,1 ± 1,9	0,5 ± 0,1	4,54

le contenu en Al total dissout des solutions de LFH correspondait à plus de 65 % du Al total dissout mesuré dans l'horizon Ae et que la majorité de cet Al se trouvait sous la forme de complexes organiques (Nilsson et Bergkvist, 1983 ; David et Driscoll, 1984 ; Cronan *et al.*, 1990 ; Walker *et al.*, 1990). La présence d'Al dans les horizons organiques est interprétée comme étant le fruit de la décomposition de la litière et indique que les végétaux absorbent Al même s'il ne s'agit pas d'un nutriment essentiel. Des concentrations appréciables d'Al total dissout (2 à 5 $\mu\text{mol L}^{-1}$), surtout sous la forme de complexes organiques, ont aussi été mesurées dans les pluvioléssivats d'espèces décidues et conifériennes (Nilsson et Bergkvist, 1983 ; David et Driscoll, 1984). Les résultats montrent qu'une large part de l'Al transporté en solution dans les podzols provient du recyclage d'Al entre les plantes et le sol et que la complexation organique d'Al peut s'effectuer avant l'horizon Ae. Pour la podzolisation, ces mécanismes diffèrent considérablement de ceux invoqués dans les théories où l'origine d'Al et la formation des complexes organo-métalliques sont associées aux horizons A et B. Il est à noter que ces observations sur le recyclage d'Al proviennent de milieux fortement affectés par le dépôt de précipitations acides. Ces apports anthropiques d'acides inorganiques forts se combinent aux AO et modifient le cycle d'Al et de ce fait, les processus de mobilisation d'Al dans les profils de podzols.

Le rôle d'Al (et à un moindre niveau de Fe) comme agent de transfert d'acidité du haut vers le bas de profil est bien établi (Johnson *et al.*, 1981). Dans les podzols, les substances acides produites près de la surface (décomposition de la MO, activité racinaire, précipitations acides) altèrent les minéraux contenant Al et produisent une solution enrichie en Al. De ce fait, une partie de l'acidité présente sous la forme H^+ est neutralisée et convertie, entre autres, en ions Al (Mulder *et al.*, 1989). Lorsque la solution s'infiltré en profondeur dans le sol et rencontre des horizons moins acides, Al dissout s'hydrolyse progressivement dans la mesure où le pH est supérieur à 4,5. Par exemple, l'ion $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+}$, se transformera successivement en $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_5(\text{OH})^{2+}$, $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_4(\text{OH})_2^+$ et

$\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_3(\text{OH})_3^0$, chacune de ces transformations s'accompagnant de la mise en solution d'ions H^+ (Lindsay, 1979). Diverses formes monomériques et polymériques d'Al peuvent s'hydrolyser (Browne, 1995) et, de là, participer au transfert vertical d'acidité. L'acidité ainsi générée contribuera à l'altération des minéraux en profondeur dans le podzol. Ce mécanisme constitue une source importante de protons pour les horizons B inférieurs. À l'exception de la théorie des compartiments chimiques, cette source est exclue, du moins explicitement, des théories de la podzolisation.

Le Fer - Diverses lacunes existent concernant la transformation, le transport et la spéciation des composés de Fe dans les théories de genèse des podzols. Le comportement de Fe dans les podzols (éluviation, formation de complexes, accumulation) est généralement associé à celui d'Al même si les processus et les conditions (pH, Eh) agissant sur la solubilisation et la précipitation de Fe et Al diffèrent. Localement, la présence de conditions réductrices et le battement de la nappe phréatique dans les podzols peuvent contribuer à la mise en solution et au transport de Fe, ce qui n'est pas le cas pour Al (McKeague *et al.*, 1983). Schwab et Lindsay (1989) ont démontré la capacité des racines des plants de soya (*Glycine max* L.) à créer un microenvironnement réducteur augmentant la dissolution d'oxydes ferriques et donc, la concentration en Fe^{2+} . À l'opposé, Levan et Riha (1986) et Fisher et Stone (1991) ont observé l'accumulation de dépôts d'oxydes ferriques en périphérie de racines submergées (*Picea mariana* Mill., *Pinus resinosa* Ait., *Pinus elliotti* Engelm.). Ils expliquent l'accumulation de Fe par la réaction de l'oxygène (O_2), diffusant des racines vers la périphérie, avec le Fe^{2+} dissout provenant d'une matrice de sol où dominent des conditions réductrices (Fisher et Stone, 1991). La précipitation subséquente d'oxydes de Fe survient avec ou sans la contribution des microorganismes. Ces études furent réalisées dans des sols autres que les podzols (ultisols², alfisols) et sous des conditions de saturation en eau plus élevées que celles prévalant normalement dans les podzols. Elles laissent néanmoins entrevoir que des réactions similaires impliquant Fe peuvent survenir dans des podzols mals drainés (bas de versant, versants concaves, dépressions) en réponse aux variations saisonnières des conditions de saturation du sol et du mouvement de l'eau dans le bassin versant.

En comparaison à Al, la spéciation en solution de Fe et les mécanismes de transformation des complexes aqueux durant leur transport dans les podzols sont encore méconnus. Ce contexte, reconnu par Browne (1995), empêche l'intégration complète des mécanismes propres à la biogéochimie de Fe dans les théories de la podzolisation, un constat qui s'applique aussi à d'autres métaux mobiles (Mn, Cu, Zn, Pb) dans les podzols (Keller et Domergue, 1996 ; Jersak *et al.*, 1997). Les données quantitatives concernant la nature et l'abondance relative des complexes organiques et inorganiques de Fe, la variabilité spatio-temporelle des complexes et les changements structuraux des complexes au cours de la podzolisation (hydrolyse, polymérisation, oxydo-réduction) sont très limitées. Il en va de même pour le transport de Fe sous la forme d'un complexe colloïdal du type

Fe-Al-Si-OH (McBride *et al.*, 1983 ; Taylor, 1988). La formation d'un composé du type Fe-Si-OH, analogue à la proto-imogolite, n'a jamais été confirmée (Farmer et Fraser, 1982), quoique l'existence d'un minéral comparable à l'allophane, l'hisingerite, soit établie (Carlson et Schwertmann, 1981).

Le Carbone organique dissout - Il est établi que la concentration totale en C organique dissout diminue par suite de l'infiltration de la solution de sol dans les horizons LFH et Ae, vers le B podzolique (McKeague *et al.*, 1986 ; Ugolini et Dahlgren, 1987). La rétention du C organique dissout à la surface de matériaux riches en Fe et Al (sesquioxydes, allophane) a été proposée pour expliquer cette diminution (Dawson *et al.*, 1978 ; McDowell et Wood, 1984 ; Moore *et al.*, 1992). Ces observations ont été intégrées en termes généraux aux théories de la podzolisation. Des études récentes permettent de mieux comprendre les mécanismes de rétention du C organique dissout et leurs implications sur le transport des nutriments et des métaux dans les podzols.

Evans *et al.* (1988) ont montré que la composition anionique et la force ionique (I) de la solution de sol modifient le contenu en C organique dissout dans les podzols. Une hausse de I favorise une réduction de la concentration en C organique dissout alors que la compétition offerte par certaines espèces anioniques, comme le sulfate (SO_4), entraîne une augmentation du C organique dissout (Guggenberger et Zech, 1992). La compétition entre les anions organiques et inorganiques (SO_4) est fortement réglée par le pH de la solution de sol (Courchesne et Landry, 1994). Vance et David (1989) ont indiqué que la composition du C organique dissout se transformait durant la percolation de la solution dans le profil podzolique. Cette transformation est régie par la rétention préférentielle de certaines fractions du C organique dissout, notamment les acides hydrophobes, dans les horizons B (Qualls et Haines, 1991). De tels changements de la composition du C organique dissout pourraient jouer un rôle important sur le transport des métaux dans les podzols puisque les diverses fractions du C organique dissout forment des complexes de nature différente avec Fe et Al (Gu *et al.*, 1996). Par ailleurs, Jardine *et al.* (1989) ont supposé que la sorption physique constituait le processus dominant de rétention du C organique dissout dans un inceptisol et un ultisol, une hypothèse qui avait déjà été soulevée par Ugolini *et al.* (1977) pour des podzols.

Compte tenu du rôle central accordé à la MO et au C organique dissout dans la formation des podzols, l'établissement de la composition et la variabilité spatio-temporelle des composés organiques du sol et de leurs interactions avec les phases solide et liquide des podzols constituent des avenues de recherche à privilégier. Les progrès qui seront effectués dans ce domaine favoriseront, à leur tour, l'avancement des connaissances sur la biogéochimie de Fe et Al dans les podzols.

CONCLUSION

Les podzols sont des sols caractérisés par l'accumulation dans l'horizon B, de Fe et Al combinés, à des degrés variables, avec le C organique et Si. Une théorie universelle de la

genèse des podzols devrait regrouper dans un cadre dynamique tous les mécanismes impliqués dans la mise en place de l'ensemble des propriétés observées dans toute la gamme des podzols décrits. À ce jour, quatre théories, ou modèles conceptuels (fulvates, proto-imogolite, compartiments chimiques et polymères d'Al), et un modèle mathématique ont été proposés. Chaque théorie a contribué à édifier une structure de connaissances où des observations portant sur la création et le transport de complexes organo-métalliques, la synthèse de la proto-imogolite et la néoformation d'imogolite, la contribution de H_2CO_3 à l'altération des minéraux et la formation de complexes polymériques de type Al-Si, sont mises en relief. Toutefois, l'importance, en ce qui a trait à la centralité et la magnitude, accordée à chacun de ces phénomènes varie en fonction de la nature des milieux prospectés lors de la définition d'une théorie particulière. L'analyse critique des théories révèle aussi l'absence d'un schéma global et intégré d'où l'impossibilité de généraliser les connaissances sur la genèse des podzols à l'ensemble des milieux podzoliques terrestres. Finalement, l'intégration partielle de certains processus ainsi que la compréhension incomplète de la dynamique des podzols, en particulier à l'égard de la biogéochimie de Fe, de la composition et des propriétés des substances organiques dissoutes et du rôle des microorganismes, limitent encore le développement d'une théorie universelle. Il n'en demeure pas moins que notre connaissance des processus de formation des Podzols et les modèles conceptuels qui en découlent, permettent l'élaboration de modèles mathématiques d'un grande utilité pour la prévision de l'effet des changements des conditions environnementales sur la gestion des écosystèmes terrestres et aquatiques.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient Daniel Drouin, Alain Dufresne et Fiorenzo C. Ugolini pour leurs commentaires constructifs et Guy Frumignac pour le traçage des figures. Ce programme de recherche a été subventionné par le Conseil national de recherches en sciences naturelles et génie du Canada (CRSNG), le Fonds FCAR et le Ministère des ressources naturelles du Québec (MRN). Les auteurs remercient également les lecteurs MM. Claude Camiré et F. de Coninck, pour leurs commentaires constructifs.

RÉFÉRENCES

- Aagaard, P. et Helgeson, H.C., 1982. The thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions : I. Theoretical considerations. *American Journal of Science*, 282 : 237-285.
- Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987. The Canadian System of Soil Classification. Agriculture Canada, Publication 1646, 164 p.
- Anderson, H.A., Berrow, M.L., Farmer, V.C., Hepburn, A., Russell, J.D. et Walker, A.D., 1982. A reassessment of podzol formation processes. *Journal of Soil Science*, 33 : 125-136.
- Aristovskaya, T.V. et Zavarin, G.A., 1971. Biochemistry of iron in soil, p. 385-408. *In* A.D. McLaren et J. Skujins, édit., *Soil Biochemistry*. Marcel Dekker, New York.
- Barrett, L.R. et Schaetzl, R.J., 1992. An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions. *Canadian Journal of Soil Science*, 72 : 527-541.

- Batjes, N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47 : 151-163.
- Belousova, N.J., 1981. Lysimetric studies in the taiga zone, genetical interpretations, p. 23-29. *In* Migrations organo-minérales dans les sols tempérés, Colloque international du Centre national de la Recherche scientifique n° 303, Paris.
- Bertsch, P.M. et Parker, D.R., 1996. Aqueous polynuclear aluminum species, p. 117-168. *In* G. Sposito, éd., *The Environmental Chemistry of Aluminum*. Lewis Publishers, Boca Raton, 464 p.
- Birchall, J.D., Exley, C., Chappell, J.S. et Phillips, M.J., 1989. Acute toxicity of aluminium to fish eliminated in silicon-rich acid waters. *Nature*, 338 : 146-148.
- Boudot, J.-P., Bel Hadji Brahim, A., Steiman, R. et Seigle-Murandi, F., 1989. Biodegradation of synthetic organo-metallic complexes of iron and aluminum with selected metal to carbon ratios. *Soil Biology and Biochemistry*, 21 : 961-966.
- Bravard, S. et Righi, D., 1990. Podzols in Amazonia. *Catena*, 17 : 461-475.
- Browne, B.A., 1995. Toward a new theory of podzolization, p. 253-273. *In* W.W. McFee et J.M. Kelly, éd., *Carbon Forms and Functions in Forest Soils*. Soil Science Society of America, Madison, 594 p.
- Browne, B.A. et Driscoll, C.T., 1993. pH-dependent binding of aluminum by a fulvic acid. *Environmental Science and Technology*, 27 : 915-922.
- 1992. Soluble aluminum silicates : Stoichiometry, stability, and implications for environmental geochemistry. *Science*, 256 : 1667-1670.
- Buol, S.W., Hole, F.D. et McCracken, R.J., 1989. *Soil Genesis and Classification*. 3rd ed., Iowa State University Press, Ames, 446 p.
- Buurman, P. et van Reeuwijk, L.P., 1984. Proto-imogolite and the process of podzol formation : A critical note. *Journal of Soil Science*, 35 : 447-452.
- Carlson, L. et Schwertmann, U., 1981. Natural ferrihydrites in surface deposits from Finland and their association with silica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 : 421-429.
- Cosby, B.J., Hornberger, G.M. et Galloway, J.N., 1985. Modeling the effects of acid deposition : Assessment of a lumped parameter model of soil water and streamwater chemistry. *Water Resources Research*, 21 : 51-63.
- Courchesne, F. et Landry, R., 1994. Sulfate retention by Spodosols in the presence of organic ligands. *Soil Science*, 158 : 329-336.
- Courchesne, F., Turmel, M.-C. et Beauchemin, P., 1996. Magnesium and potassium release by weathering in Spodosols : Grain surface coating effects. *Soil Science Society of America Journal*, 60 : 1188-1196.
- Cronan, C.S., Driscoll, C.T., Newton, R.M., Kelly, J.M., Schofield, C.L., Bartlett, R.J. et April, R., 1990. A comparative analysis of aluminum biogeochemistry in a northeastern and a southeastern forested watershed. *Water Resources Research*, 26 : 1413-1430.
- Dahlgren, R.A. et Ugolini, F.C., 1989a. Formation and stability of imogolite in a tephritic Spodosol, Cascade Range, Washington, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 : 1897-1904.
- 1989b. Aluminum fractionation of soil solutions from unperturbed and tephra-treated Spodosols, Cascade Range, Washington, USA. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 559-566.
- David, M.B. et Driscoll, C.T., 1984. Aluminum speciation and equilibria in soil solutions of a Haplorthod in the Adirondack mountains (New York, U.S.A.). *Geoderma*, 33 : 297-318.
- Dawson, H.J., Ugolini, F.C., Hrutfiord, B.F. et Zachara, J., 1978. Role of soluble organics in the soil processes of a Podzol, central Cascades, Washington. *Soil Science*, 290-296.
- De Coninck, F., 1980. Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma*, 24 : 101-128.
- De Coninck, F. et McKeague, J.A., 1985. Micromorphology of Spodosols, p. 121-144. *In* L.A. Douglas et M.L. Thompson, éd., *Soil Micromorphology and Soil Classification*. Soil Science Society of America, Madison, 216 p.
- Dubois, J.-M. M., Martel, Y.A., Côté, D. et Nadeau, L., 1990. Les ortsteins du Québec : répartition géographique, relations géomorphologiques et essai de datation. *Le Géographe canadien*, 34 : 303-317.
- Duchauffour, P., 1977. *Pédologie*. 1. Pédogenèse et classification. Masson, Paris, 477 p.
- Evans Jr., A., Zelazny, L.W. et Zipper, C.E., 1988. Solution parameters influencing dissolved organic carbon levels in three forest soils. *Soil Science Society of America Journal*, 52 : 1789-1792.
- Evans, L.J. et Cameron, B.H., 1985. Color as a criterion for the recognition of podzolic B horizons. *Canadian Journal of Soil Science*, 65 : 363-370.
- Farmer, V.C., 1984. Distribution of allophane and organic matter in podzol B horizons : Reply to Buurman and Van Reeuwijk. *Journal of Soil Science*, 35 : 453-458.
- 1982. Significance of the presence of allophane and imogolite in podzol Bs horizon for podzolization mechanisms : A review. *Soil Science and Plant Nutrition*, 28 : 571-578.
- Farmer, V.C. et Fraser, A.R., 1982. Chemical and colloidal stability of sols in the $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ system : Their role in podzolization. *Journal of Soil Science*, 33 : 737-742.
- Farmer, V.C. et Lumsdon, D.G., 1994. An assessment of complex formation between aluminum and silicic acid in acidic solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 : 3331-3334.
- Farmer, V.C., Russell, J.D. et Berrow, M.L., 1980. Imogolite and proto-imogolite allophane in spodic horizons : Evidence of a mobile aluminum silicate complex in Podzol formation. *Journal of Soil Science*, 31 : 673-684.
- Farmer, V.C., Fraser, A.R., Robertson, L. et Sleeman, J.R., 1984. Proto-imogolite allophane in Podzol concretions in Australia : Possible relationship to aluminous ferrallitic (lateritic) cementation. *Journal of Soil Science*, 35 : 333-340.
- Fisher, H.M. et Stone, E.L., 1991. Iron oxidation at the surface of slash pine roots from saturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 1123-1129.
- Franzmeier, D.P. et Whiteside, E.P., 1963. A chronosequence of Podzols in northern Michigan. II. Physical et chemical properties. *Michigan State University Agricultural Experimental Station Quarterly Bulletin*, 46 : 37-57.
- Gherini, S.A., Mok, L., Hudson, R.J.M., Davis, G.F., Chen, C.W. et Goldstein, R.A., 1985. The ILWAS model : Formulation et application. *Water, Air and Soil Pollution*, 26 : 425-459.
- Glinka, K.D., 1926. *Treatise on Soil Science*. - Gosudarstvennoe Selskokhozyaistvennoe Izdatelstvo, Moscou 1931. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1963.
- Gu, B., Mehlhorn, T.L., Liang, L. et McCarthy, J.F., 1996. Competitive adsorption, displacement, and transport of organic matter on iron oxide : II. Displacement and transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 : 2977-2992.
- Guggenberger, G. et Zech, W., 1992. Retention of dissolved organic carbon and sulfate in aggregated acid forest soils. *Journal of Environmental Quality*, 21 : 643-653.
- Guillet, M.B., 1987. L'âge des Podzols, p. 131-144. *In* D. Righi et A. Chauvel, éd., *Podzols et Podzolization*. Association française de l'Étude du Sol, Paris, 231 p.
- Gustafsson, J.P., Bhattacharya, P., Bain, D.C., Fraser, A.R. et McHardy, W.J., 1995. Podzolisation mechanisms and the synthesis of imogolite in northern Scandinavia. *Geoderma*, 66 : 167-184.
- Hendershot, W.H., Courchesne, F. et Jeffries, D.S., 1996. Aluminum geochemistry at the catchment scale in watersheds influenced by acidic precipitation, p. 419-449. *In* G. Sposito, éd., *The Environmental Chemistry of Aluminum*. Lewis Publishers, Boca Raton, 464 p.
- Hendershot, W.H., Dufresne, A., Lalande, H. et Courchesne, F., 1986. Temporal variation in aluminum speciation and concentration during snowmelt. *Water, Air and Soil Pollution*, 31 : 231-237.
- Herbert, B.E. et Bertsch, P.M., 1995. Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solution : A review, p. 63-88. *In* W.W. McFee et J.M. Kelly, éd., *Carbon Forms and Functions in Forest Soils*. Soil Science Society of America, Madison, 594 p.
- Hoosbeek, M.R. et Bryant, R.B., 1995. Modeling the dynamics of organic carbon in a Typic Haplorthod, p. 415-431. *In* R. Lal, J. Kimble, E. Levine

- et B.A. Stewart, édité., Soils and Global Change. Advances in Soil Science, Lewis Publishers, Boca Raton, 555 p.
- 1994. Developing and adapting soil process submodels for use in the pedodynamic Orthod model, p. 111-128. *In* R.B. Bryant et R.W. Arnold, édité., Quantitative Modeling of Soil Forming Processes. Soil Science Society of America, Madison, 185 p.
- 1992. Towards the quantitative modeling of pedogenesis - a review. *Geoderma*, 55 : 183-210.
- Huang, P.M., 1991. Ionic factors affecting the formation of short-range ordered aluminosilicates. *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 1172-1180.
- Inoue, K. et Huang, P.M., 1990. Perturbation of imogolite formation by humic substances. *Soil Science Society of America Journal*, 54 : 1490-1497.
- 1986. Influence of selected organic ligands on the formation of allophane and imogolite. *Soil Science Society of America Journal*, 50 : 1623-1633.
- Jardine, P.M., Weber, N.L. et McCarthy, J.F., 1989. Mechanisms of dissolved organic carbon adsorption on soil. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 1378-1385.
- Jenny, H., 1941. Factors of Soil Formation - A System of Quantitative Pedology. McGraw-Hill, New York, 281 p.
- Jersak, J., Amundson, R. et Brimhall Jr, G., 1997. Trace metal geochemistry in Spodosols of the Northeastern United States. *Journal of Environmental Quality*, 26 : 511-521.
- 1995. A mass balance analysis of podzolization : Examples from the northeastern United States. *Geoderma*, 66 : 15-42.
- Johnson, D.L. et Watson-Stegner, D., 1987. Evolution model of pedogenesis. *Soil Science*, 143 : 349-366.
- Johnson, M.G. et McBride, M.B., 1989. Mineralogical and chemical characteristics of Adirondack Spodosols : Evidence for para- and noncrystalline aluminosilicate minerals. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 482-490.
- Johnson, N.M., Driscoll, C.T., Eaton, J.S., Likens, G.E. et McDowell, W.H., 1981. « Acid rain », dissolved aluminum and chemical weathering at the Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 : 1421-1437.
- Keller, C. et Domergue, F.-L., 1996. Soluble and particulate transfers of Cu, Cd, Al, Fe and some major elements in gravitational waters of a Podzol. *Geoderma*, 71 : 263-274.
- Kirkwood, D.E. et Nesbitt, H.W., 1991. Formation and evolution of soils from an acidified watershed : Plastic Lake, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 : 1295-1308.
- Kodama, H. et Wang, C., 1989. Distribution and characterization of noncrystalline inorganic components in Spodosols and Spodosol-like soils. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 526-534.
- Lee, F.Y., Yuan, T.L. et Carlisle, V.W., 1988a. Nature of cementing materials in ortstein horizons of selected Florida Spodosols : I. Constituents of cementing materials. *Soil Science Society of America Journal*, 52 : 1411-1418.
- 1988b. Nature of cementing materials in ortstein horizons of selected Florida Spodosols : II. Soil properties and chemical form(s) of aluminum. *Soil Science Society of America Journal*, 52 : 1796-1801.
- Levan, M.A. et Riha, S.J., 1986. The precipitation of black oxide coatings on flooded conifer roots of low internal porosity. *Plant and Soil*, 95 : 33-42.
- Levine, E.R. et Ciolkosz, E.J., 1986. A computer simulation model for soil genesis applications. *Soil Science Society of America Journal*, 50 : 661-667.
- Lindsay, W.L. 1979. Chemical Equilibria in Soils. John Wiley and Sons, New York, 449 p.
- Lumsdon, D.G. et Farmer, V.C., 1995. Solubility characteristics of proto-imogolite soils : How silicic acid can de-toxify aluminum solutions. *European Journal of Soil Science*, 46 : 179-186.
- Lundström, U.S., 1993. The role of organic acids in the soil solution chemistry of a podzolized soil. *Journal of Soil Science*, 44 : 121-133.
- Lundström, U.S., van Breemen, N. et Jongmans, A.G., 1995. Evidence for microbial decomposition of organic acids during podzolization. *European Journal of Soil Science*, 46 : 489-496.
- Mathur, S.P., 1969. Microbial use of Podzol B fulvic acids. *Canadian Journal of Microbiology*, 15 : 677-680.
- McBride, B.A., Goodman, J.D., Russell, A.R., Fraser, A.R., Farmer, V.C. et Dickson, D.P.E., 1983. Characterization of iron in alkaline EDTA and NH₄OH extracts of podzols. *Journal of Soil Science*, 34 : 825-840.
- McDaniel, P.A., Falen, A.L. et Fosberg, M.A., 1997. Genesis of non-allophanic E horizons in tephra-influenced Spodosols. *Soil Science Society of America Journal*, 61 : 211-217.
- McDowell, W.H. et Wood, T., 1984. Podzolisation : Soil processes control dissolved organic carbon concentrations in stream water. *Soil Science*, 137 : 23-32.
- McKeague, J.A., 1968. Humic-fulvic acid ratio, Al, Fe and C in pyrophosphate extracts as criteria of A and B horizons. *Canadian Journal of Soil Science*, 48 : 27-35.
- 1965. Properties and genesis of three members of the uplands catena. *Canadian Journal of Soil Science*, 45 : 63-77.
- McKeague, J.A., De Coninck, F. et Franzmeier, D.P., 1983. Spodosols, p. 217-252. *In* L.P. Wilding, N.E. Smeck et G.F. Hall, édité., Pedogenesis and Soil Taxonomy. II. The Soil Orders. Elsevier, Amsterdam, 410 p.
- McKeague, J.A., Ross, G.J. et Gamble, D.S., 1978. Properties, criteria of classification and genesis of Podzolic soils in Canada. p. 27-60. *In* W.C. Mahaney, ed., Quaternary Soils. Geo Abstracts, Norwich.
- McKeague, J.A., Cheshire, M.V., Andreux, F. et Berthelin, J., 1986. Organomineral complexes in relation to pedogenesis, p. 549-592. *In* P.M. Huang et M. Schnitzer, édité., Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes. Soil Science Society of America Journal, Madison, 606 p.
- Milnes, A.R. et Farmer, V.C., 1987. Micromorphological and analytical studies of the fine matrix of an Australian humus iron Podzol. *Journal of Soil Science*, 38 : 593-605.
- Mokma, D.L., 1993. Color and amorphous materials in Spodosols from Michigan. *Soil Science Society of America Journal*, 57 : 125-138.
- Moore, T.R., de Souza, W. et Koprivnjak, J.-F., 1992. Controls on the sorption of dissolved organic carbon by soils. *Soil Science*, 154 : 120-129.
- Muir, A., 1961. The podzol and podzolic soils. *Advances in Agronomy*, 13 : 1-56.
- Mulder, J., van Breemen, N. et Eijck, H.C., 1989. Depletion of soil aluminum by acid deposition and implications for acid neutralization. *Nature*, 337 : 247-249.
- Nilsson, S.I. et Bergkvist, B., 1983. Aluminum chemistry and acidification processes in a shallow Podzol on the Swedish westcoast. *Water Air and Soil Pollution*, 20 : 311-329.
- Nørnberg, P., Sloth, L. et Nielsen, K.N., 1993. Rapid changes of sandy soils caused by vegetation changes. *Canadian Journal of Soil Science*, 73 : 459-468.
- Olsson, M. et Melkerud, P.-A., 1989. Chemical and mineralogical changes during genesis of a podzol from till in southern Sweden. *Geoderma* 45 : 267-287.
- Parfitt, R.L. et Kimble, J.M., 1989. Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 971-977.
- Parfitt, R.L., Russel, M. et Orbell, G.E., 1983. Weathering sequence of soils from volcanic ash involving allophane and halloysite. *Geoderma*, 29 : 41-57.
- Parker, D.R. et Bertsch, P.M., 1992. Formation of the « Al₁₃ » tridecameric polycation under diverse synthesis conditions. *Environmental Sciences and Technology*, 26 : 914-921.
- Petersen, L., 1976. Podzols and Podzolisation. Ph.D. thesis, Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen.
- Pokrovski, G.S., Schott, J., Harrichoury, J.-C. et Sergeev, A.S., 1996. The stability of aluminum silicate complexes in acidic solutions from 25 to 150°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 : 2495-2501.

- Ponomareva, V.V., 1969. Theory of Podzolization.- « Nauka », Moskva-Leningrad. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- Protz, R., Ross, G.J., Martini, I.P. et Terasmae, J., 1984. Rate of podzolic soil formation near Hudson Bay, Ontario. *Canadian Journal of Soil Science*, 64 : 31-49.
- Protz, R., Ross, G.J., Shipitalo, M.J. et Terasmae, J., 1988. Podzolic soil development in the southern James Bay Lowlands, Ontario. *Canadian Journal of Soil Science*, 68 : 287-305.
- Qualls, R.G. et Haines, B.L., 1991. Geochemistry of dissolved organic nutrients in water percolating through a forest ecosystem. *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 1112-1123.
- Quideau, S.A. et Bockheim, J.G., 1996. Vegetation and cropping effects on pedogenic processes in a sandy prairie soil. *Soil Science Society of America Journal*, 60 : 536-545.
- Rode, A.A., 1970. "Pseudopodzols" and the incorrect use of analytical data in dealing with problems of soil genesis. *Soviet Soil Science*, 742-752.
- Ross, G.J. et Kodama, H., 1979. Evidence for imogolite in Canadian soils. *Clays and Clay Minerals*, 27 : 297-300.
- Rourke, R.V., Brasher, B.R., Yeck, R.D. et Miller, F.T., 1988. Characteristic morphology of U.S. Spodosols. *Soil Science Society of America Journal*, 52 : 445-449.
- Sanborn, P., et Lavkulich, L.M., 1989a. Ferro-humic Podzols of coastal British Columbia : I. Morphology, selected properties, and classification. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 511-517.
- 1989b. Ferro-humic Podzols of coastal British Columbia : II. Micromorphology and genesis. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 517-526.
- Schaetzl, R.J., 1990. Effects of treethrow microtopography on the characteristics and genesis of Spodosols, Michigan, USA. *Catena*, 17 : 111-126.
- Schnitzer, M. et Desjardins, J.G., 1969. Chemical characteristics of a natural soil leachate from a humic podzol. *Canadian Journal of Soil Science*, 49 : 151-158.
- Schnitzer, M. et Khan, S.U., 1972. *Humic Substances in the Environment*. Marcel Dekker, New York, 327 p.
- Schwab, A.P. et Lindsay, W.L., 1989. A computer simulation of Fe(III) and Fe(II) complexation in nutrient solutions : II. Application to growing plants. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 34-38.
- Schwartzman, D.W. et Volk, T., 1989. Biotic enhancement of weathering and the habitability of earth. *Science*, 340 : 457-460.
- Shoji, S., Fujiwarwa, Y., Yamada, I. et Saigusa, M., 1982. Chemistry and clay mineralogy of ando soils, Brown forest soils, and podzolic soils formed from recent Towada ashes, northeastern Japan. *Soil Science*, 133 : 69-86.
- Simonson, R.W., 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Science Society of America Proceedings*, 23 : 152-156.
- Singleton, G.A. et Lavkulich, L.M., 1987. A soil chronosequence on beach sands, Vancouver Island, British Columbia. *Canadian Journal of Soil Science*, 67 : 795-810.
- Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy : A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Robert A. Krieger Publishing Company, Malabar, 753 p.
- Posposito, G., Bingham, F.T., Yadav, S.S. et Inouye, C.A., 1982. Trace metal complexation by fulvic acid extracted from sewage sludge. II. Development of chemical models. *Soil Science Society of America Journal*, 46 : 51-57.
- Stobbe, P.C. et Wright, J.R., 1959. Modern concepts of the genesis of Podzols. *Soil Science Society of America Proceedings*, 23 : 161-164.
- Stoner, M.G. et Ugolini, F.C., 1988. Arctic pedogenesis : 2. Threshold-controlled subsurface leaching episodes. *Soil Science*, 145 : 46-51.
- Tait, J.M., Yoshinaga, N. et Mitchell, B.D., 1978. The occurrence of imogolite in some Scottish soils. *Soil Science and Plant Nutrition*, 24 : 145-151.
- Thompson, C.H., Bridges, E.M. et Jenkins, D.A., 1996. Pans in humus Podzols (Humods and Aquods) in coastal southern Queensland. *Australian Journal of Soil Research*, 34 : 161-182.
- Tipping, E. et Hurley, M.A., 1988. A model of solid-solution interactions in acid organic soils, based on the complexation properties of humic substances. *Journal of Soil Science*, 39 : 505-519.
- Ugolini, F.C., 1968. Soil development and alder invasion in a recently deglaciated area of Glacier Bay, Alaska, p. 115-140. *In* J.M. Trappe *et al.*, édité., *The Biology of Adler*. United States Department of Agriculture, Forest Service, Corvallis, 292 p.
- Ugolini, F.C. et Dahlgren, R.A., 1991. Weathering environments and occurrence of imogolite/allophane in selected Andisols and Spodosols. *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 1166-1171.
- 1987. The mechanism of podzolization as revealed by soil solution studies, p. 195-203. *In* D. Righi et A. Chauvel, édité., *Podzols et Podzolization*. Association française de l'Étude du Sol, Paris, 231 p.
- Ugolini, F.C. et Sletten, R.S., 1991. The role of proton donors in pedogenesis as revealed by soil solution studies. *Soil Science*, 151 : 59-75.
- Ugolini, F.C., Dawson, H. et Zachara, J., 1977. Direct evidence of particle migration in the soil solution of a podzol. *Science*, 198 : 603-605.
- Ugolini, F.C., Stoner, M.G. et Marrett, D.J., 1987. Arctic pedogenesis : 1. Evidence for contemporary podzolization. *Soil Science*, 144 : 90-100.
- van Grinsven, J.J.M. et van Riemsdijk, W.H., 1992. Evaluation of batch and column techniques to measure weathering rates in soils. *Geoderma*, 52 : 41-57.
- Vance, G.F. et David, M.B., 1991. Chemical characteristics and acidity of soluble organic substances from a northern hardwood forest floor, central Maine, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 : 3611-3625.
- 1989. The effect of acid treatment on dissolved organic carbon retention by a spodic horizon. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 1242-1247.
- Veneman, P.L.M., Jacke, P.V. et Bodine, S.M., 1984. Soil formation as affected by pit and mound microrelief in Massachusetts, USA. *Geoderma*, 33 : 89-99.
- Wada, K., 1989. Allophane and imogolite, p. 1051-1087. *In* J.B. Dixon et S.B. Weed, édité., *Minerals in Soil Environments*. 2nd edition, Soil Science Society of America, Madison, 1244 p.
- Walker, W.J., Cronan, C.S. et Bloom, P.R., 1990. Aluminum solubility in organic soil horizons from northern and southern forested watersheds. *Soil Science Society of America Journal*, 54 : 369-374.
- Wang, C., Beke, G.J. et McKeague, J.A., 1978. Site characteristics, morphology and physical properties of selected ortsteins soils from the Maritime Provinces. *Canadian Journal of Soil Science*, 58 : 405-420.
- Wang, C., McKeague, J.A. et Kodama, H., 1986. Pedogenic imogolite and soil environments : Case study of Spodosols in Quebec, Canada. *Soil Science Society of America Journal*, 50 : 711-718.
- Wells, N. et Northey, R.D., 1985. Strengths of a densipan, humus-pan and clay-pan in a Spodosol developed under Kauri (*Agathis australis*) and the implications for soil classification. *Geoderma*, 35 : 1-13.
- Zabowski, D. et Ugolini, F.C., 1992. Seasonality in the mineral stability of a subalpine Spodosol. *Soil Science*, 154 : 497-507.