

**Interprétation géopédologique du manteau d'altération de la Blue Ridge et des collines du Piedmont appalachien de Virginie (É.-U.A.)**

**Geopedological Interpretation of the Weathering Mantle in the Blue Ridge and Appalachian Piedmont Foothills of Virginia (U.S.A.)**

**Geopädologische Interpretation des Verwitterungsmantels der Blue Ridge und der Piedmont-Appalachian-Hügel von Virginia (U.S.A.)**

Serge Jolicoeur, Mireille Bouchard and Christian De Kimpe

Volume 49, Number 2, 1995

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/033038ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/033038ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Jolicoeur, S., Bouchard, M. & De Kimpe, C. (1995). Interprétation géopédologique du manteau d'altération de la Blue Ridge et des collines du Piedmont appalachien de Virginie (É.-U.A.). *Géographie physique et Quaternaire*, 49(2), 217–237. <https://doi.org/10.7202/033038ar>

Article abstract

In the Blue Ridge and Piedmont foothills of central Virginia, a widespread weathering mantle has developed in granitoid rocks. It thins out towards higher elevations but may reach values of at least 7 m at footslopes. The weathering front is irregular, limiting residuum pockets of sandy saprolite, corestones, and loamy sand nonsaprolite residuum. Kaolinite and halloysite are dominant secondary minerals in the clay fraction. DTG analysis of whole-residuum and whole-soil samples shows that 1/1 phyllosilicate contents increase upwards from saprolite to nonsaprolite residuum and to soil profiles, reaching 37 % in Bt horizons of some Ultisols. Gibbsite is a significant constituent in several profiles. In soil horizons, Al-vermiculite and Al-mica-vermiculite are major clay minerals, indicating that present pedogenetic processes are that of an acid brunification. Bulk geochemical evolution is characterized by a sharp early loss of bases, moderate depletion in Si and concomitant enrichment in Al and Fe. The residuum cover has been eroded in its upper part and is sometimes covered by thin colluvium deposits at footslopes. Inceptisols and Ultisols have developed upon both residuum and colluvium. Their present spatial distribution is related to a regional destabilization of slopes to be correlated with the last glacial maximum. Age of part of the residuum has been estimated to be at least Sangamonian. More work has to be done to accurately define the age of the weathering mantle and the environmental conditions associated with its development.

# INTERPRÉTATION GÉOPÉDOLOGIQUE DU MANTEAU D'ALTÉRATION DE LA BLUE RIDGE ET DES COLLINES DU PIÉDMONT APPALACHIEN DE VIRGINIE (É.-U.A.)

Serge JOLICOEUR\*, Mireille BOUCHARD et Christian De KIMPE, respectivement : Institut des sciences de l'environnement, Université du Québec à Montréal, c.p. 8888, succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3P8 ; Département de géographie, Université du Québec à Montréal ; et Carling Building, Agriculture Canada, Ottawa, Ontario K1A 0C5.

**RÉSUMÉ** Dans la Blue Ridge et les collines du Piedmont appalachien de Virginie centrale, le régolite est en grande partie constitué par un manteau d'altération. Son épaisseur diminue vers les sommets, mais il peut atteindre plus de 7 m au bas des versants. Le front d'altération est irrégulier et l'altérite forme des poches où l'on distingue une isaltérite sableuse et une altérite sablo-limoneuse à texture modifiée. La fraction argileuse est dominée par la kaolinite et l'hallowysite. L'analyse thermogravimétrique d'échantillons totaux indique que la proportion de phyllosilicates 1/1 augmente de l'isaltérite à l'altérite à texture modifiée et aux horizons pédologiques. Elle atteint 37 % dans les horizons Bt de certains Ultisols. La gibbsite est un minéral important de plusieurs des profils étudiés. Dans les sols, les interstratifiés mica/vermiculite et la vermiculite, à caractère hydroxy-alumineux, constituent une part importante de la fraction argileuse, résultant d'une brunification acide. L'évolution géochimique globale est caractérisée par une perte précoce des bases, un appauvrissement modéré en Si et un enrichissement corrélatif en Al et en Fe. La partie supérieure du manteau d'altération est tronquée par endroits et des colluvions superficielles le recouvrent parfois en bas de pente. Des Inceptisols et des Ultisols se sont développés sur ces matériaux. Leur distribution actuelle relève d'une déstabilisation des pentes qui pourrait être contemporaine du dernier maximum glaciaire. La formation des altérites les plus évoluées remonterait au moins au Sangamonien, mais il manque de repères chronologiques et de datations absolues pour ces formations et la déstabilisation des versants dans cette région.

**ABSTRACT** *Geopedological interpretation of the weathering mantle in the Blue Ridge and Appalachian Piedmont foothills of Virginia (U.S.A.).* In the Blue Ridge and Piedmont foothills of central Virginia, a widespread weathering mantle has developed in granitoid rocks. It thins out towards higher elevations but may reach values of at least 7 m at footslopes. The weathering front is irregular, limiting residuum pockets of sandy saprolite, corestones, and loamy sand nonsaprolite residuum. Kaolinite and hallowysite are dominant secondary minerals in the clay fraction. DTG analysis of whole-residuum and whole-soil samples shows that 1/1 phyllosilicate contents increase upwards from saprolite to nonsaprolite residuum and to soil profiles, reaching 37% in Bt horizons of some Ultisols. Gibbsite is a significant constituent in several profiles. In soil horizons, Al-vermiculite and Al-mica-vermiculite are major clay minerals, indicating that present pedogenetic processes are that of an acid brunification. Bulk geochemical evolution is characterized by a sharp early loss of bases, moderate depletion in Si and concomitant enrichment in Al and Fe. The residuum cover has been eroded in its upper part and is sometimes covered by thin colluvium deposits at footslopes. Inceptisols and Ultisols have developed upon both residuum and colluvium. Their present spatial distribution is related to a regional destabilization of slopes to be correlated with the last glacial maximum. Age of part of the residuum has been estimated to be at least Sangamonian. More work has to be done to accurately define the age of the weathering mantle and the environmental conditions associated with its development.

**ZUSAMMENFASSUNG** *Geopädologische Interpretation des Verwitterungsmantels der Blue Ridge und der Piedmont-Appalachian-Hügel von Virginia (U.S.A.).* In der Blue Ridge und den Piedmont-Appalachian-Hügeln von Zentral-Virginia besteht die Schuttdecke zum großen Teil aus einem Verwitterungsmantel. Ihre Dicke nimmt zu Gipfeln hin ab, aber sie kann am Fuß der Hänge bis zu über 7 m erreichen. Die Verwitterungs-front ist unregelmäßig und das starkverwitterte anshende Gestein bildet Taschen, wo man sandiges Isalterit und sandig-schlammiges Kaolonit und Hallowysilikat beherrscht. Die thermogravimetrische Analyse ganzer Proben zeigt, daß der Anteil von Phyllosilikaten 1/1 vom Isalterit zum Alterit mit veränderter Struktur und zu Bodenprofilen hin zunimmt. Er erreicht 37 % in den Bt-Horizonten bestimmter Ultiböden. Gibbsite ist ein wichtiges Mineral in mehreren untersuchten Profilen. In den Böden sind die eingeschalteten Glimmer-Vermiculite und Vermiculite mit Hydroxy-Aluminium-Charakter ein wichtiger Bestandteil des Lehmschnitts, aufgrund einer Bräunung durch Säure. Die globale geochemische Entwicklung zeichnet sich durch einen frühen Verlust der Basen, eine gemäßigte Verringerung von Si und eine korrelierte Anreicherung mit Al und Fe aus. Der obere Teil des Verwitterungs-mantels ist stellenweise abgestumpft und oberflächliche kolluviale Ablagerungen bedecken ihn manchmal am Fuß des Hangs. Inceptiböden und Ultiböden haben sich auf diesem Material entwickelt. Ihre gegenwärtige Verteilung ist auf eine Destabilisierung der Hänge zurückzuführen, möglicherweise während des letzten glazialen Maximums. Die Bildung der entwickelten Alterite geht mindestens auf das Sangamonium zurück, jedoch fehlen chronologische Anhaltspunkte und absolute Datierungen für diese Bildungen und die Destabilisierung der Hänge dieser Region.

## INTRODUCTION

Sur les pentes inférieures et moyennes de la Blue Ridge de Virginie et sur les versants des collines du Piedmont adjacent, une des principales formations superficielles est un manteau d'altération développé sur roches mères granitoïdes. Ce manteau d'altération correspond à des altérites et aux sols qui se sont développés dans ces dernières.

Le manteau d'altération de la Blue Ridge et des collines du Piedmont appalachien n'a pas autant retenu l'attention que celui du plateau du Piedmont appalachien. Parmi les travaux disponibles, certains traitent de l'altération de minéraux primaires des roches mères (Graham *et al.*, 1989a, 1989b ; Rebertus *et al.*, 1986 ; Velbel, 1984a, 1984b), de la pédogénèse (Losche *et al.*, 1970 ; McCaleb et Lee, 1956 ; Rebertus et Buol, 1985a, 1985b), des bilans géochimiques (Velbel, 1985), et des relations entre les processus géomorphologiques et pédogénétiques (Daniels *et al.*, 1987a, 1987b ; Graham et Buol, 1990 ; Graham *et al.*, 1990 ; Stolt *et al.*, 1992, 1993a, 1993b).

Dans les Appalaches centrales et méridionales, les altérites développées à partir de roches ignées et métamorphiques acides sont caractérisées par un assemblage minéralogique secondaire dominé par la kaolinite et l'halloysite (Cady, 1950 ; McCaleb et Lee, 1956 ; Pavich *et al.*, 1989 ; Wysocki *et al.*, 1988). La formation de ces minéraux est généralement associée à l'altération des feldspaths et de la biotite. Les phyllosilicates 1/1, tout comme les autres minéraux argileux, se retrouvent dans les fractions argileuse, limoneuse et sableuse. La gibbsite peut être un constituant important du manteau d'altération. Les auteurs l'associent essentiellement à l'altération des feldspaths (Norfleet et Smith, 1989 ; Velbel, 1984a, 1985). On explique sa formation par le régime thermique des versants exposés au sud, qui serait favorable à une altération poussée (Losche *et al.*, 1970), au lessivage intense sous les conditions actuelles (Cate et McCracken, 1972 ; Cleaves, 1983 ; Losche *et al.*, 1970 ; Norfleet et Smith, 1989 ; Velbel, 1985), ou à des environnements d'altération spécifiques à l'intérieur des profils. La gibbsite se formerait ainsi au front d'altération, lors de la déstabilisation précoce des plagioclases, de même que dans les horizons du sol (Calvert *et al.*, 1980a ; Grant, 1966 ; Losche *et al.*, 1970). La vermiculite et les interstratifiés mica-vermiculite, plus ou moins hydroxy-alumineux, sont aussi des minéraux courants dans la partie supérieure de l'altérite et dans les horizons pédologiques susjacentes (Calvert *et al.*, 1980a ; Harris *et al.*, 1985a ; McCaleb et Lee, 1956 ; Norfleet et Smith, 1989 ; Plaster et Sherwood, 1971 ; Rich, 1958 ; Rich et Obenshain, 1955 ; Wysocki *et al.*, 1988). Leur formation a été associée à l'altération des feldspaths, de la biotite et de la muscovite. Le caractère hydroxy-alumineux est moins accusé dans les horizons éluviaux supérieurs, riches en matière organique et de plus faible pH (Weed et Bowen, 1990), ce qui indique une action des acides organiques dans la formation des hydroxypolymères d'aluminium entre les feuilletés. La formation de la goëthite et de l'hématite résulte de l'altération de

la biotite, des amphiboles et du grenat (Cady, 1950 ; Graham et Buol, 1990 ; Graham *et al.*, 1989a, 1989b ; Rebertus et Buol, 1985a ; Velbel, 1984a, 1984b, 1985).

Les données concernant l'évolution géochimique globale du manteau d'altération sont plus nombreuses pour les profils du plateau du Piedmont (Calvert *et al.*, 1980a ; Pavich, 1986, 1989 ; Plaster et Sherwood, 1971 ; Wolff, 1967). En général, la base du manteau d'altération est caractérisée par un appauvrissement en bases. Il y a une perte de Si vers la surface et concentration de Al, Fe et Ti.

Selon McCaleb (1959) et McCaleb et Lee (1956), les conditions d'altération intenses associées au climat tempéré chaud et humide sont responsables du développement des grands types de sols de la Caroline du Nord. En général, ce sont les sols *Red-yellow podzolic* (sols lessivés) qui se développent sur roches acides, mais dans les montagnes de cet État ce sont des profils intergrades entre les sols *Gray-brown podzolic* (sols bruns acides) et les lithosols qui se développent sur les versants. Selon McCaleb (1959), les sols *Red-yellow podzolic* sont plus anciens que les sols *Gray-brown podzolic*. Buol *et al.* (1973) proposent qu'un équilibre dynamique serait à l'origine de la distribution relative de ces deux types de sols, équilibre qui serait déterminé par l'instabilité des pentes fortes. Les sols des sections plus en pente montreraient un faible développement à cause d'une érosion continue de ces surfaces sous les conditions actuelles. Au contraire, Daniels *et al.* (1987a) expliquent cette distribution des sols en faisant appel à une déstabilisation des pentes similaire à ce qui est connu dans les Appalaches centrales, c'est-à-dire sous conditions périglaciaires au Wisconsinien. Les anciens sols *Gray-brown podzolic* de la Blue Ridge et des collines du Piedmont sont maintenant classés dans les *Typic Dystrochrepts* (Inceptisols) et les sols *Red-yellow podzolic* dans les *Typic Hapludults* (Ultisols).

Rebertus et Buol (1985a, 1985b) ont élaboré un modèle présentant une séquence évolutive entre les Inceptisols de la Blue Ridge et les Ultisols du Piedmont de la Caroline du Nord. À la suite des travaux de Graham (1986) dans la même région, ce modèle a été modifié de façon à prendre en compte les perturbations associées à la migration d'une couverture colluviale sur les versants (Graham et Buol, 1990). Stolt *et al.* (1992, 1993a, 1993b) ont étudié l'altérite et les sols sur roches mères cristallines du Piedmont et de la Blue Ridge de Virginie. Mis à part Ciolkosz *et al.* (1989) toutefois, la plupart des recherches ne font pas mention de l'effet des variations climatiques du Pléistocène, tant des températures que des précipitations, sur certaines des modalités importantes de l'altération et de la pédogénèse : régime thermique des sols et rythmes des réactions biogéochimiques, valeurs seuils pour l'action de certains processus, régime hydrique des sols et néoformations de minéraux argileux, etc. L'effet indirect du climat sur ces modalités via la nature du couvert végétal n'a pas non plus fait l'objet de beaucoup d'attention.

L'étude des altérites et des sols a été entreprise dans le but d'en interpréter la distribution et les propriétés de façon

à apporter des éléments permettant de reconstituer l'évolution récente des versants de la retombée sud-est de la Blue Ridge et des collines du Piedmont appalachien de la Virginie centrale. Ce secteur présente un intérêt particulier par la nature des formations superficielles qu'on y trouve, lesquelles présentent des similitudes avec ce qui est connu dans les Appalaches méridionales, mais aussi avec les secteurs situés plus au nord, près de la limite glaciaire du Pléistocène. Le présent article porte plus précisément (1) sur les propriétés principales des altérites développées sur différents types de roches granitoïdes et sur les indications que ces propriétés peuvent fournir sur l'âge de ces matériaux, notamment dans le but d'établir les bases d'une typologie des altérites dans ce secteur, (2) sur les influences de ces propriétés sur celles des grands types de sols (horizons pédologiques *sensu stricto*) du manteau d'altération et (3) sur la signification géopédologique de la présence de ces matériaux sur les versants de la Blue Ridge et des collines du Piedmont. Ces deux derniers thèmes nous permettront de discuter les facteurs de la répartition des grands types de sols dans la Blue Ridge et les collines du Piedmont appalachien.

**PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA RÉGION**

La région à l'étude, localisée entre 37°15'N et 38°N, correspond au contact de deux grands ensembles morphostructuraux des Appalaches : la Blue Ridge et le Piedmont (fig. 1).

**CLIMAT ET VÉGÉTATION**

La Virginie centrale connaît un climat tempéré chaud et perhumide (Cfa). À Lynchburg, sur la marge occidentale du Piedmont, la température moyenne annuelle est de 13,8°C (ATA de 22,2°C) et les précipitations moyennes annuelles sont de 1 030 mm (NOAA 1988). Les étés sont chauds et humides, alors que les hivers sont frais et humides. La Blue Ridge présente un contraste marqué face au bas plateau du Piedmont. À Big Meadows, juste au nord de la région étudiée, à 1 077 m d'altitude, la TMA n'est que de 8,6°C alors que les précipitations moyennes annuelles atteignent 1 269 mm (NOAA, 1982). Les températures moyennes mensuelles sont négatives de décembre à février, et les précipitations sous forme de neige sont de 122 cm entre les mois d'octobre et d'avril, contre seulement 48 cm à

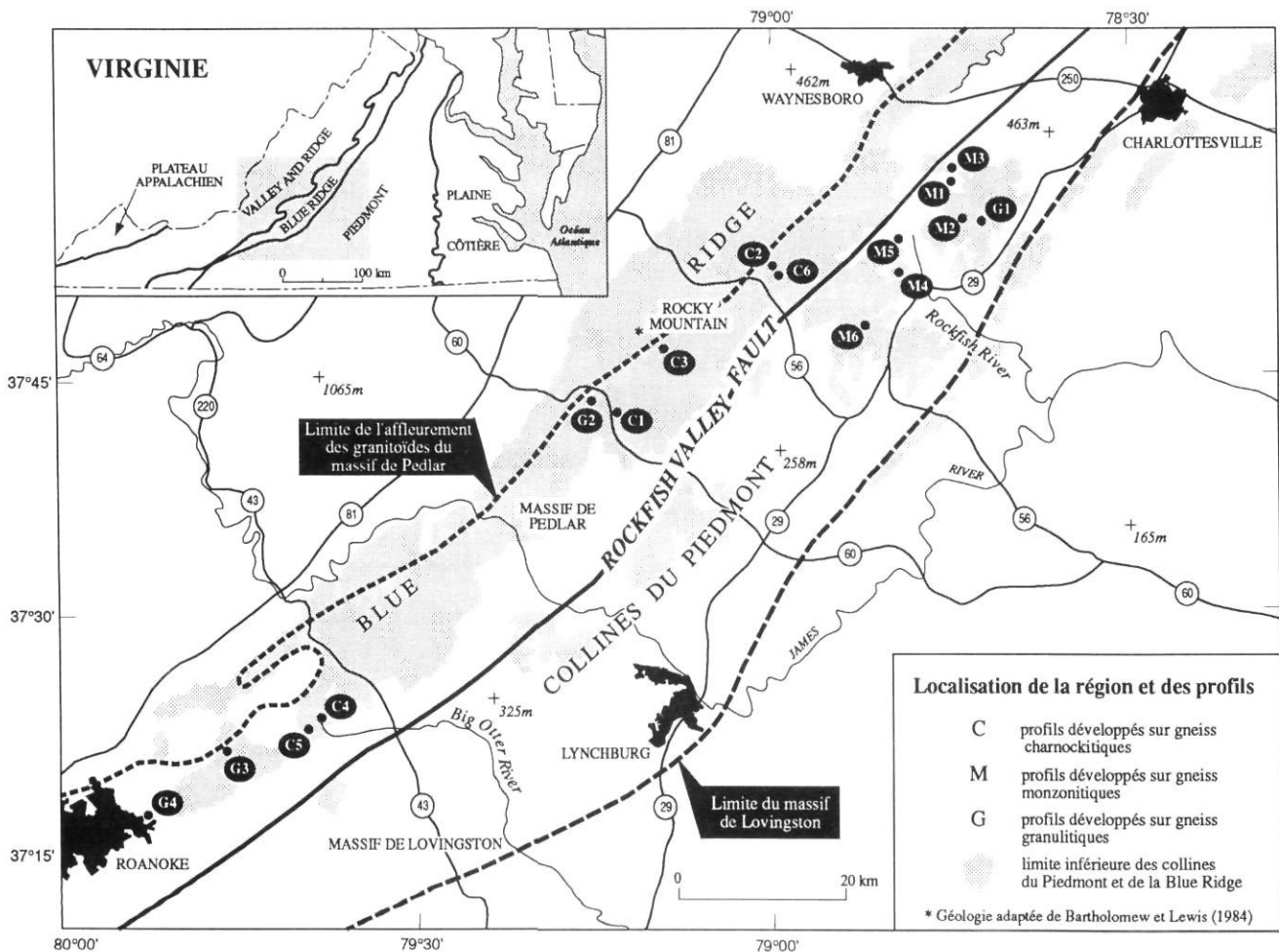


FIGURE 1. Localisation de la région à l'étude.

Location map of the studied area.



Lynchburg. La crête montagneuse est donc caractérisée par un climat plus froid et nettement plus humide.

La végétation régionale actuelle correspond à une forêt dominée par les espèces caducifoliées. La Blue Ridge est située dans la « région forestière à chênes et à châtaigniers » de Braun (1950). La marge occidentale du Piedmont correspond tout juste à la limite entre ce domaine et la « région forestière à chênes et à pins » définie par le même auteur.

#### TOPOGRAPHIE ET GÉOLOGIE

Dans cette région, la Blue Ridge prend la forme d'une crête montagneuse d'une largeur d'environ 20 km, d'orientation SW-NE. L'altitude maximale y est de 1241 m, à Rocky Mountain (fig. 1). Le relief est caractérisé par de fortes pentes et par un modelé fluvial très découpé. Les entailles fluviales sont le fait de rivières à fort gradient et à régime torrentiel. Dans la bordure occidentale du Piedmont, on trouve le bas plateau qui constitue l'essentiel de cette unité morphostructurale plus à l'est. Il atteint parfois la bordure de la Blue Ridge. Toutefois, le contact entre le bas plateau et la crête montagneuse est généralement graduel, le Piedmont présentant de hautes collines faisant de 450 à 750 m d'altitude, organisées en alignements SW-NE ou en massifs isolés.

Sur le plan géologique, les terrains sont d'âge grenvillien (Précambrien). Le « massif de Pedlar » (fig. 1) correspond assez fidèlement à la Blue Ridge, alors que le « massif de Lovington » correspond à la bordure occidentale du Piedmont appalachien (Sinha et Bartholomew, 1984). Le premier est un ensemble de roches ignées et métamorphiques du faciès des granulites, alors que dans le second ces mêmes types de roches sont aussi du faciès des amphibolites. Au contact des deux ensembles, un chevauchement d'âge taconique a provoqué une mylonitisation et une rétro-morphose dans le faciès des schistes verts. De composition quartzo-feldspathique, les gneiss monzonitiques, charnockitiques et granulitiques sur lesquels se sont développés les profils étudiés (tabl. I) se ressemblent souvent beaucoup.

#### ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE RÉGIONALE

Les principaux processus responsables de l'évolution des versants des Appalaches centrales et méridionales relèvent les uns des environnements contemporains des périodes glaciaires et les autres de processus actifs de nos jours.

Les formes et formations périglaciaires sont connues depuis longtemps dans les Appalaches au sud de la limite glaciaire du Pléistocène. Selon Brunnschweiler (1962), « *the most frequently encountered forms are : block streams and boulder fields, talus congeliturbates and non glacial gravels, sorted stone rings and stripes, involutions, ice-wedge casts, and aeolian deposits* » (Brunnschweiler, 1962, p. 18). Smith (1962) mentionne la présence de champs de blocs, de « rivières de pierres » (*block streams*) et de talus d'éboulis, en Pennsylvanie et à des altitudes de plus de 300 m au Maryland, en Virginie et en Virginie occidentale. Ces formations seraient dues à l'action de processus liés au gel. Il

affirme, à la suite de King et Stupka (1950), que les plus hauts sommets des Appalaches étaient probablement situés au-dessus de la limite de l'arbre pendant les périodes glaciaires. Par contre, « *at greater distances from the Glacial Border, periglacial features are somewhat less common and less distinct* » (Smith, 1962, p. 329).

Clark (1968) fait état de plusieurs types de sols triés sur les hauts sommets des Appalaches de la Pennsylvanie, de la Virginie et de la Virginie occidentale. Les polygones d'échelle métrique correspondraient à des formes actives sous les conditions actuelles. Teeri et Smith (1971) ont observé des formes semblables sur Bluff Mountain, en Caroline du Nord. Les polygones de plus grande taille « *display surface evidence of an inactive or fossil nature* » (Clark 1968, p. 355). Il s'agirait d'héritages indiquant « *the former presence of deep and intense seasonally frozen ground and/or sporadic to discontinuous permafrost during the times that these features formed in the High Appalachians* » (Clark, 1984, p. 85).

Les dépôts colluviaux ont été particulièrement étudiés dans les Appalaches centrales. Ils ont été cartographiés dans le Piedmont appalachien, dans la Blue Ridge, dans la Valley and Ridge et dans le Plateau appalachien. Ils atteignent plus de 13 m à la base de certains versants en Virginie occidentale (Gray, 1977), et plus de 30 m en Pennsylvanie (Ciolkosz *et al.*, 1979). Dans plusieurs cas, le matériel mobilisé correspondrait à un manteau d'altération dont la base est encore présente sur le haut des versants (Ciolkosz *et al.*, 1990). Selon Braun (1989), « *there is a growing consensus that most if not all of the ubiquitous colluvial deposits in the Appalachians are the result of periglacial activity* » (p. 247). Plusieurs dépôts colluviaux successifs ont été observés (Hoover, 1983 ; Rapp, 1967 ; Waltman, 1985). Les dépôts sous-jacents sont alors rubéfiés et montrent une altération plus poussée que les matériaux sus-jacents. Les estimations qualitatives de l'âge des colluvions les plus anciennes sont très variables : pré-Pléistocène (Pierce, 1966), Illinoïen ou pré-Wisconsinien (Hoover, 1983 ; Waltman, 1985), et Wisconsinien inférieur « *or older* » (Clark et Ciolkosz, 1988). Toutefois Mills (1982) et Clark et Ciolkosz (1988) rappellent que nous ne disposons à ce jour d'aucune datation au <sup>14</sup>C de ces dépôts colluviaux. Shafer (1988) a présenté un âge TL de 10 100 BP obtenu à partir d'un cône colluvial de la Blue Ridge de la Caroline du Nord. Cela corroborerait l'âge wisconsinien supérieur généralement admis pour les colluvions les plus récentes.

Péwé (1983) et Clark et Ciolkosz (1988) ont réalisé des synthèses des connaissances des environnements périglaciaires du Quaternaire. Les seconds auteurs insistent sur les limites des travaux réalisés jusqu'ici. Deux aspects leur semblent primordiaux. D'abord, il y a un manque de datations et de repères chronologiques, ce qui empêche de corréliser les différentes formes et formations et de les inclure dans un cadre chronostratigraphique détaillé et cohérent à l'échelle du Pléistocène. Selon Clark et Ciolkosz (1988), nous sommes en présence d'héritages d'âges divers dont certains seraient plus anciens que le Wisconsinien

TABLEAU I

*Localisation et caractéristiques du site des profils*

Profil (profondeur) échantillon	Localisation et altitude	Roche mère	Exposition et pente	Position sur le versant
C1 Inceptisol (4 m)	Willow (comté de Amherst) "79°143"W; 37°43"N" 536 m	gneiss mylonitique (Pedlar River Charnockite Suite*)	sud-est 25°	mi-versant inférieur
C2 Inceptisol (2,5 m)	Campbell Creek (comté de Nelson) "79°01'30"W; 37°52'01"N" 643 m	gneiss granoblastique hétéro- granulaire (Pedlar River Charnockite Suite*)	sud-est 26°	mi-versant
C3 Inceptisol (3 m)	South Fork Piney River (comté de Amherst) "79°10'W; 37°47'N" 880 m	gneiss granoblastique hétéro- granulaire (Pedlar River Charnockite Suite*)	sud-est 28°	mi-versant inférieur
C4 Ultisol (2,5 m)	Camp Creek (comté de Bedford) "79°39'01"W; 37°23'18"N" 433 m	gneiss mylonitique et grano- blastique (Peaks of Otter Charnockite Suite**)	sud-ouest 25°	mi-versant inférieur
C5 Inceptisol (2 m)	Taylor's Mountain (comté de Bedford) "79°40'21"W; 37°23'26"N" 611 m	gneiss granoblastique hétéro- granulaire (Peaks of Otter Charnockite Suite**)	sud-ouest 22°	mi-versant supérieur
C6 Ultisol (7 m)	Campbell Creek (comté de Nelson) "79°01'14"W; 37°52'N" 469 m	gneiss granoblastique hétéro- granulaire (Pedlar River Charnockite Suite*)	sud-est 24°	bas de pente
M1 Inceptisol (2,5 m)	Spring Valley (comté de Nelson) "78°47'20"W; 37°57'17"N" 216 m	gneiss monzonitique mylonitique (Archer Mountain Suite*)	sud-ouest 9°	bas de pente
M2 Ultisol (2,5 m)	Taylor Creek (comté de Nelson) "78°46'57"W; 37°54'49"N" 250 m	gneiss monzonitique proto-mylonitique (Archer Mountain Suite*)	sud 11°	bas de pente
M3 Inceptisol (1,8 m)	Holy Cross Church (comté de Albemarle) "78°46'58"W; 37°57'57"N" 250 m	gneiss monzonitique proto-mylonitique (Archer Mountain Suite*)	sud-ouest 9°	mi-versant
M4 Ultisol (3 m)	Gullysville (comté de Nelson) "78°51'50"W; 37°52'13"N" 250 m	gneiss monzonitique mylonitique (Archer Mountain Suite*)	sud 8,5°	bas de pente
M5 Inceptisol (2 m)	Lodebar (comté de Nelson) "78°50'51"W; 37°54'02"N" 210 m	gneiss monzonitique mylonitique (Archer Mountain Suite*)	sud-ouest 7°	convexité sommatale
M6 Ultisol (2 m)	High Top Mountain (comté de Nelson) "78°54'21"W; 37°48'32"N" 482 m	gneiss monzonitique proto-mylonitique (Archer Mountain Suite*)	nord 9°	mi-versant
G1 Inceptisol (2,5 m)	Heards (comté de Albemarle) "78°44'58"W; 37°55'08"N" 370 m	gneiss granoblastique hétéro- granulaire (Hills Mountain Granulite Gneiss*)	sud-est 21°	mi-versant inférieur
G2 Inceptisol (7 m)	Oronoco (comté de Amherst) "79°16'21"W; 37°44'07"N" 542 m	gneiss granoblastique iso- granulaire (Lady Slipper Granulite Gneiss*)	ouest 15°	mi-versant inférieur
G3 Inceptisol (2 m)	Porter Mountain (comté de Bedford) «79°46'18"W; 37°21'26"N" 576 m	gneiss granoblastique (Strongly Layered Granulite Gneiss*)	sud-est 14°	convexité sommatale
G4 profil tronqué : altérite (2 m)	Vinton (comté de Roanoke) "79°52'19"W; 37°16'43"N" 320 m	gneiss granulitique porphyroblastique***	0°	plaine

\* Bartholomew (1977) ; \*\* Bartholomew et Lewis (1984) ; \*\*\* Bartholomew (1981).

supérieur. Deuxièmement, la mise en relation de ces formes et formations avec des environnements dont la nature est encore mal connue pose problème. Ciolkosz *et al.* (1990) proposent l'existence d'un gradient climatique de la marge de l'inlandsis wisconsinien vers le sud. À l'appui de cette hypothèse ces auteurs mentionnent l'importance moindre des colluvions de bas de versant dans la Valley and Ridge, de la Pennsylvanie vers le sud de la Virginie. Ce gradient aurait été lié à la zonation climatique zonale des périodes glaciaires et, notamment, aux conditions trouvées de part et d'autre du Front polaire (Clark et Ciolkosz, 1988). Ce dernier aurait été situé au-dessus des Appalaches méridionales au Wisconsinien supérieur (Delcourt et Delcourt, 1984). À la lueur de ces travaux, l'hypothèse de Daniels *et al.* (1987a), selon laquelle les Appalaches méridionales auraient connu des conditions périglaciaires au Wisconsinien, avec déstabilisation des formations superficielles sous l'action de la gélifluxion (« *solifluction above permafrost layers* », p. 729), paraît un peu audacieuse. Ces auteurs admettent toutefois que leur secteur se trouve « *a good deal further south* » par rapport au nord de la Pennsylvanie.

Sous les conditions actuelles, les versants des Appalaches seraient relativement stables (Ciolkosz *et al.*, 1990 ; Denny, 1956 ; Rapp, 1967). Les colluvions « périglaciaires » ont subi une pédogénèse dont a résulté la formation de sols à profils bien développés (Ciolkosz *et al.*, 1979). Toutefois, Hack et Goodlett (1960), Mills (1984) et Graham *et al.* (1990) font mention de la migration d'une couverture colluviale de faible épaisseur sur les versants boisés des Appalaches de Virginie et de Caroline du Nord. Mills (1984) fait état de taux de reptation annuels moyens variant de 3 à 673 mm. Certains événements rares mais à caractère catastrophique sont responsables de la mobilisation de grands volumes de matériaux meubles sur les versants. C'est le cas des laves torrentielles résultant du passage d'ouragans subtropicaux, comme ce fut le cas en 1969 (Williams et Guy, 1973). Dans le secteur à l'étude, le passage de l'ouragan Camille avait occasionné des précipitations de 710 mm en huit heures, les 19 et 20 août. On avait alors estimé que jusqu'à 30 000 à 50 000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> de sédiments avaient été mobilisés des versants vers les plaines d'inondation par endroit.

#### IMPORTANCE DES ALTÉRITES SUR LES VERSANTS

L'altérite a été observée dans la Blue Ridge sur des pentes variant de 14° à 27,9°, jusqu'à environ 1 000 m d'altitude. Dans les collines du Piedmont elle a été observée sur des pentes variant de 6,8° à 20,8°, seuls les sommets en étant dépourvus. Sur les versants supérieurs de la Blue Ridge et au sommet des collines du Piedmont, l'altérite fait place à des formations limoneuses à blocs de distribution assez générale dans les Appalaches centrales et méridionales et que les auteurs considèrent généralement d'origine périglaciaire (Clark et Ciolkosz, 1988). Ces matériaux recouvrent directement la roche en place sur les sommets, puis des altérites d'épaisseur décimétrique sur le haut des versants. Dans ce dernier cas, le contact entre les deux types de matériaux est net et ravissant.

Sur la partie médiane et inférieure des pentes, le manteau d'altérite est discontinu et d'épaisseur variable (fig. 7). On le retrouve dans des poches de diamètre décimétrique limitées par des affleurements de la roche en place cohérente. Ces derniers montrent le roc plus ou moins fragmenté, surtout là où la texture foliée et un réseau de diaclases rapprochées déterminent de nombreux plans de faiblesse. À l'intérieur des poches d'altérite on trouve, à la base, une isaltérite, c'est-à-dire une altérite dont la texture de la roche mère est conservée. Elle peut constituer l'ensemble du profil sous le sol ou passer à une altérite à texture modifiée vers le haut (*non saprolite residuum* de Graham, 1986, *massive subsoil* de Pavich *et al.*, 1989). L'altérite est le matériau qui a servi de roche mère au sol susjacent (horizons BC, BCt et CB de Stolt *et al.*, 1991). Par ailleurs, le manteau d'altérite est souvent caractérisé par la présence de boules résiduelles marquant l'avancée irrégulière du front d'altérite dans la masse rocheuse.

L'épaisseur des altérites semble augmenter vers le bas des versants. Les profils les plus épais y sont localisés, montrant 7 m d'altérite sans que la roche mère ne soit visible à la base. On trouve parfois des colluvions superficielles, rarement plus épaisses que 0,5 à 1 m, caillouteuses, recouvrant l'altérite. Une *stone line* peut marquer le contact entre l'altérite et les colluvions (profil M2). Celles-ci sont surtout présentes au bas des versants mais elles ont aussi été observées à mi-pente. Les sols sont alors développés sur les colluvions et l'altérite.

#### GRANDS TYPES DE SOLS

À l'échelle régionale, la plupart des sols développés sur matériaux acides sont des Inceptisols (Dystrichrepts) ou des Ultisols (Hapludults) (Soil Survey Staff, 1975). Selon le Albemarle County Soil Survey (NCSS 1985), 32 % des sols de ce comté sont développés dans des altérites développées à partir de granite et de gneiss. Dans la Blue Ridge, 43 % de ces sols sont des Dystrichrepts contre 38 % d'Hapludults. Dans le Piedmont, les Dystrichrepts ne comptent que pour 23 % de ces sols alors que 66 % sont des Hapludults. Ceci correspond à ce qui est généralement observé dans les Appalaches centrales et méridionales, à savoir que les Dystrichrepts occupent les plus fortes pentes, alors que les Hapludults sont plus courants sur les pentes plus faibles, considérées plus stables (Buol *et al.*, 1973).

#### TECHNIQUES D'ANALYSE

Seize profils ont été échantillonnés sur les versants inférieurs et moyens de la Blue Ridge et dans les collines du Piedmont de la Virginie centrale dans le cadre d'une étude du manteau d'altérite développé sur roches acides (fig. 1). Les profils choisis sont représentatifs des grands types de roches et de sols retrouvés dans la région. De façon à limiter les variations des propriétés des profils dues à l'effet de l'exposition (Losche *et al.*, 1970), tous ont été choisis sur des versants exposés au sud, au sud-ouest ou au sud-est. Les facteurs de variation qui ont été retenus sont (1) la texture de la roche mère, (2) la valeur de la pente et (3) le type de sol associé au profil, Inceptisol ou Ultisol.

TABLEAU II

Propriétés physiques et chimiques de profils altérites-sols de la Blue Ridge et du Piedmont de la Virginie centrale

Profil (pente)	Horizon	Prof. (cm)	Couleur (état sec)	Sables	Limons (%)	Argiles	Densité apparente	pH (eau)	C.O. (%)	Fe (%) DCB oxalate	Al (%) DCB oxalate	Ca Mg K (meq/100g)	CEC (meq/100g)	S.B. (%)	
C1	Bw	3-40	2.5Y6/4	55	38	7	2,13	4,9	—	1,54 0,30	0,19 0,18	0,45 0,24 0,45	5,16	0,22	
Inceptisol (24,7°)	C11	150	2.5Y6/5	68	30	2	2,26	4,8	1,95	1,39 0,16	0,17 0,45	0,30 0,14 0,27	4,04	0,18	
	C12	250	2.5Y7/4	65	33	2	2,30	4,8	0,01	0,99 0,18	0,14 0,18	8,30 0,54 0,30	12,36	0,74	
	C13t	350	2.5Y6/5	60	36	4	2,13	4,9	1,59 1,49	0,30 0,30	0,19 0,23	8,56 0,29 0,19	13,66	0,66	
C4	A	0-3	10YR3/2	91	7	2	1,79	6,8	3,98	1,56 0,17	0,14 0,41	19,45 2,69 1,22	23,56	0,99	
Ultisol (24,7°)	E1	3-30	10YR6/4	45	52	3	2,13	5,6	1,80	2,80 0,17	0,22 0,44	2,47 0,83 0,46	4,20	0,90	
	E2	30-50	10YR6/6	44	49	7	2,20	4,9	1,34 2,63	0,14 0,19	0,37 2,93	1,20 0,51 6,26	6,26	0,74	
	Bt	50-100	5YR4/6	49	20	31	2,03	5,0	0,38 3,31	0,33 0,23	0,42 1,30	3,01 0,77 9,39	9,39	0,54	
	C1C21t	110	5YR5/8	63	17	20	2,24	5,0	0,26 2,05	0,25 0,19	0,27 0,62	3,78 0,72 7,70	7,70	0,66	
	C1C22t	140	5YR5/8	65	20	15	2,17	5,1	0,07 1,73	0,26 0,16	0,33 0,33	1,81 0,67 7,99	7,99	0,35	
	C11t	170	10YR6/6	53	29	18	1,94	5,3	0,07 1,22	0,17 0,11	0,40 0,37	1,45 0,63 7,63	7,63	0,32	
M2 Ultisol (10,8°)	C14t	200	10YR6/6	59	23	18	—	5,0	0,01 1,20	0,32 0,19	0,35 0,29	1,12 0,65 6,37	6,37	0,32	
	IIA	0-2	10YR3/2	66	29	5	1,48	4,4	16,97	1,82 0,19	0,61 0,44	6,98 1,15 1,31	14,62	0,65	
	IIE	2-5	7.5YR4/6	67	27	6	—	5,2	1,99	2,53 0,17	0,17 0,38	1,81 0,18 0,38	4,06	0,58	
	IIBt	5-50	2.5YR4/6	23	67	10	2,00	4,8	2,06 1,35	0,20 0,11	0,38 0,64	1,35 0,76 6,19	6,19	0,44	
	C1C2t	50-125	5YR5/6	71	20	9	1,39	5,4	1,71 2,88	0,18 0,19	0,22 0,36	0,20 0,57 3,31	3,31	0,34	
M3 Inceptisol (9,1°)	C11t	150	5YR5/6	70	25	5	2,09	5,2	1,95 2,22	0,27 0,11	0,22 0,45	0,23 0,74 3,60	3,60	0,39	
	C12	200	10YR5/6	84	15	1	2,03	4,7	0,01 2,84	0,17 0,19	0,28 0,64	0,13 1,57 4,06	4,06	0,58	
	A	0-5	10YR4/2	72	24	4	1,65	4,9	12,85	0,89 0,08	0,11 0,15	6,00 0,92 2,03	10,28	0,87	
	Bw	5-30	10YR6/6	36	59	5	2,02	4,3	1,99	0,67 0,07	0,11 0,38	0,46 0,23 0,67	5,15	0,26	
	BwC	30-50	10YR6/6	41	56	3	2,21	4,6	1,54 0,83	0,08 0,11	0,24 0,66	0,31 0,84 3,54	3,54	0,51	
	C2t	65	10YR6/4	64	30	6	2,00	5,0	0,20 0,60	0,02 0,12	0,12 0,56	0,13 0,69 5,31	5,31	0,26	
M4 Ultisol (8,5°)	C1C2t	100	10YR6/4	64	30	6	2,02	4,7	0,20 0,65	0,02 0,10	0,14 0,57	0,54 0,79 5,83	5,83	0,33	
	C11t	150	10YR7/4	70	23	7	1,99	4,8	0,38 0,69	0,04 0,10	0,15 0,67	0,80 0,82 4,47	4,47	0,51	
	C12t	175	10YR7/4	44	56	0	2,32	3,9	— 0,97	0,04 0,19	0,30 0,36	0,09 0,25 4,86	4,86	0,14	
	A	0-5	10YR4/2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	E	5-25	7.5YR5/8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
G1 Inceptisol (20,8°)	Bt1	25-55	7.5YR6/8	53	34	13	2,03	4,3	0,01 2,74	0,08 0,17	0,27 0,39	0,38 0,81 3,14	3,14	0,50	
	Bt2	55-75	2.5YR4/8	29	51	20	1,94	5,0	1,67	—	—	—	—	—	
	C11t	135	10YR5/6	76	23	1	2,26	4,8	1,77 1,70	0,04 0,08	0,23 0,63	0,36 0,15 2,87	2,87	0,40	
	C12	200	10YR6/4	74	24	2	2,11	4,3	1,77 2,86	0,07 0,19	0,18 0,41	0,51 0,16 3,81	3,81	0,28	
G1 Inceptisol (20,8°)	C13	265	10YR5/6	80	19	1	2,10	4,5	0,04 1,89	0,12 0,10	0,18 0,72	0,43 0,29 4,02	4,02	0,36	
	A	0-3	10YR2/2	28	66	6	0,95	4,2	14,40	0,63 0,62	0,23 0,53	8,14 2,07 1,35	21,89	0,53	
	E	3-5	10YR5/1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Bw	5-30	10YR5/4	45	47	8	1,93	4,5	1,54 1,22	0,15 0,19	0,33 0,67	0,85 0,72 5,48	5,48	0,41	
	BwC	30-50	10YR6/8	63	32	5	1,96	4,8	0,77 1,40	0,03 0,23	0,11 0,49	1,06 0,75 3,59	3,59	0,64	
	C2	55	7.5YR6/7	64	34	2	1,95	4,8	1,16 0,74	0,03 0,15	0,09 0,29	0,64 0,47 2,69	2,69	0,52	
	C1C2t	100	7.5YR6/7	67	19	14	1,94	3,6	0,68 1,11	0,05 0,15	0,18 0,63	0,85 0,70 4,14	4,14	0,53	
G1 Inceptisol (20,8°)	C11	140	10YR7/5	91	8	1	2,29	5,1	0,07 0,66	0,04 0,05	0,09 0,37	0,18 0,42 1,26	1,26	0,77	
	C12	180	10YR7/4	89	11	0	—	5,1	0,07 0,62	0,05 0,03	0,14 0,24	0,69 0,59 2,68	2,68	0,57	

Couleur selon le code Munsell. C.O.=carbone organique. DCB=dithionite-citrate-bicarbonate. CEC=capacité d'échange cationique. S.B.=saturation en bases. C1=altérite à texture conservée; C2=altérite à texture modifiée; C1C2= matériau présentant des caractères transitoires entre C1 et C2; C1t et C2t= altérite présentant des caractères argilliques (ex: revêtements argilo-limoneux le long des fissures et dans les pores). N.B. Le système américain de classification des sols ne prévoyant pas la subdivision des horizons "C" ni le caractère argillique de tels horizons, les symboles "C1", "C2", "C1C2", "C1t", "C2t" et "C1C2t" ne sont pas conventionnels.

Le tableau I présente la localisation, les roches mères et les conditions de site des profils échantillonnés. Le tableau II rassemble les données provenant des six profils sélectionnés pour présenter les caractéristiques des altérites et les sols qui leur sont associés. Le profil C4 est le seul qui montre le contact de l'altérite avec la roche mère; la base de tous les autres profils est comprise dans l'altérite, qui constitue le matériau à partir duquel les sols se sont développés. Nous ne disposons donc pas de données concernant l'épaisseur exacte du régolite. Seuls des sols développés au moins en partie dans l'altérite ont été échantillonnés: les sols développés entièrement dans des colluvions ne sont pas traités ici.

Des échantillons en vrac ont servi aux analyses granulométriques, chimiques et minéralogiques. Des échantillons non perturbés ont servi à la mesure de la densité

apparente et à la préparation de lames minces en vue de l'examen pétrographique.

L'analyse granulométrique a été réalisée par tamisage (fraction sableuse) et à l'aide d'un compteur de particules de type Coulter (fractions fines). La densité apparente a été estimée par immersion d'échantillons enrobés de paraffine dans l'eau. Les analyses chimiques ont été réalisées en suivant les procédures en usage à Agriculture Canada. Elles sont décrites en détail dans le manuel de méthodes analytiques de Sheldrick (1984): pH dans l'eau (rapport sol/eau de 1/1); dosage du carbone organique par oxydation humide (méthode Walkley-Black modifiée); bases échangeables — extraction au NaCl; Fe and Al extractibles au dithionite de sodium; Fe and Al extractibles à l'oxalate.



Une partie des analyses de diffraction des rayons X (DRX) a été réalisée à Agriculture Canada, à l'aide d'un appareil Scintag équipé d'un tube au cobalt et d'un monochromateur au graphite. Les échantillons de la fraction argileuse ont été saturés au Mg et au K et séchés à froid. Les échantillons saturés au Mg ont été utilisés pour le traitement au glycérol et ceux saturés au K pour le chauffage. Des échantillons des fractions argileuse et limoneuse, ainsi que des échantillons triés (minéraux, revêtements) ont aussi été analysés au laboratoire de Minéralogie-Cristallographie (universités de Paris 6 et 7), à l'aide d'un appareil Philipps PW1710 équipé d'un tube au cuivre et d'un monochromateur au graphite. Les échantillons orientés et les poudres n'ont subi aucun traitement préalablement au passage à 25°C, à la saturation au glycol et aux tests de chauffage (300°C et 550°C). Dans cet article, tous les diagrammes de DRX proviennent d'échantillons orientés non traités avant l'analyse.

L'analyse thermique différentielle, l'analyse thermogravimétrique et les analyses chimiques totales ont été réalisées au Centre de recherches minérales (Québec). Les courbes d'ATD et d'ATG ont été acquises par chauffage des échantillons à raison de 12,5°C/mn dans une atmosphère d'azote. Le témoin était un oxyde d'aluminium. Les éléments majeurs (analyses chimiques totales) ont été déterminés par fluorescence X. H<sub>2</sub>O a été estimé par perte au feu à 1000°C.

## RÉSULTATS ANALYTIQUES

### LES DIFFÉRENTS TYPES D'ALTÉRITES

L'examen des altérites en lames minces a permis de distinguer différentes catégories de matériaux. On retrouve deux faciès d'isaltérite. D'une part des profils où l'isaltérite est constituée en grande partie par des pseudomorphoses des minéraux primaires autres que le quartz. Les constituants de ces figures d'altération sont alors des minéraux de néoformation. C'est le cas des profils C4, M2, M3 et M4. D'autre part des profils où l'isaltérite est encore très proche de la roche mère, la plupart des minéraux primaires étant essentiellement intacts. C'est le cas des profils C1 et G1. Au-dessus de ces deux types d'isaltérite, on trouve des niveaux où la texture de la roche mère a été perdue : il y a eu réorganisation structurale des constituants dans l'altérite à texture modifiée.

a) Les profils développés sur l'isaltérite riche en pseudomorphoses de minéraux de néoformation : le profil C4

Le profil C4 montre le passage de la roche mère à l'altérite à un Ultisol. Le site se trouve proche d'une zone de cisaillement et le gneiss charnockitique montre des signes de déformation et de rétroformation en rapport avec l'orogène taconique, à savoir la juxtaposition dans le profil de volumes à texture granoblastique hétérogranulaire et de volumes plus ou moins mylonitisés. Les minéraux principaux sont le feldspath potassique, qui constitue des porphyroblastes de taille centimétrique, le plagioclase, le quartz et l'hypersthène. Là où la roche a acquis une folia-

tion, on trouve des plans riches en biotite plus ou moins chloritisée, en épidote, en sphène, en zircon, en ilménite et en apatite.

La base du profil correspond à une isaltérite (horizons C1) de texture sableuse (tabl. II). Les hétérogénéités lithologiques de la roche mère y sont bien visibles, les bandes micacées verdâtres d'épaisseur centimétrique traversant des volumes quartzo-feldspathiques. On retrouve ces variations dans les résultats des analyses granulométriques, les passages micacés étant plus riches en limons. Dans l'isaltérite, les feldspaths potassiques sont fragmentés. La biotite est décolorée et exfoliée, voire pseudomorphosée par des minéraux argileux, et notamment par la kaolinite. Elle prend alors la forme de gros vermicules de la taille des sables. Vers le haut de l'isaltérite, la taille des pseudomorphes diminue, les individus de la taille des sables étant plus rares, ce qui est généralement expliqué par la fragmentation mécanique (Cady, 1950). Cette dernière est associée à la réorganisation structurale lors de la perte de la structure de la roche mère (passage de l'isaltérite à l'altérite à texture modifiée) et à la pédoturbation dans les horizons des sols susjacentes. Dès la base de l'altérite les plagioclases ont disparu, entièrement pseudomorphosés et ne donnant plus dans ces niveaux que des plages argileuses claires.

Dans les profils développés sur gneiss monzonitique (M2, M3 et M4), les pseudomorphoses de biotite sont composées de kaolinite, incolore, de faible relief et polarisant dans les gris du premier ordre, mais aussi de gibbsite, laquelle se présente en petits cristaux prismatiques. Cette évolution est accompagnée d'une ouverture des feuillettes micacés, ce qui donne aux cristaux une allure « en accordéon » (fig. 2a).

L'ensemble de l'altérite du profil C4 est caractérisé par une teneur assez élevée en argiles (15-20 %). Ceci est associé d'une part au fait que l'altération des minéraux primaires résulte en la formation de minéraux argileux, qui sont en partie de la taille des argiles, et d'autre part à la présence dans la porosité d'épais revêtements orientés de couleur ocre, composés de particules argilo-limoneuses et d'hydroxydes de fer (ferri-argilanes). Un Ultisol présentant un profil de type A/E-Bt s'est développé à partir de ce matériau. L'horizon argillique (fig. 2b) est caractérisé par la présence de nombreux revêtements du même type que ceux rencontrés dans l'altérite sous-jacente ; la teneur en argiles y atteint 31,3 %. Toutefois, on trouve plusieurs de ces revêtements sous forme de papules, c'est-à-dire sous forme de débris redistribués dans la matrice argilo-limoneuse de l'horizon Bt. Il y a donc à la fois présence de revêtements en apparence « fonctionnels » et de revêtements reliques dans cet horizon, ce qui a déjà été noté en Caroline du Nord pour des sols comparables (Khalifa et Buol, 1968).

L'isaltérite riche en pseudomorphoses de minéraux de néoformation peut toutefois être la roche mère d'Inceptisols. C'est le cas dans le profil M3. Le matériau, sableux à la base (tabl. II), présente des figures d'altération des feldspaths et des micas semblables à celles des profils C4, M2

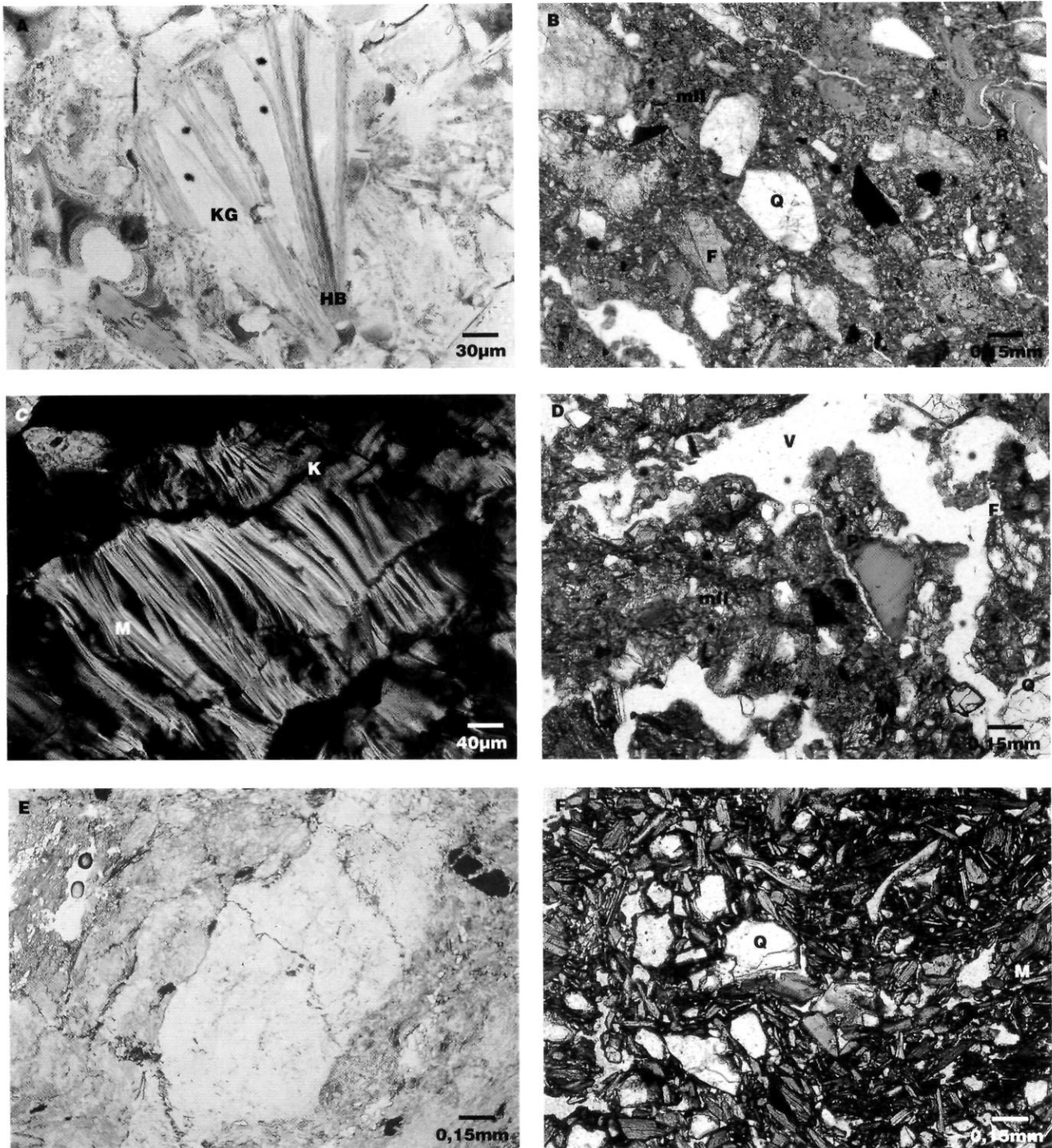


FIGURE 2. Microphotographies de l'altérite et d'horizons pédologiques. A) Vermicule de biotite pseudomorphosée par la kaolinite et la gibbsite (horizon Bt du profil M4). HB=hydrobiotite, K=kaolinite, G=gibbsite ; B) horizon Bt de l'Ultisol du profil C4. R=revêtement orienté (ferri-argilane), F=feldspath, Q=quartz ; C) muscovite partiellement kaolinisée (figure d'altération en éventail) de l'isaltérite (C1,) du profil G1. M=muscovite, K=kaolinite ; D) horizon Bw de l'Inceptisol du profil G1. P=papule, F=feldspath, Q=quartz, V=vide ; E) « fantôme » de plagioclase de l'isaltérite (C1,t) du profil M2. F) matrice limoneuse des colluvions caillouteuses (IIbt) du profil M2. M=micas, Q=quartz.

Microphotographs of selected saprolite and soil materials. A) biotite worm pseudomorphozed by kaolinite and gibbsite (profile M4, Bt horizon). HB=hydrobiotite, K=kaolinite, G=gibbsite ; B) profile C4, Ultisol Bt horizon. R=oriented coating (ferri-argillan), F=feldspar, Q=quartz ; C) partially kaolinized muscovite within saprolite (C1,) of profile G1. M=muscovite, K=kaolinite ; D) profile G1, Inceptisol Bw horizon. P=papule, F=feldspar, Q=quartz, V=void ; E) kaolinized "ghost" of a plagioclase feldspar crystal within saprolite (C1,t) of profile M2. F) silty matrix of stone-bearing colluvium (and IIbt horizon) of profile M2. M=micas, Q=quartz.

et M4. L'altérite est aussi caractérisée par la présence de revêtements argileux orientés. Par contre, la partie supérieure du profil correspond à un Inceptisol, à profil A/E-Bw. L'horizon B d'altération contient des papules, mais la porosité y est exempte de revêtements.

b) Les profils développés sur l'isaltérite de nature proche de la roche mère : le profil G1

Le profil G1 correspond à une isaltérite qui passe graduellement à une altérite à texture modifiée (horizon C2), puis à un Inceptisol (*Typic Dystrochrept*, NCSS 1985). Les principaux minéraux de la roche mère sont le feldspath perthitique, plus ou moins séricitisé et qui forme des porphyroblastes de taille centimétrique, le plagioclase, plus ou moins déstabilisé et associé à de petits cristaux d'épidote, le quartz, la biotite, parfois nettement chloritisée et souvent associée à de l'épidote, la muscovite, le zircon et le sphène. L'orthopyroxène n'a pas été observé dans les lames minces de la roche en place au site du profil G1.

La base du profil correspond à une isaltérite de texture sableuse (tabl. II). Les feldspaths perthitiques sont relativement intacts dans l'ensemble, mais certains cristaux montrent des figures de dissolution des lamelles d'albite, les vides correspondants étant occupés par des minéraux secondaires. La biotite, le plus souvent saine, peut cependant montrer par endroits une déstabilisation semblable aux figures d'altération observées dans les profils C4, M2, M3 et M4, avec développement de pseudomorphes de kaolinite en accordéons. Certains cristaux de muscovite sont pseudomorphosés en kaolinite, l'extrémité des cristaux prenant une forme en éventail (fig. 2c). L'isaltérite est toutefois un matériau très proche de la roche mère : malgré les figures d'altération décrites, la plus grande partie des minéraux primaires est d'apparence saine.

Au-dessus de l'isaltérite la texture de la roche mère disparaît graduellement. On trouve d'abord un niveau où il y a juxtaposition de volumes à texture conservée et de volumes à texture modifiée (horizon C1C2) puis, au-dessus, un niveau où il y a eu redistribution des constituants, essentiellement les mêmes que ceux des matériaux sous-jacents. Ces horizons sont nettement plus riches en limons que l'isaltérite (tabl. II). Les figures d'altération des minéraux primaires sont les mêmes, mais avec moins de vermicules de biotite pseudomorphosée en kaolinite de grande taille. Des revêtements argileux orientés de type « ferri-argilanes », dans les fissures et dans les pores, de même que des pédotubules, donnent une coloration orangée à certains volumes de l'horizon de transition. C'est dans cet horizon que la teneur en argiles est la plus forte. Dans l'altérite à texture modifiée toutefois, ces revêtements sont reliques, sous forme de débris remobilisés dans la masse des matériaux : les pores et les fissures en sont exempts, ce qui donne une teinte claire à ce niveau.

L'Inceptisol du profil G1 présente un profil de type A/E-Bw-BwC. Ce type de sol, caractérisé par la présence d'un mince horizon albiq discontinu de couleur gris cendré, était autrefois classé dans la catégorie des sols *Gray-brown podzolic* (McCaleb et Lee, 1956). Dans le profil G1, une

des propriétés les plus intéressantes est l'absence de revêtements dans la porosité de l'horizon Bw. Il s'agit d'un horizon B d'altération de structure micro-agrégée (fig. 2d), poreux, dans lequel on reconnaît des débris de feldspath perthitique, de mica et de quartz, ainsi que des débris de revêtements argileux orientés, tout comme dans l'altérite à texture modifiée sous-jacente. À l'inverse des Ultisols des profils C4 et M4, il n'y a donc pas ici continuité entre le sol et l'altérite en ce qui concerne ces revêtements. Alors qu'il semble y avoir eu acquisition de ces caractères pendant la formation des Ultisols dans les deux premiers cas, l'Inceptisol du profil G1, tout comme celui du profil M3, semble s'être développé sur un substrat où les revêtements étaient déjà présents, ceux-ci n'étant apparemment pas associés à la pédogenèse responsable de la formation de l'Inceptisol.

#### LES CARACTÉRISTIQUES COMMUNES À LA PLUPART DES PROFILS

L'ensemble des profils est dominé par la kaolinite et l'halloysite, qui donnent une raie assez large centrée sur 7,2Å environ mais s'étendant de 7,1Å à 7,5Å (fig. 3). L'analyse thermogravimétrique a permis de quantifier la teneur de l'altérite en kaolinite et en halloysite (tabl. III, fig. 4). Les valeurs obtenues, variant de 14 % (horizon E1 du profil C4) à 37 % (horizon Bt du profil M4), indiquent que les phyllosilicates 1/1 sont aussi présents dans la fraction limoneuse, ce que les données DRX et les observations pétrographiques corroborent.

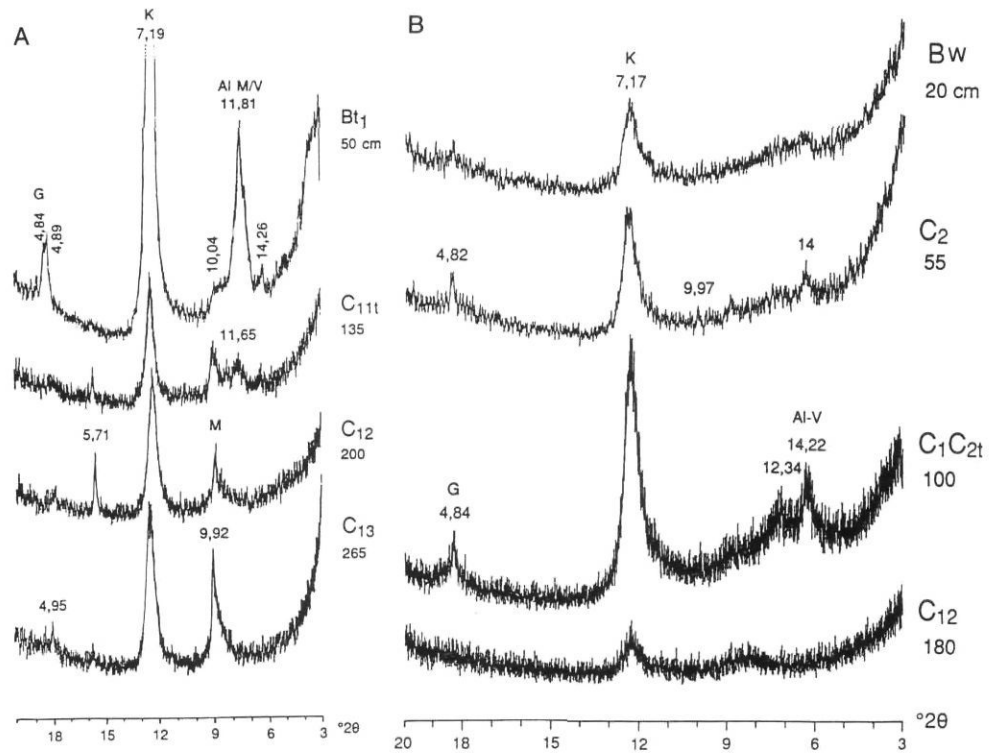
Le mica est présent dans tous les profils. Il s'agit de la biotite et de la muscovite de la roche mère. La première est plus ou moins transformée en hydrobiotite et associée à des interstratifiés irréguliers mica-vermiculite, voire pseudomorphosée par la kaolinite (Cady, 1950 ; Graham *et al.*, 1989a, b ; Rebertus *et al.*, 1986) et la gibbsite (fig. 5a). La muscovite peut être affectée par une kaolinitisation, dans l'isaltérite de nature proche de la roche mère (G1) comme dans les horizons Bt des Ultisols (M4). La vermiculite est déjà présente dans l'isaltérite, mais c'est surtout dans les horizons pédologiques qu'elle devient un composant majeur du cortège minéralogique secondaire (fig. 3). La fermeture graduelle et incomplète au chauffage indique la présence de matériel hydroxy-alumineux intercalaire (fig. 6). La goëthite a été détectée par DRX et par ATD, dans l'altérite et dans les horizons pédologiques. L'ATG a montré une valeur maximale de 2 % de l'échantillon total dans l'horizon argillique du profil C4 (tabl. III, fig. 4). L'hématite est aussi présente dans la fraction argileuse de la plupart des profils (DRX) mais ce sont les profils M2 et M4 qui montrent les raies les plus nettes. Les diagrammes de DRX obtenus pour les revêtements et les pédotubules rouges de l'horizon B argillique de l'Ultisol du profil M4 sont les plus nets (forts pics à 2,69Å et 2,51Å).

La gibbsite a été identifiée dans tous les profils (fig. 3), sauf les profils C1 et C4. Elle est présente dans les deux types d'isaltérite, dans l'altérite à texture modifiée et dans les horizons pédologiques des Ultisols et des Inceptisols. Ce minéral a été identifié dans les pseudomorphoses de la biotite (fig. 2b et 5a), dans les pseudomorphoses des felds-



FIGURE 3. Composition minéralogique (DRX) de la fraction argileuse des profils M4 (A) et G1 (B). G=gibbsite, K=kaolinite/halloysite, M=mica, Al-M/V=interstratifié mica-vermiculite hydroxy-alumineux, Al-V= vermiculite hydroxy-alumineuse. Espacement basal en anströms sur les diagrammes.

Mineralogy (XRD) of the clay fraction of profiles M4 (A) and G1 (B). G=gibbsite, K=kaolinite/halloysite, M=mica, Al-M/V=hydroxy-Al interlayered mica-vermiculite, Al-V=hydroxy-Al interlayered vermiculite. Basal spacing in anströms.



paths (fig. 5b), dans la matrice des sols et dans les ferri-argilanes.

Les analyses chimiques totales indiquent une évolution géochimique globale restreinte, voire très réduite dans les altérites de nature proche de la roche mère (tabl. IV). Les teneurs relatives en Si, Ca, Na et K diminuent au passage de la roche mère à l'isaltérite, mais il n'y a guère d'évolution significative dans l'altérite elle-même. Dans les profils C1 et G1, les teneurs en Ca et en Na à la base de l'altérite sont plus élevées que celles observées dans les autres profils. Ces résultats sont à mettre en relation avec les observations pétrographiques, qui indiquent clairement l'altération globalement très ménagée des constituants de la roche mère. Dans l'ensemble des profils, il y a diminution relative modérée de la teneur en Si vers le haut du profil et enrichissement relatif en Al. Ces tendances résultent en un rapport Si/Al de 2,08 seulement dans le Bt de l'Ultisol du profil M4. L'horizon argillique des Ultisols des profils C4 et M4 est aussi caractérisé par une plus forte teneur en Fe, sans doute à mettre en relation avec la forte teneur en argiles de ce niveau : l'hématite et la goëthite y sont présents en revêtement sur les minéraux argileux.

LES COLLUVIONS SUPERFICIELLES : LE PROFIL M2

Le profil M2 est constitué d'une isaltérite et d'une altérite à texture modifiée surmontées par contact discordant de colluvions caillouteuses. Un Ultisol s'est développé dans ces matériaux. La roche mère est semblable à celle du profil M4 dont elle ne diffère que par la texture et la présence du feldspath perthitique et du plagioclase, généralement sous forme de porphyroblastes de taille centimétrique.

TABLEAU III

Quantités de kaolinite et de goëthite de certains horizons des profils étudiés, déterminés par ATG (échantillons totaux)

Profil	Horizon	Kaolinite (%)	Goëthite (%)
C4 Ultisol	E1	14	1,0
	Bt	27	2,0
	C1C22t	23	1,0
M2 Ultisol	IIBt	23	X
	C1C2t	27	X
M3 Inceptisol	Bw	25	X
	C2t	32	X
	C12t	21	X
M4 Ultisol	Bt1	37	X
	C13	21	X

L'altérite est aussi de même nature que celle du profil M4. La foliation y est nette, sub-verticale. Les figures d'altération des micas sont identiques ; les vermicules de biotite pseudomorphosée en kaolinite et en gibbsite y sont nombreux, de la taille des sables et des limons, et la muscovite est partiellement transformée en kaolinite. Le feldspath perthitique montre une dissolution des lamelles d'albite, qui sont remplies par des minéraux secondaires : selon les données de DRX (fig. 5b), il s'agirait de kaolinite et de gibbsite (la raie à 10Å correspondant à la séricite, déjà associée au feldspath dans la roche mère). Le plagioclase est entièrement transformé dès la base du profil : il n'en reste que des volumes kaolinitiques clairs (fig. 2e), reconnaissables seulement dans l'horizon à texture conservée.



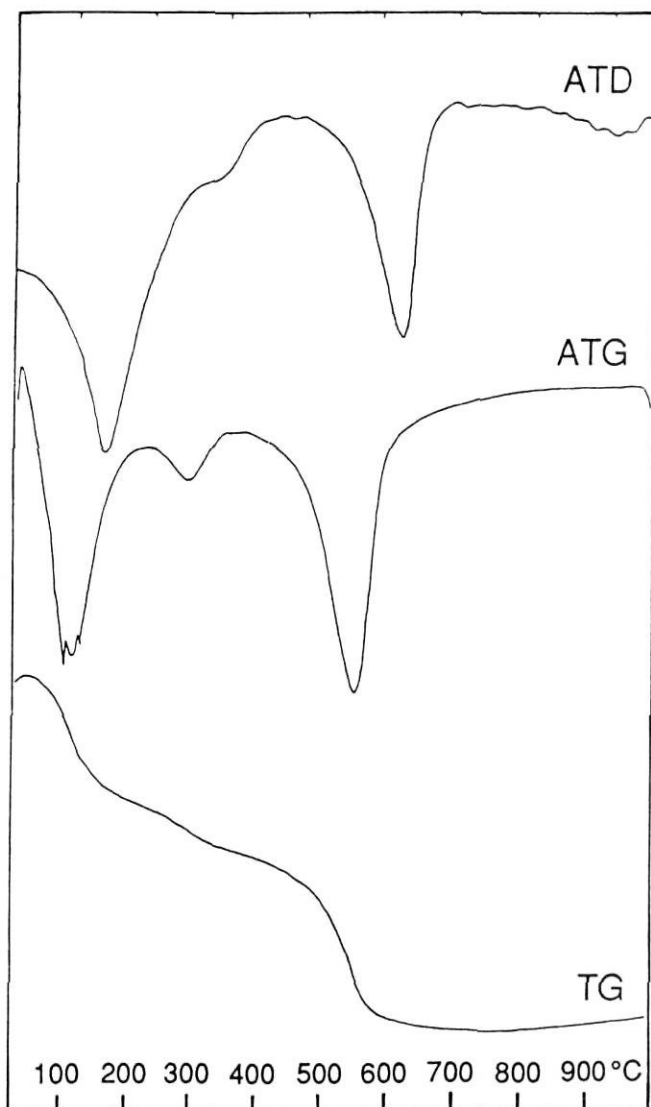


FIGURE 4. Courbes ATD, TG et DTG de l'horizon Bt de l'Ultisol du profil C4 (échantillon total).

DTA, TG and DTG curves from the Bt horizon of profile C4 (whole-soil sample).

L'horizon C1C2 est caractérisé par des revêtements argileux orientés et des pédotubules rouges du même type que ceux observés au sommet de l'isaltérite et dans l'horizon B argillique du profil M4. Au contact avec les colluvions, certains de ces traits pédologiques ont clairement été tronqués.

La base des colluvions est marquée par une « nappe de gravats » (*stone line*) constituée de cailloux de quartz filonien et de gneiss peu altéré de taille centimétrique à décimétrique. Stolt *et al.* (1992, 1993) ont identifié des *stone lines* dans leurs profils du Piedmont développés sur roches de l'Archer Mountain Suite. Ces auteurs les ont interprétées comme des pavages superficiels résultant du lavage des particules fines, leur mise en place correspondant à une période de déstabilisation des versants et d'érosion accélérée. Les colluvions sont de texture limoneuse (tabl. II). L'examen pétrographique montre que les fractions sableuse et limo-

neuse sont constituées de minéraux d'apparence saine (fig. 2f), essentiellement des micas (biotite et muscovite) et du quartz. L'ensemble du matériau est imprégné par l'hématite, ce qui lui donne une couleur rouge foncé qui contraste nettement avec la couleur rouge jaunâtre de l'altérite sous-jacente. Les revêtements argileux orientés et les pédotubules sont absents des colluvions.

Le cortège minéralogique secondaire de la fraction argileuse du profil M2 est dominé par les phyllosilicates 1/1. Les micas (biotite et muscovite) sont surtout présents dans l'isaltérite, alors que l'horizon C1C2 et les colluvions sont caractérisés par la présence d'un interstratifié irrégulier mica-vermiculite et d'une vermiculite, tous deux à caractère hydroxy-alumineux. La gibbsite est présente dans tous les horizons, associée aux figures d'altération des feldspaths, des biotites et aux ferri-argilanes dans l'altérite, à la matrice fine dans les colluvions. Elle peut même constituer le minéral argileux le plus abondant dans l'isaltérite. L'examen pétrographique et les données DRX montrent qu'elle correspond alors à des volumes très riches en vermicules de biotite pseudomorphosée. L'hématite a été détectée dans l'ensemble du profil alors que la goëthite n'est présente que dans l'altérite (DRX). L'évolution géochimique du profil M2 est limitée, même à l'intérieur de la seule altérite (tabl. IV). Déjà, à la base du profil, Ca et Na ont été mobilisés, et la teneur en K diminue vers l'horizon C1C2. Dans l'ensemble, la nature des matériaux constituant les colluvions superficielles semble assez proche de l'altérite, la distinction résidant dans la présence de cailloux de quartz et de gneiss relativement frais et la prédominance des micas sains dans les fractions limoneuse et sableuse.

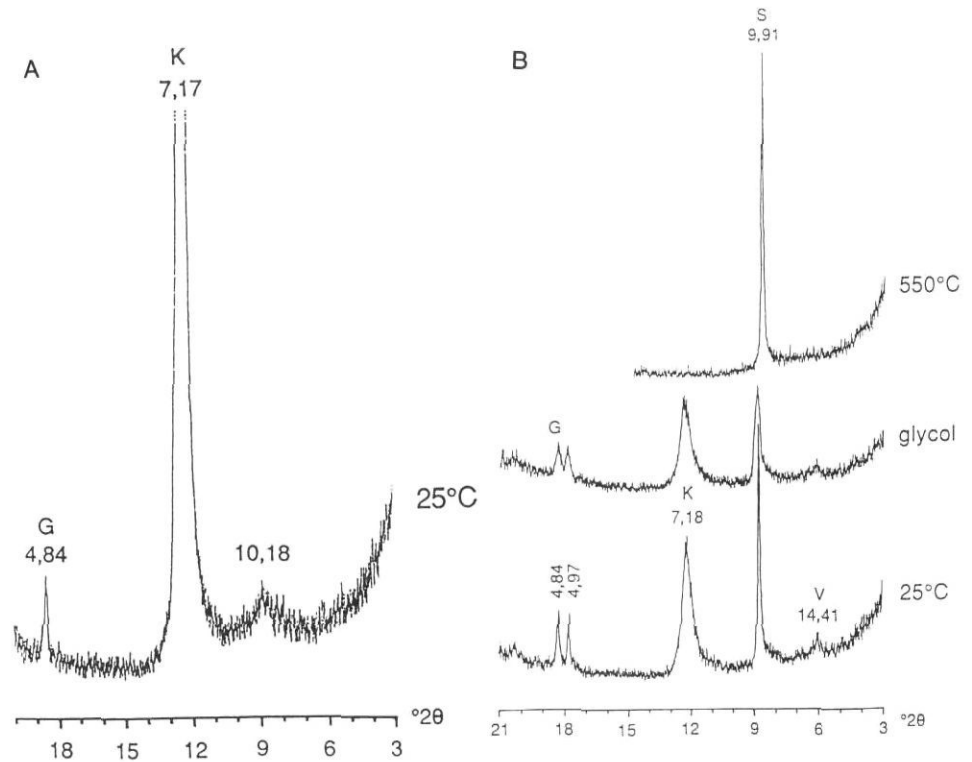
## INTERPRÉTATION

### 1. DÉFINITION DES ALTÉRITES ET RELATIONS ENTRE LEURS PROPRIÉTÉS ET CELLES DES SOLS

Deux types de matériaux sont présents dans le manteau d'altération recouvrant les versants sud de la Blue Ridge et des collines du Piedmont de la Virginie centrale. L'examen pétrographique a en effet montré l'existence (1) d'altérites de nature très proche de la roche mère, n'ayant pratiquement subi qu'une arénisation (profils C1 et G1) et (2) d'altérites dans lesquelles une part importante des constituants primaires de la roche mère a été transformée, donnant un matériau résiduel riche en minéraux argileux de néoformation (profils C4, M2, M3 et M4).

La mise en évidence des facteurs responsables du développement de l'un ou de l'autre type de matériau est complexe. Tous les profils sont situés sur des versants exposés au sud. Les arènes ont été observées sur des pentes de 20,8° à 24,7°, alors que les altérites plus évoluées l'ont été sur des pentes de 8,5° à 24,7°. Tous les profils sont développés sur roches mères acides de composition minéralogique semblable, si ce n'est de l'absence de feldspaths dans le profil M4. Cinq des six profils sont développés sur roches à texture au moins partiellement mylonitique (les arènes du profil C1 et les altérites plus évoluées des profils C4, M2, M3 et M4). Les arènes sont

FIGURE 5. Courbes DRX obtenues sur vermicules de biotite pseudomorphosée de l'horizon Bt du profil M4 (A) et sur feldspaths perthitiques de l'isaltérite (C1<sub>2</sub>) du profil M2 (B). G=gibbsite, K=kaolinite, S=séricite, V=vermiculite. Espacement basal en angsröms sur les diagrammes.



XRD diagrams of pseudomorphosed biotite books from the Bt horizon of profile M4 (A) and perthitic feldspar from the saprolite (C1<sub>2</sub>) of profile M2 (B). G=gibbsite, K=kaolinite, S=sericite, V=vermiculite. Basal spacing in angsröms.

FIGURE 6. Courbes DRX de vermiculites et d'interstratifiés mica-vermiculite hydroxy-alumineux de l'horizon Bw de l'Inceptisol du profil M3 (fraction argileuse). G=gibbsite, K=kaolinite, Al-V=vermiculite hydroxy-alumineuse. Espacement basal en angsröms sur les diagrammes.

XRD diagrams of hydroxy-Al interlayered vermiculite and interstratified mica-vermiculite (clay fraction) from the Bw horizon of profile M3 (Inceptisol). G=gibbsite, K=kaolinite, Al-V=hydroxy-Al interlayered vermiculite. Basal spacing in angsröms.

surmontées par des Inceptisols alors que sur les altérites plus évoluées un Inceptisol (M3) et des Ultisols se sont développés. De fait, la principale différence entre ces deux types d'altérites (niveaux C) correspond à l'ampleur des néoformations, l'évolution observée étant par ailleurs de même nature. Dans ce contexte, ce qui les distingue est sans doute le temps pendant lequel les processus de l'altération météorique des volumes rocheux ont été actifs, bref l'âge des matériaux. Par ailleurs, on semble trouver l'opposition entre pentes fortes-Inceptisols et pentes plus faibles-Ultisols, supposée être en rapport avec la stabilité géomorphique des versants (Losche *et al.*, 1970).

Le manteau d'altération de la région à l'étude est caractérisé par un cortège minéralogique secondaire dominé par les phyllosilicates 1/1, ce qui indique une évolution sous un régime de monosiallisation (Pedro, 1968). La kaolinite et l'halloysite y sont associées à l'altération des feldspaths et des biotites, tandis que seule la kaolinite a été identifiée dans les figures d'altération des muscovites. On associe en général la formation d'halloysite dans les altérites et les sols à l'altération des feldspaths (Calvert *et al.*, 1980b ; Gilkes *et al.*, 1980 ; Parham, 1969 ; Martin Patino *et al.*, 1985 ; Wilson, 1975) et des micas (Estéoule-Choux et

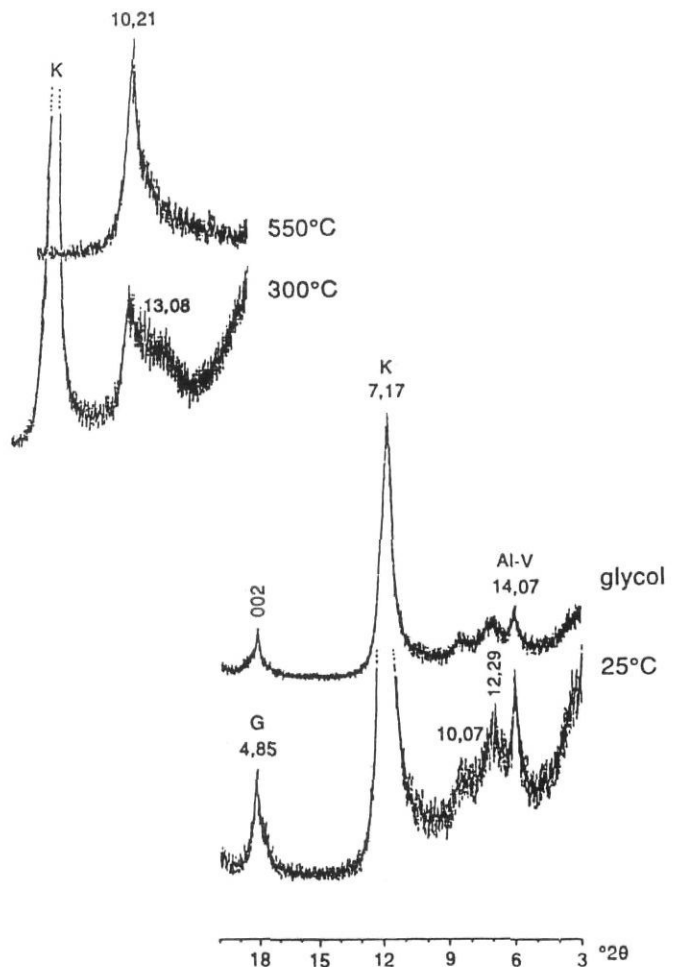


TABLEAU IV

Analyses chimiques totales de profils altérites-sols de la Blue Ridge et du Piedmont de la Virginie centrale

Profil	Horizon	Profondeur	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Si/Al
C1 Inceptisol	Bw	3-40	54,0	18,0	9,83	2,18	0,10	1,06	2,84	0,75	3,61	0,89	6,05	2,54
	C11	150	54,2	17,6	10,00	2,09	0,13	1,18	3,31	1,31	3,27	1,01	5,37	2,61
	C12	250	56,5	17,0	8,41	2,22	0,13	0,88	3,75	1,45	3,75	1,14	4,30	2,82
	C13t	350	54,5	17,5	9,73	2,10	0,12	1,00	2,90	0,93	3,55	0,88	5,54	2,64
	RC1	-	53,8	16,8	9,60	2,35	0,15	1,03	4,73	0,91	3,83	1,41	4,62	2,72
	RC2	-	57,3	16,5	9,03	1,98	0,12	1,30	3,46	3,93	2,53	1,15	3,32	2,95
C4 Ultisol	E1	3-30	62,8	15,9	6,63	1,83	0,08	0,52	0,34	0,37	4,40	0,23	6,83	3,35
	E2	30-50	61,3	18,3	6,40	1,30	0,05	0,47	0,07	0,19	4,40	0,15	7,05	2,84
	Bt	50-100	53,8	20,5	11,40	1,91	0,07	0,82	0,06	0,13	3,58	0,28	8,20	2,23
	C1C21t	110	61,8	18,8	6,52	0,99	0,04	0,46	0,04	0,21	4,53	0,21	6,46	2,79
	C1C22t	140	62,5	18,2	6,19	1,07	0,04	0,47	0,04	0,16	4,63	0,20	6,02	2,91
	C11t	170	62,7	19,2	5,97	1,09	0,04	0,60	0,03	0,15	3,73	0,18	6,54	2,77
	C12t	185	61,5	19,7	6,39	1,14	0,03	0,81	0,02	0,17	3,22	0,15	7,26	2,65
	C13t	190	54,0	22,6	8,10	1,96	0,03	0,74	0,04	0,21	1,41	0,30	11,40	2,03
	C14t	200	61,5	18,3	5,72	1,00	0,04	0,59	0,04	0,22	4,73	0,24	6,38	2,85
	RC	-	66,2	16,3	3,66	0,82	0,03	0,53	1,44	2,19	6,53	0,31	2,28	3,44
	R	-	65,8	14,9	5,34	1,09	0,05	0,83	1,68	1,90	5,73	0,37	2,40	3,75
M2 Ultisol	IIE	2-5	66,0	12,7	6,68	2,57	0,06	0,35	0,16	0,16	1,16	0,22	9,81	4,41
	IIBt	5-50	57,9	18,7	9,14	1,88	0,04	0,47	0,03	0,20	1,22	0,20	10,30	2,63
	C1C2t	50-125	56,8	20,1	9,36	1,64	0,07	0,89	0,02	0,00	2,60	0,32	8,08	2,40
	RC	130	55,0	15,9	10,40	1,83	0,15	1,49	3,52	1,53	2,79	0,99	5,35	2,93
	C11t	150	58,5	18,1	9,96	1,83	0,08	1,01	0,03	0,00	2,62	0,35	7,00	2,74
	C12	200	59,4	16,2	10,20	1,97	0,11	1,28	0,15	0,00	3,67	0,33	6,46	3,11
M3 Inceptisol	Bw	5-30	62,0	19,6	5,37	0,74	0,02	0,39	0,08	0,17	3,66	0,19	8,37	2,68
	BwC	30-50	63,9	18,5	4,70	0,71	0,03	0,45	0,10	0,15	4,94	0,14	6,43	2,93
	C2t	65	66,2	17,1	3,43	0,60	0,02	0,39	0,06	0,14	5,27	0,10	5,37	3,28
	C1C2t	100	64,5	18,7	4,77	0,73	0,03	0,46	0,04	0,00	5,45	0,09	5,79	2,93
	C11t	150	66,0	18,0	3,95	0,61	0,02	0,34	0,04	0,00	5,23	0,11	5,52	3,11
	C12t	175	66,6	18,0	2,98	0,63	0,01	0,28	0,02	0,13	5,41	0,11	5,59	3,14
M4 Ultisol	Bt1	25-55	56,3	23,0	7,23	1,29	0,04	0,62	0,02	0,00	1,56	0,41	9,44	2,0
	Bt2	55-75	51,6	18,4	14,00	2,28	0,05	0,69	0,03	0,10	1,26	0,37	11,40	2,38
	C11t	135	59,1	18,7	8,76	1,72	0,08	0,92	0,03	0,00	2,22	0,43	7,36	2,68
	C12	200	60,1	18,1	9,03	1,86	0,09	0,66	0,04	0,00	2,10	0,65	7,18	2,82
	C13	265	60,0	17,4	9,56	1,86	0,12	0,77	0,04	0,00	2,55	0,54	6,57	2,92
G1 Inceptisol	C1C2t	100	65,4	17,9	4,86	0,39	0,02	0,39	0,05	0,43	4,87	0,06	6,17	3,10
	C11	140	72,5	14,2	2,45	0,30	0,02	0,13	0,11	0,97	5,93	0,05	2,95	4,33
	C12	180	71,3	14,8	3,35	0,33	0,04	0,34	0,20	0,87	5,95	0,04	3,09	4,09

Blanchet, 1987 ; Eswaran et Heng, 1976 ; Wilson et Tait, 1977). Sa distribution géographique est très étendue à l'échelle du globe (Parham, 1969). Toutefois, la paragenèse de la kaolinite et de l'hallowysite reste peu documentée (Robertson et Eggleton, 1991). Lorsque l'hallowysite a été identifiée dans des matériaux où la kaolinite était également présente, on a parfois interprété le fait que sa proportion diminuait vers le haut des profils par une transformation en kaolinite. Ce phénomène serait dû au fait qu'en dehors des milieux plus riches en bases et plus humides de la base du manteau d'altération (Eswaran et Heng, 1976), l'hallowysite serait instable, passant le cas échéant d'une structure à 4 H<sub>2</sub>O (méta-hallowysite) à une structure à 2 H<sub>2</sub>O (Gilkes *et al.*, 1980 ; Wolff, 1967), puis éventuellement à la kaolinite (Parham, 1969). Estéoule-Choux et Blanchet (1987), dans le cadre d'une étude de l'altération des micas du manteau d'altération du Finistère (France), ont proposé

que la formation de l'un ou l'autre minéral dépendait du chimisme de micromilieus variables à l'échelle du gisement, de l'échantillon et même du feuillet. Selon les mêmes auteurs toutefois, « les mécanismes de la transformation de la muscovite ou de la biotite en hallowysite restent à définir » (Estéoule-Choux et Blanchet, 1987, p. 20). Nos données ne permettent pas de dégager de tendance nette quant à la proportion de kaolinite et d'hallowysite dans les profils selon la profondeur. Nous ne retiendrons ici que la somme « hallowysite et kaolinite », prise globalement, et qui domine nettement les néoformations dans le manteau d'altération de la Blue Ridge et du Piedmont de Virginie centrale.

Dans les profils étudiés, les plagioclases évoluent en kaolinite et en hallowysite, cela dès la base des profils (soit à quelques centimètres au-dessus du front d'altération dans le profil C4). Leur transformation est toutefois beaucoup

plus limitée dans l'arène des profils C1 et G1. La pseudomorphose des micas par la kaolinite et l'halloysite a été observée à la fois dans les arènes (G1) et dans les altérites plus évoluées (C4, M2, M3 et M4). Un tel fait peut s'expliquer par le développement de ce type d'altération dès le tout début du processus de l'altération, cette évolution pouvant très bien être en équilibre avec les conditions pédoclimatiques actuelles, toutes choses égales par ailleurs. Elle serait dès lors indépendante de l'âge des altérites.

L'altérite est aussi caractérisée par la présence de la gibbsite en proportion variable mais parfois importante, si l'on en juge par les diagrammes de DRX (M2). Elle est absente des profils C1 et C4, mais d'autres profils développés sur gneiss charnockitiques non décrits ici en contiennent. Dans certains profils son abondance décroît vers le haut (M2), dans d'autres c'est le contraire (M4). Une seule constante est observée : ce sont les profils développés sur roches à texture mylonitique de l'Archer Mountain Suite qui sont les plus riches en gibbsite et, dans ce cas, elle est associée à l'altération des biotites (pseudomorphose en vermicules de kaolinite et de gibbsite) d'une part, à l'altération des feldspaths d'autre part.

L'hématite a été détectée dans tous les profils, mais elle est nettement plus abondante dans les profils M2 et M4, si l'on en juge par les diagrammes de DRX. Ces profils sont aussi ceux qui montrent la rubéfaction la plus nette, la couleur rougeâtre étant essentiellement due aux ferriargilanes et aux pédotubules dans l'altérite, à la matrice fine dans les colluvions du profil M2. D'après Ciolkosz *et al.* (1990), les conditions climatiques actuelles conduisent à la formation de goëthite dans les sols de la Ridge and Valley de Pennsylvanie. Des paléosols fossilisés sous les colluvions wisconsinniennes y sont rubéfiés car le fer libéré lors de l'altération des roches mères y a plutôt cristallisé sous forme d'hématite, ce que ces auteurs expliquent par des conditions climatiques plus chaudes et plus sèches au Sangamonien (*pre-Wisconsinan interglacial*). Ce raisonnement nous amène donc indirectement à interpréter la rubéfaction et la présence d'hématite en terme d'âge des matériaux, les conditions plus chaudes et plus sèches supposées requises pour la formation de l'hématite étant associées à certaines périodes précises du passé. D'un autre côté, les travaux de Graham *et al.* (1989b) montrent que la composition minéralogique des roches mères peut aussi jouer un rôle important dans la nature des oxydes de fer secondaires. Ces auteurs ont observé que les altérites et les sols développés sur roches mères riches en almandin sont riches en hématite, alors que ceux développés sur roches mères pauvres en almandin mais contenant de la biotite contiennent surtout de la goëthite. Ils expliquent cela par la cinématique des réactions d'altération : le fer serait libéré plus rapidement lors de l'altération de l'almandin, ce qui favoriserait la formation d'hématite (Schwertmann, 1988), alors que l'altération de la biotite se ferait à un rythme menant à la formation de goëthite. Pourtant, dans une étude des sols développés sur gneiss à biotite du Piedmont de Georgie, Grant (1964) a mis en évidence la relation qui existe entre la couleur de l'horizon B et la teneur de la

roche mère en biotite. Sur les roches pauvres en biotite, les horizons B des sols sont rouge pâle ou bruns, alors que sur les roches riches en biotite ils sont rouge brique. Les roches mères des profils M2 et M4 sont, avec celle du profil M3, les plus riches en biotite parmi nos profils. Les minéraux ferro-magnésiens des roches mères des autres profils et que l'on trouve dans l'altérite et les sols sont plutôt l'amphibole et le pyroxène. Nous n'avons pas de données sur le rythme avec lequel le fer est libéré lors de l'altération de ces différents minéraux. Schwertmann *et al.* (1982) ont par ailleurs montré l'influence de la texture de la roche mère dans la formation des oxydes de fer, le pédoclimat plus sec et plus chaud associé aux matériaux grossiers et rapidement drainés pouvant contrecarrer un climat régional tempéré et humide. Au climat et à la durée (Bresson, 1976), il faut donc ajouter la roche mère parmi les facteurs dont les rôles relatifs sont difficiles à préciser. En conséquence, il nous apparaît délicat d'appliquer ici le raisonnement de Ciolkosz *et al.* (1990) et d'attribuer un âge plus ancien aux profils M2 et M4 à partir de leur abondance en hématite, d'autres facteurs ayant pu entrer en jeu, sans rapport avec la durée de l'évolution de ces matériaux ou les conditions climatiques sous lesquelles cette dernière s'est déroulée (Birkeland, 1984).

Les grands types de sols d'importance régionale correspondent d'une part à des Inceptisols, de profil A Bw C, à horizon Bw d'altération de texture micro-agrégée et d'autre part à des Ultisols, de profil A Bt C, à horizon B argillique de texture polyédrique. Ces sols se sont développés sur les altérites, à partir de niveaux à texture conservée (« horizons » C1) ou modifiée (« horizons » C2). Ils en empruntent une partie de leurs propriétés. Les horizons présentent en effet une continuité avec les matériaux sous-jacents sur le plan géochimique et minéralogique. Toutefois, les profils pédologiques se distinguent par la présence plus importante d'édifices de type 2/1, soit sous forme de vermiculite ou d'interstratifications mica-vermiculite, à caractère plus ou moins hydroxy-alumineux. Cette caractéristique laisse supposer l'action d'une pédogénèse actuelle de type « brunification » (Righi *et al.*, 1988). Celle-ci serait actuellement superposée à la kaolinisation responsable de la formation de l'altérite à partir de la roche mère. Cette pédogénèse est caractérisée par une action des acides organiques qui semble favoriser la mobilisation de l'aluminium dans le haut des profils et la formation de cales hydroxy-alumineuses entre les feuilletés de la vermiculite et des interstratifiés mica-vermiculite des horizons B des sols et de la partie supérieure de l'altérite (Schnitzer, 1984). Une telle situation n'est pas sans rappeler ce qui est observé dans les podzols de milieux plus froids mais eux aussi bien arrosés du Nord-Est américain (April *et al.*, 1986), ce qui ramène à l'ancienne classification des Inceptisols et des Ultisols étudiés ici dans la catégorie des « sols podzoliques » (McCaleb et Lee, 1956).

Les observations pétrographiques ont par ailleurs fourni des arguments en faveur d'une évolution polygénique des profils étudiés. En effet, les profils à Inceptisols sont souvent développés sur des altérites riches en revêtements de



type ferri-argilane (C1, G1, M3). Or, le lessivage est généralement considéré comme un processus pédogénétique secondaire, voire absent de l'évolution pédologique menant à la formation des Inceptisols (Buol *et al.*, 1973 ; Soil Survey Staff, 1975). La présence de revêtements dans l'altérite (niveaux Ct) sous des Inceptisols a toutefois déjà été rapportée dans la littérature. Rebertus et Buol (1985b) l'ont intégrée dans un modèle évolutif allant des Inceptisols aux Ultisols. Nous croyons plutôt que nos profils de type A Bw Ct indiquent l'existence de profils de type A Bt Ct à ces endroits sur les versants de la Blue Ridge et des collines du Piedmont de la Virginie centrale par le passé. Les Inceptisols actuels présenteraient donc des caractéristiques, qui seraient pour les unes héritées d'une évolution géochimique (kaolinitisation) et pédologique (lessivage) ancienne et pour les autres d'une évolution actuelle, en rapport avec une brunification acide.

## 2. INTERPRÉTATION GÉOPÉDOLOGIQUES DES PROFILS ALTÉRITES-SOLS

Les altérites constituent la formation superficielle principale des versants de la région à l'étude. Il s'agit de matériaux sableux à limoneux facilement mobilisables sitôt que le couvert végétal est dégradé. Le lessivage et le développement de revêtements argileux dans les fissures et les pores des altérites semblent être ou avoir été des processus importants à l'échelle régionale. Certains profils montrent une continuité de ces traits pédologiques du sol à l'altérite (Ultisols des profils C4 et M4) ; d'autres montrent le développement de profils pédologiques exempts de revêtements à partir d'une altérite qui en contient, ce qui se traduit par la pédoturbation et la fragmentation des ferri-argilanes des niveaux C. Si on interprète cette situation comme une indication de la présence de profils A Bt Ct avant le développement des profils A Bw Ct actuels, alors il faut faire appel à une déstabilisation des versants et à un épisode d'érosion des horizons pédologiques superficiels.

Le profil M2 est révélateur à cet égard. Il présente une altérite à revêtements et pédotubules tout à fait du même type que celle du profil M4. Cette altérite et ses traits pédologiques ont nettement été tronqués vers le haut par un dépôt colluvial limoneux. La présence de ce dépôt indique la déstabilisation du versant supérieur, avec fourniture de matériaux provenant des niveaux supérieurs du manteau d'altération. La présence de minéraux frais dans le dépôt peut s'expliquer par la microfragmentation des pseudomorphes kaolinitiques de feldspaths et de micas lors du transport, le tout donnant une matrice fine et un squelette de quartz et de micas sains. Les fragments rocheux de gneiss et de quartz filonien proviennent probablement des affleurements entre les poches d'altérites ; ils se sont accumulés à la base de la couverture colluviale dans son mouvement vers le bas, donnant la *stone line* observée en M2. Tous ces matériaux sont donc de nature proche des altérites qu'ils recouvrent et indiquent la déstabilisation des versants. La nature des processus responsables du transport des matériaux sur les versants n'est pas identifiée, mais la simple mise en mouvement des formations superficielles par reptation pourrait rendre compte de la formation

des *stone lines* sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir un épisode d'érosion superficielle (ruissellement ?) comme Stolt *et al.* (1992, 1993) le proposent. C'est toute la question du contexte morphoclimatique dans lequel cette déstabilisation a eu lieu qui se pose ici.

Les périodes les plus susceptibles d'avoir permis un déplacement des formations superficielles présentes sur les versants sont les périodes glaciaires, pendant lesquelles la détérioration climatique a eu des répercussions sur le couvert végétal et sur la géodynamique externe (Craig, 1969 ; Clark et Ciolkosz, 1988). Les arguments palynologiques et géomorphologiques indiquent la présence d'une toundra d'altitude à certains endroits dans les hautes terres appalachiennes pendant ces périodes (Maxwell et Davis, 1972 ; Delcourt et Delcourt, 1984). Selon Maxwell et Davis (1972), la province de la Valley and Ridge, juste à l'ouest de la Blue Ridge, était recouverte par une forêt coniférienne dominée par *Picea* et *Pinus* au moment du maximum glaciaire. Par contre, dans la région à l'étude nous ne disposons ni de données palynologiques contemporaines de ce maximum — la base des diagrammes est datée de  $12\,720 \pm 200$  BP et correspond à une forêt de conifère dominée par *Picea* (Craig, 1969) — ni de formes ou de formations dont la signification est claire. Au sommet de la Blue Ridge, juste au nord de la région étudiée, on observe bien des champs de blocs sur les pentes exposées au nord, mais ni la nature précise ni l'extension géographique (et altitudinale) des environnements périglaciaires ne sont connues de façon satisfaisante. D'autre part aucune structure sédimentaire particulière n'a été identifiée dans les colluvions du profil M2 qui puisse donner une indication du processus responsable de leur mise en place. Par contre, les dépôts colluviaux de bas de pente sont de distribution très large dans les Appalaches centrales et la plupart d'entre eux, nettement plus épais que ceux que nous avons observés, sont interprétés comme étant d'origine périglaciaire (Clark et Ciolkosz, 1988). Dans le cas des minces couvertures colluviales de la région à l'étude, ni les processus géomorphologiques ni les facteurs responsables de l'action de ces processus ne sont connus actuellement. L'hypothèse de l'origine périglaciaire de la mise en place de ces matériaux dans la Blue Ridge et le Piedmont de Virginie et dans les Appalaches méridionales souffre du manque de données dont nous disposons actuellement pour attester la présence et l'ampleur des conditions périglaciaires dans ces régions (Clark et Ciolkosz, 1988). Dans ce contexte, on pourrait tout aussi bien envisager une déstabilisation des formations superficielles due à un couvert végétal moins dense, lors des périodes glaciaires notamment, sans que des processus proprement périglaciaires soient intervenus dans le mouvement des matériaux sur les versants. Pour ce qui est du caractère actuel du colluvionnement, proposé par Graham *et al.* (1990) et Mills (1984), nos observations ne semblent pas compatibles avec cette hypothèse.

Quoi qu'il en soit, dans les zones de départ, c'est-à-dire plus haut sur les versants, les niveaux superficiels correspondant au sol, plus fins et moins riches en minéraux altérables, ont été mobilisés vers le bas, laissant à nu

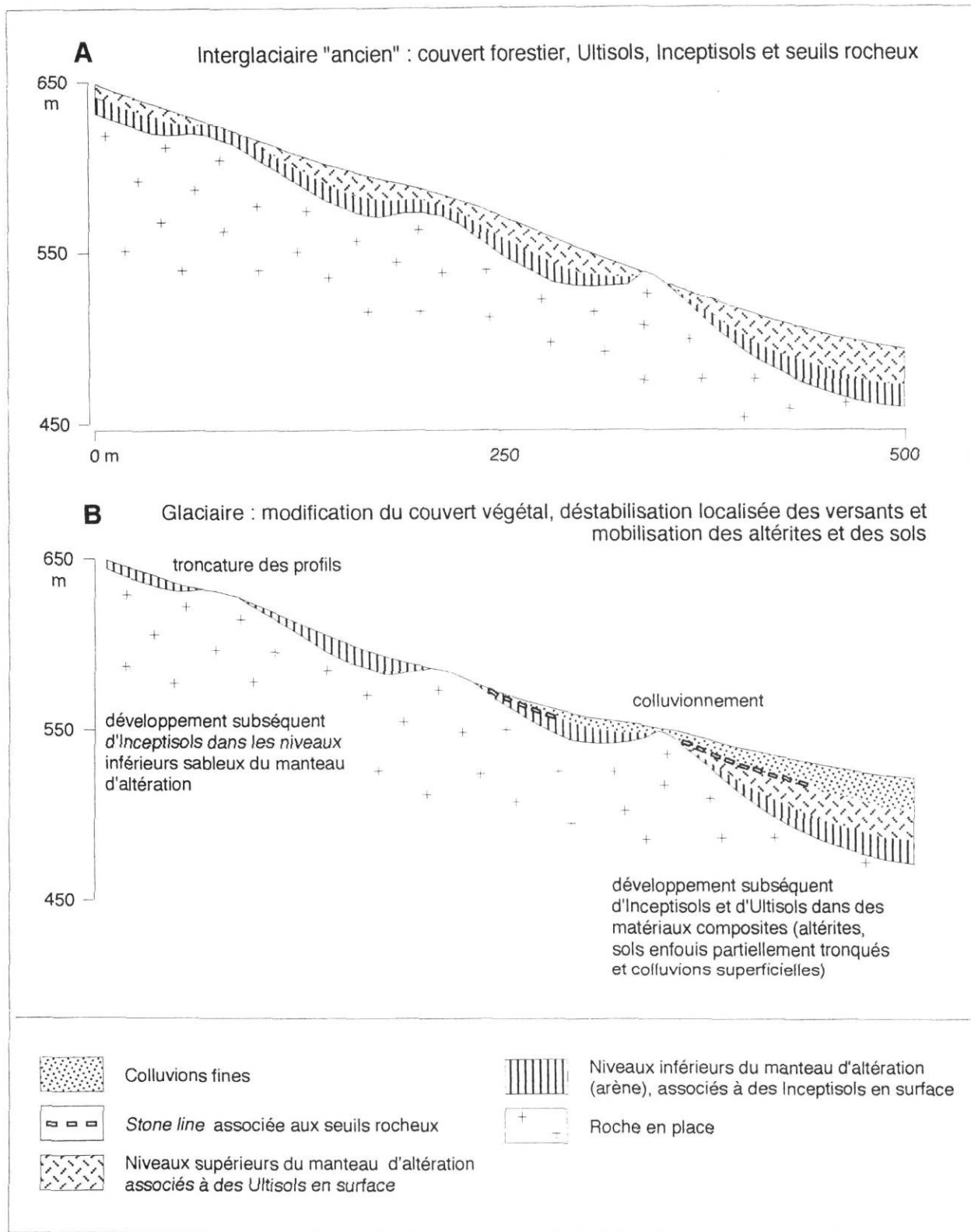


FIGURE 7. Évolution des versants de la région à l'étude pendant le Pléistocène supérieur. Le figuré des poches d'altérite et des seuils rocheux ne respecte pas l'échelle.

Slope development in the studied area during late Pleistocene times. Drawing of the weathering front and of rock outcrops not on scale.

l'altérite sous-jacente, à partir de laquelle de nouveaux sols se sont développés par la suite. On peut faire appel à cette même évolution pour expliquer le décapage plus ou moins profond des altérites en certains endroits, ce processus étant alors pour partie responsable de la présence sur les versants de matériaux d'âges différents, comme le laisse voir leur degré d'évolution minéralogique. D'où la juxtaposition d'arènes et d'altérites plus évoluées sur la retombée de la Blue Ridge et les collines du Piedmont, cela même en dehors des vallons principaux régulièrement récurés par les laves torrentielles et les coulées boueuses (Williams et Guy, 1973).

Une telle interprétation (fig. 7) met en évidence le manque de données dont nous disposons au sujet (1) de l'âge des altérites, et notamment des plus évoluées, et (2) de l'âge et de la nature de la période de déstabilisation des versants à l'échelle régionale. Certains travaux extérieurs nous permettent toutefois d'avancer quelques idées.

Des altérites de texture et de composition minéralogique semblables sont répandues dans de nombreuses régions de climat tempéré humide, sur roches granitoïdes, à l'intérieur comme en dehors du domaine des grandes glaciations du Pléistocène (Bouchard *et al.*, 1995 ; Hall *et al.*, 1989 ; Meunier, 1980 ; Seddoh, 1973). Ce fait semble indiquer que de tels matériaux résultent d'une évolution sous un régime d'altération zonal déterminé par les conditions climatiques tempérées (Sequeira Braga, 1990). Dans le Piedmont appalachien, les études géomorphologiques et géochronologiques récentes ont permis de proposer un âge quaternaire ( $\approx 1$  Ma) pour l'essentiel de l'épais manteau d'altération — jusqu'à 20 m — qui recouvre les interfluves plans de ce bas plateau (Pavich, 1989 ; Pavich *et al.*, 1989 ; Markewich *et al.*, 1990). Les mêmes études indiquent une augmentation des taux d'érosion vers l'ouest et les collines du Piedmont et la Blue Ridge, ce qui devrait logiquement signifier un taux de résidence inférieur des altérites et un âge plus récent des profils décrits plus haut. En conséquence, les caractères géochimiques et minéralogiques du manteau d'altération développé sur roches granitoïdes sur les pentes exposées au sud des collines du Piedmont et de la Blue Ridge de Virginie centrale auraient été acquis sous des conditions climatiques proches de l'actuel climat tempéré chaud et humide qui caractérise cette région, avec intervention de climats plus frais pendant les périodes glaciaires. La présence des mêmes minéraux d'altération à la fois dans les arènes et dans les altérites plus évoluées indique d'une part que les conditions hydrogéochimiques actuelles mènent à la monosiallisation (Velbel, 1985) et d'autre part que ces conditions ne sont vraisemblablement pas très éloignées de celles qui ont prédominé pendant les périodes interglaciaires précédentes, sous lesquelles la monosiallisation semble aussi avoir prévalu si l'on en juge par la composition minéralogique similaire des profils plus évolués et supposés plus anciens. Ceci ne s'applique toutefois que pour les types lithologiques et les sites géomorphologiques considérés, les autres cas n'ayant pas été étudiés dans le cadre de ce travail.

À cette évolution géochimique s'ajoute une évolution biogéochimique de type « brunification acide » dans les

horizons pédologiques, ce qui concorde avec ce qui est généralement observé sous climat tempéré, sous couvert forestier caducifolié et sur matériau bien drainé (Duchaufour, 1983). D'une façon générale, on considère que les Inceptisols sont plus jeunes que les Ultisols (Birkeland, 1984). Selon le Soil Survey Staff (1975), « *most Inceptisols are on relatively young geomorphic surfaces, late Pleistocene to Holocene for the most part* » (p. 73). D'un autre côté, Denny (1956) et Ciolkosz *et al.* (1990) proposent respectivement un âge sangamonien et pré-wisconsinien pour les Ultisols de la Pennsylvanie centrale.

Nous ne disposons malheureusement guère de données pour affiner ces estimations qualitatives générales quant à l'âge des grands types de sols et, par extension, du manteau d'altération régional.

## CONCLUSIONS

L'étude du manteau d'altération et des grands types de sols développés sur roches granitoïdes, sur les versants exposés au sud dans les collines du Piedmont et la Blue Ridge de la Virginie centrale a permis de dégager les grandes lignes de l'évolution des versants.

a) Les profils altérites-sols se développent dans cette région en fonction (1) d'un cycle géochimique long correspondant à la kaolinitisation, bien que la gibbsite puisse constituer un élément important des produits secondaires et (2) d'un cycle biogéochimique court correspondant à une brunification acide, responsable de la formation de vermiculite et d'interstratifiés mica-vermiculite à caractère hydroxy-alumineux, minéraux dont la quantité est la plus forte dans les horizons B et la partie supérieure de l'altérite.

b) La distribution des Inceptisols et des Ultisols est conforme à ce qui est rapporté en général, à savoir que les Inceptisols sont plus répandus sur les pentes fortes et les Ultisols sur les pentes faibles (bas des versants). Cette distribution n'est toutefois pas strictement le fait d'un équilibre dynamique opposant pentes fortes et instables et pentes faibles et stables : elle s'explique en partie par la déstabilisation de la partie élevée des versants, sans doute lors des périodes glaciaires récentes, responsable du décapage de profils pédologiques de type A Bt Ct et d'un colluvionnement corrélatif en bas de pentes. Cette évolution est responsable de la mosaïque de formations superficielles, notamment les faciès d'altérites distincts, et de types de sols qui caractérise les versants de la région à l'étude.

c) Il n'y a actuellement que très peu de données pour déterminer précisément l'âge des altérites, le contexte morphoclimatique responsable de la déstabilisation des versants et l'âge de cette dernière. Un effort est nécessaire pour une meilleure détermination des rapports strati-graphiques et chronologiques de l'ensemble des formations identifiées dans cette région.

## REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier le CRSNG et le FCAR pour leur soutien financier à l'un d'entre nous (S.J.) pendant ses

travaux de troisième cycle à l'Université de Paris VII et à l'Université du Québec à Montréal. Nous remercions aussi la Fondation UQAM, qui a participé aux frais de publication. Nous tenons à remercier G.J. Ross pour son aide technique à un des auteurs lors d'un court séjour dans les laboratoires d'Agriculture Canada, à Ottawa. Josée Forget et Nathalie Barrette, étudiantes, et André Parent, technicien à l'atelier de cartographie du Département de géographie de l'UQAM, ont réalisé les figures. Les commentaires de D.R. Grant et d'un lecteur anonyme ont permis de grandement améliorer la présentation du texte initial.

## RÉFÉRENCES

- April, R.H., Hluchy, M.M. et Newton, R.M., 1986. The nature of vermiculite in Adirondack soils and till. *Clays and Clay Minerals*, 34 : 549-556.
- Bartholomew, M.J., 1977. Geology of the Greenfield and Sherando Quadrangles, Virginia. Virginia Division of Mineral Resources, Publication 4, 43 p.
- 1981. *Geology of the Roanoke and Stewartville quadrangles, Virginia*. Virginia Division of Mineral Resources, Publication 34, 23 p.
- Bartholomew, M.J. et Lewis, S.E., 1984. Evolution of Grenville massifs in the Blue Ridge geologic province, southern and central Appalachians, p. 229-254. In M.J. Bartholomew *et al.*, éd., The Grenville event in the Appalachians and related topics. Geological Society of America Special Paper 194.
- Birkeland, P.W., 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York, 372 p.
- Bouchard, M., Jolicœur, S. et Pierre, G., 1995. Characteristics and significance of two pre-late-Wisconsinan weathering profiles (Adirondacks, U.S.A. and Miramichi Highlands, Canada). *Geomorphology*, 12 : 75-89.
- Braun, D.D., 1989. Glacial and periglacial erosion of the Appalachians. *Geomorphology*, 2 : 233-256.
- Braun, E.L., 1950. *Deciduous Forests of Eastern North America*. Macmillan, New York, 596 p.
- Bresson, L.-M., 1976. Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide. *Science du sol*, 1 : 3-22.
- Brunnschweiler, D., 1962. The periglacial realm in North America during the Wisconsin glaciation. *Biuletyn Periglacialny*, 11 : 15-27.
- Buol, S.W., Hole, F.D. et McCracken, R.J., 1973. *Soil Genesis and Classification*. Iowa State University Press, Ames, 360 p.
- Cady, J.G., 1950. Rock weathering and soil formation in the North Carolina Piedmont Region. *Soil Science Society of America Proceedings*, 15 : 337-342.
- Calvert, C.S., Buol, S.W. et Weed, S.W., 1980a. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont : I. Profile morphology, chemical composition, and mineralogy. *Soil Science Society of America Journal*, 44 : 1096-1103.
- 1980b. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont : II. Feldspar alteration products — their transformations through the profile. *Soil Science Society of America Journal*, 44 : 1104-1112.
- Cate, R.B. et McCracken, R.J., 1972. Gibbsite in western North Carolina. *Southeastern Geology*, 14 : 107-112.
- Ciolkosz, E.J., Petersen, G.W., Cunningham, R.L. et Matelski, R.P., 1979. Soils developed from colluvium in the Ridge and Valley area of Pennsylvania. *Soil Science*, 128 : 153-162.
- Ciolkosz, E.J., Carter, B.J., Hoover, M.T., Cronce, R.C., Waltman, W.J. et Dobos, R. R., 1990. Genesis of soils and landscapes in the Ridge and Valley province of central Pennsylvania. *Geomorphology*, 3 : 245-261.
- Clark, G.M., 1968. Sorted patterned ground : New Appalachian localities south of the glacial border. *Science*, 161 : 355-356.
- 1984. Periglacial features in the high Appalachians south of the glacial border : Current research. The University of Tennessee, Paleoenvironmental Geoscience, 1 : 85-87.
- Clark, G.M. et Ciolkosz, E.J., 1988. Periglacial geomorphology of the Appalachian Highlands and Interior Highlands south of the Glacial Border — A review. *Geomorphology*, 1 : 191-220.
- Cleaves, E.T., 1983. Chemical weathering in a humid temperate environment. *Sciences géologiques, Mémoires*, 72 : 47-55.
- Craig, A.J., 1969. Vegetational history of the Shenandoah Valley, Virginia. *Geological Society of America Special Paper* 123 : 283-296.
- Daniels, W.L., Everett, C.J. et Zelazny, L.W., 1987a. Virgin hardwood forest soils of the Southern Appalachian Mountains : I. Soil morphology and geomorphology. *Soil Science Society of America Journal*, 51 : 722-729.
- 1987b. Virgin hardwood forest soils of the Southern Appalachian Mountains : II. Weathering, mineralogy, and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal*, 51 : 730-738.
- Delcourt, P.A. et Delcourt, H.R., 1984. Late Quaternary paleoclimates and biotic responses in eastern North America and the western North Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48 : 263-284.
- Denny, C.S., 1956. *Surficial Geology and Geomorphology of Potter County, Pennsylvania*. United States Geological Survey Professional Paper 288, 72 p.
- Duchaufour, P., 1983. *Pédologie. 1. Pédogénèse et classification*. Masson, Paris, 491 p.
- Estéoule-Choux, J. et Blanchet, C., 1987. L'altération directe de muscovites et de biotites en halloysite : mise en évidence par microscopie électronique à balayage. *Clay Minerals*, 22 : 11-20.
- Eswaran, H. et Heng, Y.Y., 1976. The weathering of biotite in a profile on gneiss in Malaysia. *Geoderma*, 16 : 9-20.
- Gilkes, R.J., Suddhiprakarn, A. et Armitage, T.M., 1980. *Scanning electron microscope morphology of deeply weathered granite*. *Clays and Clay Minerals*, 28 : 29-34.
- Graham, R.C., 1986. *Geomorphology, mineral weathering, and pedology in an area of the Blue Ridge front, North Carolina*. Ph. D. thesis, North Carolina State University, Raleigh, 196 p.
- Graham, R.C., Weed, S.B., Bowen, L.H. et Buol, S.W., 1989a. Weathering of iron-bearing minerals in soils and saprolite on the North Carolina Blue Ridge Front : I. Sand-size primary minerals. *Clays and Clay Minerals*, 37 : 19-28.
- Graham, R.C., Weed, S.B., Bowen, L.C., Amarasiwardena, D.D. et Buol, S.W., 1989b. Weathering of iron-bearing minerals in soils and saprolite on the North Carolina Blue Ridge Front : II. *Clay mineralogy*. *Clays and Clay Minerals*, 37 : 29-40.
- Graham, R.C., Daniels, R.B. et Buol, S.W., 1990. Soil-geomorphic relations on the Blue Ridge Front : I. Regolith types and slope processes. *Soil Science Society of America Journal*, 54 : 1362-1367.
- Graham, R.C. et Buol, S.W., 1990. Soil-geomorphic relations on the Blue Ridge Front : II. Soil characteristics and pedogenesis. *Soil Science Society of America Journal*, 54 : 1367-1377.
- Grant, W.H., 1964. Chemical weathering of biotite-plagioclase gneiss, p. 455-463. In 12th National Conference on Clays and Clay Minerals.
- 1966. Kaolinite stability in the central Piedmont of Georgia, p. 131-140. In 13th national Conference on Clay and Clay Minerals.
- Gray, R.E., 1977. Slope stability in the Appalachian Plateau, Pennsylvania and West Virginia, p. 83-100. In *Proceedings of the Second International Symposium on Landslides*, Tokyo.
- Hack, J.T. et Goodlett, J.C., 1960. *Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians*. United States Geological Survey Professional Paper 347, 66 p.
- Hall, A.M., Mellor, A. et Wilson, M.J., 1989. The clay mineralogy and age of deeply weathered rock in north-east Scotland. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 72 : 97-108.



- Harris, W.G., Zelazny, L.W., Baker, J.C. et Martens, D.C., 1985a. Biotite kaolinization in Virginia Piedmont soils : I. Extent, profile trends, and grain morphological effects. *Soil Science Society of America Journal*, 49 : 1290-1297.
- Hoover, M.T., 1983. Soil development in colluvium in footslope positions in the Ridge and Valley area of Pennsylvania. Ph.D. thesis, Pennsylvania State University, 271 p.
- Khalifa, E.M. et Buol, S.W., 1968. Studies of clay skins in a Cecil (Typic Hapludult) Soil : I. Composition and genesis. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32 : 857-861.
- King, P.B. et Stupka, A., 1950. The Great Smoky Mountains — Their geology and natural history. *Science Monthly*, 71 : 31-43.
- Losche, C.K., McCracken, R.J. et Davey, B., 1970. Soils of steeply sloping landscapes in the southern Appalachian Mountains. *Soil Science Society of America Proceedings*, 34 : 473-478.
- McCaleb, S.B., 1959. The genesis of the Red-yellow podzolic soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 23 : 164-168.
- McCaleb, S.B. et Lee, W.D., 1956. Soils of North Carolina : I. Factors of soil formation and distribution of great soil groups. *Soil Science*, 82 : 419-431.
- Markewich, H.W., Pavich, M.J. et Buell, G.R., 1990. Contrasting soils and landscapes of the Piedmont and Coastal Plain, eastern United States. *Geomorphology*, 3 : 417-447.
- Martin Patino, T., Saavedra, J. et Millan, A., 1985. A mineralogical study of aluminium hydroxides and oxihydroxides in profiles of granitic alterations in Spain's mid-west, p. 181-186. *In* 5th meeting of the European clay groups, Prague, 1983, Charles University.
- Maxwell, J.A. et Davis, M.B., 1972. Pollen evidence of Pleistocene and Holocene vegetation on the Allegheny Plateau, Maryland. *Quaternary Research*, 2 : 506-530.
- Meunier, A., 1980. Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des micro-systèmes. Étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Mémoires de la Société géologique de France*, 140, 80 p.
- Mills, H.H., 1982. Long-term episodic deposition on mountain foot slopes in the Blue Ridge province of North Carolina : Evidence from relative-age dating. *Southeastern Geology*, 23 : 123-128.
- 1984. Some observations bearing on modern hillslope erosion in the Valley and Ridge province, Virginia. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 16 : 180.
- Mitra, G., 1978. Ductile deformation zones and mylonites : The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *American Journal of Science*, 278 : 1057-1084.
- National Cooperative Soil Survey, 1985. Soil survey of Albemarle County, Virginia. USDA Soil Conservation Service, in cooperation with Virginia Polytechnic Institute and State University, 326 p.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 1982. Climatology of the United States No. 60. Climate of Virginia. United States Department of Commerce, NOAA, Environmental Data Service, National Climatic Center, Asheville, North Carolina.
- 1988. Local climatological data. Annual summary with comparative data. Lynchburg, Virginia. United States Department of Commerce, NOAA, National Environmental Satellite Data and Information Service, National Climatic Data Center, Asheville, North Carolina.
- Norfleet, M.L. et Smith, B. R., 1989. Weathering and mineralogical classification of selected soils in the Blue Ridge Mountains of South Carolina. *Soil Science Society of America Journal*, 53 : 1771-1778.
- Parham, W.E., 1969. Formation of halloysite from feldspar : Low temperature, artificial weathering versus natural weathering. *Clays and Clay Minerals*, 17 : 13-22.
- Pavich, M.J., 1986. Processes and rates of saprolite production and erosion on a foliated granitic rock of the Virginia Piedmont, p. 551-590. *In* S.M. Colman, édité., Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, New York.
- 1989. Regolith residence time and the concept of surface age of the Piedmont « peneplain ». *Geomorphology*, 2 : 181-196.
- Pavich, M.J., Leo, G.W., Obermeier, S.F. et Estabrook, J.R., 1989. Investigations of the characteristics, origin, and residence time of the upland residual mantle of the Piedmont of Fairfax county, Virginia. United States Geological Survey Professional Paper 1352, 58 p.
- Pedro, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 10 : 457-470.
- Péwé, T.L., 1983. The periglacial environment in North America during Wisconsin time, p. 157-189. *In* S.C. Porter, édité., The Late Pleistocene ; Late Quaternary Environments of the United States. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Pierce, K.L., 1966. Bedrock and surficial geology of the McConnellsburg quadrangle, Pennsylvania. Pennsylvania Geological Survey, 4th Series, Atlas 109a, 120 p.
- Plaster, R.W. et Sherwood, W.C., 1971. Bedrock weathering and residual soil formation in central Virginia. *Geological Society of America Bulletin*, 82 : 2813-2826.
- Rapp, A., 1967. Pleistocene activity and Holocene stability of hillslopes, with examples from Scandinavia and Pennsylvania, p. 229-244. *In* P. Macar, édité., L'évolution des versants. Université de Liège.
- Rebertus, R.A. et Buol, S.W., 1985a. Iron distribution in a developmental sequence of soils from mica gneiss and schist. *Soil Science Society of America Journal*, 49 : 713-720.
- 1985b. Intermittency of illuviation in Dystrochrepts and Hapludults from the Piedmont and Blue Ridge provinces of North Carolina. *Geoderma*, 36 : 277-291.
- Rebertus, R.A., Weed, S.B. et Buol, S.W., 1986. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. *Soil Science Society of America Journal*, 50 : 810-819.
- Rich, C.I., 1958. Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia Piedmont. *Clays and Clay Minerals*, 5 : 203-212.
- Rich, C.I. et Obenshain, S.S., 1955. Chemical and clay mineral properties of a Red-yellow podzolic soil derived from muscovite schist. *Soil Science Society of America Proceedings*, 19 : 334-339.
- Righi, D., Ranger, J. et Robert, M., 1988. Clay minerals as indicators of some soil forming processes in the temperate zone. *Bulletin minéralogique*, 111 : 625-632.
- Robertson, I.D. et Eggleton, R.A., 1991. Weathering of granitic muscovite to kaolinite and halloysite and of plagioclase-derived kaolinite to halloysite. *Clays and Clay Minerals*, 39 : 113-126.
- Schnitzer, M., 1984. Soil organic matter : Its role in the environment, p. 237-267. *In* M.E. Fleet *et al.*, édité., Environmental geochemistry. Mineralogical Association of Canada, London.
- Schwertmann, U., 1988. Some properties of soils and synthetic iron oxides, p. 203-250. *In* J.W. Stucki *et al.*, édité., Iron in soils and clay minerals. Reidel, Boston.
- Schwertmann, U., Murad, E. et Schulze, D.G., 1982. Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas ? *Geoderma*, 27 : 209-223.
- Seddoh, F.K., 1973. Altération des roches cristallines du Morvan : granites, granophyres, rhyolites. Étude minéralogique, géochimique et micromorphologique. Thèse, Dijon, 377 p.
- Sequeira Braga, M.A., Lopes Nunes, J.E., Paquet, H. and Millot, G., 1990. Climatic zonality of coarse granitic saprolites (« arènes ») in Atlantic Europe from Scandinavia to Portugal. *Sciences géologiques, Mémoires*, 85 : 99-108.
- Shafer, D.S., 1988. Late Quaternary landscape evolution at Flat Laurel Gap, Blue Ridge Mountains, North Carolina. *Quaternary Research*, 30 : 7-11.
- Sheldrick, B.H., édité., 1984. Analytical methods manual 1984. Land Resource Research Institute Contribution No 84-30, Ottawa.

- Sinha, A.K. et Bartholomew, M.J., 1984. Evolution of the Grenville terrane in the central Virginia Appalachians, p. 175-186. In M.J. Bartholomew *et al.*, édit., The Grenville event in the Appalachians and related topics. Geological Society of America Special Paper 194.
- Smith, H.T.U., 1962. Periglacial frost features and related phenomena in the United States. *Biuletyn Periglacialny*, 11 : 325-342.
- Soil Survey Staff, 1975. Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Soil Conservation Service, United States Department of Agriculture, Agriculture Handbook 436, 754 p.
- Stolt, M.H., Baker, J.C. et Simpson, T.W., 1991. Micromorphology of the soil-saprolite transition zone in Hapludults of Virginia. *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 1067-1075.
- 1992. Characterization and genesis of saprolite derived from gneissic rocks of Virginia. *Soil Science Society of America Journal*, 56 : 531-539.
- 1993a. Soil-landscape relationships in Virginia : I. Soil variability and parent material uniformity. *Soil Science Society of America Journal*, 57 : 414-421.
- 1993b. Soil-landscape relationships in Virginia : II. Reconstruction analysis and soil genesis. *Soil Science Society of America Journal*, 57 : 422-428.
- Teeri, J.A. et Smith, A.P., 1971. Active stone polygons on Bluff Mountain, North Carolina. *Journal of the Elisa Mitchell Science Society*, 87 : 124-126.
- Velbel, M.A., 1984a. Silicate mineral transformations during rock weathering in the southern Blue Ridge. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 16 : 204.
- 1984b. Natural weathering mechanisms of almandine garnet. *Geology*, 12 : 631-634.
- 1985. Geochemical mass balances and weathering rates in forested watersheds of the southern Blue Ridge. *American Journal of Science*, 285 : 904-930.
- Waltman, W.J., 1985. The stratigraphy and genesis of pre-Wisconsinan soils in the Allegheny Plateau. Ph.D. thesis, Pennsylvania State University, 353 p.
- Weed, S.B. et Bowen, L.H., 1990. High-gradient magnetic concentration of chlorite and hydroxy-interlayered minerals in soil clays. *Soil Science Society of America Journal*, 54 : 274-280.
- Williams, G.P. et Guy, H.P., 1973. Erosional and depositional aspects of Hurricane Camille in Virginia, 1969. United States Geological Survey Professional Paper 804, 80 p.
- Wilson, M.J., 1975. *Chemical weathering of some primary rock-forming minerals*. *Soil Science*, 119 : 349-355.
- Wilson, M.J. et Tait, J.M., 1977. Halloysite in some soils from north-east Scotland. *Clay Minerals*, 12 : 59-66.
- Wolff, R.G., 1967. Weathering of Woodstock granite near Baltimore, Maryland. *American Journal of Science*, 265 : 106-117.
- Wysocki, D.A., Lietzke, D.A. et Zelazny, L.W., 1988. Effects of parent material weathering on chemical and mineralogical properties of selected Hapludults in the Virginia Piedmont. *Soil Science Society of America Journal*, 52 : 196-203.