U.F.R. S.T.M.P.
Ecole doctorale : Sciences de la Terre

FACULTÉ DES SCIENCES

# THESE

Présentée pour l'obtention du titre de

**Docteur de l'Université Henri Poincaré - Nancy-I**

en **PÉDOLOGIE**

par **Laurent CANER**

## *LES SOLS HUMIFERES DES "HAUTES TERRES" DU MASSIF DES NILGIRI EN INDE DU SUD*

**FORMATION D'ANDOSOLS SUR UNE ANCIENNE COUVERTURE FERRALLITIQUE EN RELATION AVEC LES EVOLUTIONS CLIMATIQUES DES DERNIERS MILLENAIRES**

*Soutenue publiquement le 28 janvier 2000*

Membres du jury :

| | | |
|---|---|---|
| M. Michel JAUZEIN, | Professeur, Université Henri-Poincaré Nancy I | Président |
| M. Bernard GUILLET, | Directeur de recherches au CNRS, Orléans | Rapporteur |
| M. Peter BUURMAN, | Professeur, Université d'Agriculture de Wageningen (Pays Bas) | Rapporteur |
| M. François TOUTAIN, | Directeur de recherches émérite au CNRS, Nancy | Directeur |
| M. Gérard BOURGEON, | Chercheur, CIRAD-AMIS Montpellier | Examinateur |
| M. Adrien HERBILLON, | Professeur émérite, Université de Louvain (Belgique) et UHP-Nancy I | Examinateur |
| M. Yanni GUNNELL, | Institut Français de Pondichéry et Maître de Conférences Paris XII | Examinateur |
| M. C. FRANCE-LANORD | Directeur de recherches au CNRS, Nancy | Invité |

C.N.R.S. Centre de Pédologie Biologique

UPR 6831 associée à l'Université Henri Poincaré-Nancy I
17, rue Notre-Dame-des-Pauvres - B.P. 5
54501 Vandœuvre-Lès-Nancy - France

*INSTITUT FRANÇAIS DE PONDICHERY*

11, rue Saint Louis
605 001 Pondicherry
INDIA

# REMERCIEMENTS

Avant de parcourir ce mémoire il m'est agréable d'exprimer mes remerciements aux nombreuses personnes qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à Messieurs, François Toutain, Gérard Bourgeon et Adrien Herbillon qui m'ont confié ce travail, et pour les précieux conseils prodigués tout au long de ces trois années. Gérard Bourgeon m'a fait découvrir les sols du Sud de l'Inde et m'a appris "le terrain", lors d'une première tournée pour replacer les sols des Nilgiri dans leur milieu. Il m'a donné de nombreux conseils pour orienter les recherches ainsi que lors de la rédaction, qu'il trouve ma profonde gratitude. François Toutain , de bonne humeur en toutes circonstances, m'a toujours soutenu et m'a convaincu, non sans mal, du rôle des acteurs biologiques dans ces sols. Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude à M. Adrien Herbillon, vers qui je me suis tourné au moment de l'interprétation des résultats et de la discussion sur la genèse de ces sols. Je le remercie pour sa disponibilité et pour l'intérêt porté à l'étude des sols des Nilgiri et plus particulièrement les sols à horizons sombres par comparaison avec les sols d'altitude d'Afrique Centrale.

J'ai été accueilli à l'Institut Français de Pondichéry d'abord sous la direction de M. François Houllier, puis de M. Denis Depommier où j'ai bénéficié de conditions matérielles excellentes, et du soutien financier du Ministère des Affaires Etrangères pour les deux premières années. Au laboratoire de pédologie, sous la responsabilité de Gérard Bourgeon, j'ai bénéficié de l'aide précieuse de Messieurs P. Arumugam, K. Balasubramanian et G. Orukaimani pour la réalisation des nombreuses analyses.

Je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont contribué, de différentes façons, au bon déroulement du séjour à Pondichéry. Je ne les nommerai pas par souci de n'oublier personne.

De retour à Nancy, je tiens à remercier M. Jacques Berthelin qui m'a accueilli au Centre de Pédologie Biologique, pour l'intérêt porté à l'étude de la stabilisation de la matière organique dans ces sols. Je tiens également à le remercier pour le soutien financier de la troisième année de thèse.

Je tiens également à remercier Elisabeth Schouller pour sa contribution à ce travail, d'une part pour les datations au $^{14}C$ naturel et d'autre part pour l'étude des propriétés physiques. La caractérisation de la matière organique n'aurait pas été possible sans la contribution de Jean-Marie Portal, complétée par James Rouiller pour l'étude des groupements fonctionnels. Geneviève Villemin et Françoise Watteau ont su m'accorder un peu de leur temps compté pour l'étude ultrastructurale des sols des Indes. François Bartoli a été souvent sollicité pour l'interprétation des mesures sur la rétention d'eau ainsi que sur les phytolithes.

Mes remerciements vont également à toutes les personnes du CPB qui ont participé de près ou de loin à ce travail. Les discussions avec Jérôme Poulenard, un autre passionné de pédologie, nous ont permis de nous soutenir mutuellement et ont souvent permis de trouver une petite astuce pour interpréter les données.

J'exprime également toute ma reconnaissance aux rapporteurs, Messieurs Bernard Guillet et Peter Buurman, qui ont accepté de juger ce travail et pour les suggestions qu'ils ont apportées pour améliorer le manuscrit.

Je tiens également à remercier les personnes des différents laboratoires nancéiens qui ont contribué à ce travail : M. Christian France Lanord ($\delta^{13}C$) qui a accepté de faire partie du jury et M. François Lothe (rayons X) au CRPG, M. Jacques Yvon (ATD) au LEM, et M. J. Ranger (vermiculites alumineuses) à l'INRA.

Enfin, je terminerai en remerciant deux personnes qui ont contribué à ce travail et qui sont restés proches malgré mes longues absences lorsque j'étais à Pondi, ma femme et mon fils Julien. La forme du manuscrit doit beaucoup à Sandrine, Julien m'a fait oublier les soucis de la thèse et également découvrir des raccourcis clavier que j'ignorais lorsqu'en fin de rédaction, n'étant plus assez disponible, il m'aidait à finaliser les dernières phrases.

A mes parents

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS ..... II
TABLE DES MATIERES ..... IX
LISTE DES TABLEAUX ..... XV
LISTE DES FIGURES ..... XVI
LISTE DES PLANCHES PHOTO ..... XVIII
LISTE DES ANNEXES ..... XIX

**INTRODUCTION GENERALE** ..... 1

**PREMIERE PARTIE : PRESENTATION DU MILIEU NATUREL**

I CADRE REGIONAL ..... 7
*I.1 Physionomie des Ghâts Occidentaux* ..... 7
*I.2 Aperçu de la géologie du Sud de l'Inde* ..... 9
*I.3 Gradient climatique* ..... 10

II LE MASSIF DES NILGIRI ..... 12
*II.1 Modelé global* ..... 12
*II.2 Particularités des charnockites "massives"* ..... 14
*II.3 Hypothèses sur la mise en place des Nilgiri* ..... 14
*II.4 Le climat actuel des "Hautes Terres"* ..... 17
A – Précipitations ..... 17
B – Températures ..... 19
C – Humidité relative ..... 20
D – Saison sèche et bilan hydrique ..... 20
E – Conclusions sur le régime de température et d'humidité des sols des Nilgiri ..... 22
*II.5 La végétation* ..... 22
A – Les forêts ..... 23
B – Les savanes ..... 25
C – Les formations anthropiques ..... 25
*II.6 Aperçu paléoécologique et paléoclimatique des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri* ..... 26
A – Données paléoclimatiques ..... 26
B – Dynamique des formations d'altitude ..... 29

**DEUXIEME PARTIE : LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DES "HAUTES TERRES"**

I ETAT DES CONNAISSANCES ..... 33
*I.1 Les sols d'altitude dans la littérature indienne* ..... 33
*I.2 Les travaux de Troy* ..... 34
A – Description de l'altération de la charnockite ..... 34
B – Etablissement des bilans géochimiques ..... 36
C – Hypothèse d'une altération ferrallitique actuelle sur les "Hautes Terres" ..... 36
*I.3 Conceptions plus récentes : pédogenèse polycyclique* ..... 38
A – Rejet de l'hypothèse de la ferrallitisation actuelle ..... 38
B – Conception polycyclique des sols humifères d'altitude ..... 39

II PROSPECTION SUR LE TERRAIN ..... 41

III MISE EN EVIDENCE DE L'EXISTENCE D'ANDOSOLS ..... 45
*III.1 Evolution du concept d'Andosols* ..... 45
*III.2 Identification d'Andosols en altitude dans les Nilgiri* ..... 46
A – Méthodes utilisés dans cette étude pour la détermination des propriétés andiques ..... 46
B – Résultats pour les sols humifères de la région Ouest ..... 46
C – Résultats pour les sols humifères à horizon "sombre" de la région Est ..... 47
D – Résultats pour les sols de la région centrale des Nilgiri ..... 48
E – Discussion ..... 48

## TROISIEME PARTIE : PROPRIETES DES ANDOSOLS DES "HAUTES TERRES" DU MASSIF DES NILGIRI

**CHAPITRE I : METHODOLOGIE D'ETUDE** ..... 53

I CARACTERISATION GLOBALE DES SOLS ..... 55
*I.1 pH eau et KCl* ..... 55
*I.2 Granulométrie* ..... 55
*I.3 Cations échangeables et capacité d'échange cationique* ..... 56
*I.4 Analyse élémentaire* ..... 56
*I.5 Détermination du carbone et de l'azote* ..... 56
*I.6 Analyse minéralogique par diffraction X et analyse thermique* ..... 57
A – Diffraction des rayons X ..... 57
B – Analyse thermique ..... 57

II ETUDE DES FORMES "ACTIVES" DE L'ALUMINIUM, DU FER ET DE LA SILICE ..... 58
*II.1 Extractions sélectives de l'aluminium, du fer et de la silice* ..... 58
A – Extraction au Citrate - Bicarbonate - Dithionite (CBD) ..... 58
B – Extraction à l'oxalate d'ammonium ..... 58
C – Extraction au pyrophosphate de sodium ..... 59
D – Extraction au tétraborate ..... 59
*II.2 Discussion de la sélectivité de ces méthodes d'extraction* ..... 59

III METHODES COMPLEMENTAIRES D'ANALYSE ..... 61
*III.1 Etude de la matière organique* ..... 61
A – Extraction et caractérisation des composés humiques ..... 61
a – Fractionnement à 50 µm ..... 61
b – Extraction, purification et analyse élémentaire des composés humiques ..... 61
c – Propriétés spectrales dans l'UV et le visible ..... 63
d – Spectrophotométrie infrarouge ..... 65
e – Titrage des fonctions acides des acides humiques ..... 66
B – Evaluation de la stabilité de la matière organique ..... 68
a – Datation au $^{14}C$ ..... 68
b – Minéralisation au laboratoire de la matière organique ..... 71
C – Détermination du rapport isotopique $\delta^{13}C$ ..... 71
*III.2 Observations en microscopie électronique* ..... 72
*III.3 Etude des propriétés physiques* ..... 73
A – Stabilité des agrégats ..... 73
a – Généralités ..... 73
b – Protocole expérimental ..... 74
B – Courbes de rétention d'eau ..... 75
a – Généralités ..... 75
b – Protocole expérimental ..... 76
C – Cinétiques de séchage à 40 °C ..... 77

**CHAPITRE II : LES ANDOSOLS DE LA REGION OUEST DU MASSIF DES NILGIRI** ..... 79

I CARACTERES GENERAUX DES ANDOSOLS DES "HAUTES TERRES" DES NILGIRI ..... 81
*I.1 Description des profils* ..... 81
*I.2 Caractéristiques générales des sols* ..... 88
A – pH ..... 88
B – Cations échangeables et capacité d'échange cationique ..... 88
C – Propriétés hydriques des sols : compléments sur le pédoclimat ..... 89
a – Rétention d'eau et stabilité des agrégats de 10 à 300 kPa ..... 89
b – Rétention d'eau à 1500 kPa (pF 4,2) sur sols humides et sur sols secs. ..... 92
c – Cinétiques de séchage à 40 °C ..... 93
d – Conclusion ..... 95
*I.3 Constituants minéraux* ..... 96
A – Identification de la fraction minérale par diffraction des rayons X ..... 96
B – Distribution de la gibbsite dans le profil ..... 97
C – Estimation de la teneur en hématite ..... 99
D – Analyse élémentaire par attaque triacide ..... 100
E – Identification d'une Vermiculite-Hydroxy-Alumineuse (HIV) en surface ..... 101

II FORMES "ACTIVES" DE L'ALUMINIUM ET DU FER ..... 103
*II.1 Rappel bibliographique concernant les formes "actives" du fer et de l'aluminium dans les Andosols* ..... 103
*II.2 Les formes organo-métalliques "actives" du fer et de l'aluminium dans l'horizon andique* ..... 105
A – Extractions à l'oxalate d'ammonium et au pyrophosphate de sodium ..... 105
B – Autres réactifs ..... 108
C – Discussion sur les extractions sélectives ..... 109
D – Apport de la microscopie électronique dans la caractérisation des associations organo-métalliques ..... 110
*II.3 Associations organo-métalliques et microagrégation* ..... 114
A – Etude de la microagrégation : fractionnement granulométrique ..... 114
a – Granulométrie "classique" ..... 114
b – Comparaison des résultats des analyses granulométriques pour le profil Nilg 4 ..... 115
B – Etude de la macroagrégation : mesure de la stabilité des agrégats sur sols frais ..... 116
C – Discussion sur la stabilité structurale des sols des Nilgiri ..... 119

III DYNAMIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE ..... 120
*III.1 Biodynamique des humus* ..... 120
A – Description des humus sur le terrain ..... 120
B – Observation micromorphologique des lames minces (Planches photo IV & V) ..... 120
C – Observations en microscopie électronique et microanalyse ..... 126
*III.2 Stockage de matière organique* ..... 127
A – Rappel bibliographique ..... 127
B – Teneur en carbone de la terre fine ..... 130
C – Estimation du stock volumique en carbone ..... 133
D – Répartition granulométrique du carbone, de l'azote et taux d'humification ..... 133
*III.3 Caractérisation des composés humiques* ..... 134
A – Taux d'extraction de la matière organique et rapports AF/AH ..... 134
B – Analyse élémentaire des acides humiques ..... 135
a – Analyse minérale ..... 136
b – Analyse organique ..... 136
C – Propriétés spectrales dans l'UV et le Visible et détermination du type d'AH ..... 138
D – Caractérisation fonctionnelle ..... 140
a – Spectrophotométrie infrarouge ..... 140
b – Titrages potentiométriques ..... 140

*III.4 Evaluation de la stabilité de la matière organique* ..... 144
A – Datations au $^{14}C$ et estimation du temps moyen de résidence de la matière organique ..... 145
B – Tests de minéralisation de la matière organique au laboratoire ..... 146
*III.5 Abondance naturelle du $^{13}C$* ..... 147
A – Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur et origine de la matière organique ..... 147
B – Estimation des proportions de matière organique d'origine forestière et d'origine graminéenne ..... 149

**CHAPITRE III : LES ANDOSOLS A HORIZON SOMBRE DE PROFONDEUR** ..... 153

I CARACTERES GENERAUX DES ANDOSOLS A HORIZON "SOMBRE" DE PROFONDEUR ..... 155
*I.1 Description des profils* ..... 155
*I.2 Caractéristiques générales des sols* ..... 162
*I.3 Constituants minéraux* ..... 162
A – Identification de la fraction minérale par diffraction des rayons X ..... 162
B – Analyse élémentaire par attaque triacide ..... 163

II FORMES "ACTIVES" DE L'ALUMINIUM ET DU FER ..... 164
*II.1 Extraction à l'oxalate d'ammonium et au pyrophosphate de sodium* ..... 164
*II.2 Recherche des critères spodiques* ..... 166

III DYNAMIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE ..... 168
*III.1 Biodynamique des humus* ..... 168
A – Description des humus sur le terrain ..... 168
B – Observation micromorphologique des lames minces ..... 168
*III.2 Stockage de matière organique* ..... 172
A – Teneur en carbone de la terre fine ..... 172
B – Estimation du stock volumique de carbone ..... 173
C – Répartition granulométrique du carbone et de l'azote et taux d'humification ..... 174
*III.3 Caractérisation des composés humiques* ..... 174
A – Taux d'extraction et rapports AF/AH ..... 174
B – Analyse élémentaire des acides humiques ..... 175
C – Propriétés spectrales UV-Visible et détermination du type d'AH ..... 176
D – Caractérisation fonctionnelle ..... 178
a – Spectrophotométrie infrarouge ..... 178
b – Titrage des fonctions acides ..... 178
*III.4 Evaluation de la stabilité de la matière organique* ..... 182
A – Datations au $^{14}C$ et estimation du temps moyen de résidence de la matière organique ..... 182
B – Tests de minéralisation au laboratoire ..... 183
*III.5 Abondance naturelle du $^{13}C$* ..... 185
A – Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur et origine de la matière organique ..... 185
B – Estimation des proportions de matière organique d'origine forestière et d'origine graminéenne ..... 186

## QUATRIEME PARTIE : DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES

**CHAPITRE I : CLASSIFICATIO DES ANDOSOLS** ..... 191

I ANDOSOLS DE LA REGION OUEST DU MASSIF DES NILGIRI ..... 193
*I.1 Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)* ..... 193
*I.2 World Reference Base (FAO, 1998)* ..... 193
*I.3 Référentiel Pédologique (AFES, 1995)* ..... 194

II ANDOSOLS A HORIZONS "SOMBRE" DE PROFONDEUR DE LA REGION EST DU MASSIF DES NILGIRI .. 195
*II.1 Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)* ..... 195
*II.2 World Reference Base (FAO, 1998)* ..... 195
*II.3 Référentiel Pédologique (AFES, 1995)* ..... 195

III DISCUSSION SUR LES CLASSIFICATIONS ..... 196
*III.1 Problème du rejet de l'épipédon mélanique* ..... 196
*III.2 Problème des propriétés acrudoxiques* ..... 197
*III.3 Présence de l'horizon "sombre"* ..... 198

**CHAPITRE II : GENESE DES ANDOSOLS DES "HAUTES TERRES" DU MASSIF DES NILGIRI** ..... 199

I DISCUSSIONS SUR L'ORIGINE DU MATERIAU MEUBLE SITUE AU-DESSUS DE LA LIGNE DE GRAVIERS 201
*I.1 Discussions sur l'état d'altération du matériau ferrallitique et des horizons andiques* ..... 201
A – Etat d'altération avancé du matériau ferrallitique ..... 201
B – Matériau andique ..... 201
*I.2 Origine de la ligne de graviers* ..... 201
A – Rappels bibliographiques ..... 201
B – Cas de la ligne de graviers des sols des Nilgiri ..... 203
a – Morphologie de la ligne de graviers ..... 203
b – Hypothèses sur la mise en place ..... 206
*I.3 Homogénéité verticale du profil ?* ..... 207
A – Origine possible du magnésium et du calcium des horizons A1 ..... 207
B – Origine possible de la silice en surface ..... 209

II ORIGINE DES PROPRIETES ANDIQUES ET GENESE DES SOLS ..... 215
*II.1 Sensibilité des oxydes secondaires à l'acidité organique* ..... 215
*II.2 Capacité de complexation des composés humiques* ..... 216
*II.3 Formation des associations organo-métalliques* ..... 216
*II.4 Estimation des quantités d'oxydes nécessaires à l'apparition des propriétés andiques* ..... 217
*II.5 Enseignements apportés par les datations $^{14}C$ et la mesure du $\delta^{13}C$ : esquisse d'une chronologie de la formation des Andosols* ..... 218
A – Formation de l'horizon humifère épais ..... 218
B – Différenciation de l'horizon "sombre" ..... 220
*II.6 Rôle des facteurs biologiques* ..... 221
*II.7 Rôle possible de la matière organique "carbonisée" dans la couleur et le stockage de la matière organique des Andosols du massif des Nilgiri* ..... 222

III COMPARAISON AVEC D'AUTRES PROCESSUS PEDOGENETIQUES ..... 224
*III.1 Comparaisons avec d'autres pédogenèses en milieu acide* ..... 224
*III.2 Comparaison des sols à horizon "sombre" du massif des Nilgiri avec les sols à horizons sombrique des Hauts Plateaux Africains et du Pérou* ..... 225
A – Concept général de l'horizon sombrique ..... 225
B – Formation de l'horizon sombrique ..... 229
a – Hypothèses préliminaires ..... 229
b – Données paléoclimatiques pour la crête Congo - Nil. ..... 229
c – Proposition de formation de l'horizon sombrique par comparaison avec les Nilgiri ..... 230

**CONCLUSIONS GENERALES** ..... 233

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES** ..... 239

**ANNEXES** ..... 261

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Taux de dénudation estimés d'après les traces de fission de l'apatite de différentes régions du Sud de l'Inde 16
Tableau I-2 : Valeurs de l'ETP (mm) pour la ville d'Ootacamund 21
Tableau I-3 : Calcul du bilan hydrique pour 3 stations des Nilgiri 21

Tableau II-1 : Propriétés andiques pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 47
Tableau II-2 : Propriétés andiques pour les profils Nilg 19 et Kota 0 47
Tableau II-3 : Tests des propriétés andiques pour les profils Nilg 20 et Glm 4 48

Tableau III-1 : Diamètre des pores drainés en fonction de la succion appliquée 76
Tableau III-2 : Pressions pneumatiques appliquées pour déterminer la rétention d'eau 77
Tableau III-3 : Humidité volumique des sols à 1500 kPa (pF 4,2) 92
Tableau III-4 : Constantes de déshydratation moyennes 94
Tableau III-5 : Teneur en gibbsite des argiles du profil Nilg 4 98
Tableau III-6 : Calcul du RR et estimation de la teneur en hématite des profils Nilg 4 et Nilg 16 100
Tableau III-7 : Extractions sélectives de Fe, Si et Al pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 105
Tableau III-8 : Estimation de la charge métallique de l'humus des profils Nilg 4 et Nilg 16 107
Tableau III-9 : Stock de carbone par unité de surface pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 133
Tableau III-10 : Teneurs en carbone, et en azote de la terre fine et de la fraction < 50 µm et taux d'humification de la fraction < 50 µm 134
Tableau III-11 : Taux d'extraction des composés humiques pour le profil Nilg 16 135
Tableau III-12 : Analyse élémentaire des acides humiques des profils Nilg 4 et Nilg 16 136
Tableau III-13 : Propriétés spectrales des acides humiques, et indice mélanique 138
Tableau III-14 : Titrage potentiométrique des acides humiques des profils Nilg 4 et Nilg 16 142
Tableau III-15 : Valeurs mesurées des $\delta^{14}C$ et estimations du TMR et des âges de la matière organique des fractions < 50 µm des profils Nilg 4 et Nilg 16 145
Tableau III-16 : valeurs des $\delta^{13}C$ des fractions < 50 µm 148
Tableau III-17 : Estimation du pourcentage de carbone d'origine forestière dans les horizons de surface 150
Tableau III-18 : Calcul du RR et estimation de la teneur en hématite des profils Nilg 19 et Kota 0 163
Tableau III-19 : Extractions sélectives concernant les profils Nilg 19 et Kota 0 164
Tableau III-20 : Estimation de la charge métallique de l'humus des profils Nilg 19 et Kota 0 164
Tableau III-21 : Variation de l'absorbance de l'extrait oxalate et de $(Al_p + Fe_p) / (Al_d + Fe_d)$ avec la profondeur 167
Tableau III-22 : Stock de carbone par unité de surface pour les profils Nilg 19 et Kota 0 173
Tableau III-23 : Teneurs en carbone et en azote de la terre fine et de la fraction < 50 µm ; taux d'humification de la fraction < 50 µm 174
Tableau III-24 : Taux d'extraction des composés humiques pour le profil Kota 0 175
Tableau III-25 : Analyse élémentaire des acides humiques des profils Nilg 19 et Kota 0 175
Tableau III-26 : Rapports chromatiques Q4/6 et ΔlogK des acides humiques 177
Tableau III-27 : Titrage potentiométrique des AH des profils Nilg 19 et Kota 0 180
Tableau III-28 : Valeurs mesurées des $\delta^{14}C$ et estimations du TMR des fractions < 50 µm des profils Nilg 19 et Kota 0 182
Tableau III-29 : Valeurs des $\delta^{13}C$ de la matière organique des fractions < 50 µm 185
Tableau III-30 : Estimation du pourcentage de carbone d'origine forestière dans les horizons de surface 187

Tableau IV-1 : Composition de la pellicule d'oxyde d'un fragment de roche illustré sur la planche photo VI 203
Tableau IV-2 : Chronologie de l'histoire pédogénétique des "Hautes Terres" 220
Tableau IV-3 : Propriétés des sols à horizons "sombres" d'Afrique Centrale 228

LISTE DES FIGURES

Figure I-1 : Hypsométrie du Sud de la péninsule Indienne 8
Figure I-2 : Géologie du sud de l'Inde, province des granulites 9
Figure I-3 : Répartition de la pluviométrie en Inde du Sud et diagrammes pluviométriques de quelques stations 11
Figure I-4 : Vue en coupe du massif des Nilgiri et répartition de la pluviométrie 12
Figure I-5 : Hypsométrie et isohyètes du massif des Nilgiri 13
Figure I-6 : Morphologie des Nilgiri 13
Figure I-7 : Diagramme schématique représentant la bordure Sud du craton de Dharwar ainsi que les roches métamorphiques constitutives orientées vers le Nord. 17
Figure I-8 : Répartition pluviométrique sur le massif des Nilgiri illustrant le gradient Ouest - Est et l'influence des perturbations cycloniques à l'Est. 18
Figure I-9 : Variations saisonnières de température et de l'humidité relative pour la ville d'Ootacamund 20
Figure I-10 : Répartition de la végétation sur les "Hautes Terres" des Nilgiri 24
Figure I-11 : Représentation schématique d'une shola illustrant l'aspect tortueux des arbres 24
Figure I-12 : Evolution du $\delta^{13}C$ en fonction de l'âge des échantillons palynologiques des tourbières des Nilgiri 28
Figure I-13 : Hypothèses sur les tendances climatiques des Hautes Terres des Nilgiri depuis la fin du Pléistocène 28

Figure II-1 : Représentation cartographique des sols identifiés dans les "Hautes Terres" des Nilgiri 33
Figure II-2 : Schéma de l'altération de la charnockite 35
Figure II-3 : Distribution des différents types de sols sur les Hautes Terres 41

Figure III-1 : Schéma récapitulatif des analyses mises en œuvre pour caractériser la matière organique 62
Figure III-2 : Diagramme de Kumada d'identification du type d'acides humiques 63
Figure III-3 : Courbe de titrage d'un acide humique, et fonction de Gran dérivée 67
Figure III-4 : Courbe représentant la relation entre l'activité $^{14}C$ et l'âge moyen. 70
Figure III-5 : Localisation des profils d'Andosols sur les "Hautes Terres" des Nilgiri 81
Figure III-6: Relation entre le taux de carbone et la CEC 89
Figure III-7 : Courbes de rétention d'eau en fonction de la pression pneumatique appliquée 90
Figure III-8 : Répartition de l'eau en fonction de la succion appliquée 90
Figure III-9 : Evolution de la stabilité des agrégats des sols en fonction de la succion appliquée 91
Figure III-10 : Cinétique de séchage à 40 °C 93
Figure III-11: Répartition des volumes d'eau selon les cinétiques de déshydratation 94
Figure III-12 : Diagramme de diffraction des rayons X des argiles du profil Nilg 16 97
Figure III-13: courbes ATD pour les argiles du profil Nilg 4 98
Figure III-14: Diagramme de diffractions des argiles du profil Nilg 16 après traitement Tamura et chauffage 101
Figure III-15 : Répartition des Andosols allophaniques et non-allophaniques en fonction du taux de carbone et du rapport $Al_p/Al_o$ 104
Figure III-16: Extractions sélectives de l'aluminium, du fer et de la silice pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 106
Figure III-17 : Relation entre Alp et le carbone total pour les Andosols des Nilgiri comparés aux horizons non allophaniques de la base de donnée TUWAD 108
Figure III-18 : Particules de goethite observées au MET et au MEB au niveau des horizons andiques et spectre d'analyse EDX 110
Figure III-19 : Effet du traitement à l'oxalate sur la texture des profils Nilg 4 et Nilg 16 114
Figure III-20 : Teneurs en agrégats stables à l'eau des sur sols humides en fonction de la profondeur 116
Figure III-21 : Teneurs en agrégats stables à l'eau des sols humides en fonction des teneurs en argile (A), en carbone (B), $Al_o$ (C) et $Al_o/C$ (D). 117
Figure III-22 : Comparaison de la stabilité des agrégats en fonction des teneurs en $Al_o$ pour les Andosols des Nilgiri et des Andosols de la bibliographie 118
Figure III-23 : Teneur en carbone de la terre fine de différents profils d'Andosols des Nilgiri 131
Figure III-24 : Relation entre l'aluminium extractible à l'oxalate (A) et au pyrophosphate (B) et le carbone de la terre fine 132
Figure III-25 : Diagramme O/C- H/C des AH pour les sols étudiés et différents AH issus de la bibliographie 137
Figure III-26 : Détermination du type d'AH dans le diagramme de Kumada modifié 139
Figure III-27 : Spectres infrarouges des acides humiques extraits des profils Nilg 4 et Nilg 16 141
Figure III-28: Courbes de titrage potentiométrique des AH des profils Nilg 4 et Nilg 16 142
Figure III-29 : Décroissance du $\Delta^{14}C$ avec la profondeur pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 145

Figure III-30 : Courbes de minéralisation du carbone pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 à 25 °C 146
Figure III-31 : Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 148
Figure III-32 : Variation du $\delta^{13}C$ en fonction de 1/C pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 149
Figure III-33 :Localisation des profils d'andosols à horizons "sombres" sur les "Hautes Terres" des Nilgiri 155
Figure III-34 : Extractions sélectives de l'aluminium du fer et de la silice pour les profils Nilg 19 et Kota 0 165
Figure III-35 : Teneur en carbone de la terre fine pour différents sols à horizon "sombre" des Nilgiri 172
Figure III-36 : Diagramme O/C - H/C des AH des profils Nilg 19 et Kota 0 et de différents AH de la bibliographie 176
Figure III-37 : Détermination du type d'AH dans le diagramme de Kumada modifié (Arai *et al.*, 1996) 177
Figure III-38 : Spectres infrarouges des acides humiques des profils Nilg 19 et Kota 0 179
Figure III-39 : Courbes de titrage potentiométrique des AH des profils Nilg 19 et Kota 0 180
Figure III-40 : Décroissance du $\Delta^{14}C$ avec la profondeur 182
Figure III-41 : Courbes de minéralisation du carbone pour les sols Nilg 19 et Kota 0 184
Figure III-42 : Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur pour les profils Nilg 19 et Kota 0 186
Figure III-43 : Variation du $\delta^{13}C$ en fonction de 1/C pour les profils Nilg 19 et Kota 0 186

Figure IV-1 : Carte de localisation des sites d'étude des cendres du volcan Toba (A) taille des particules en fonction de la distance au volcan (B) 208
Figure IV-2 : Schéma de synthèse sur la formation des Andosols des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri 219
Figure IV-3 : Localisation des sols à horizons sombriques en Afrique Centrale 226
Figure IV-4 : Répartition des sols à horizons sombriques dans le paysage 226

LISTE DES PLANCHES PHOTO


| | | |
|---|---|---|
| *Planche photo I* : | Les sols humifères des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri | 42-43 |
| *Planche photo II* : | Andosols de l'Ouest du massif des Nilgiri | 82-83 |
| *Planche photo III* : | Observations ultrastructurales des horizons A2 | 112-113 |
| *Planche photo IV* : | Observations micromorphologiques des humus desAndosols | 122-123 |
| *Planche photo V* : | Observations micromorphologiques des humus des Andosols | 124-125 |
| *Planche photo VI* : | Observations ultrastructurales des horizons A1 | 128-129 |
| *Planche photo VII* : | Andosols à horizons “sombre” de profondeur | 156-157 |
| *Planche photo VIII* : | Observations micromorphologiques des humus des Andosols à horizon “sombre” de profondeur | 170-171 |
| *Planche photo IX* : | Illustration de la morphologie et de la micromorphologie de la ligne de graviers | 204-205 |
| *Planche photo X* : | Phytolithes observés au MEB | 210-211 |
| *Planche photo XI* : | Limons observés au MEB | 212-213 |

LISTE DES ANNEXES

*Annexe I* : Listes des principales graminées de l'étage montagnard du massif des Nilgiri.

*Annexe II* : Profils complémentaires d'Andosols.

*Annexe III* : Profils complémentaires d'Andosols à horizon “sombre” de profondeur.

*Annexe IV* : Propriétés physico-chimiques des sols du massif des Palnis.

*Annexe V* : Comparaison des analyses granulométriques pour le profil Nilg 4.

*Annexe VI* : Données utilisées pour le diagramme de Van Krevelen.

*Annexe VII* : Spectres UV-visibles des AH.

*Annexe VIII* : Estimation de la proportion de la matière organique d'origine forestière dans les horizons de surface.

*Annexe IX* : Eléments en traces pour les profils Nilg 4 et Nilg 16.

*Annexe X* : Copie de l'article accepté par la revue European Journal of Soil Science.

# *Introduction générale*

# *Introduction générale*

L'accumulation de matière organique, dans les sols situés à une altitude supérieure à 2000 m dans le massif des Nilgiri, en Inde du Sud, est le caractère le plus immédiatement remarqué sur le terrain. En effet, ces sols sont caractérisés par la superposition brutale d'un horizon humifère noir, de 50 à 80 cm d'épaisseur, sur une altérite ferrallitique épaisse, de couleur rouge ou jaune.

Les mécanismes de stabilisation de la matière organique dans les sols sont encore imparfaitement connus et sont souvent abordés au laboratoire à l'aide d'expériences de biodégradation pour mettre en évidence les facteurs qui favorisent ou bloquent la minéralisation de la matière organique. L'étude de la genèse des sols humifères des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri représente une autre voie et revêt un intérêt tout particulier pour l'étude des mécanismes d'accumulation de la matière organique.

Ces sols ont été longtemps considérés, et ce jusqu'à des dates récentes, comme des sols issus d'une pédogenèse actuelle, combinant une altération poussée de la roche (de type ferrallitisation) à une accumulation de matière organique importante expliquée par l'altitude (Troy, 1979, Venkataramanan & Vasu, 1982, Sannigrahi *et al*., 1990, Sehgal *et al*., 1996).

Bourgeon a proposé en 1988 de les considérer comme le résultat d'une évolution polycyclique en attribuant les altérites ferrallitiques à une ancienne pédogenèse sous climat tropical chaud et humide ; la pédogenèse actuelle, sous climat frais et humide, n'expliquant que les horizons humifères supérieurs.

Le problème de la classification de ces sols n'était cependant pas pour autant résolu et, quelques analyses préliminaires, au démarrage du travail présenté ici, avaient permis d'avancer des hypothèses.

Ces analyses montraient notamment que les sols humifères d'altitude cumulaient, d'une part, des caractères de sols jeunes du fait de l'abondance de produits "amorphes" extractibles à l'oxalate d'ammonium et au pyrophosphate de sodium dans les horizons humifères, et d'autre part, des indices d'une longue évolution avec des quantités importantes d'oxydes secondaires de

fer et d'aluminium notamment dans le matériau de profondeur. On notait également une diminution de la teneur en gibbsite de la profondeur vers la surface.

Du fait des fortes quantités d'aluminium et de fer extraites au pyrophosphate dans les horizons humifères, ces sols présentaient donc des similitudes avec les sols podzoliques, mais ne manifestaient en revanche aucun signe de redistribution verticale des associations organo-métalliques ainsi mises en évidence. De ce fait, le rattachement de ces sols aux podzols n'était pas possible, et il était difficile de les intégrer dans les schémas classiques des connaissances sur la formation des sols. De nombreuses questions relatives à leur formation restèrent donc sans réponse jusqu'au milieu des années 90.

En 1995, l'idée de tester l'existence de propriétés andiques sur les sols des Nilgiri se fit jour, en grande partie grâce au fait que l'on pouvait alors identifier des Andosols sur des matériaux non volcaniques suite aux travaux du Comité International pour la Classification des Andosols (ICOMAND, Leamy *et al.*, 1988)[1].

Cette nouvelle façon d'appréhender les sols humifères des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri, première étape du travail présenté dans ce mémoire, permit ainsi de montrer que les sols les plus humifères appartenaient aux Andisols, et qu'ils étaient de plus non-allophaniques, du fait de la présence de grandes quantités d'associations organo-métalliques et de fortes teneurs en carbone.

Toutefois, ce rattachement aux Andosols[2] laissait inexpliquées les modalités de la formation d'un Andosol sur un matériau déjà très altéré. Il fallut donc se donner les moyens de comprendre par quel(s) processus de genèse original(originaux) de tels sols pouvaient se former

Pour répondre à cette question, nous avons étudié la genèse des sols humifères des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri selon une approche "combinée" : *i*) l'approche pédologique classique qui nous a permis de déduire de l'étude des constituants (minéraux, matière organique, et formes organo-métalliques) les facteurs déterminants de la formation de

---

[1] L'appartenance aux Andisols (Soil Survey Staff, 1990) est maintenant basée sur la vérification des ***propriétés andiques,*** qui indique la présence de ***"formes actives"*** d'aluminium et de fer, et qui n'implique plus la présence de matériau volcanique. En outre, dans ce nouveau concept peuvent être distingués, les Andosols allophaniques, et les Andosols non allophaniques. Les Andosols allophaniques, rencontrés presque exclusivement sur cendres volcaniques, contiennent majoritairement des constituants, allophaniques (allophanes et l'imogolite). Par contraste, les Andosols non-allophaniques, rencontrés sur substrat volcanique ou non volcanique, doivent leurs propriétés andiques à la présence d'associations organo-métalliques, Fe- et Al-Humus (Shoji *et al.*, 1985, Garcia-Rodeja *et al.*, 1987, Parfitt & Clayden, 1991, Bäumler & Zech, 1994, Dahlgren *et al.* 1993, Aran *et al.*, 1998).

[2] Dans le texte nous emploierons le terme générique d'Andosol pour parler aussi bien des Andisols de la Soil Taxonomy, que des Andosols du WRB et du Référentiel Pédologique. Nous ferons essentiellement référence à la Soil Taxonomy pour l'étude des Andosols des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri car c'est le système qui nous est apparu le plus adapté, avec toutefois des imperfections qui seront discutées

ces sols et *ii*) les datations $^{14}C$ et la mesure du $\delta^{13}C$ qui nous ont permis de replacer les sols dans leur contexte paléoenvironnemental pour comprendre leur fonctionnement par comparaison avec les données paléoclimatiques et paléobotaniques.

Pour rendre compte du travail effectué, le contenu de ce mémoire est organisé en quatre parties :

- la première partie est consacrée à la présentation générale du milieu pour préciser les conditions écologiques de la formation des sols ;
- la deuxième partie présente l'état des connaissances sur les sols humifères d'altitude du Sud de l'Inde, les premiers apports de ce travail, et le choix de l'étude de deux types de sols : les Andosols de l'Ouest et les Andosols à horizon “sombre” de profondeur de l'Est ;
- la troisième partie a pour thème l'étude du fonctionnement des deux types de sols sélectionnés. Cette partie, plus importante que les précédentes, est divisée en trois chapitres : *i*) démarche et méthodes mises en œuvre, *ii*) caractérisation des Andosols de l'Ouest du massif des Nilgiri et *iii*) caractérisation des Andosols à horizon “sombre” de profondeur. Ces deux derniers chapitres sont articulés autour de la caractérisation globale des sols, l'étude des “*formes actives*” du fer et de l'aluminium et l'étude détaillée de la matière organique ;
- la quatrième partie sera consacrée à la classification des sols et aux interprétations sur la genèse des sols humifères en relation avec les évolutions paléoclimatiques.

La conclusion générale rappelle les résultats originaux et les principaux apports de cette étude, elle souligne notamment la contribution potentielle de ce type d’étude à des reconstitutions paléoclimatiques et paléoécologiques.

*Première partie*

# PRESENTATION DU MILIEU NATUREL

# I CADRE REGIONAL

## I.1 Physionomie des Ghâts Occidentaux

Le petit massif montagneux des Nilgiri “les montagnes bleues”, d'une superficie d'environ 1800 $km^2$, qui culmine à 2636 m (Doda Betta) est inscrit dans le relief des Ghâts Occidentaux. Le grand escarpement que constituent les Ghâts Occidentaux s'étend le long de la côte Ouest de la péninsule indienne en quasi-continuité depuis l'embouchure de la rivière Tapti (21° N) jusqu'au Cap Comorin (Kanniyakumari) (8° N), avec pour seule vraie interruption la trouée de Palghat (10°45' N) (Fig. I-1).

Les Ghâts Occidentaux, dont l'escarpement est tourné face à la mer d'Arabie, correspondent à un bourrelet de marge continentale passive dont l'origine tectonique est à relier au détachement de la plaque Indienne depuis sa position sur le supercontinent Gondwana et à sa migration jusqu'à sa position actuelle. Le grand escarpement des Ghâts Occidentaux constitue une moyenne montagne de première importance dans les reliefs du globe, et peut être comparé à d'autres marges continentales, comme les rives de la Mer Rouge, les côtes sud-africaines, ainsi que la côte chilienne. Par opposition à l'escarpement occidental, le revers continental des Ghâts présente une retombée plus progressive qui constitue les plateaux du Deccan et du Karnataka (ou de Mysore) (Gunnell, 1996).

La région des Ghâts Occidentaux ayant été abondamment décrite dans les travaux menés par l'Institut Français de Pondichéry, ne seront présentées ici que les principales caractéristiques physionomiques régionales :

- dans leur portion Nord, jusqu'à la ville de Goa (Panaji) (15°30’ N), les Ghâts Occidentaux ont une morphologie en gradins, d'où provient leur nom (Ghât signifie escalier en Hindi). Ils correspondent à la bordure Ouest des Trapps du Deccan et sont constitués de coulées basaltiques émises entre le Crétacé et le Paléocène. Les Ghâts, d'une altitude moyenne de 1000 m à cette latitude, dominent l'étroite plaine du Konkan à l'Ouest et le plateau du Maharastra à l'Est ;
- de la ville de Goa, jusqu'au niveau des Nilgiri et de la trouée de Palghat, les Ghâts Occidentaux, d'une altitude moyenne de 700 à 1000 m, dominent la côte de Malabar à l'Ouest et constituent la bordure Ouest du plateau du Karnataka (ou plateau de Mysore). Dans cette partie, les Ghâts Occidentaux sont constitués de roches d'âge archéen et de composition variée, allant des séries volcano-sédimentaires métamorphisées du craton de Dharwar Ouest au Nord, à des granulites (gneiss et charnockites) au Sud. Les Ghâts présentent dans cette région de nombreux reliefs résiduels dont l'altitude peut dépasser 1500 m. Le Plateau de

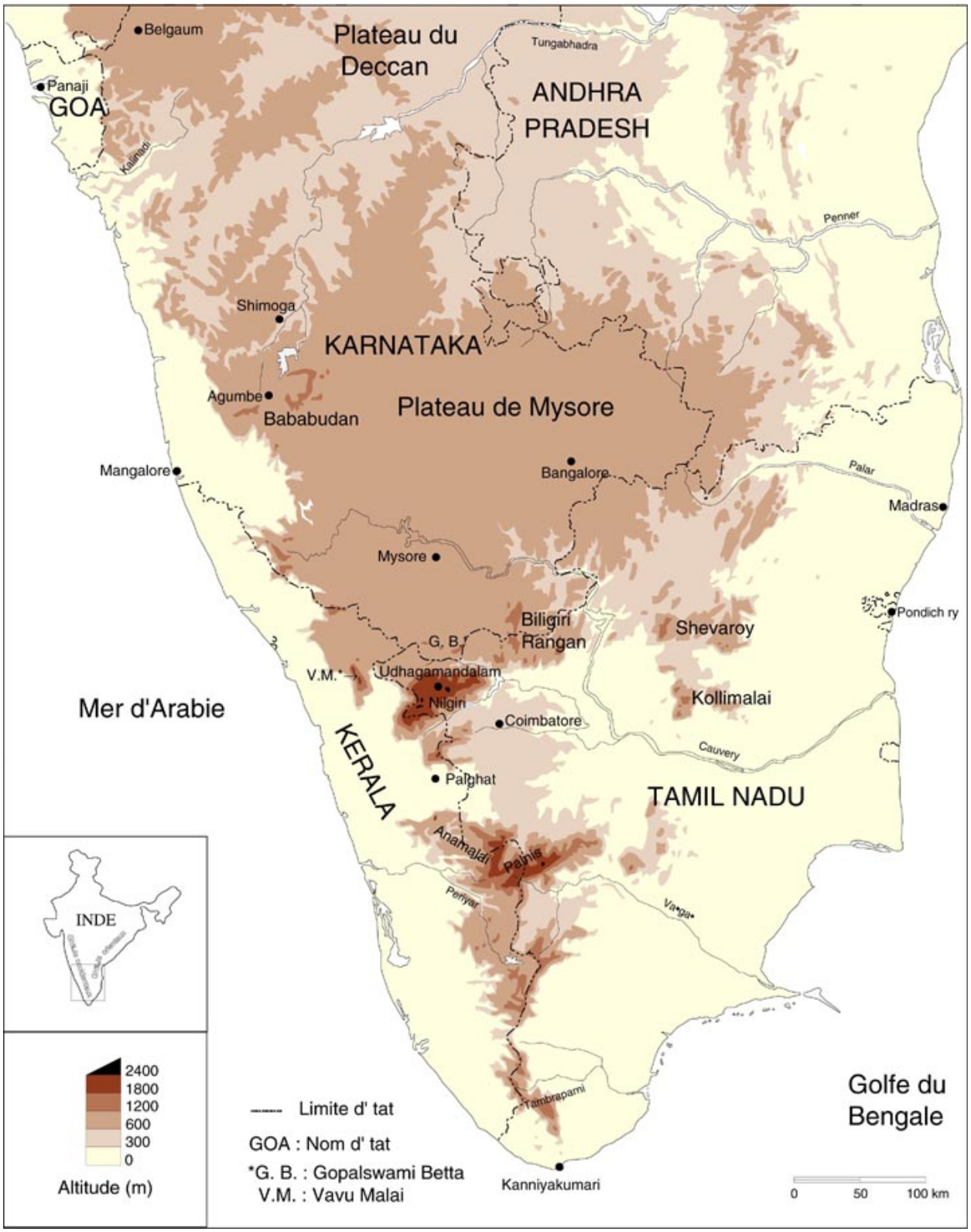



Figure I-1 : Hypsométrie du Sud de la péninsule Indienne (d'après Pascal, 1984 modifié)

Mysore est limité dans sa partie Sud par le système des Ghâts Orientaux, qui rejoint les Ghâts Occidentaux au niveau du massif des Nilgiri ;

- dans leur partie Sud, des Anamalai - Palni au Cap Comorin, les Ghâts Occidentaux ne constituent plus qu'une chaîne montagneuse étroite dominant la plaine côtière du Kérala à l'Ouest et la plaine du Tamil Nadu à l'Est. Les Ghâts Occidentaux sont constitués, dans cette partie aussi, de roches granulitiques archéennes (gneiss, charnockites, khondalites). Le point culminant de l'Inde péninsulaire se situe, dans cette portion des Ghâts, au niveau du massif des Anamalai, avec une altitude de 2695 m (pic Anaimudi).

La position parallèle à la côte du grand escarpement des Ghâts induit une zonation méridienne des climats, des sols et des formations forestières qui seront décrits dans les sections suivantes.

## I.2 Aperçu de la géologie du Sud de l'Inde

Le socle Indien dans sa forme actuelle semble s'être mis en place au cours de plusieurs phases de cratonisation au début du Protérozoïque (Naqvi & Rogers, 1987). Ces auteurs identifient sept cratons en Inde péninsulaire. Le massif des Nilgiri s'inscrit dans la province continentale des granulites qui couvre une grande partie du Sud de la péninsule Indienne (Fig. I-2).

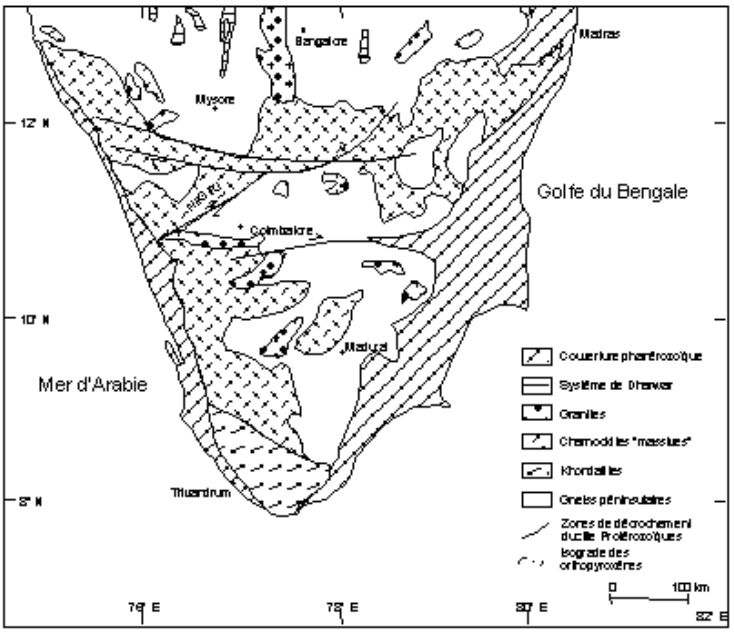



Figure I-2 : Géologie du sud de l'Inde, province des granulites
(d'après Ravindra Kumar & Rhagavan, 1992, modifié)

La province des granulites est caractérisée par la prédominance des roches précambriennes à faciès granulitique (charnockites). Les principaux traits structuraux sont la présence de “Hautes Terres” de nature charnockitique, et de zones de transition (shear zone) à faciès amphibolitique. Le Sud de cette province est marqué par la présence de khondalites (métasédiments). Ces roches granulitiques sont recouvertes de sédiments Phanérozoïques le long des côtes Est et Ouest.

Les charnockites rencontrées dans le Sud de la péninsule Indienne sont divisées en deux groupes distincts (Naqvi & Rogers, 1987) :

- les “*charnockites massive*s” qui constituent les “Hautes Terres” des Ghâts Occidentaux (Nilgiri, Palni) ainsi que des différents massifs dispersés dans la plaine du Tamil Nadu (Kollimalai, Shevaroy, Kalarayan) (Fig. I-1) et du Sud du plateau du Karnataka (Gopalswamy Betta, Biligiri Rangan) (Fig. I-1) ;
- les “*charnockites incipientes*” qui constituent des bandes au niveau des zones de transition entre les gneiss péninsulaires et les charnockites massives, ainsi qu'entre la province des granulites et le craton de Dharwar Ouest. Les charnockites incipientes sont souvent associées à des faciès à amphibolites dans les zones de transition.

La composition et les propriétés des charnockites massives qui constituent la majorité des roches des Nilgiri seront détaillées au paragraphe II.

## I.3 Gradient climatique

Les Ghâts Occidentaux constituent une barrière à la progression des pluies de mousson qui se concentrent, de ce fait, sur la frange côtière et le versant au vent, alors que le plateau du Deccan, sous le vent, n'est que très peu arrosé et présente un climat semi-aride (Pascal, 1982, Gunnell, 1997). On passe d'une pluviosité moyenne annuelle pouvant dépasser 7000 $mm.an^{-1}$ au niveau de la crête (Agumbe) à une pluviosité inférieure à 1000 $mm.an^{-1}$ au niveau du plateau de Mysore (Shimoga) en l'espace d'une cinquantaine de km vers l'Est (Fig. I-3).

La zone de transition entre les climats de mousson de la plaine côtière et de l'escarpement, et les climats semi-arides du plateau du Karnataka est réduite à une bande de quelques kilomètres sur le revers des Ghâts. Le gradient pluviométrique imposé par les Ghâts atteint des valeurs extrêmes sur le revers de l'escarpement, qui sont parmi les plus élevées du monde.

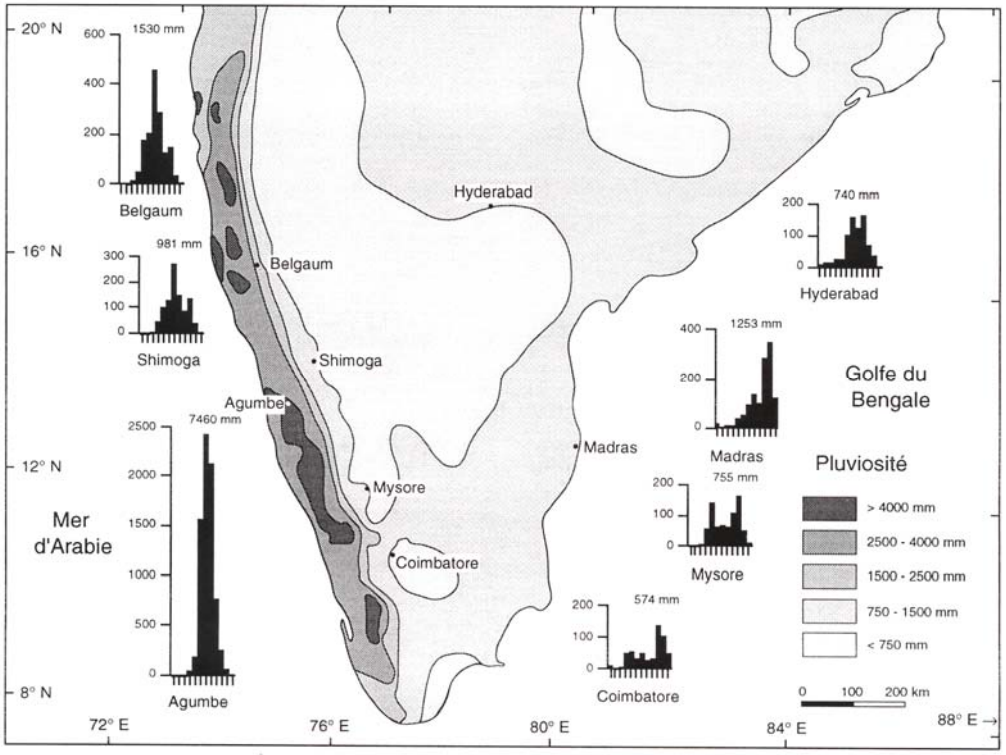



Figure I-3 : Répartition de la pluviométrie en Inde du Sud et diagrammes pluviométriques de quelques stations (d'après Bourgeon, 1992, modifié)

Après cette brève description de la région des Ghâts occidentaux, nous nous proposons de donner quelques précisions sur le massif des Nilgiri.

# II LE MASSIF DES NILGIRI

## II.1 Modelé global

Le massif des Nilgiri, situé entre 11°00' et 11°30' N, et 76°30' et 77°00 E, a une altitude moyenne de 2000-2200 m, et domine par des versants abrupts, les plaines du Tamil Nadu à l'Est, du Kérala à l'Ouest ayant des altitudes inférieures à 500 m, et le plateau du Karnataka au Nord qui a une altitude moyenne de 900 m (Fig. I-1, I-4, I-5 & I-6). Le point culminant (Doda Betta, 2636 m) se trouve au centre du massif près d'Udhagamandalam (ou Ootacamund).

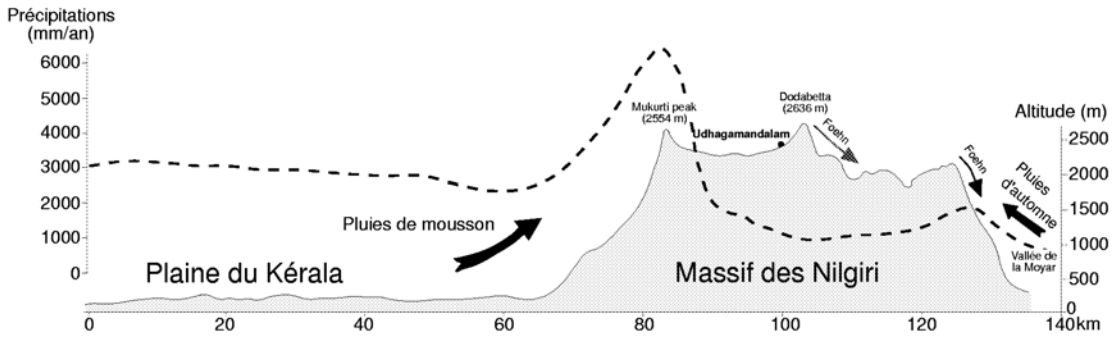



Figure I-4 : Vue en coupe du massif des Nilgiri et répartition de la pluviométrie
(d'après Pascal, 1984, modifié)

Le massif des Nilgiri est souvent décrit comme un plateau d'altitude du fait de la morphologie de sa surface sommitale, constituée de nombreuses collines convexo-concaves renfermant les plus hauts points du massif (Doda Betta 2636 m, Mukurti Peak 2554 m, Nilgiri Peak 2476 m), en alternance avec des dépressions demi-fermées (Fig. I-5 & I-6) (Demangeot, 1975). Demangeot (*Ibid.*) décrit trois éléments principaux dans la morphologie actuelle des "Hautes Terres" :

- les hautes crêtes convexes d'altitude supérieure à 2500 m qui évoquent les ballons (ou monadnocks) des chaînes hercyniennes de l'Europe ;
- un niveau d'aplanissement à une altitude moyenne de 2400 m dont il attribue la formation à une période semi-aride ;
- un ensemble de dépressions et de vallées "mûres" à des altitudes moyennes de 1900 à 2000 m attribuées à une morphogenèse sous climat tropical humide. Ces vallées ont, en général, une dizaine de kilomètres de largeur.

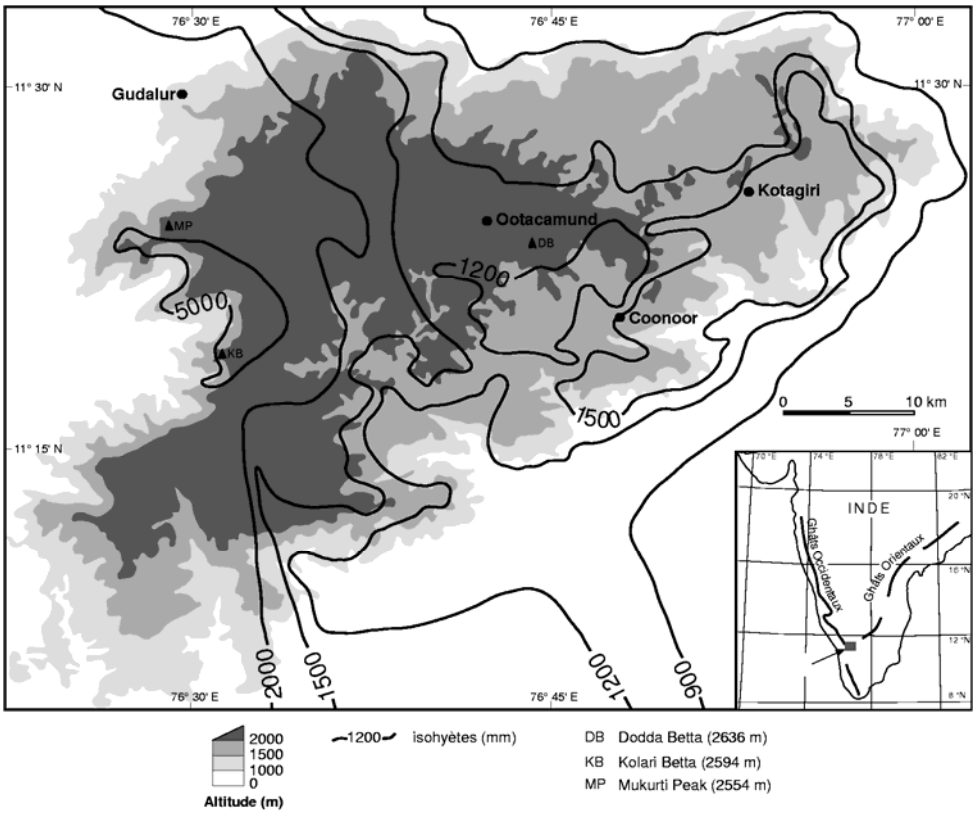



Figure I-5 : Hypsométrie et isohyètes du massif des Nilgiri

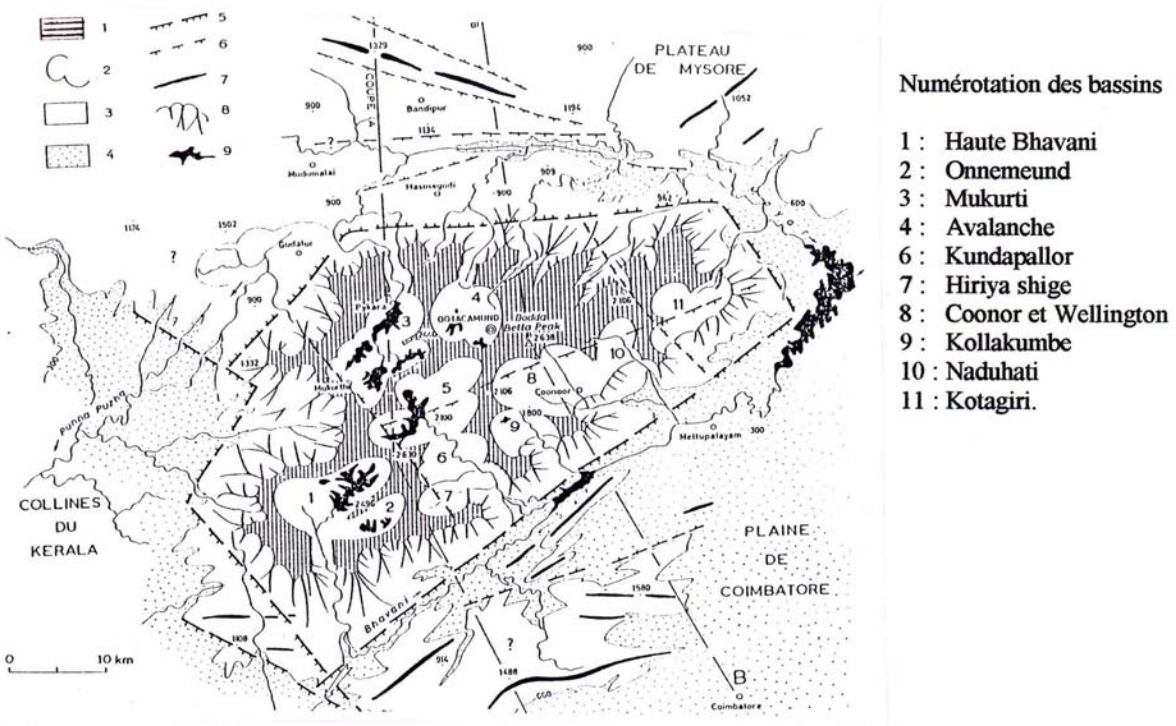



Figure I-6 : Morphologie des Nilgiri d'après Demangeot (1975).

Légende : 1, Hautes surfaces des Nilgiri ; 2, “ouches” et bassins ; 3, surface de Mysore ; 4, plaine de Coimbatore (600 m) et collines du Kérala (300 m) ; faille à fort rejet ; 6, faille à faible rejet ; 7, crête de structure indéterminée ; versants profondément ravinés ; 9 réservoirs artificiels.

## II.2 Particularités des charnockites “massives”

Les charnockites “massives” sont des roches métamorphiques d'âge archéen (2,6 Ga[3]) dont la minéralogie est dominée par des silicates anhydres (feldspaths potassiques et plagioclases sodiques), des orthopyroxènes (majoritairement de l'hypersthène), ainsi que quelques inclusions de grenat. La couleur noire des charnockites est attribuée aux inclusions d'oxydes de Fe et Al, ainsi que de rutile dans les cristaux de quartz et de feldspaths (Howie, 1955). La composition minéralogique des charnockites est à relier aux conditions de formation de ces roches : températures élevées (700 à 750 °C) et fortes pressions (7 à 10 kb) rencontrées à des profondeurs importantes. Le rôle de la circulation de solutions riches en $CO_2$ dans des étapes de déshydratation au cours de la charnockitisation n'est pas toujours bien défini (Naqvi & Rogers, 1987).

Les charnockites massives constituant les “Hautes Terres” sont parmi les plus dures et les moins poreuses des roches rencontrées à la surface du globe (Gunnell & Louchet, 2000). Ces caractéristiques physiques expliquent la forte résistance à l'altération et à la dénudation de long terme[4] qui est un élément clé de la persistance de ces massifs. Leur composition chimique ne semble jouer qu'un rôle secondaire de résistance à l'altération.

## II.3 Hypothèses sur la mise en place des Nilgiri

La morphologie des Nilgiri et des autres massifs charnockitiques distribués dans le Sud du Tamil Nadu (Palni, Shevaroy, Kollimalai), et du plateau du Karnataka (Gopalswami Betta) a été source de nombreuses théories pour expliquer leur formation. Les massifs charnockitiques présentent souvent une surface sommitale mamelonnée, et dominent par des versants abrupts pouvant dépasser de 1500 m la plaine environnante.

Le massif des Nilgiri était décrit jusqu'à une période récente comme un horst résultant d'un soulèvement au Néogène, d'une masse charnockitique du socle archéen, par rejet de failles à une altitude proche du niveau actuel. Radhakrishna (1968) présente une synthèse des travaux antérieurs sur la formation des “Hautes Terres” de nature charnockitiques du Sud de l'Inde et de Ceylan, et retient l'hypothèse d'un soulèvement. Demangeot (1975) présente également les Nilgiri comme un horst résultant d'une surrection au Secondaire et distingue six étapes dans la

[3]Ma signifie Mega ($10^6$) ans soit million d'années
Ga signifie Giga ($10^9$) ans soit milliard d'années

[4] La résistance à la dénudation de long terme est la résistance des roches dures à l’érosion différentielle qui conduit à l’ablation des roches les plus tendres et à la persistances des roches les plus dures qui constituent alors les points hauts du paysage.

morphogenèse des Nilgiri : *i)* surface d'érosion quelconque, *ii)* façonnement des monadnocks sommitaux, *iii)* aplanissement généralisé en contrebas, *iv)* compartimentage tectonique et éventuellement début de surrection, *v)* développement d'auges et de bassins correspondant aux dépressions actuelles, *vi)* surrection générale du horst.

Ces auteurs étayent leurs hypothèses sur la présence de failles transformantes ceinturant le massif des Nilgiri dont les plus importantes sont celle de la Moyar au Nord, et celle de la Bhavani au Sud (Fig. I-6).

Des travaux plus récents mettent cependant en défaut cette hypothèse d'un soulèvement global des massifs charnockitiques en Inde du Sud en s'appuyant notamment sur les arguments suivants :

- les Nilgiri et l'ensemble Palni - Anamalai sont situés de part et d'autre de la trouée de Palghat (Fig. I-1) et présentent des altitudes très voisines, respectivement 2636 m (Doda Betta) et 2695 m (pic Animudi). Il est très peu probable que des évènements distincts de soulèvement qui auraient affecté ces deux massifs aient pu les amener à des altitudes voisines (Subramaniam & Muraleedharan, 1985 ; Gunnell & Louchet, 2000). Cet argument peut être lui aussi appliqué aux autres massifs charnockitiques observés dans le Sud du Tamil Nadu ;
- le Gopalswami Betta et le Vavul Malai (G.B. et V.M. Fig. I-1), situés dans le Sud du plateau du Karnataka, s'élèvent jusqu'à 1500 m pour le premier et 2300 m pour le second. Or, dans l'hypothèse d'une surrection des Nilgiri, ces massifs se trouvent du “mauvais côté” de la faille de la Moyar (Gunnell, com. pers.). La présence de ces hauts massifs ne peut que discréditer l'hypothèse d'un soulèvement global pour les Nilgiri.

Ces réserves ont conduit à l'émergence de nouvelles hypothèses pour tenter d'expliquer leur formation ainsi que celle de la trouée de Palghat qui semble indissociable. Subramaniam & Muraleedharan (1985) présentent une synthèse sur l'origine de cette trouée dans laquelle une nouvelle conception semble admise.

La trouée de Palghat pourrait être une figure d'érosion, les Nilgiri et l'ensemble Palni-Anamalai constitueraient des reliefs résiduels d'une ancienne surface d'altitude. Bien que cette hypothèse implique l'ablation de plus de 2000 m de roche au niveau de l'actuelle trouée de Palghat, plusieurs observations de terrain l'attestent :

- une intense activité d'érosion du Jurassique au Mio-Pliocène au niveau de la région de Coimbatore a été mise en évidence, d'une part par la présence de paléorivières dont le tracé est visible sur des images satellitaires, et d'autre part par l'importante quantité de sédiments accumulés, relatifs à cette période correspondant à un climat tropical humide, dans le bassin

versant de la Cauvery (Subramaniam & Muraleedharan, 1985). Cette phase d'érosion aurait ensuite cessé avec l'apparition d'un climat semi-aride ;

- les travaux récents menés sur l'ensemble de l'escarpement des Ghâts Occidentaux par Gunnell (1996), Gunnell & Louchet (2000) au moyen de la technique des traces de fission de l'apatite, qui permet d'estimer les taux de dénudation[5], donnent des arguments irréfutables en faveur de l'hypothèse de la formation de la trouée de Palghat par érosion. Cette technique appliquée au niveau du craton de Dharwar Ouest, du Gopalswami Betta ainsi que sur les Nilgiri donne des taux de dénudation, calculés avec un gradient géothermique de 10 °C.km$^{-1}$ (moyenne régionale pour le craton de Dharwar), deux fois plus faibles pour les charnockites des Nilgiri, que pour le Gopalswami Betta, et trois fois plus faibles que pour les gneiss du craton de Dharwar (Tableau I-1, Fig. I-7).

Tableau I-1 : Taux de dénudation estimés d'après les traces de fission de l'apatite de différentes régions du Sud de l'Inde (d'après Gunnell & Louchet, 2000)

| Lieu | Doda Betta | Gopalswami Betta | craton de Dharwar |
|---|---|---|---|
| Taux de dénudation (m.Ma$^{-1}$) | 8-12 | 10-18 | 20 |

A l'échelle des temps géologiques, les gneiss ont pu subir une érosion beaucoup plus importante que les charnockites des Nilgiri, ce qui explique que les massifs charnockitiques persistent à des altitudes supérieures à 2000-2500 m, alors que les gneiss sont retrouvés à des altitudes inférieures à 900 m.

Ces travaux sont les premiers qui permettent d'affirmer que les Nilgiri ne sont pas un horst, mais un relief résiduel, et la trouée de Palghat une figure d'érosion (Fig. I-7). Les “failles” de la Moyar et de la Bhavani sont assimilées à des zones de décrochement ductile (shear zones) Protérozoïques, liées aux mouvements latéraux des plaques lors des collisions, et non des zones de mouvement vertical important. Celles-ci ont ensuite constitué des zones préférentielles d'érosion lors de la formation des Nilgiri.

[5] La technique de thermochronologie mesure le taux de refroidissement (°C.Ma$^{-1}$) de l'apatite présente dans la roche entre l'isotherme 110°C et la surface. Le taux de refroidissement peut être transformé en un taux de dénudation (km.Ma$^{-1}$) lorsqu'on connaît le gradient géothermique (°C.km$^{-1}$), (Gunnell, 1996).
Taux de dénudation (km.Ma$^{-1}$) = Taux de refroidissement (°C.Ma$^{-1}$) / gradient géothermique (°C.km$^{-1}$).

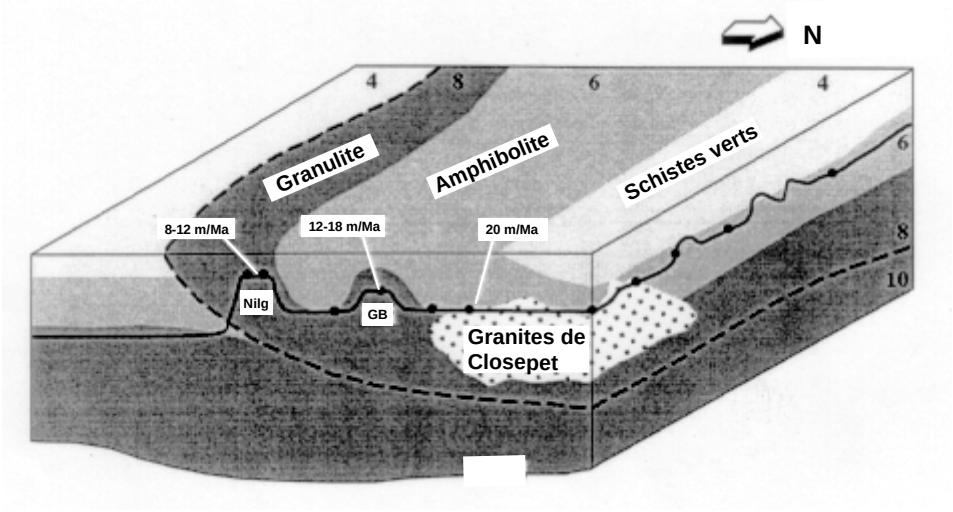



Figure I-7 : Diagramme schématique représentant la bordure Sud du craton de Dharwar ainsi que les roches métamorphiques constitutives orientées vers le Nord. (d'après Gunnell & Louchet, 2000, modifié)

La ligne en pointillé indique les zones de suture formées lors des collisions continent - continent à l'Archéen, les numéros indiquent les pressions métamorphiques (kb) atteintes. La surface horizontale représente une hypothétique surface de dénudation d'érosion Paléozoïque. La ligne continue représente la topographie actuelle, résultante d'une érosion différentielle entre les charnockites et les faciès à amphibolite du craton de Dharwar expliquée par des taux de dénudation différents (cf. texte) (d'après Gunnell & Louchet, 2000).

## II.4 Le climat actuel des “Hautes Terres”

Trois ouvrages majeurs décrivent en détail le régime climatique au niveau des Nilgiri : Legris & Blasco (1969), Blasco (1971) et Von Lengerke (1977). A ces trois ouvrages, on peut ajouter la synthèse de Pascal (1982) sur les bioclimats des Ghâts Occidentaux. L'essentiel des faits présentés ci-dessous provient de ces différentes sources.

A – Précipitations

Deux phénomènes principaux entraînent des précipitations sur le massif des Nilgiri :

- les pluies de mousson d'été (ou mousson du Sud-Ouest) du mois de juin au mois de septembre. Ces pluies affectent essentiellement la partie Ouest du massif et leur importance diminue très rapidement lorsqu'on s'éloigne de la crête occidentale ;
- les pluies de convection thermique lors du passage du soleil au zénith au printemps et à l'automne, mécanisme général affectant l'ensemble du massif. Ces pluies contribuent de façon non négligeable, mais très inégale, au total annuel de la région Est du massif.

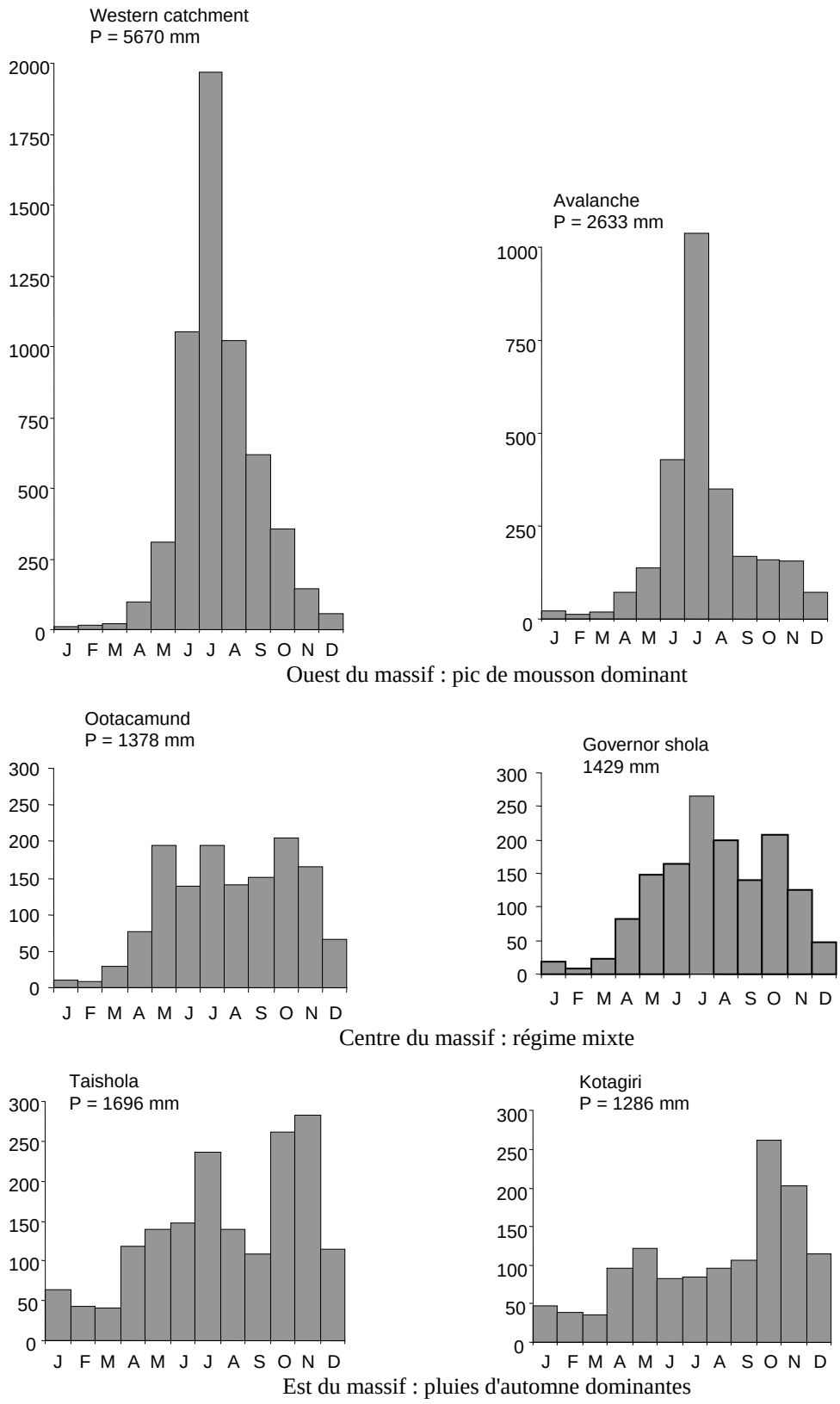



Figure I-8 : Répartition pluviométrique sur le massif des Nilgiri illustrant le gradient Ouest - Est et l'influence des perturbations cycloniques à l'Est.

Du fait de la présence de ces trois phénomènes pouvant donner lieu à des précipitations, et en fonction de leur répartition géographique, on constate l'existence de trois régimes pluviométriques sur le massif des Nilgiri (Fig. I-3 & I-8) :

- régime monomodal de mousson au niveau des crêtes occidentales, la pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 2000 et 5000 mm, voire plus. Le pic des pluies de printemps est masqué par le pic de mousson. La station de Western Catchment a été choisie pour illustrer ce régime ;
- régime bimodal avec un pic au printemps et un maximum en automne sur la façade Est du massif. La pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 1200 et 1500 $mm.an^{-1}$. La station de référence pour cette zone est la station de Kotagiri ;
- régime mixte dans le centre du massif qui reçoit en moyenne entre 900 et 1200 $mm.an^{-1}$. La station type choisie pour illustrer ce régime est la station d'Udhagamandalam.

La répartition des pluies est très hétérogène sur le massif ; à l'hétérogénéité spatiale, il faut rajouter une variabilité temporelle. Les variations annuelles sont très importantes notamment en ce qui concerne les pluies d'automne. De ce fait, l'emploi de la moyenne annuelle est d'un intérêt limité et masque la très forte hétérogénéité de la répartition des pluies au cours de l'année sur le massif ainsi que les variations inter annuelles.

B – Températures

Les "Hautes Terres" du fait de leur altitude élevée, sont caractérisées par de faibles amplitudes thermiques saisonnières, mais à l'opposé par de très fortes amplitudes journalières.

La température moyenne mensuelle pour la ville de Ootacamund oscille entre un minimum voisin de 13 °C au mois de janvier et un maximum de 17 °C au mois de mai (Fig. I-9).

Les températures minimales enregistrées en zone savane en hiver sont souvent négatives et peuvent atteindre -10 °C (Blasco, 1971). Les températures maximales dépassent 25 °C au mois de mai. Les amplitudes journalières sont élevées, notamment sous savane. Durant la saison sèche, en hiver, les amplitudes journalières sont voisines de 15 °C sous couvert forestier, et dépassent 20 °C en milieu ouvert.

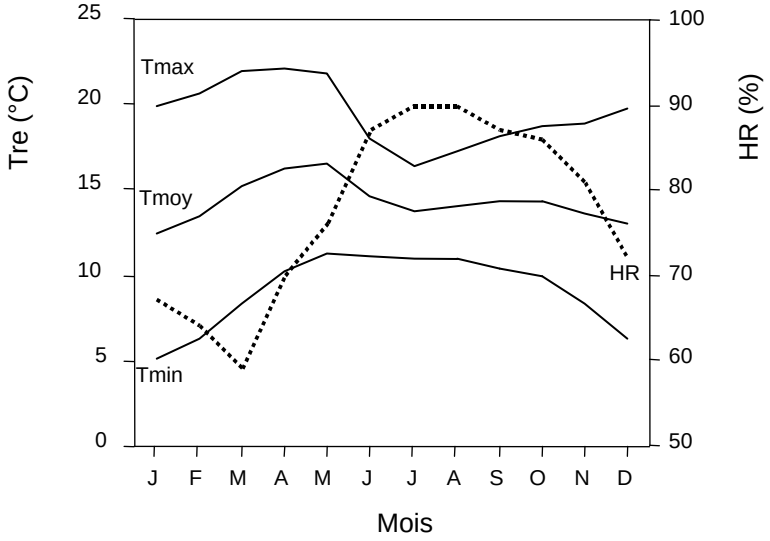



Figure I-9 : Variations saisonnières de température et de l'humidité relative pour la ville d'Ootacamund

C – Humidité relative

En général les valeurs de l'humidité relative sont élevées (> 70 %) tout au long de l'année (Fig. I-9) sauf pour les mois d'hiver. Le minimum (~ 60 %) est observé durant les mois de février ou de mars (saison sèche), et le maximum (~ 90 %) au mois de juillet pendant la mousson. De la même façon que pour les températures, les amplitudes journalières sont beaucoup plus importantes que les amplitudes saisonnières. En milieu ouvert, l'humidité relative peut descendre à des valeurs très basses.

D – Saison sèche et bilan hydrique

La durée de la saison sèche a été estimée de deux manières :

- par la méthode de Gaussen qui définit un mois sec lorsque les précipitations sont inférieures ou égales au double de la température du mois en question (saison sèche climatique). Si cette méthode convient pour distinguer les zones bioclimatiques de distribution des formations végétales, elle ne permet pas de rendre compte du régime hydrique du sol ;
- par la méthode du bilan hydrique qui prend en compte l'ETP, la pluviométrie et la réserve en eau du sol. Bourgeon (1988) a utilisé cette méthode pour évaluer une saison sèche édaphique, certes différente de la saison sèche climatique mais reliée à des paramètres du sol.

Cette méthode est en effet beaucoup plus adaptée à des études pédologiques mais elle pose le problème du calcul de l'ETP. La formule de Penman donne les résultats les plus fiables, toutefois, lorsque seules des données météorologiques moyennes mensuelles sont disponibles il est difficile d'obtenir des valeurs précises. De nombreuses méthodes simplifiées existent (Turc, Thorntwaite, Linacre) mais elles sont difficilement applicables en milieu tropical. Nous emploierons les valeurs de Bourgeon (1988) qui ont été estimées à partir de la formule de Linacre (1977). Le tableau I-2 présente les valeurs de l'ETP pour la ville d'Udhagamandalam calculées par Von Lengerke (1977) et Bourgeon (1988).

Tableau I-2 : Valeurs de l'ETP (mm) pour la ville d'Ootacamund

| | J | F | M | A | M | Jn | Jt | A | S | O | N | N | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Von Lengerke (1977) | 45 | 46 | 65 | 68 | 75 | 60 | 59 | 58 | 58 | 58 | 50 | 48 | ***690*** |
| Bourgeon (1988) | 68 | 78 | 110 | 80 | 80 | 58 | 40 | 41 | 39 | 37 | 50 | 65 | ***746*** |

Une autre approximation est introduite dans l'estimation de la durée de la saison sèche. En effet l'ETP de la ville d'Ootacamund sera prise comme valeur de référence pour les altitudes supérieures à 2000 m et utilisée pour le calcul de la durée de la saison sèche et du drainage climatique. Compte tenu de l'altitude, des faibles températures, et des faibles valeurs d'ETP, cette approximation est justifiée excepté durant les mois les plus chauds.

Tableau I-3 : Calcul du bilan hydrique pour 3 stations des Nilgiri

| ***Ootacamund*** | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mois | Jan | Fev | Mar | Avr | Mai | Jun | Jui | Aou | Sep | Oct | Nov | Dec | Tot. |
| P | 10 | 9 | 28 | 77 | 194 | 138 | 195 | 140 | 151 | 205 | 165 | 66 | 1378 |
| ETP | 68 | 78 | 110 | 80 | 80 | 58 | 40 | 41 | 39 | 37 | 50 | 65 | 746 |
| Etat de la réserve en eau | 142 | 73 | 0 | 0 | 103 | 183 | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 | |
| ***Avalanche*** | | | | | | | | | | | | | |
| Mois | Jan | Fev | Mar | Avr | Mai | Jun | Jui | Aou | Sep | Oct | Nov | Dec | Tot. |
| P | 23 | 12 | 18 | 71 | 138 | 427 | 1037 | 351 | 169 | 161 | 155 | 70 | 2633 |
| ETP | 68 | 78 | 110 | 80 | 80 | 58 | 40 | 41 | 39 | 37 | 50 | 65 | 746 |
| Etat de la réserve en eau | 155 | 89 | 0 | 0 | 46 | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 | |
| ***Kotagiri*** | | | | | | | | | | | | | |
| Mois | Jan | Fev | Mar | Avr | Mai | Jun | Jui | Aou | Sep | Oct | Nov | Dec | Tot. |
| P | 47 | 39 | 35 | 95 | 122 | 83 | 84 | 96 | 106 | 261 | 202 | 115 | 1286 |
| ETP | 68 | 78 | 110 | 80 | 80 | 58 | 40 | 41 | 39 | 37 | 50 | 65 | 746 |
| Etat de la réserve en eau | 179 | 140 | 65 | 81 | 123 | 148 | 191 | 200 | 200 | 200 | 200 | 200 | |

Il résulte de ces calculs que le bilan hydrique des “Hautes Terres” est globalement positif en raison des fortes précipitations et des faibles valeurs d'ETP, ce qui réduit l'impact de la saison sèche sur la végétation (Tableau I-3). La durée de la saison sèche est voisine de deux mois et demi à l'Ouest du massif, de deux mois au moins dans la région d'Ootacamund et de un mois à l'Est du massif. Le mois de mars est toujours un mois sec, la fin du mois de février et le début du mois d'avril sont secs à l'Ouest. Toutefois il faut noter que la saison sèche édaphique ainsi établie n'est que théorique car les propriétés hydriques effectives du sol (forte rétention d'eau) sont sous estimées.

E – Conclusions sur le régime de température et d'humidité des sols des Nilgiri

En conclusion de ce paragraphe sur le climat des Nilgiri, nous allons aborder les régimes climatiques des sols des Nilgiri. Sur la base des données présentées, on peut considérer que le régime de température est mésique et que le régime d'humidité est udique selon les critères de la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999). La définition du régime de température ne pose pas de problème, ce qui n'est pas le cas du régime d'humidité. Un climat de mousson avec l'existence d'une saison des pluies et une longue saison sèche correspond en général à un régime d'humidité ustique. Sur les “Hautes Terres” des Nilgiri, du fait de l'altitude, malgré la dominance du pic de mousson, la répartition annuelle des précipitations et la présence fréquente de brouillards permet de maintenir une humidité importante dans le sol. On peut considérer que la section de contrôle de l'humidité des sols n'est pas sèche pendant plus de 90 jours consécutifs, ce qui est le critère de définition du régime d'humidité udique.

## II.5 La végétation

La végétation des “Hautes Terres” des Nilgiri est constituée essentiellement de forêts d’altitude (localement nommées shola), et de savanes ou pelouses d'altitude de différentes compositions floristiques qui s’agencent selon une mosaïque.

L'impact des activités humaines (plantations forestières, plantations de thé et cultures maraîchères) est relativement important sur les Nilgiri. De ce fait, à la mosaïque forêt - savane, se superpose une mosaïque cultures - végétation originelle (Prabhakar & Pascal, 1996).

L'essentiel des informations présentées dans ce paragraphe provient des travaux de Blasco (1971), de la carte de la végétation au 1/100 000 réalisée par Prabhakar & Pascal (1996), complété par les travaux de Sutra (1997) qui a réalisé une étude palynologique et paléoclimatique sur le massif des Nilgiri.

A – Les forêts

Les forêts de l'étage montagnard appartiennent aux forêts sempervirentes d'altitude dans la terminologie de Pascal (1984) et couvrent des superficies assez réduites sur les "Hautes Terres"(Fig. I-10). Les shola, considérées comme "forêts résiduelles", sont généralement peu étendues, atteignant à peine 400 m de largeur (Blasco, 1971). Les arbres sont tortueux, couverts d'épiphytes (fougères, mousses, lichens et orchidées), et leur hauteur dépasse rarement 15 m (Fig. I-11). Toutefois, certains vieux spécimens peuvent dépasser un mètre de diamètre (*Cinnamomum wightii, Eleocarpus oblongus*). Le feuillage est méso à microphylle et les feuilles souvent coriaces. Certains auteurs identifient dans ces caractères une adaptation à la présence d'une saison sèche (Legris, 1963, Blasco, 1971).

La flore de ces formations d'altitude est composée de taxons typiquement tropicaux auxquels sont associés des taxons tempérés (Legris, 1963, Meher-Homji, 1965, Blasco, 1971, Nair *et al.*, 1987, Gupta, 1990). Les principales familles tropicales d'arbres sont : les *Myrtaceae* (*Syzygium calophyllifolium*), les *Lauraceae* (*Cinnamomum* spp.), les *Symplocaceae* (*Symplocos foliosa*) et les *Araliaceae* (*Schefflera racemosa*). Les familles de régions tempérées sont principalement les *Vaccinaceae* (*Vaccinum neilgherrense*), les *Ericaceae* (*Rhododendron nilagiricum*), les *Aquifoliaceae* (*Ilex denticulata*) et les *Caprifoliaceae*. La plupart de ces espèces sont sempervirentes. Blasco (1971) a établi la liste détaillée des espèces d'arbres dans les sholas des Nilgiri et des Palni, 115 espèces ont été identifiées. Le taux d'endémisme élevé de ces formations est à rattacher aux conditions stationnelles particulières des "Hautes Terres".

La strate arbustive est abondante dans les sites non perturbés ; elle est principalement constituée par des *Strobilantes* (*Acanthaceae*), des *Psychotria*, des *Lasianthus* (*Rubiaceae*) et des *Mahonia* (*Berberidaceae*). La strate herbacée, plus ou moins continue, est riche en *Urticaceae*, *Labiateae*, ainsi qu'en fougères.

Du fait de leur faible surface et de leur position topographique vallicole, les sholas présentent souvent une structure dégradée. Bien que de médiocre qualité, le bois mort est ramassé et utilisé comme bois de feu.

Les sholas les plus caractéristiques sont observées à l'Ouest du massif dans des zones où la pression anthropique est moindre. Certaines forêts sont par ailleurs mises en réserves forestières pour en assurer leur conservation.

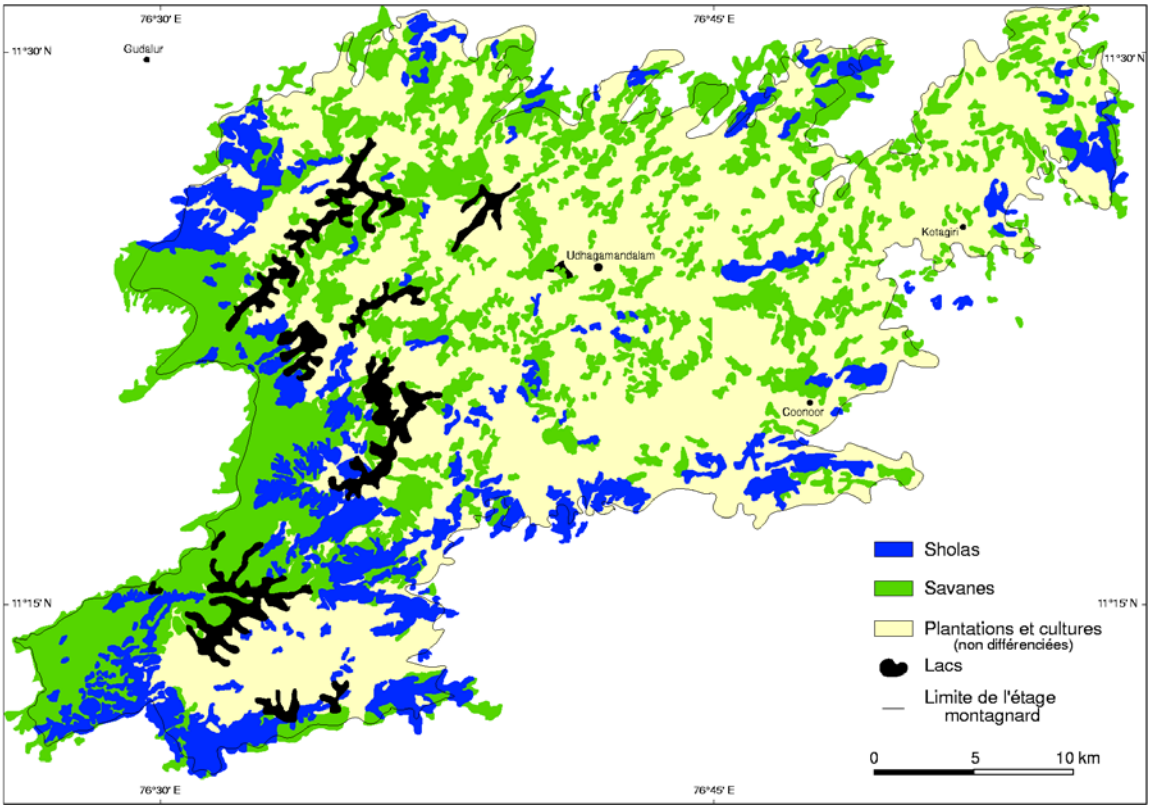



Figure I-10 : Répartition de la végétation sur les “Hautes Terres” des Nilgiri
(d’après Prabhakar & Pascal, 1996, modifié)

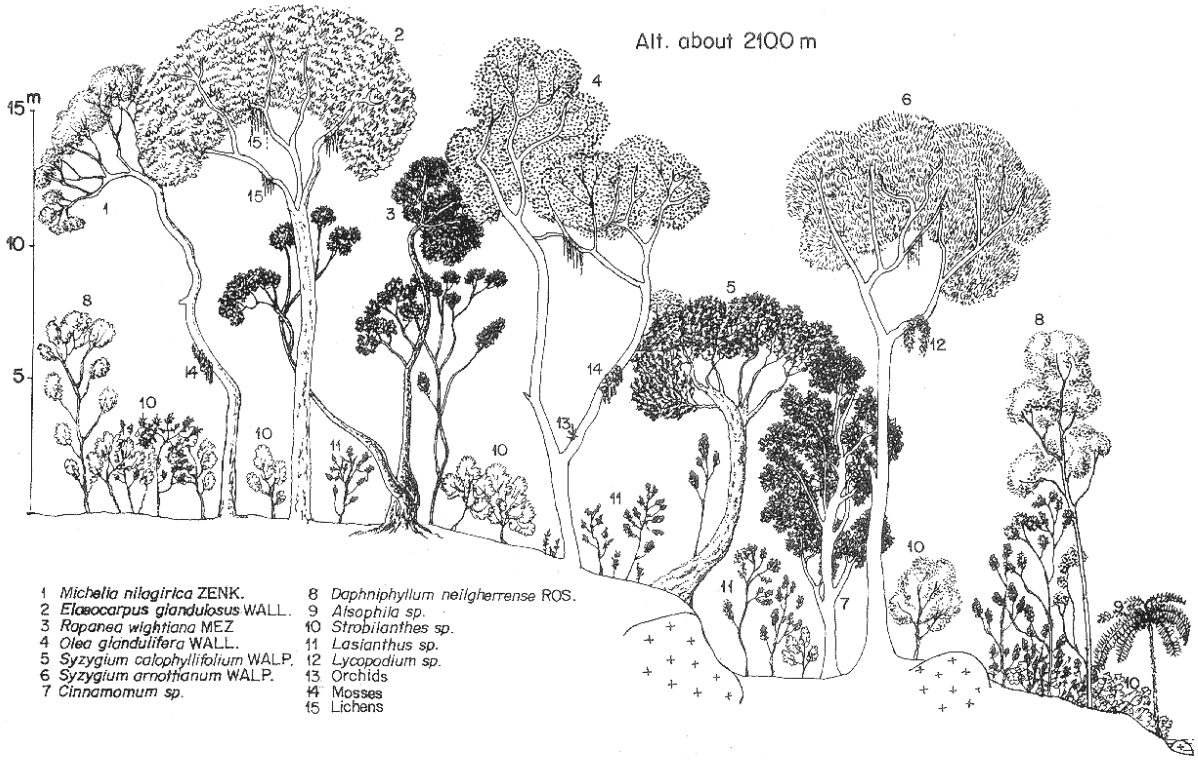



Figure I-11 : Représentation schématique d’une shola illustrant l’aspect tortueux des arbres
(d’après Von Lengerke & Blasco, 1989)

B – Les savanes

Plusieurs types de savanes peuvent être décrites sur les Nilgiri :

- la savane arborée dont la strate herbacée dominante est constituée par *Chrisopogon zeylanicus* qui forme des touffes discontinues au sein d'un couvert plus dense d'*Arundinella fuscata*. De nombreux arbres héliophiles pyrorésistants sont dispersés dans cette savane ;
- la savane basse de montagne à *Pollinia phaeotrix* et *Arundinella fuscata* se présente comme une pelouse d'altitude. Cette formation ne renferme que très peu d'arbres ou arbustes ;
- les pelouses d'altitude discontinues moins riches en espèces graminéennes (*Themeda triandra*, *Isachne kunthiana*). De nombreux hygrophytes saisonniers sont présents dans ces formations que l'on retrouve à l'Ouest du massif dans la zone la plus arrosée, à saison sèche plus marquée.

Les principales espèces herbacées des formations d'altitude appartiennent aux plantes en C4 (Annexe I). Cette caractéristique présente un intérêt du fait que la matière organique incorporée dans le sol aura une composition isotopique $^{13}C/^{12}C$ différente pour les formations forestières (C3) et les formations herbeuses (C4). La mesure du $\delta^{13}C$ du sol pourra ainsi renseigner sur l'origine de la matière organique incorporée au sol, végétation homogène graminéenne, arborée, ou succession de ces formations (Balesdent *et al*. 1987,1990, Mariotti, 1991, Schwartz, 1991, Schwartz *et al*., 1992, Balesdent & Mariotti, 1996, Boutton *et al*., 1998).

C – Les formations anthropiques

De très grandes surfaces sont aménagées sur les “Hautes Terres” soit en plantations forestières, soit en plantations de thé ou encore en cultures maraîchères.

Les principales plantations forestières rencontrées sont les acacias (*Acacia mimosaïdes*, *Accacia* spp.), dont l'écorce est utilisée en partie pour le tannage des peaux, et le bois comme bois de feu, les eucalyptus dont les feuilles sont récoltées pour extraire par distillation l'essence d'eucalyptus, enfin quelques plantations de cyprès et de pins ont été réalisées plus récemment.

La deuxième plantation de grande envergure est le thé. Des surfaces importantes sont consacrées au thé à des altitudes supérieures à 1500-1800 m. Ces plantations sont observées en position sommitale et souvent en contact avec les sholas.

Enfin, la dernière activité humaine importante est le maraîchage, notamment dans les vallées internes du massif. Les principales cultures sont d'origine tempérée, comme les pommes de terre, les choux, les carottes, les radis, les pois et les betteraves, car le climat des Nilgiri est optimal pour leur culture.

Les cultures maraîchères sont actuellement responsables d'une érosion intense sur les “Hautes Terres” ; en effet, le maraîchage est souvent implanté directement sur les collines sans confection de terrasses. De ce fait, lors des pluies violentes de mousson, de grandes quantités de sol sont exportées vers les cours d'eau (33 $Mg.ha^{-1}.an^{-1}$ pour une culture de pommes de terre, selon les données du Central Soil & Water Conservation Research & Training Institute (Seshachalam *et al*., 1982). Au niveau des parcelles de thé et des plantations forestières, l'érosion est beaucoup plus faible du fait d'un meilleur enracinement (<1 $Mg.ha^{-1}.an^{-1}$ pour des plantations d'acacia et d'eucalyptus, Seshachalam *et al*., 1982), elle n'intervient dans ce cas qu'au moment de coupes à blanc lors de récolte du bois ou lors du remplacement des plants de thé.

Les cultures maraîchères sont implantées sur des “sols rouges” qui par endroit peuvent correspondre aux sols “en place”, mais qui dans la plupart des cas, correspondent à des matériaux ferrallitiques de profondeur affleurant après décapage des horizons humifères de surface.

## II.6 Aperçu paléoécologique et paléoclimatique des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri

A – Données paléoclimatiques

De nombreuses études palynologiques et paléoclimatiques ont été réalisés sur les “Hautes Terres” du Sud de l'Inde pour reconstruire le paléoenvironnement de ces montagnes et tenter d’éclaircir les faits sur l’installation de la mosaïque forêt - savane (Menon, 1968, Blasco, 1971, Gupta, 1971, Blasco & Thanikamoni, 1974, Gupta & Prasad, 1985, Vasanthy, 1988, Gupta, 1990, Chauchan *et al*., 1993, Sukumar *et al*., 1993, 1995, Sutra, 1997, Sutra *et al*., 1997, Rajagopalan *et al*., 1997). Nous complèterons cette approche par des données concernant le Sud de l’Inde, notamment par l’étude de carottes marines de la Mer d’Oman (Van Campo, 1986).

Sutra (1997) établi une synthèse sur les études palynologiques réalisées sur les tourbières des Nilgiri. L’ensemble de ces travaux permet de dégager les grandes tendances paléoclimatiques des Nilgiri, et du Sud de la péninsule Indienne, même si dans le détail ces études présentent des éléments contradictoires (Fig. I-12 & Fig. I-13).

- La fin du Pléistocène supérieur (30 000 à 18 000 ans B.P.) est marquée par une période climatique de relative sécheresse, et une couverture végétale dominée par les graminées. Les diagrammes polliniques mettent en évidence la dominance des pollens des espèces de milieu ouvert (*Gramineae*, *Cyperaceae*, *Balsaminaceae*, *Compositae*), et la mesure du $\delta^{13}C$ de la matière organique la présence d'espèces de type C4. Sukumar *et al*. (1993, 1995) considèrent que la période sèche est comprise entre 30 000 et 18 000 B.P.. Pendant cette période de relative sécheresse les forêts ne disparaissent pas totalement des "Hautes Terres" des Nilgiri, des pollens d'espèces typiquement forestières (*Ilex*, *Myrtaceae*, *Araliaceae*) sont identifiés dans les échantillons fossiles. La présence de pollens d'espèces forestières, même en faible proportion, permet d'attester la présence des sholas, et donc l'existence de la mosaïque forêt - savane. Blasco (1971) et Blasco & Thanikamoni (1974) ont montré que les arbres constitutifs de ces forêts sont peu pollinisateurs et que leurs pollens sont peu exportés par le vent hors des forêts. Cette période climatique sèche et relativement froide aurait été précédée d'une période plus humide, sur laquelle on ne possède que peu d'informations du fait de l'absence de sédiments d'âges supérieurs à 35000 ans (limite de datation $^{14}C$ et de la profondeur des tourbières), et qui aurait eu une fin brutale entre 35000 et 30000 ans B.P.

- La fin du Pléistocène et la transition Pléistocène - Holocène (18000 à 10000 ans B.P.) sont marqués par une reprise de l'extension forestière au cours d'une période plus humide. On observe la présence d'une plus grande proportion de pollens d'espèces forestières et d'hygrophytes dans les échantillons. Le maximum de mousson du Sud Ouest est situé autour de 11000 ans B.P. (Van Campo *et al*., 1982, Van Campo, 1986, Sarkar *et al*., 1990). Pendant cette période, les pollens des espèces forestières sont également en proportion maximale dans les échantillons fossiles (Sutra, 1997, Sukumar *et al*., 1993, 1995). Le problème majeur de cette période est l'existence de lacunes sédimentaires entre 18000 et 8000 ans B.P. Sukumar *et al*. (1993) obtiennent deux datations à 16000 ans et à 10600 ans B.P. attribuées à une végétation de type C3.

- La période plus récente (7500 ans B.P. au présent) est marquée par l'alternance de périodes plus sèches et plus humides qu'actuellement. Sukumar *et al*. (1995) et Naidu (1996) mettent en évidence l'existence d'une période plus sèche entre 4500 et 2000 ans B.P., et d'une courte période plus humide vers 600 ans B.P. (Sukumar *et al*., 1995). L'ensemble des travaux cités précédemment arrivent cependant à la même conclusion : le paysage (mosaïque forêt - savane) est marqué par une relative stabilité depuis la fin de l'Holocène. Plus récemment, les activités anthropiques ont cependant modifié la dynamique des formations d'altitude comme nous l'avons illustré précédemment.

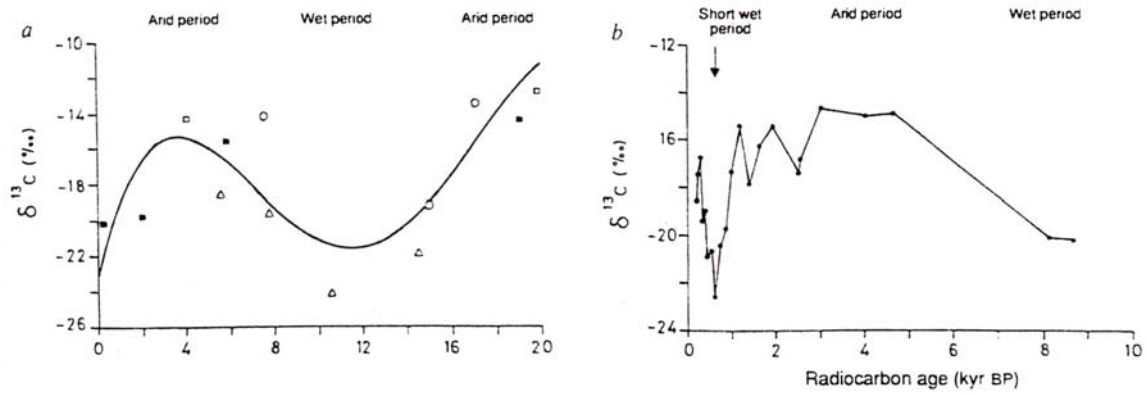



Figure I-12 : Evolution du $\delta^{13}C$ en fonction de l'âge des échantillons palynologiques des tourbières des Nilgiri (d'après Sukumar *et al*., 1993)

Les informations concernant les climats de la période allant de 200 000 ans B.P. à 30 000 ans B.P. sont peu nombreuses et proviennent pour l'essentiel des travaux sur les carottes marines de la Mer d'Oman. Les périodes glaciaires des régions tempérées sont marqués ici par une diminution de l'intensité de la mousson, et donc l'installation d'un climat plus aride en Inde du Sud (Duplessy, 1982, Van Campo *et al*., 1982).

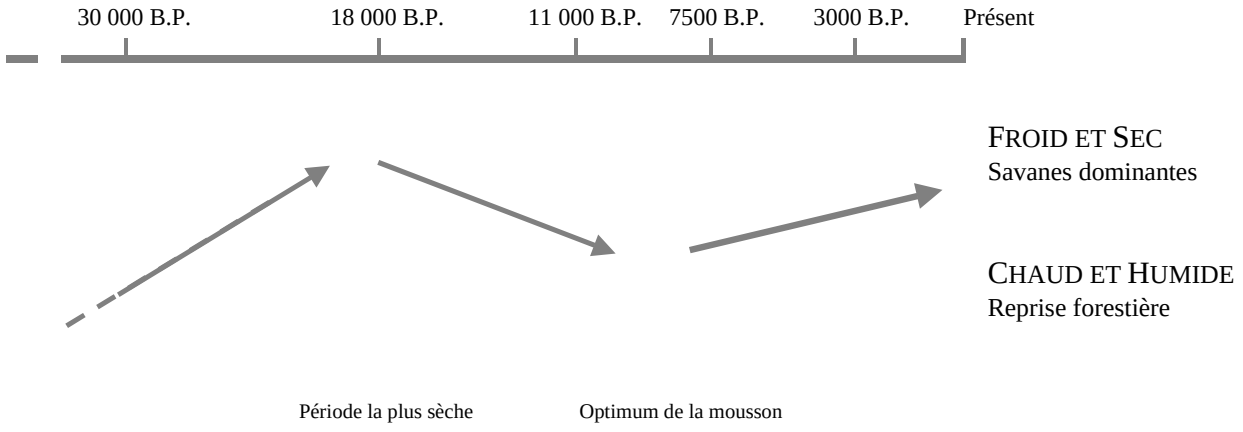



Figure I-13 : Hypothèses sur les tendances climatiques des Hautes Terres des Nilgiri depuis la fin du Pléistocène (d'après Sutra, 1997, modifié)

Les "Hautes Terres" du massif des Nilgiri ont donc été soumises à des changements climatiques et de végétation importants depuis 30 000 ans B.P. La couverture végétale des Nilgiri est caractérisée depuis la fin du Pléistocène par la présence de forêts et de savanes avec des périodes optimales pour chacune de ces formations en fonction des conditions climatiques.

Les changements de végétation ont dû jouer des rôles importants dans la dynamique de l'accumulation de matière organique dans des sols étudiés.

Les évolutions paléoclimatiques des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri et du Sud de l'Inde, s'inscrivent bien dans l'histoire paléoclimatique des quarante derniers millénaires de la zone intertropicale Africaine. Bonnefille (1987), Bonnefille & Riollet (1988) et Bonnefille *et al*. (1990, 1995) ont mis en évidence l'existence d'une période plus froide à la transition Pléistocène / Holocène lors du maximum glaciaire en Afrique centrale. Cette transition est également marquée en Afrique par l'installation de graminées en altitude (étage afro-alpin) suite à une régression forestière du fait de la baisse de la température.

B – Dynamique des formations d'altitude

La dynamique des formations herbeuses et forestières des “Hautes Terres” n'est pas totalement élucidée. L'assemblage en mosaïque forêt - savane dans son état actuel semble en équilibre depuis l’Holocène. Blasco (1971), même après une étude détaillée des formations d'altitude du Sud de l'Inde, ne prend pas une position définitive sur l'origine de cette mosaïque. Des études palynologiques sur des prélèvements fossiles montrent qu'avant l'Holocène des taxons typiques des forêts et des savanes étaient présents simultanément (Vasanthi, 1988, Rajagopalan *et al*., 1997, Sutra, 1997). L'existence des savanes sur les “Hautes Terres” des Nilgiri et des Palni serait donc bien antérieure à toute implantation humaine importante.

Blasco (1971), Troy *et al*. (1977) et Gupta (1990) mettent cependant en évidence le rôle du feu dans l'extension des savanes sur les “Hautes Terres”. Les espèces forestières constitutives des sholas ont une croissance très lente et sont sensibles au feu, et de ce fait les feux (naturels ou anthropiques) répétés des savanes limitent l'extension des forêt même si celles-ci présentent un potentiel de progression. La position relictuelle des forêts dans le paysage actuel indique la substitution progressive des formations herbeuses aux forêts sous l'influence des perturbations biotiques qui sont principalement le feu et la pression anthropique (~ 7000 ans B.P.) (Troy *et al*., 1977, Gupta, 1990). Les sholas correspondraient à la formation végétale climacique potentielle, alors que les formations herbeuses constitueraient une formation de sub-climax dont la stabilité est liée aux feux réguliers (Troy *et al*., 1977)

Ce chapitre nous a ainsi permis de présenter le cadre et les conditions écologiques des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri.

# *Deuxième partie*

## LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DES “HAUTES TERRES”

### ETAT DES CONNAISSANCES ET NOUVELLES APPROCHES

## I.1 Les sols d'altitude dans la littérature indienne

Les sols d'altitude du Sud de l'Inde ont été décrits comme "sols bauxitiques" ou "sols latéritiques", par les pédologues indiens (Mahalingam & Durairaj, 1968, Naga Bushana, 1982, Venkataramanan & Vasu, 1982, Sannigrahi *et al.*, 1990). Les teneurs importantes en sesquioxydes de fer et d'aluminium libres, et les rapports silice / sesquioxydes faibles, étaient alors les principaux critères retenus pour classer ces sols.

Dans les travaux réalisés plus récemment, lors de la cartographie au 1/500 000 des sols de l'Inde par le National Bureau of Soil Survey and Land Use Planning (NBSS&LUP, Sehgal *et al.*, 1996), les sols d'altitude, considérés comme des "Low Activity Clay Soils", ont été identifiés comme des Oxic Humitopepts et des Typic Haplohumults (Soil Survey Staff, 1992) (Fig. II-1). Le caractère fortement humifère des sols est pris en compte à un niveau élevé de classification, Sous-Ordre pour les Humults et Grand-Groupe pour les Humitropepts. La démarche est classique, l'horizon humifère est considéré comme un horizon A, et le matériau ferrallitique comme un horizon B d'altération dont les propriétés (CEC, migration éventuelle d'argile, minéraux altérables) conduisent à l'identification d'Inceptisols ou d'Ultisols.

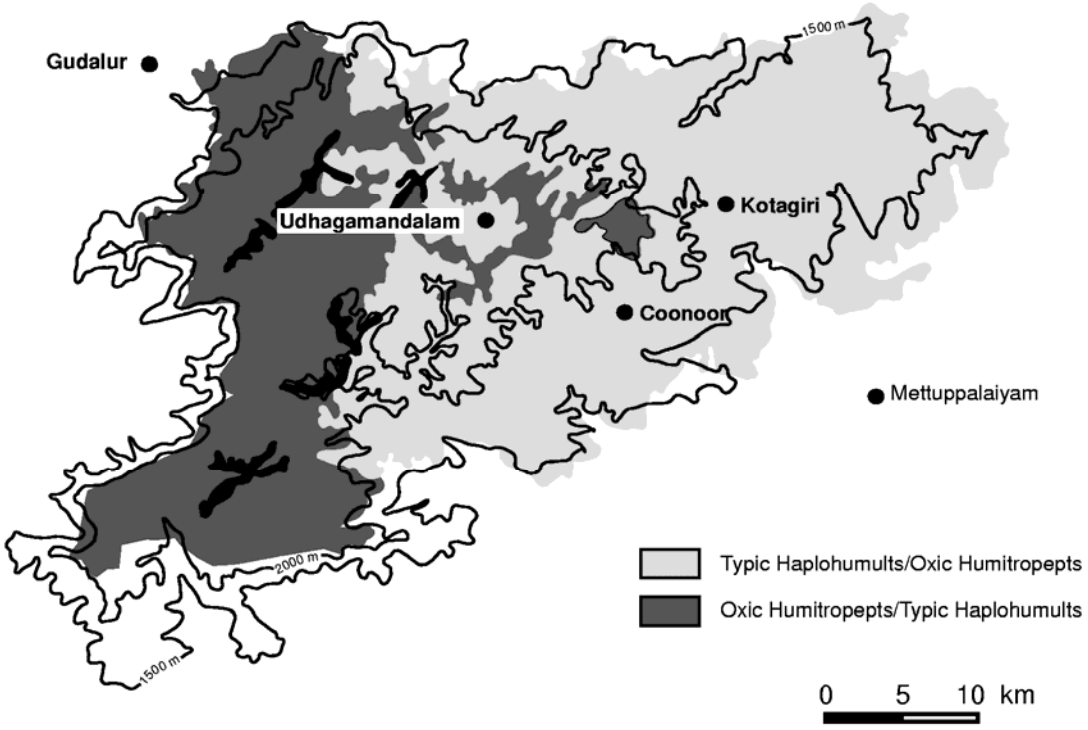



Figure II-1 : Représentation cartographique des sols identifiés dans les "Hautes Terres" des Nilgiri (d'après Sehgal *et al.*, 1996, modifié)

## I.2 Les travaux de Troy

Les travaux de Troy (1979) ne sont pas présentés dans l'ordre historique, d'une part pour évoquer ensemble les auteurs Indiens, et d'autre part, car nous allons rappeler plus en détail ces travaux qui portent également sur la genèse des sols humifères d'altitude du Sud de l'Inde en montrant l'intérêt d'une nouvelle étude de ces sols avec une approche différente.

Troy (1979) a publié une synthèse sur la pédogenèse des sols d'altitude du Sud de l'Inde. Cet auteur concentre son étude sur les sols humifères "peu épais" observés à l'étage montagnard du massif des Nilgiri et des Palnis. Troy considère que ces sols résultent d'une pédogenèse récente suite à un épisode de rhexistasie, au Quaternaire Supérieur, qui aurait raclé la couverture pédologique existante. Cet épisode rhexistasique, qui serait intervenu sur les "Hautes Terres" du Sud de l'Inde, aurait été la conséquence d'une dégradation des conditions climatiques lors des cycles pluviaux et displuviaux au Quaternaire Supérieur, et aurait été relativement bref, car il n'a pas engendré de modifications importantes du modelé des "Hautes Terres".

Les "sols épais" observés dans la région Ouest des Nilgiri seraient des vestiges d'une couverture pédologique ancienne épargnée par l'érosion.

Troy (1979) aborde l'étude de la genèse des sols humifères d'altitude du Sud de l'Inde selon deux approches :

- étude des modalités de l'altération de la charnockite au niveau des cortex d'altération ;
- établissement de bilans géochimiques au niveau de profils et de bassins versants pour évaluer les départs de matière hors des profils.

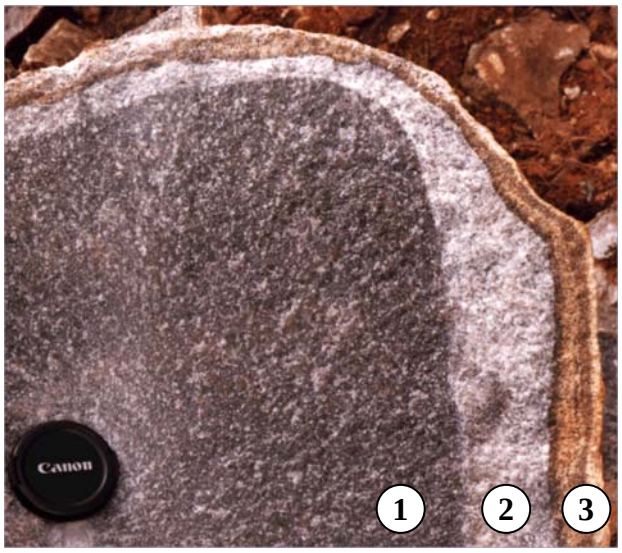
A – Description de l'altération de la charnockite

L'altération des charnockites des "Hautes Terres" présente des modalités particulières qui se traduisent par l'apparition d'enveloppes concentriques (peau d'oignon) au niveau de "boules" de charnockite de taille plus ou moins importante.

Les "boules" de charnockite sont constituées de l'intérieur vers l'extérieur (Fig. II-2) :

- d'un noyau sain (1) qui conserve les caractéristiques macroscopiques et microscopiques de la charnockite, et qui peut être considéré comme représentatif de la roche saine ;
- d'une zone hyaline (2) dont l'épaisseur varie entre 1 et 5 cm et qui est le siège de peu de modifications au niveau des minéraux mis à part un éclaircissement ;

- d'une zone d'imprégnation ferrugineuse (3) de couleur rouille dans laquelle des transformations importantes ont lieu (les ferromagnésiens sont altérés, et les oxydes de fer précipitent dans les zones clivages de ces minéraux) ;
- d'un cortex périphérique (4) qui est plus ou moins en continuité avec l'altérite. Dans cette zone de couleur blanche à jaunâtre les minéraux sont profondément altérés et difficilement identifiables.



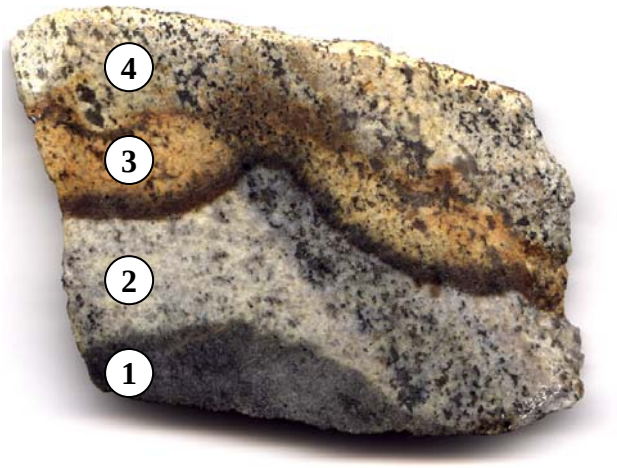




Figure II-2 : Schéma de l'altération de la charnockite
(1, noyau sain ; 2 zone hyaline ; 3, zone d'imprégnation ferrugineuse ; 4, cortex périphérique)

Parmi ces étapes, l'individualisation de la zone hyaline et la mise en place du cortex périphérique, qui est le siège de transformation minéralogiques importantes (gibbsitisation des plagioclases), sont les phases clés de l'altération de la charnockite.

Troy déduit de l'observation micromorphologique d'une part, que la composition minéralogique de la charnockite est favorable à l'altération poussée (dominance des plagioclases qui s'altèrent rapidement en gibbsite), et d'autre part, que l'altération de la charnockite est d'emblée très intense et très simplificatrice. Le passage de la charnockite saine à une altérite dominée par les oxyhydroxydes de fer et d'aluminium est très brutal.

L'étude du régime climatique et du régime hydrique des "Hautes Terres" conduit à l'identification d'un "régime de douche" du fait de l'alternance de pluies d'orage et de périodes de beau temps. Le "régime de douche" est favorable à l'élimination régulière des cations et de la silice libérés par l'hydrolyse des minéraux primaires de la charnockite, et au maintien de solutions diluées au niveau du front d'altération. La qualité du drainage est donc propice à une altération poussée de la charnockite (allitisation).

Troy démontre que la combinaison d'un régime climatique favorable à une élimination des produits de l'altération, et de la composition chimique de la charnockite engendre des conditions favorables à une altération intense de la charnockite et à l'accumulation des sesquioxydes d'aluminium au sein de l'altérite de nature ferrallitique.

B – Etablissement des bilans géochimiques

Troy, faisant référence aux travaux de Millot & Bonifas (1955), Lelong (1967) et Souchier & Lelong (1970), tente d'établir des bilans géochimiques pour quantifier les départs de matière.

L'invariant choisit pour ces calculs est le quartz. La première difficulté rencontrée a été celle de l'établissement de la composition de la roche mère initiale, du fait que les charnockites sont des roches à composition très variable. Pour contourner cette difficulté, Troy crée la notion de "*roche mère virtuelle*" correspondant à la roche mère du profil étudié dont la teneur en quartz a été normalisée. Troy (1979) établi ainsi des bilans géochimiques de l'altération ferrallitique sur les "Hautes Terres".

Les exportations de matière peuvent atteindre des valeurs considérables dans ces sols ; 65 à 75 % de la masse de la roche est perdue au cours de l'altération. Les exportations sont très élevées pour la silice (75-95 %) ainsi que pour les bases, et relativement plus faibles pour le fer (45-65 %) et pour l'aluminium (50-70 %) qui s'accumulent d'une façon relative au niveau de l'isaltérite.

Troy utilise, d'autre part, l'approche géochimique pour estimer l'âge des sols. Les calculs de l'âge reposent sur l'évaluation de la vitesse moyenne de la progression du front d'altération, en prenant en compte les débits d'évacuation des produits d'altération au niveau des exutoires des bassins versants et des concentrations moyennes des éléments dissous. Les calculs conduisent à une vitesse d'altération de 55 000 ans par mètre de charnockite, soit une estimation basse de l'âge des sols de 110 000 ans si l'on prend une épaisseur moyenne de 2 m.

C – Hypothèse d'une altération ferrallitique actuelle sur les "Hautes Terres"

De la combinaison de ces deux approches, Troy (1979) déduit que la pédogenèse actuelle sur les "Hautes Terres" est monogénétique, et monosiallitique à allitique. L'isaltérite est constituée en majorité d'oxy-hydroxydes de fer (gœthite) et d'aluminium (gibbsite) et accessoirement de kaolinite**.** La présence de minéraux primaires (micas) est expliqué d'une part,

par une plus grande résistance à l'altération que les plagioclases, et d'autre part par un enrobage protecteur d'oxydes de fer au niveau du cortex d'altération.

Troy (1979) a ainsi démontré, en émettant cependant des hypothèses difficiles à vérifier, que les conditions climatiques rencontrées sur les "Hautes Terres" du Sud de l'Inde sont propices à la formation actuelle de Ferrallites, et de ce fait, que la température n'est pas le facteur limitant de l'altération ferrallitique contrairement à ce qui était communément admis à l'époque (Ségalen, 1995).

Troy distingue en outre l'altération sous savane de l'altération sous forêt. Les sols sous forêts semblent présenter des teneurs en kaolinite plus élevée et une composition minéralogique plus équilibrée (rapport kaolinite / gibbsite) par rapport à la dominance de la gibbsite des sols sous savanes. La présence de kaolinite est attribuée d'une part à l'altération différée des micas au niveau de l'isaltérite, ou / et d'autre part à la recombinaison de la silice en solution et de la gibbsite (monosiallitisation différée).

Troy considère de plus que les sols des "Hautes Terres" présentent des caractères de sols jeunes, superposés à leurs caractères allitiques, qui supportent son hypothèse d'une pédogenèse récente étant donné :

- la distribution de minéraux primaires altérables (argiles micacées) au sein de l'altérite ferrallitique et ;
- la forte proportion de constituants "amorphes" extractibles au réactif combiné (oxalate d'ammonium + dithionite de sodium) au niveau de l'horizon A1 constitués d'oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium. Dans les profils les plus humifères, l'auteur met en évidence des complexes organo-métalliques similaires à ceux observés par Hétier (1975) dans les Andosols, provenant de la co-insolubilisation des oxy-hydroxydes et des composés humiques. Troy attribue cependant la majeure partie de l'aluminium de la fraction "amorphe" des horizons A1 à de la gibbsite présentant un état de cristallinité moins développé qu'en profondeur, qui est de ce fait dissoute dans le réactif combiné.

L'accumulation de matière organique en surface est attribuée d'une part, à la formation de complexes organo-métalliques par association entre la matière organique et les sesquioxydes "amorphes" et, d'autre part, aux conditions pédoclimatiques favorables à un ralentissement des processus de biodégradation. La fraction de matière organique qui domine au sein de ces sols est de la matière organique d'insolubilisation difficilement extractible par les réactifs alcalins. La diminution régulière des teneurs en carbone avec la profondeur au sein du profil permet d'écarter la présence de caractères podzoliques dans ces sols.

La végétation ne semble jouer qu'un rôle secondaire dans les processus d'accumulation de matière organique dans les sols. Troy observe des différences uniquement au niveau des humus, Mull eutrophes pour les stations forestières et pseudo-Mull ou Mull-Moder pour les stations sous savanes.

Les sols des "Hautes Terres" sont classés dans les sous-groupes gibbsitiques des Sols Ferrallitiques fortement désaturés Humifères de la CPCS (1967), ou des Ferrallites Humifères à gibbsite (Duchaufour, 1975) ; ce qui indique la prise en compte de leurs caractères humifères et de leur forte teneur en gibbsite. Dans la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975) ces sols se trouvent à la charnière des Oxisols et des Inceptisols et peuvent être classés soit parmi les Typic Gibbsihumox, soit parmi les Oxic Humitropepts.

Troy propose ainsi une genèse des sols humifères des "Hautes Terres" qui parait séduisante, mais le fait que de nombreuses hypothèses restent difficilement vérifiables, et que d'autres travaux proposent des hypothèses différentes sur la formation des couvertures ferrallitiques des "Hautes Terres" du Sud de l'Inde (Subramanian & Murthi, 1976, Subramanian & Mani, 1981), a conduit Bourgeon (1988) à réexaminer leur formation lors de sa revue sur les sols du Sud de l'Inde.

Dans les paragraphes suivants nous allons nous efforcer de faire émerger les nouvelles conceptions sur la formation des sols.

## I.3 Conceptions plus récentes : pédogenèse polycyclique

A – Rejet de l'hypothèse de la ferrallitisation actuelle

Bourgeon (1988) émet plusieurs critiques sur l'hypothèse de l'altération ferrallitique proposée par Troy (1979) :

- l'existence d'un épisode rhexistasique qui aurait affecté uniquement les altérites, sans modifier le modelé des "Hautes Terres", et qui aurait ainsi donné le départ à une nouvelle pédogenèse (conduisant aux sols "peu épais") semble peu probable. Il paraît d'ailleurs peu probable que cet événement soit intervenu simultanément sur les Nilgiri et les Palnis qui sont distants de plus de 100 km ;
- les sols humifères d'altitude présentent une discontinuité brutale entre l'horizon humifère et le matériau ferrallitique, matérialisée par une ligne de graviers.

Les sols "normaux" seraient donc les "sols épais" hérités d'une altération ancienne, la présence des sols "peu épais" s'expliquerait par l'altération très hétérogène des charnockites.

B – Conception polycyclique des sols humifères d'altitude

Il apparaît important d'intégrer la pédogenèse des "Hautes Terres" dans la tendance pédogénétique régionale actuelle. Bourgeon (1988) compare les conditions de l'altération d'altitude des Nilgiri avec les conditions de l'altération à une altitude plus faible sur les versants. Le versant occidental des Nilgiri est ferrallitique. En revanche, sur le versant Est, à des altitudes plus faibles, dans des zones plus arrosées et plus chaudes que les "Hautes Terres", l'altération actuelle est comparable à celle de la zone semi-aride du plateau du Karnataka, et les sols sont fersiallitiques (Bourgeon, 1988, 1992). Cette dernière constatation ne permet pas de valider l'hypothèse d'une ferrallitisation actuelle en altitude, si celle-ci n'est pas observée dans des conditions plus favorables à basse altitude.

Bourgeon (*Ibid.*) propose donc une origine polycyclique des sols d'altitude. Le sol ferrallitique serait la relique d'un paléosol développé sous un paléoclimat plus chaud et plus humide. La pédogenèse actuelle ne concernerait que les horizons humifères, le matériau ferrallitique constituerait alors le matériau parental de ces nouveaux sols. L'accumulation de matière organique serait la caractéristique de la pédogenèse actuelle sous un climat tropical montagnard frais et humide.

Les travaux de Subramanian & Murthy (1976) et Subramanian & Mani (1981) décrivent des "bauxites" sur les Nilgiri et les "Hautes Terres" du Sud de l'Inde et les datent du Tertiaire et plus précisément de l'Eocène (du fait de leur richesse en gibbsite et en oxydes de fer), lorsque l'Inde était sous un climat tropical humide (Tardy & Roquin, 1998). Ces résultats sont en accord avec l'hypothèse d'une formation polycyclique des sols d'altitude des Nilgiri et écartent l'hypothèse d'une ferrallitisation ayant débuté au quaternaire sur des massifs décapés de leur manteau d'altérite.

Les sols des Nilgiri, comme la plupart des sols sur d'anciennes surfaces d'érosion ont une histoire complexe, et résultent très probablement d'une genèse polycyclique qu'il est difficile de reconstituer (Van Wambeke, 1992).

Ces dernières considérations ne mettent pas en cause l'existence d'une phase d'altération ferrallitique sur les "Hautes Terres", qui a du être très intense, avec des départs importants de matière, pour former les altérites de plusieurs dizaine de mètres d'épaisseur. Toutefois, il est impossible d'affirmer, dans l'état actuel de nos connaissances, que cette altération allitique à monosiallitique est toujours actuelle.

Ce premier paragraphe a ainsi présenté l'essentiel des connaissances des sols humifères d'altitude du Sud de l'Inde au début de ce travail. L'hypothèse de l'origine polycyclique des sols humifères des "Hautes Terres", suite à des changements climatiques, avec une première phase de

ferrallitisation dans un passé reculé et une pédogenèse plus récente, marquée par une accumulation importante de matière organique en surface, nous paraît la plus vraisemblable.

L'objectif de ce travail était donc de préciser les conditions de formation des horizons humifères épais et les mécanismes de l'accumulation de matière organique en relation avec les changements climatiques des derniers millénaires.

## II PROSPECTION SUR LE TERRAIN

La prospection sur le terrain a été orientée vers les sols présentant une accumulation humifère importante (Planche photo I). La prospection a mis en évidence la dominance des sols humifères à des altitudes supérieures à 2000 m dans les zones non cultivées. Les sols présentant un horizon humifère bien individualisé sont majoritairement observés en partie supérieure convexe des hautes crêtes et de la surface de 2400 m alors que les bassins de collines sont le domaine de sols moins humifères et de sols perturbés, du fait d'une mise en culture intense (Fig. II-3). Le sommet des collines est recouvert par des sols humifères peu épais lorsque la roche n'affleure pas, alors que dans les parties basses, la mise en culture intensive ne nous permet pas de connaître le sol originel.

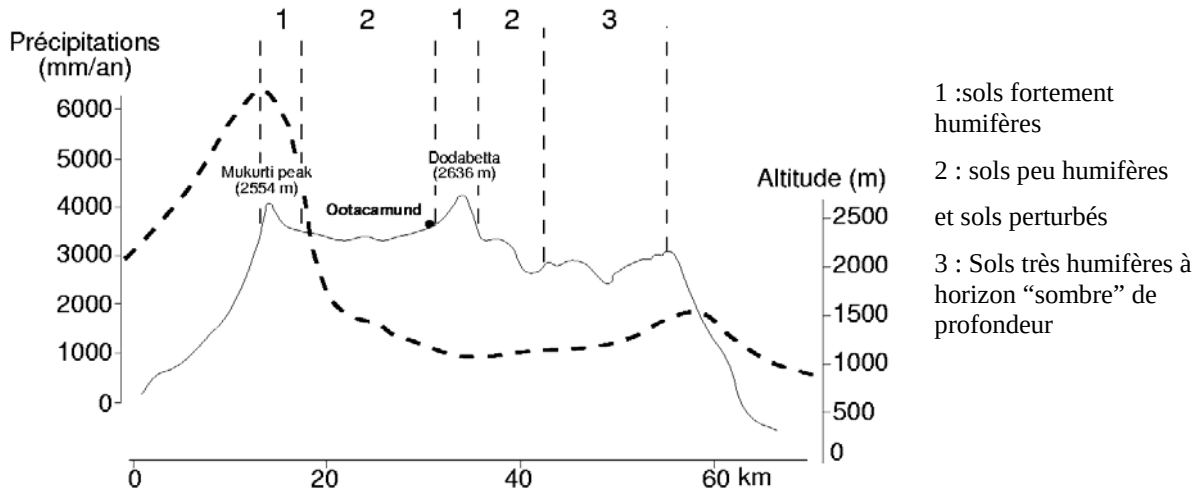



Figure II-3 : Distribution des différents types de sols sur les Hautes Terres

A l'Ouest du massif, dans la zone bioclimatique présentant une pluviométrie moyenne supérieure à 2000 mm.an$^{-1}$, (régime de mousson), une saison sèche de deux mois et demi et un drainage climatique supérieur à 1000 mm.an$^{-1}$ (Fig. I-5), les sols très humifères sont les sols dominants. Les sols présentent un horizon humifère noir (5 YR 2.5/2), de 60 à 80 cm d'épaisseur, sur une altérite ferrallitique rouge (10 R 4/6)à jaune. La transition entre les matériaux est marquée par un horizon gravillonnaire d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. Ces sols alternent avec des sols moins évolués dans les zones où affleurent des dalles rocheuses de charnockite.

A l'Est et au Sud-Est du massif, dans la zone bioclimatique recevant entre 1500 et 2000 mm an$^{-1}$ de pluie (pluies de convection et perturbations cycloniques) (Fig. I-5), présentant une saison sèche d'une durée comprise entre 1 et 2 mois, et un drainage climatique de 700 mm.an$^{-1}$, les sols présentent un horizon humifère très développé (90-120 cm d'épaisseur).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I

***Les sols humifères des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri***

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |

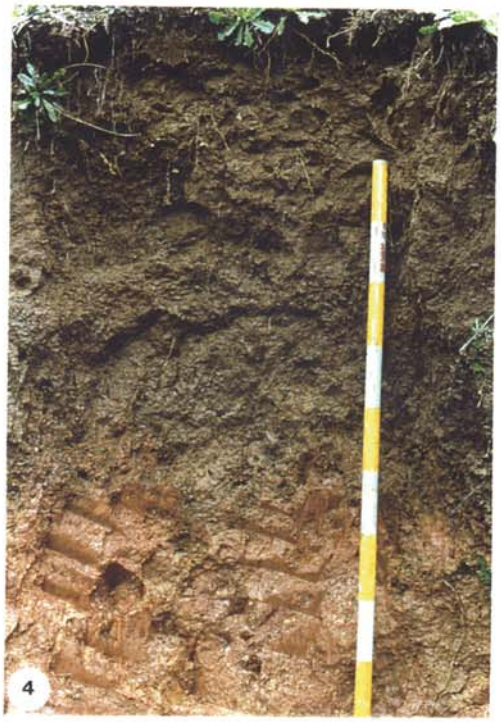
1 : Sol humifère de la région Ouest du massif des Nilgiri.

2 : Sol humifère à horizon "sombre" de profondeur de la région Est du massif des Nilgiri.

3 : Sol humifère moins évolué sur dalle rocheuse affleurante.

4 : Sol de la région centrale du massif des Nilgiri, avec une importante activité de vers de terre.

PLANCHE PHOTO I



Les sols sont marqués par la présence d'un horizon "sombre" en profondeur, d'une épaisseur moyenne de 30 à 50 cm, qui se distingue sur le terrain par un contraste de couleur : brun jaunâtre foncé (10 YR 3/4 humide) pour l'horizon de surface, à brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide) pour l'horizon "sombre".

L'horizon "sombre" de profondeur présente des analogies morphologiques avec les horizons "sombres" observés en Afrique centrale sur la crête Congo-Nil ainsi qu'au Congo Démocratique (ex-Zaïre) et au Burundi (Frankart, 1983, Van Wambeke, 1992).

Le centre du massif, région d'Ootacamund, correspondant aux vallées internes des Nilgiri à des altitudes de 2000 à 2100 m, est le domaine de sols moins humifères. Cette zone est la moins arrosée des Nilgiri (900 à 1500 $mm.an^{-1}$) et présente une saison sèche de 2 mois. De grandes surfaces étant cultivées, il est difficile d'observer les sols peu humifères "en place", et de les distinguer du matériau ferrallitique de profondeur affleurant après décapage des horizons humifères de surface. Toutefois, au niveau de savanes, on observe des sols peu humifères présentant un fort brassage dû aux vers de terre.

# III MISE EN EVIDENCE DE L'EXISTENCE D'ANDOSOLS

## III.1 Evolution du concept d'Andosols

Le concept d'Andosol a beaucoup évolué ces 20 dernières années suite aux travaux du Comité International pour la Classification des Andosols (ICOMAND, Leamy *et al.*, 1988) avec l'introduction de l'ordre des Andisols dans la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1990) alors qu'auparavant ils étaient rattachés aux Inceptisols (Sous-Ordre des Andepts, Soil Survey Staff, 1975).

En outre, ces travaux ont conduit à la modification des critères de classification des Andosols. L'appartenance aux Andisols est basée sur la vérification des ***propriétés andiques,*** qui indique la présence de ***"formes actives"*** d'aluminium et de fer, et qui n'implique plus la présence de matériau volcanique.

Les propriétés andiques actuellement retenues dans la plupart des classifications (Soil Survey Staff, 1999, FAO, 1998, AFES, 1995) pour un matériau pédologique ne contenant pas de verres volcaniques correspondent aux exigences suivantes :

- la somme de la teneur en aluminium plus la moitié de celle en fer extraites à l'oxalate d'ammonium ($Al_o$ + 1/2 $Fe_o$) doit être supérieure à 20 $g.kg^{-1}$ ;
- la densité apparente de la terre fine mesurée à une pression de 33 kPa doit être inférieure ou égale à 0,90 $kg.dm^{-3}$ ;
- la rétention des phosphates déterminée par la méthode de Blakemore *et al.* (1987) doit être supérieure à 85 %.

Pour appartenir aux Andisols, les sols doivent vérifier ces trois critères simultanément sur une épaisseur de 35 cm au moins dans les 60 premiers cm du pédon (control section), contenir moins de 25 % de carbone organique (Histosols), et ne pas posséder de matériau spodique (Spodosols).

Il est maintenant admis que les Andosols peuvent se développer sur des substrats non-volcaniques comme des argilites, des dépôts éoliens, des roches basiques et même des produits de l'altération ferrallitique. Ces Andosols sont en général non-allophaniques du fait de l'absence de constituants aluminosiliceux para-cristallins (allophanes et imogolite, short-range-ordered-minerals). En l'absence de minéraux allophaniques, les propriétés andiques sont dues aux associations organo-métalliques Fe-, Al-Humus et à de fortes teneurs en carbone organique (Shoji *et al*., 1985, Saigusa *et al*., 1991, Parfitt & Clayden, 1991, Nanzyo *et al*., 1993a, Shoji *et al*., 1996).

De tels Andosols, développés sur matériau non-volcanique, ont été étudiés depuis une dizaine d'années par de nombreux auteurs (Garcia-Rodeja *et al.* 1987, Shoji *et al.*, 1993b, Bäumler & Zech, 1994, Aran *et al.*, 1998).

## III.2 Identification d'Andosols en altitude dans les Nilgiri

A – Méthodes utilisés dans cette étude pour la détermination des propriétés andiques

La somme ($Al_o$ + 1/2 $Fe_o$) a été obtenue par une extraction à l'oxalate d'ammonium 0,2 M tamponné à pH 3 par l'acide oxalique (Tamm, 1922, McKeague *et al*., 1971, Blakemore *et al*., 1987). L'extraction est réalisée sur la terre fine à la température ambiante et à l'obscurité pendant 4 h. L'oxalate agit principalement par son fort pouvoir complexant et secondairement par son acidité, il extrait les formes "amorphes" de l'aluminium, du fer et les minéraux allophaniques

La densité apparente (Da) a été mesurée par la méthode du cylindre : le sol est prélevé à l'aide d'un cylindre d'un volume égal à 100 $cm^3$ en fin de saison des pluies (septembre-octobre) pour respecter la pression de 33 kPa. La Da a été obtenue par pesée après séchage à 105 °C pendant 24 h.

La rétention des phosphates a été déterminée selon la méthode de Blakemore *et al.* (1987). Le sol est mis en contact pendant 24 h avec une solution de $KH_2PO_4$ de concentration connue (1 $mg.l^{-1}$), le P résiduel étant déterminé par colorimétrie après centrifugation et la rétention des phosphates obtenue par différence.

B – Résultats pour les sols humifères de la région Ouest (Fig. II-3 & Fig. III-5)

Le tableau II-1 présente les résultats pour les profils Nilg 4 et Nilg 16. Les résultats concernant des profils complémentaires sont présentés en annexe II.

La densité apparente dans l'horizon humifère est toujours inférieure à 0,9 $kg.dm^{-3}$ (de 0,47 à 0,89 $kg.dm^{-3}$), la somme ($Al_O$ + 1/2 $Fe_O$) est supérieure à 20 $g.kg^{-1}$ variant de 23,2 à 35,6 $g.kg^{-1}$, et la rétention des phosphates est toujours supérieure à 85 %, atteignant même des valeurs > 95 % pour beaucoup d'échantillons.

Les trois critères de définition de l'Ordre des Andisols (Soil Survey Staff, 1999) sont ainsi vérifiés pour ces sols ; ils appartiennent donc aux Andisols.

Tableau II-1 : Propriétés andiques pour les profils Nilg 4 et Nilg 16

| Prof. (cm) | Horizon | da ($kg.dm^{-3}$) | Rétention P (%) | $Al_o + 1/2\ Fe_o$ ($g.kg^{-1}$) | Andique ? (o / n) |
|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | | |
| 0-30 | A1 | 0,74 | 97 | 26,0 | o |
| 30-55 | A2 | 0,89 | 98 | 25,2 | o |
| 55-65 | Bw | 0,95 | 85 | 17,1 | n |
| 65-110 | 2Bo1 | 0,98 | 83 | 10,6 | n |
| 110-150 | 2Bo2 | 1,10 | 83 | 9,3 | n |
| Nilg 16 | | | | | |
| 0-20 | A1 | 0,47 | 98 | 29,5 | o |
| 20-45 | A2 | 0,49 | 99 | 35,6 | o |
| 45-60 | A3 | 0,65 | 99 | 30,8 | o |
| 60-70 | A4 | 0,72 | 99 | 25,7 | o |
| 70-85 | Bw | 0,80 | 98 | 23,2 | o |
| 85-100 | 2Bo1 | 0,95 | 85 | 7,9 | n |
| 160 | 2Bo2 | 1,09 | 96 | 9,3 | n |

C – Résultats pour les sols humifères à horizon “sombre” de la région Est (Fig. II-3 & Fig. III-33)

Le tableau II-2 présente les résultats pour les profils à horizon “sombre” Nilg 19 et Kota 0. Les résultats concernant des profils complémentaires sont présentés en annexe III.

Tableau II-2 : Propriétés andiques pour les profils Nilg 19 et Kota 0

| Prof. (cm) | Horizon | $Al_o + 1/2\ Fe_o$ ($g.kg^{-1}$) | Da ($kg.dm^{-3}$) | Rétention P (%) | Andique ? (o / n) |
|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | | |
| 0-15 | A1 | 24,9 | 0,65 | 90 | o |
| 20-45 | A2 | 29,6 | 0,68 | 95 | o |
| 60-80 | A'1 | 22,7 | 0,74 | 94 | o |
| 95-105 | A'2 | 12,7 | 0,92 | 77 | n |
| 120-135 | 2Bw | 4,7 | 1,23 | 63 | n |
| Kota 0 | | | | | |
| 0-20 | A1 | 18,6 | 0,70 | 89 | o |
| 50-90 | A2 | 20,2 | 0,77 | 96 | o |
| 90-120 | A'1 | 26,2 | 0,87 | 99 | o |
| 120-135 | A'2 | 17,1 | 1,05 | 94 | n |
| 135-160 | 2Bw | 8,9 | 1,20 | 75 | n |

La densité apparente dans l'horizon humifère est toujours inférieure à 0,9 $kg.dm^{-3}$ (de 0,65 à 0,87 $kg.dm^{-3}$ ; la somme ($Al_o + 1/2\ Fe_o$) est supérieure à 20 $g.kg^{-1}$ variant de 20,2 à 29,6 $g.kg^{-1}$ ; et la rétention des phosphates est toujours supérieure à 85 %.

Les sols humifères à horizon “sombre” possèdent donc les propriétés andiques sur une profondeur suffisante pour appartenir aux Andisols (Soil Survey Staff, 1999). La présence de

l'horizon "sombre" induit des propriétés andiques sur une profondeur très importante, 120 cm pour le profil Kota 0.

D – Résultats pour les sols de la région centrale des Nilgiri (Fig. II-3)

Le tableau II-3 présente les résultats pour les profils Nilg 20 et Glm 4 provenant de la région centrale des Nilgiri.

Tableau II-3 : Tests des propriétés andiques pour les profils Nilg 20 et Glm 4

| Prof. (cm) | $Al_o + 1/2\ Fe_o$ ($g.kg^{-1}$) | Da ($kg.dm^{-3}$) | Rétention P (%) | Andique ? (o / n) |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 20 | | | | |
| 0-15 | 10,1 | 0,95 | 72 | n |
| 25-40 | 9,9 | 1,18 | 78 | n |
| 40-60 | 9,0 | | 79 | n |
| 60-80 | 6,5 | 1,25 | 70 | n |
| 90-105 | 2,2 | | 50 | n |
| Glm 4 | | | | |
| 0-15 | 12,6 | 0,90 | | n |
| 15-45 | 12,9 | | | n |
| 45-55 | 11,3 | 1,11 | | n |
| 55-80 | 12,1 | | | n |
| 80-140 | 11,1 | 1,25 | | n |

Les sols de la zone centrale des Nilgiri ne possèdent pas les critères requis pour l'identification des propriétés andiques et ne sont donc pas des Andisols. Ces sols présentent cependant parfois des caractères andiques suffisamment exprimés pour appartenir aux Sous-Groupes andiques des Inceptisols ou des Ultisols.

E – Discussion

La recherche des caractères andiques des sols d'altitude du massif a mis en évidence l'existence d'Andosols sur les "Hautes Terres" des Nilgiri. Les sols les plus humifères rencontrés à l'Ouest et à l'Est du massif appartiennent aux Andosols. En revanche, les sols de la partie centrale du massif, région d'Ootacamund, ne peuvent être classés parmi les Andosols.

Nous avons également testé l'existence de propriétés andiques des sols des Palni, pour des stations proches de celles de Troy (1979). Les sols les plus humifères présentent également les propriétés andiques et peuvent être identifiés comme des Andosols (Annexe IV).

L'appartenance aux Andosols semble donc être corrélée au caractère très humifère des sols d'altitude du sud de l'Inde.

L'identification d'Andosols sur un matériau très altéré constitue en outre une nouvelle démonstration de la possibilité de formation des Andosols sur des matériaux non volcaniques.

Les Andosols des "Hautes Terres" représentent en réalité un biséquum Andosol / Sol Ferrallitique, ce qui constitue une séquence inhabituelle dans les schémas classiques de l'évolution pédogénétique. En effet, les sols ferrallitiques sont souvent considérés comme stade ultime de la pédogenèse, avec des assemblages minéralogiques stables et peu susceptibles de subir de nouvelles transformations (Chesworth, 1973), alors que les Andosols sont considérés comme stades juvéniles de la pédogenèse du fait que leurs constituants minéraux sont souvent dominés par des composés paracristallins. L'évolution pédogénétique Sol Ferrallitique → Andosol ne peut être envisagée que si l'on considère que les "Hautes Terres" ont subi des changements climatiques importants, passant de conditions favorables au développement de sols ferrallitiques (climat tropical chaud et humide) à des conditions favorables au développement des Andosols (climat frais et humide) impliquant des changements de végétation.

Nous avons présenté dans ces deux premières parties le cadre de l'étude avec la présentation des caractéristiques de l'étage montagnard des Nilgiri et la présentation des sols rencontrés. La deuxième partie nous a permis de démontrer que les Sols les plus humifères sont des Andosols, ce qui constitue une originalité par rapport aux précédentes études qui interprétaient ces sols soit comme des sols ferrallitiques humifères, soit comme des sols à "Low Activity Clays" (Oxic Humitropepts, Sehgal *et al*., 1996).

Dans la troisième partie qui va suivre nous allons étudier les deux types d'Andosols humifères observés respectivement à l'Ouest et à l'Est du massif qui se différencient par la présence de l'horizon "sombre" à l'Est. Nous accorderons une attention toute particulière à l'étude des formes "amorphes" du fer et de l'aluminium qui semblent responsables des propriétés physico-chimiques particulières de ces sols, ainsi qu'à l'étude de la stabilisation de la matière organique. Nous nous efforcerons de relier la formation de ces sols à l'histoire paléoclimatique et paléoécologique des "Hautes Terres" qui très vraisemblablement, doit avoir joué un rôle déterminant dans l'accumulation de la matière organique.

# *Troisième partie*

## PROPRIETES DES ANDOSOLS DES "HAUTES TERRES" DU MASSIF DES NILGIRI

**CHAPITRE I : METHODOLOGIE D'ETUDE**

**CHAPITRE II : ETUDE DES ANDOSOLS DE LA REGION OUEST DU MASSIF DES NILGIRI**

**CHAPITRE III : ETUDE DES ANDOSOLS A HORIZON "SOMBRE" DE PROFONDEUR DE LA REGION EST DU MASSIF DES NILGIRI**

# CHAPITRE I

# METHODES

## INTRODUCTION

Ce chapitre présente l'essentiel des méthodes d'analyses qui ont été mises en œuvre au cours de ce travail. L'étude de la genèse et des mécanismes de l'accumulation de matière organique des Andosols du massif des Nilgiri a impliqué une caractérisation physico-chimique des sols et une étude plus approfondie de leur matière organique.

La caractérisation globale des sols a fait appel aux techniques "routinières" de pédologie avec l'étude des propriétés physico-chimiques, la détermination des constituants "amorphes" au moyen d'extractions sélectives, et celle des argiles et oxydes de fer et d'aluminium notamment par la diffraction des rayons X.

L'étude de la matière organique a été articulée autour de deux approches, *i*) la caractérisation des composés humiques (AH), et *ii*) la détermination de la stabilité du stock organique du sol. Pour la caractérisation des acides humiques nous nous sommes appuyés sur les travaux effectués par les auteurs Japonais (Kumada, 1987, Nanzyo *et al*., 1993a) sur la matière organique d'Andosols volcaniques ou non-volcaniques, dans le but de rechercher des analogies ou des différences. L'estimation de la stabilité du stock de matière organique a été étudiée par la datation $^{14}C$ de la matière organique (estimation du temps moyen de résidence), et par des tests de biodégradation de la matière organique.

Cette approche permet également d'étudier les interactions entre le compartiment organique et la fraction minérale, interactions qui jouent un rôle déterminant dans les propriétés des Andosols développés sur ces matériaux ferrallitiques.

# I CARACTERISATION GLOBALE DES SOLS

## I.1 pH eau et KCl

Les pH eau et KCl N sont mesurés avec un rapport sol / solution de 1/2,5. Le ΔpH, correspondant à la différence pH(KCl)-pH(eau), permet d'obtenir une première estimation de l'importance et du signe des charges variables.

## I.2 Granulométrie

L'étude granulométrique implique la dispersion des particules (destruction des ciments minéraux et organo-minéraux) avant la détermination de la répartition pondérale des différentes fractions. La granulométrie dépend donc de l'efficacité de la dispersion ; de nombreux travaux ont montré la difficulté d'obtenir une dispersion efficace des matériaux andiques et ferrallitiques. La dispersion d'un matériau andique est souvent difficile du fait de la présence de ciments "amorphes" organo-minéraux responsables d'une microagrégation très stable (Maeda & Warkentin, 1975, Maeda *et al*., 1977, Buurman *et al*., 1997). Dans les matériaux ferrallitiques les oxydes de fer et d'aluminium assurent une cimentation des argiles qu'il est difficile de détruire. Nous avons ainsi employé plusieurs méthodes utilisant des agents dispersants différents pour l'analyse granulométrique des Andosols des Nilgiri.

- A l'Institut Français de Pondichéry (IFP), nous avons employé l'hexamétaphosphate de sodium (1 ml à 40 $g.l^{-1}$ / g de sol) comme agent dispersant, bien que son efficacité dans le cas des Andosols soit limitée (Colmet-Daage *et al*., 1972a, b).

Deux types de prétraitements avant la dispersion ont été mis en œuvre : *i*) destruction de la matière organique par $H_2O_2$ 30 % à chaud et, *ii*) destruction des ciments "amorphes" par une extraction à l'oxalate d'ammonium à pH 3, et de la matière organique par $H_2O_2$ 30 % à chaud.

Les teneurs en sables grossiers et en sables fins ont été déterminées par tamisages ; les argiles et les limons ont été prélevés à la pipette de Robinson. Les argiles utilisées pour la diffraction des rayons X ont été récoltées par siphonnage et floculation avec $MgCl_2$.

- Au CPB, pour le profil Nilg 4, nous avons en outre réalisé une analyse granulométrique en utilisant les résines-Na comme agent dispersant, sans destruction des ciments organo-métalliques, ni de la matière organique. Deux techniques de dispersion ont été employées : *i*) dispersion utilisant la méthode des résines-Na (Bartoli *et al*., 1991), *ii*) dispersion en optimisant le rapport quantité de résine / quantité de sol, jusqu'à l'obtention d'une quantité maximale d'argiles.

## I.3 Cations échangeables et capacité d'échange cationique

Les cations échangeables (Ca, Mg, K, Na) sont extraits selon la méthode de percolation à l'acétate d'ammonium N à pH 7 (Soil Survey Staff, 1984) et déterminés par spectrophotométrie d'absorption atomique.

La capacité d'échange cationique est déterminée sur les mêmes échantillons par percolation d'une solution de NaCl (0,5 N) et distillation de l'ammonium déplacé selon la méthode de Kjeldahl.

L'aluminium et le manganèse échangeables sont extraits par KCl N et déterminés par colorimétrie (Charlot, 1966). Le pH des solutions d'extraction est également mesuré.

## I.4 Analyse élémentaire

La méthode utilisée est l'attaque triacide. Les échantillons de terre fine broyés sont traités par les acides nitrique, chlorhydrique et sulfurique concentrés à chaud. Les restes insolubles sont déterminés par gravimétrie. La silice combinée est précipitée en milieu acide, et déterminée par pesée. Les éléments en solution sont déterminés par spectrophotométrie d'absorption atomique (Fe, Al, Mg, Ca, K, Na) et par colorimétrie (Ti, Mn, P). L'attaque est menée en parallèle sur de la kaolinite pour contrôler le bon déroulement des opérations.

Les éléments traces des profils Nilg 4 et Nilg 16 ont été déterminés après attaque acide ($HNO_3$-HCl concentrés) au four micro-ondes et détermination en ICP des éléments (Rouiller, 1993).

## I.5 Détermination du carbone et de l'azote

Les teneurs en carbone organique ont été déterminées par combustion sèche en présence d'oxygène, soit sur un autoanalyseur CHN (Carlo Erba 1108) au CPB, soit sur un Carmograph Wösthoff 8 à l'IFP. Les teneurs en azote ont été déterminées, soit par la méthode de Kjeldhal (minéralisation en milieu sulfurique, distillation de l'ammoniaque et dosage en retour) à l'IFP, soit simultanément au carbone avec le CHN au CPB.

Les teneurs en carbone organique en solution (extraits alcalins) ont été déterminées au Carmograph après séchage. Le carbone extrait au pyrophosphate de sodium 0,1 M n'a pu être déterminé.

## I.6 Analyse minéralogique par diffraction X et analyse thermique

A – Diffraction des rayons X

Deux types de diffraction des rayons X ont été mis en œuvre pour la détermination de la composition minéralogique des sols et des fractions granulométriques, ainsi que pour la caractérisation des minéraux 2/1.

La diffraction des rayons X a été réalisée sur des poudres non-orientées à l'aide d'un diffractomètre (Enraf diffractis) utilisant la source CoK$\alpha$. Les fractions ont été préalablement déferrifiées (CBD) pour diminuer le bruit de fond sur les diffractogrammes.

L'identification des minéraux 2/1 a nécessité des traitements préalables à la diffraction. Un prétraitement citrate de sodium à chaud (Tamura, 1958) a été utilisé pour éliminer les “cales” alumineuses des vermiculites-hydroxy-alumineuses (Hydroxy-Interlayered-Vermiculite, HIV), responsables de la distance inter - réticulaire de 1,4 nm, et obtenir le feuillet mica de base.

Le traitement citrate à chaud, permet de différencier les chlorites vraies, pour lesquelles l'espace inter - réticulaire reste de 1,4 nm, des vermiculites alumineuses qui ferment à 1 nm. Les argiles sont préalablement saturées en K, et les diffractions sont réalisées aux températures de 110 °C, 300 °C et 550 °C pour accentuer la fermeture à 1 nm.

B – Analyse thermique

L'analyse thermique (ATD - ATG) a été réalisée avec une thermobalance qui enregistre les variations de poids de l'échantillon au cours de la montée en température, un thermocouple permet de mesurer les variations thermiques et de déterminer des accidents endothermiques ou exothermiques. L'analyse est réalisée sur environ 100 mg d'échantillon, avec un gradient thermique de 10 °C.mn$^{-1}$, entre 25 °C à 1000 °C. La perte de poids théorique de la gibbsite par déshydroxylation est de 35 %[6]. On peut donc obtenir une détermination assez précise de la teneur en gibbsite de l'échantillon. Les argiles ont préalablement subi un traitement de déferrification pour éliminer la gœthite qui peut présenter un pic dans la même gamme de température que la gibbsite.

[6] Selon la réaction de déshydroxylation $2\ Al(OH)_3 \rightarrow Al_2O_3 + 3\ H_2O$, la perte de poids théorique est de 34,6 %.

# II ETUDE DES FORMES "ACTIVES" DE L'ALUMINIUM, DU FER ET DE LA SILICE

Le terme "formes actives" désigne les constituants "amorphes" et / ou para-cristallins (short-range-ordered-minerals, SROM) présents dans les Andosols. Ces formes ont été déterminées au moyen d'extractions sélectives dont nous allons présenter la méthodologie ci-dessous.

## II.1 Extractions sélectives de l'aluminium, du fer et de la silice

Les méthodes employées pour l'extraction du fer de l'aluminium et de la silice ont été adaptées d'après Jeanroy (1983), Rouiller (1993), ainsi que Blakemore *et al.* (1987). A l'Institut Français de Pondichéry (IFP), les teneurs en fer et en aluminium ont été déterminées par spectrophotométrie d'absorption atomique (Phillips SP9), et la silice par colorimétrie (Charlot, 1966). Au Centre de Pédologie Biologique (CPB), les trois éléments ont été déterminés par ICP-AES (Jobin Yvon 238 Ultrace).

A – Extraction au Citrate - Bicarbonate - Dithionite (CBD)

L'extraction est réalisée à chaud selon la méthode de Mehra & Jackson (1960). Ce réactif extrait le fer "libre" sous forme "amorphe" et les oxydes cristallisés. Les mécanismes d'action du CBD combinent l'effet réducteur du dithionite et le pouvoir complexant du citrate. L'aluminium et la silice des extraits peuvent provenir de la dissolution des silicates et de l'opale du fait du pH assez élevé de ce réactif.

B – Extraction à l'oxalate d'ammonium

Le protocole de l'extraction à l'oxalate d'ammonium a été présenté au paragraphe traitant des méthodologie de recherche des propriétés andiques.

L'absorbance de l'extrait oxalate à 430 nm (DOEO, Densité Optique de l'Extrait Oxalate) (Daly, 1982) a été mesurée pour mettre en évidence l'illuviation éventuelle de complexes organométalliques et détecter ainsi la présence de matériaux spodiques (Soil Survey Staff, 1975, 1999).

C – Extraction au pyrophosphate de sodium

Le réactif utilisé est le pyrophosphate de sodium M/10, l'extraction est menée par agitation pendant 16 h (McKeague *et al*., 1971, Wada & Higashi, 1976). Ce réactif extrait le fer et l'aluminium associés à la matière organique. Le pyrophosphate agit par son pouvoir complexant et par son pH alcalin. Des mécanismes annexes peuvent cependant intervenir, comme la "peptisation" qui provoque la dispersion des argiles fines. L'extraction est suivie d'une centrifugation forte (25 000 g) pour s'assurer de la sédimentation des particules fines de gibbsite et d'oxydes de fer dispersées, qui peuvent conduire à une surestimation de l'aluminium et du fer (Jeanroy & Guillet, 1981, Kaiser & Zech, 1996). La silice extraite par le pyrophosphate peut être partiellement attribuable aux phytolithes du fait de son pH élevé.

D – Extraction au tétraborate

Le réactif utilisé est le tétraborate de sodium 0,1 N. Ce réactif extrait les complexes organo-métalliques les plus mobiles (Bruckert & Souchier, 1975). Le tétraborate est un réactif alcalin non complexant.

## II.2 Discussion de la sélectivité de ces méthodes d'extraction

La sélectivité des extractions représente un point délicat, il est en effet difficile d'accorder une spécificité à chacun des réactifs vis-à-vis des différentes formes plus ou moins bien cristallisées de Fe et de Al dans les sols.

De nombreux auteurs (Jeanroy & Guillet, 1981, McKeague & Schuppli, 1982, McKeague *et al*., 1983, Parfitt & Childs, 1988, Wada, 1989, McDaniel *et al.*, 1993) ont montré les limites de validité des extractions, qui doivent être considérées comme des méthodes opérationnelles pour définir les formes dominantes, "amorphes", para-cristallines et cristallines dans les sols.

Jeanroy & Guillet (1981) ainsi que Wada & Higashi (1976) ont montré que la spécificité de l'oxalate pouvait être contestée ; dans certains cas, l'oxalate ne dissout pas la totalité de la ferrihydrite alors qu'il peut dissoudre la gœthite mal cristallisée et la lépidocrocite.

Le pyrophosphate est le réactif qui pose le plus de problèmes car, *i*) la sédimentation des argiles dispersées est difficile compte tenu de la forte teneur en $Na^+$ du milieu et, *ii*) une partie des oxydes d'aluminium peut être aussi dissoute ce qui conduit à une surestimation des éléments extraits (Kaiser & Zech, 1996).

Il faut donc se placer dans des conditions qui limitent la surestimation de Al et Fe pour au moins les deux raisons suivantes :

- la notion de charge métallique des composés humiques est basée sur les rapports entre le fer et l'aluminium extractible au pyrophosphate par rapport au carbone total du sol [$(Al + Fe)_p/C$] ;
- la distinction entre les Andosols allophaniques et non-allophaniques étant en outre basée sur les extractibilités respectives de l'aluminium dans l'oxalate et le pyrophosphate ($Al_p/Al_o > 0,5$, Shoji *et al*., 1985, Saigusa, 1991, Nanzyo *et al*., 1993a).

La microscopie électronique couplée à la microanalyse sera utilisée pour observer in situ les interactions entre la matière organique et les métaux (Al, Fe).

# III METHODES COMPLEMENTAIRES D'ANALYSE

## III.1 Etude de la matière organique

L'objectif de la caractérisation de la matière organique est, d'une part de comparer la composition et les propriétés de la matière organique des sols des Nilgiri avec celle des Andosols volcaniques et non volcaniques de la bibliographie, et d'autre part d'établir des liens entre la nature de la matière organique (degré d'évolution) et sa stabilisation. La figure III-1 présente l'ensembles des opérations mises en œuvre pour caractériser la matière organique.

A – Extraction et caractérisation des composés humiques

a – Fractionnement à 50 µm

Le fractionnement physique de la terre fine a été mis en place pour éliminer la matière organique "fraîche" correspondant à la fraction > 50 µm, et n'étudier que la matière organique "humifiée" contenue dans la fraction < 50 µm (Suharta, 1992). La dispersion est obtenue par l'utilisation conjointe des ultrasons et de l'hexamétaphosphate de sodium. Cette méthode a été préférée à celle des résines-Na pour éviter tout risque de contamination, par d'éventuels fragments de résine, en vue des datations $^{14}C$. La terre fine est traitée aux ultrasons (3 mn pour 5 g de sol dans 5 ml d'eau, à 2215 $J.mn^{-1}$), la suspension est mise à agiter pendant 16 h en présence d'hexamétaphosphate de sodium. La séparation à 50 µm est effectuée par tamisage humide. La fraction < 50 µm est utilisée pour les datations $^{14}C$, la détermination des $\delta^{13}C$ et l'extraction des composés humiques. La datation $^{14}C$, qui nécessite 5 g de carbone, a impliqué le tamisage de grandes quantités de sol (50-200 g), que nous avons subdivisé en fractions de 5 g de sol pour s'assurer d'une dispersion efficace par les ultrasons.

b – Extraction, purification et analyse élémentaire des composés humiques

Les composés humiques ont été extraits en milieu alcalin par de la soude 0,1 N + 1 % de pyrophosphate de sodium (Barriuso, 1985). Cette méthode a été préférée à l'utilisation de la soude seule, le taux d'extraction du carbone étant supérieur.

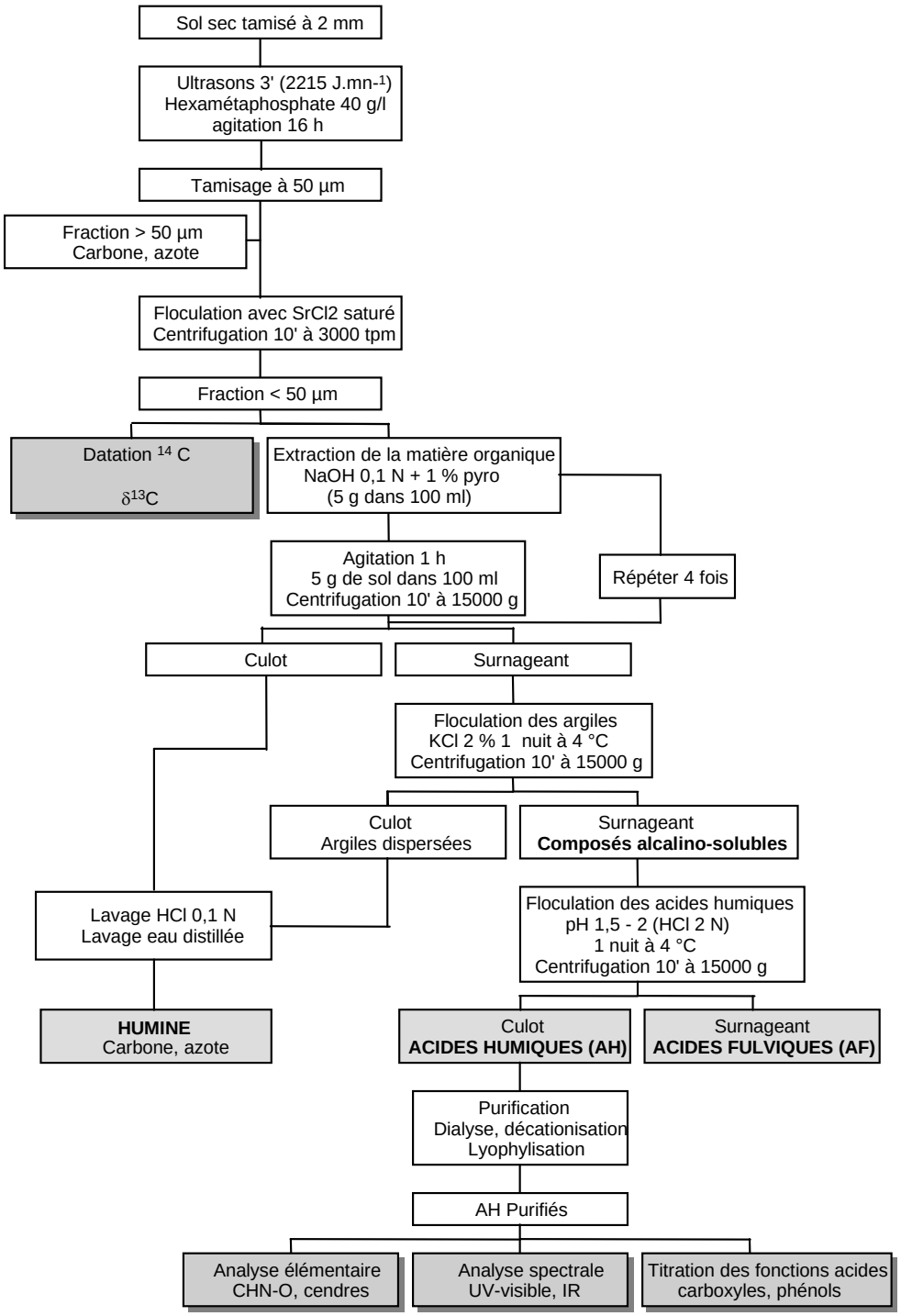



Figure III-1 : Schéma récapitulatif des analyses mises en œuvre pour caractériser la matière organique

Les composés humiques ont été extraits jusqu'à épuisement, ce qui a représenté en moyenne 4 à 5 extractions successives des échantillons. Les argiles dispersées ont été floculées par ajout de 2 % de KCl. La séparation AF-AH a été obtenue par précipitation des AH à un pH compris entre 1,5 et 2, et centrifugation à 15 000 g pendant 10 minutes, après une nuit à 4 °C. Les AH ont été ensuite purifiés par dialyse (Spectrapor 6, seuil de coupure de 6000 d) et décationisation par passage sur résines échangeuses de cations (Amberlite IR 120) en vue de leur caractérisation après lyophilisation.

L'analyse élémentaire organique (CHN) est obtenue par combustion sèche en présence d'oxygène (autoanalyseur Carlo Erba 1108), l'oxygène par pyrolyse à 1200 °C en présence de graphite - Ni (autoanalyseur Carlo Erba 1106) (Barriuso, 1985, Portal *et al*. 1986), et les cendres par la perte au feu à 700 °C.

c – Propriétés spectrales dans l'UV et le visible

L'absorbance dans l'UV et le visible des composés humiques est principalement fonction, du degré de condensation (doubles liaisons conjuguées) et d'aromaticité ($C_{aromatique}/C_{aliphatique}$), ainsi que du poids moléculaire (Chen *et al*., 1977, Schnitzer & Khan, 1978, Stevenson, 1982). Le type d'acide humique (A, B, P, Rp) défini par Kumada (Kumada *et al*., 1967, Kumada, 1987) traduit globalement le pouvoir chromatique des acides humiques par rapport à leur teneur en carbone. Les acides humiques les plus condensés, ayant le plus fort pouvoir colorant, sont de type A (Andosols mélaniques), alors que les acides humiques moins condensés ont un pouvoir colorant plus faible et sont de type P (Andosols fulviques) (Fig. III-2). Les types B et Rp sont également des acides humiques moins condensés à faible pouvoir chromatique.

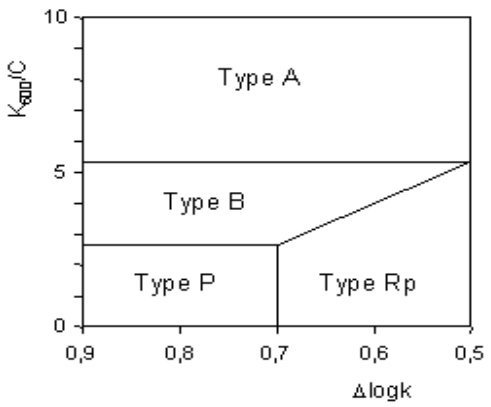



Figure III-2 : Diagramme de Kumada d'identification du type d'acides humiques

Le principe de cette méthode est basé sur la différence des propriétés spectrales des AH en fonction de leur degré de condensation, en utilisant une relation entre un indice spectral ($\Delta$logK) et une estimation du carbone en solution par le permanganate de potassium (RF).

$\Delta \log K = \log K_{400} - \log K_{600}$ :pente du spectre d'absorption

$RF = K_{600}/V$ : indice de densité de couleur

V correspond au volume de $KMnO_4$ 0,1 N nécessaire pour oxyder 30 ml de la solution d'acides humiques utilisée pour tracer le spectre UV-Visible

K est l'absorbance à 400 ou à 600 nm de cette même solution d'acide humique.

Arai *et al*. (1996) proposent une méthode simplifiée utilisant directement la concentration en carbone en solution pour le calcul du RF, évitant ainsi l'étape d'oxydation des AH par le $KMnO_4$.

$RF = K_{600}/C$, avec C la concentration en carbone en solution exprimée en $mg.l^{-1}$

Le diagramme de Kumada (Fig. III-2) représente les domaines d'identification des différents types d'AH en fonction de leurs propriétés spectrales.

Nous emploierons la méthode simplifiée d'Arai *et al*. (1996), les spectres UV - Visibles des AH ainsi que les absorbances à 400 et à 600 nm sont déterminés sur une solution d'AH à 1 % (1 mg / 100 ml) dans NaOH 0,1 N.

Les auteurs japonais (Kumada, 1987, Nanzyo *et al*., 1993a) ont également corrélé le type d'AH à la végétation. Les acides humiques de type A sont observés dans les Andosols mélaniques développés sous végétation graminéenne (*Mischantus sinensis*), alors que les AH de type P sont rencontrés dans les Andosols fulviques développées sous végétation forestière.

L'indice mélanique utilisé dans la classification des Andosols, pour la définition de l'épipedon mélanique, constitue une estimation rapide du type d'acides humiques présents dans le sol (Honna *et al.*, 1988). L'indice mélanique de la terre fine est obtenu par le rapport des absorbances d'un extrait NaOH 0,5 N à 470 et 520 nm selon la méthode de Honna *et al.* (1988). Un indice inférieur à 1,7 est caractéristique du type mélanique (type A) alors qu'un indice supérieur à 1,7 est caractéristique du type fulvique (type P).

Des travaux plus récents ont cependant mis en évidence, au moyen de la RMN, la présence de composés très aromatiques issus de la pyrolyse de la matière organique (Charred Organic Matter) lors des feux de savanes dans les Andosols mélaniques. Ces composés seraient responsables de la couleur foncée de ces sols (Golchin *et al*., 1997, Skjemstad *et al*., 1999, Schmidt *et al*., 1999). Nous emploierons donc le type d'acide humique et l'indice mélanique

comme des outils permettant de différencier les Andosols mélaniques des Andosols fulviques sans en dégager des information sur l'évolution des composés humiques.

Nous utiliserons également le coefficient chromatique Q4/6 qui donne des indications sur l'aromaticité des AH (Chen *et al*., 1977). Aucune relation entre le Q4/6 et le poids moléculaire ou la condensation n'est réellement établie, mais il est souvent admis que des rapports faibles, entre 5 et 10 traduisent une structure à dominance aromatique et condensée. Le Q4/6 est déterminé par le rapport des absorbances à 465 et à 665 nm après dissolution des AH dans une solution de $NaHCO_3$ 0,01 N.

d – Spectrophotométrie infrarouge

La spectrophotométrie infrarouge donne des renseignements sur les groupements fonctionnels portés par le composé étudié. Les spectres IR sont obtenus par pastillage sous vide de 1mg d'AH dans 200 mg de KBr anhydre, de 4000 à 500 $cm^{-1}$.

Les groupements fonctionnels identifiés correspondent :

- *aux fonctions acides –COOH :*

  bande à 1730 $cm^{-1}$ ⇨ C=O du carboxyle

  épaulement à 2600 $cm^{-1}$ ⇨ hydroxyles lies au carboxyle

  L'importance des fonctions acides est également estimé par le rapport des bandes à 1730 $cm^{-1}$ et à 1620 $cm^{-1}$ ainsi que la pente de la bande à 1730 $cm^{-1}$.

- *aux fonctions esters et amides :*

  bande à 1620 $cm^{-1}$ ⇨ liaison amide

  bande de 1560 à 1520 $cm^{-1}$ ⇨ liaison amide

  bandes à 1760 et à 1380 $cm^{-1}$ ⇨ liaison ester

- *aux groupements aromatiques :*

  large bande de 1700 à 1600 $cm^{-1}$ et pic à 1380 $cm^{-1}$

- *aux groupements aliphatiques :*

  double bande à 2920 $cm^{-1}$ ⇨ groupements $–CH_3$

  bande à 2850 $cm^{-1}$ ⇨ groupements $–CH_2–$

  bande à 1400 cm-1 ⇨ liaison C–H

- *aux fonctions alcools*

  bande entre 1100 et 1000 $cm^{-1}$ ⇨ groupements –OH des polysaccharides

e – Titrage des fonctions acides des acides humiques

Le titrage potentiométrique des composés humiques permet de quantifier les différents groupements fonctionnels acides. Il a été démontré que ce sont principalement les groupements carboxyliques qui interviennent dans la formation des complexes organo-métalliques (Stevenson, 1985, Inoue & Higashi, 1988). Le titrage des groupements acides, notamment carboxyliques, permet d'estimer la réactivité des AH vis-à-vis des métaux (Stevenson, 1985, Brunelot *et al*., 1989).

Les titrages ont été réalisées en cellule thermostatée (25 °C), sous atmosphère d'azote, dans une solution dont la force ionique est fixée à $\mu$ = 0,1 M ($NaClO_4$ 0,1 N). Un système pH-mètre, burette asservie pilotée par ordinateur, permet la saisie des données, (pH, volume de NaOH ajouté). Les acides humiques sont préalablement dispersés dans de la soude 0,025 N, le pH de cette solution est ensuite amené à 2,5 avec de l'acide perchlorique ($HClO_4$) 0,025 N pour protoner les sites acides. La solution est ensuite titrée sous contrôle pH - métrique et volumétrique jusqu'à pH 10,5 par ajout de NaOH 0,025 N.

L'application de la fonction de Gran (Gran, 1952, Bizri *et al*., 1984, Brunelot *et al*., 1989) permet de distinguer trois types d'acidités :

- les acidités fortes qui sont ionisées à des pH < 4, correspondant à une acidité minérale et à des fonctions acides organiques fortes ;
- les acidités faibles, dont le pH de dissociation est compris entre 4 et 7, correspondant essentiellement aux fonctions carboxyles et ;
- les acidités très faibles qui se dissocient à des pH compris entre 7 et 10,5, correspondant aux –OH phénoliques et aux fonctions azotées.

La fonction de Gran est définie par les équations suivantes :

(1) $F = (v_0 + v)\ 10^{-pH}$ en milieu acide $\rightarrow$ détermination des $H^+$

(2) $F = (v_0 + v)\ 10^{pH}$ en milieu basique $\rightarrow$ détermination des $OH^-$

$v_0$ : volume initial , v : volume de soude ajouté

Les volumes équivalents des acidités fortes et très faibles sont obtenus lorsque la fonction de Gran s'annule (Fig. III-3), et lorsque la dérivée partielle $\partial pH/\partial v$ s'annule (point d'inflexion) pour les acidités faibles.

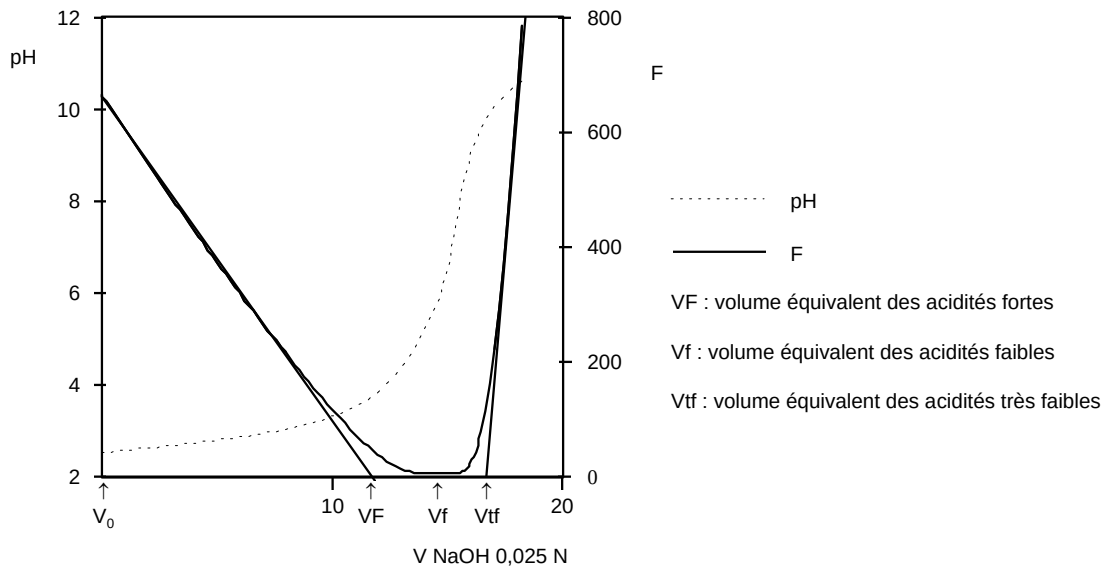



Figure III-3 : Courbe de titrage d'un acide humique, et fonction de Gran dérivée

Le titrage des fonctions acides permet également de déterminer les coefficients de dissociation des acides humiques. Deux coefficients de dissociation peuvent être déterminés :

α'= coefficient de dissociation de l'acidité faible

α''= coefficient de dissociation de l'acidité très faible

Les calculs des coefficients de dissociation sont effectués à partir des variations de pH en fonction du volume de soude ajouté en comparant le témoin et l'échantillon à pas de pH constant (0,1).

$$\alpha' a = \frac{1}{Af} \times \left( \frac{(A_0 + N_0) \times (V'' - V')}{(V_0 - V')} - AF \right)$$

$$\alpha'' a = \frac{1}{Atf} \times \left( \frac{(A_0 + N_0) \times (V'' - V')}{(V_0 - V')} - (AF + Af) \right)$$

avec

$A_0$ : concentration de $HCLO_4$ (0,056 N)

$N_0$ : concentration de NaOH (0,025 N)

AF : acidité forte des AH (eq.$l^{-1}$)

Af : acidité faible des AH (eq.$l^{-1}$)

Atf : acidité très faible des AH (eq.$l^{-1}$)

$V_0$ : volume initial de la solution (V pour dissoudre les AH + VNaOH pour amener à pH 10,5 + $VHCLO_4$ pour amener à pH 2,5)

V' : volume de NaOH pour la titrage du témoin

V'' : volume de NaOH pour la titrage des AH

L'équation d'Henderson-Hasselbach (Bizri *et al*., 1984) permet de déterminer les constantes d'acidité moyennes (Km) et leur pK (pKm) pour les polyélectrolytes que sont les acides humiques. Le pKm est obtenu lorsque $\alpha = 0,5$, c'est-à-dire lorsque 50 % des sites acides sont dissociés.

$$pKm = pH - \log\left(\frac{\alpha}{1-\alpha}\right)$$

L'évolution du coefficient de dissociation en fonction du pH permet de déterminer le pH auquel la capacité de fixation des acides humiques est maximale (pH = pKm ± 1).

B – Evaluation de la stabilité de la matière organique

La stabilité du stock de matière organique présente dans les sols étudiés a été évaluée par deux méthodes complémentaires : *i*) la datation $^{14}C$ naturel qui permet d'estimer le temps moyen de résidence du carbone et, *ii*) les tests de minéralisation au laboratoire qui donnent une estimation de la biodégradabilité de la matière organique.

a – Datation au $^{14}C$

La datation de la matière organique des sols est un moyen de déterminer sa stabilité en estimant l'âge ou le temps moyen de résidence (TMR) du carbone dans le sol. Les travaux de O'Brien & Stout (1978), de Balesdent (1982), de Balesdent & Guillet (1982), de Suharta (1992) et de Guillet (1994) ont montré que l'on pouvait relier le temps moyen de résidence de la matière organique dans les sols à un modèle de dynamique du carbone.

La datation des matières organiques du sol par le $^{14}C$ est basée sur le fait que les végétaux assimilent le $^{14}C$ contenu dans le $CO_2$ atmosphérique au cours de leur cycle végétatif et qu'à leur mort les échanges avec l'atmosphère étant interrompus la teneur en $^{14}C$ décroît selon une loi exponentielle de décroissance radioactive.

$$A(t) = A(t_0)\ e^{-\lambda(t-t_0)} \text{ avec } \lambda = \frac{Ln\ 2}{T} \qquad (1)$$

A(t) représente l'activité moyenne de l'échantillon au temps t (présent), mesurée au laboratoire, et $A(t_0)$ l'activité moyenne $^{14}C$ des plantes à leur mort, ou activité moyenne du $CO_2$ assimilé par ces plantes. T correspond à la demi-vie du carbone 14 fixée par convention à 5568 ans.

L'activité $A(t_0)$ est définie comme étant égale à 95 % de l'activité $^{14}C$ du standard international (acide oxalique du National Bureau of Standard, NBS). On peut de ce fait déduire le temps écoulé entre la mort de l'individu et le présent par la formule :

$$t = -\frac{1}{\lambda} Ln\frac{A}{A_0} = -8035\ Ln\frac{A}{A_0} \qquad (2)$$

L'activité $^{14}C$ d'un échantillon est en général exprimée par l'enrichissement isotopique, $\delta^{14}C$, qui indique son abondance en $^{14}C$ par rapport au standard NBS selon la formule :

$$\delta^{14}C\ (‰) = \frac{A\ \ échantillon - A\ \ standard}{A\ \ standard} \times 1000 \qquad (3)$$

Le paramètre $\Delta^{14}C$ est défini pour tenir compte du fractionnement isotopique qui se produit au cours de l'assimilation de $CO_2$ par les plantes et au cours de la décomposition de la matière organique dans le sol. Cette correction est obtenue par la formule :

$$\Delta^{14}C = \delta^{14}C - (2\ \delta^{13}C + 50)\left(1 + \frac{\delta^{14}C}{1000}\right) \qquad (4)$$

Cette correction concerne essentiellement les plantes en C4, les valeurs des $\delta^{13}C$ des plantes en C3 proches de -25 ‰ entraînent des modifications mineures sur le $\delta^{14}C$. L'équation (3) peut ainsi s'écrire sous la forme :

$$\text{Age} = -8035\ Ln\left(1 + \frac{\Delta^{14}C}{1000}\right) \qquad (5)$$

La matière organique d'un sol est constituée par des éléments d'âges très différents en permanent renouvellement. Le pool de matière organique est affecté par des apports annuels (humification de la matière organique de la litière) et des pertes par minéralisation.

L'activité $\Delta^{14}C$ obtenue par mesure correspond à l'activité moyenne du carbone contenu dans l'échantillon. Balesdent (1982) a montré que l'âge moyen obtenu à partir de cette activité par la formule (5) ne correspond pas au temps moyen de résidence du carbone organique dans le sol, et que celui-ci dépend de la loi de distribution du carbone dans des compartiments d'âges différents. En effet, le temps moyen de résidence du carbone dans le sol est supérieur à l'âge calculé, car ce sont les éléments les "plus jeunes" qui tendent à disparaître les premiers alors que se constitue un pool stable qui est constitué en général d'éléments "plus vieux". D'autre part, cette formule n'est pas applicable pour les $\delta^{14}C$ positifs dus aux essais nucléaires atmosphériques dans les années 60. Balesdent (1982) et Balesdent & Guillet (1982) ont élaboré un modèle selon l'hypothèse d'une distribution exponentielle des âges des éléments dans le sol (mélange parfait).

Sur la base de cette hypothèse, la courbe $\Delta^{14}C$ = f (TMR) est construite en calculant l'activité correspondant à des populations ayant des TMR connus en intégrant l'activité due aux bombes et la décroissance de l'activité de l'échantillon en fonction du temps.

La courbe présentée sur la figure III-4 a été établie pour l'année 1995. Sur ce graphe est également reportée la décroissance de l'activité d'un échantillon qui n'aurait pas été pollué par les bombes nucléaires. On considèrera que l'erreur faite sur des échantillons prélevés en octobre 1996 est négligeable.

Le TMR d'un échantillon est donc obtenu en reportant l'activité $^{14}C$ mesurée sur cette courbe. Nous avons employé la branche descendante de la courbe pour les échantillons organo-minéraux de l'horizon A1, la branche ascendante est utilisée pour des échantillons "plus jeunes", de litière par exemple (Suharta, 1992).

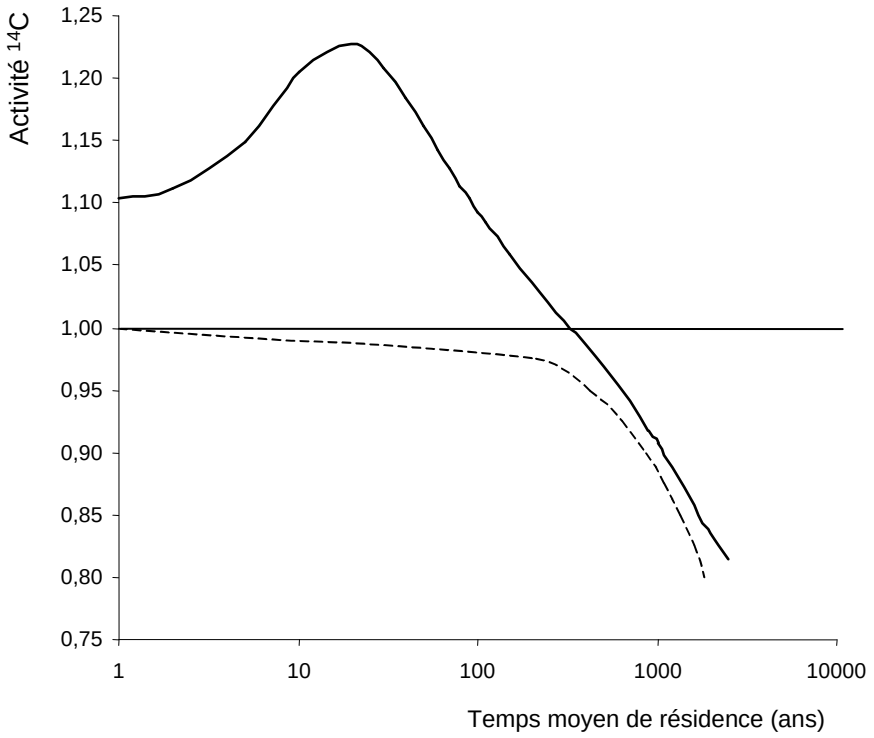



Figure III-4 : Courbe représentant la relation entre l'activité $^{14}C$ et l'âge moyen.
Courbe construite pour un modèle de distribution exponentielle des âges (Balesdent, 1982), pour l'année 1995. La courbe en pointillé correspond à la décroissance radioactive d'un échantillon non pollué par les bombes.

Balesdent (1982) a montré que l'hypothèse du mélange parfait est applicable, pour estimer avec précision le TMR des matières organiques, uniquement dans les horizons biologiquement actifs (A1). La distribution exponentielle des âges implique une vitesse de minéralisation constante pour tous les éléments quels que soient leur âge, et ne tient pas compte de la constitution d'un pool stable dans le sol. De ce fait, le modèle de distribution exponentielle

pour le calcul du TMR ne sera appliqué que pour les horizons A1 et A2. Pour les horizons A3 et A4, l'âge corrigé obtenu par l'équation (5), sera pris en compte et le TMR omis.

Nous avons employé la méthode de datation par synthèse et scintillation liquide du benzène, mise au point par Hassko *et al*. (1974) modifiée par Balesdent (1982). La terre fine (fraction < 50 µm), équivalent à 5 g de carbone, est brûlée dans un tube en quartz sous un courant d'$O_2$. Le $CO_2$ issu de la combustion suit un cycle de purification (élimination des incondensables et de la vapeur d'eau) avant d'être converti en acétylène et trimérisé en benzène (Evin, 1992).

Les comptages de l'activité $^{14}C$ ($\beta^-$) ont été réalisés par scintillation, après addition d'un liquide scintillateur au benzène $^{14}C$, pendant une centaine d'heures.

b – Minéralisation au laboratoire de la matière organique

Les incubations ont été réalisées sur des sols frais tamisé à 4 mm (15 g équivalent sol sec), à une humidité voisine de 75 % de la capacité au champ, et à une température de 25 °C. Les incubations ont été poursuivies pendant 60 jours, avec prélèvements réguliers de l'atmosphère des flacons et dosage du $CO_2$ dégagé par absorption IR à 2325,6 $cm^{-1}$ (Binos 1004 Gas Analyser). L'atmosphère des flacons est renouvelée après chaque prélèvement par balayage d'air exempt de $CO_2$ (barbotage dans NaOH 2 N) et humide (barbotage dans de l'eau distillée). La concentration volumique en $CO_2$ dans l'atmosphère des flacons est transformée en ‰ du carbone initial.

C – Détermination du rapport isotopique $\delta^{13}C$

L'abondance des isotopes naturels du carbone permet de déterminer l'origine de la matière organique humifiée des sols. Les plantes en C3 et en C4, du fait de processus de photosynthèse distincts ont un fractionnement isotopique du carbone différent au cours de l'assimilation du $CO_2$ (Smith & Epstein, 1971). Les plantes en C3 assimilent relativement moins de $^{13}C$ que les plantes en C4. Le $\delta^{13}C$ de l'atmosphère est voisin de -7 ‰, celui des plantes en C3 est compris entre -23 et - 40 ‰ (moyenne -27 ‰) alors que celui des plantes en C4 est compris entre -9 et -19 ‰ (moyenne -12 ‰).

La différence de rapport isotopique, bien qu'affectée au cours des processus de biodégradation, persiste au niveau de la matière organique humifiée, et l'on peut ainsi déterminer

l'origine de la matière organique des sols. Le $\delta^{13}C$ de la matière organique d'un sol sous végétation de plantes en C3 est compris entre - 24 et -29 ‰, alors que celui de la matière organique d'un sol sous végétation en C4 est compris entre -12 et -14 ‰ (Balesdent *et al*. 1987, Mariotti, 1991, Schwartz, 1991, Schwartz *et al*., 1992, Boutton *et al*., 1998).

La détermination du $\delta^{13}C$ permet également d'étudier la dynamique de l'accumulation actuelle dans les sols (Balesdent *et al*., 1990, Balesdent & Mariotti, 1996, Boutton *et al*., 1998) comme dans les paléosols (Cerling *et al*., 1989).

La détermination du $\delta^{13}C$ a été réalisée par combustion en tube scellé en présence d'excès de $Cu_2O$, purification du $CO_2$ et mesure du rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$ sur un spectromètre de masse (VG 602 D) par rapport au standard international, le PDB (NBS).

Le $\delta^{13}C$ est obtenu par le calcul suivant :

$$\delta^{13}C\ (‰) = \frac{R\ \ échantillon - R\ \ standard}{R\ \ standard} \times 1000 \qquad \text{où R est le rapport isotopique } ^{13}C/^{12}C$$

## III.2 Observations en microscopie électronique

La microscopie électronique couplée à la microanalyse a été employée d'une part, pour des observations ultrastructurales d'agrégats (MET) dans le but d'observer à une échelle très fine les interactions entre la matière organique et la phase minérale et, d'autre part, pour l'identification de formes pouvant correspondre à des phytolithes dans la fraction limons fins du sol (MEB).

L'observation au MEB des phytolithes et des limons fins a été réalisée après dépose des poudres sur une platine et métallisation à l'or pour l'observation et au carbone pour l'analyse en EDX.

Nous avons employé la méthode de préparation des échantillons de sol préconisée par Villemin & Toutain (1987) pour éviter toute perturbation. Les agrégats ont été fixés sur le terrain immédiatement après l'échantillonnage à l'aide du tetroxyde d'osmium ($OsO_4$) pour perturber le moins possible les échantillons. Les échantillons ont ensuite été déshydratés par trempage des bains successif d'acétone / eau (20, 40, 60, 80, 100 % v /v), inclus dans de la résine époxy (Epon 820). Les coupes ultrafines (80-100 nm) ont été réalisées à l'aide d'un ultramicrotome, et colorées par l'acétate d'uranyle et contrastées au citrate de plomb (Reynolds, 1963). Les coupes destinées à la microanalyse n'ont pas été colorées. Les coupes ont été observées sur un microscope à transmission couplé aux systèmes de microanalyse EELS (Electron Energy Loss Spectrometry), et EDX (Energy Dispersive X-Rays Spectroscopy).

Les observations ont été couplées à la microanalyse pour déterminer la composition des objets observés. La microanalyse en perte d'énergie des électrons transmis (EELS, Electron Energy Loss Spectroscopy) a permis de détecter et de quantifier les éléments “légers” (C, N, Ca,…), et l'analyse EDX (Energy Dispersive X-Rays Spectroscopy) les éléments “lourds” (Fe, Al, Ti, Mg, Si,...) (Villemin *et al*., 1995, Watteau *et al*., 1996).

## III.3 Etude des propriétés physiques

L’étude des propriétés physiques des Andosols des “Hautes Terres” des Nilgiri a porté sur l’étude de la stabilité structurale, et des propriétés hydriques avec des mesures de rétention d’eau, et des cinétiques de séchage à 40 °C.

Les échantillons utilisés pour l'étude des propriétés physiques ont été prélevés dans des cylindres de différentes tailles en perturbant le moins possible la structure du sol sauf pour l'étude de la stabilité structurale, réalisée sur des sols prélevés en vrac.

Des cylindres de 28 $cm^3$ ont été utilisés pour les cinétiques de séchage à 40°C, les courbes de rétention d'eau, et la stabilité des agrégats en fonction de la succion appliquée.

A – Stabilité des agrégats

a – Généralités

Les principaux mécanismes intervenant dans la stabilité structurale sont : *i*) la désagrégation par éclatement, *ii*) la désagrégation mécanique, *iii*) le gonflement et *iv*) la dispersion physico-chimique (Le Bissonnais & Le Souder, 1995, Le Bissonnais, 1996). La cohésion entre les particules est également un facteur important de la stabilité structurale (Concaret, 1967, Dexter, 1991).

La stabilité structurale est corrélée à la teneur en argile et à la teneur en carbone pour les sols argileux et les sols limoneux (sols bruns, sols ferrallitiques,...). Pour les Andosols, il existe une forte corrélation entre la teneur en carbone et en constituants “amorphes” et para-cristallins exprimés par l'aluminium extractible à l'oxalate d'ammonium (Egashira *et al*., 1983, Churchman & Tate, 1987, Nanzyo *et al*., 1993b). Ces agents interviennent par cimentation des particules et diminution de la porosité. La stabilité structurale importante des agrégats des Sols Ferrallitiques et des Andosols est reliée à une forte microagrégation, du fait de la cimentation des particules par de la gibbsite ou des allophanes (Bartoli *et al*., 1992, 1998).

La stabilité structurale des sols riches en carbone est également reliée au caractère hydrophobe de la matière organique qui diminue la vitesse de pénétration de l'eau dans les micropores et de ce fait diminue l'éclatement des agrégats (Concaret, 1967, Tisdall & Oades, 1982, Bartoli *et al*., 1988, 1992).

Dans le cas des Andosols, l'état hydrique du sol est un paramètre important de la stabilité des agrégats (Egashira *et al*., 1983, Colmet-Daage *et al*.,1972a, b, Nanzyo *et al*., 1993b). Un séchage trop prononcé peut entraîner une déstructuration irréversible du sol par fragmentation des agrégats millimétriques en microagrégats pouvant être exportés par érosion. La stabilité structurale est plus importante à des teneurs en eau proches de la saturation lorsque les forces de cohésion sont maximales sous l'effet des propriétés colloïdales des composés allophaniques et des complexes organo-métalliques.

b – Protocole expérimental

Les tests de désagrégation ont d'abord été menés sur des sols humides. Deux grammes de sol sont placés sur un tamis circulaire de 200 µm plongeant dans 200 ml d'eau et soumis à une agitation rotative pendant 6 h selon un dispositif inspiré des travaux de Kemper & Rosenau (1980) et mis au point au CPB (Bartoli *et al*., 1991). Les proportions d'agrégats stables, exprimées en pourcentage de sol sec à 105 °C, sont déterminées par pesée de la fraction > 200 µm restant sur le tamis corrigée de la teneur en sables grossiers.

En ce qui concerne les tests de stabilité des agrégats après application des différentes succions utilisées pour les mesures de rétention d'eau, les échantillons sont récupérés après passage aux presses à membranes et la stabilité des agrégats. Les cylindres de sols non perturbés sont délicatement découpés en quatre parties. L'une des parties sert à la mesure de la teneur en eau, les trois autres aux mesures de teneurs en agrégats stables à l'eau, exprimée en pourcentage de poids de sol sec à 105 °C.

B – Courbes de rétention d'eau

a – Généralités

La rétention de l'eau dans le sol correspond à l'énergie avec laquelle l'eau est retenue dans les pores. Du fait des vitesses lentes de déplacement de l'eau dans le sol, l'énergie cinétique est négligeable, l'énergie totale est assimilable à l'énergie potentielle. L'énergie potentielle ($\Psi$) détermine l'état et les mouvements de l'eau dans le sol et se décompose en trois composantes $\Psi = \Psi_g + \Psi_o + \Psi_p$ :

- $\Psi$g, le potentiel gravitaire, dépend de la position du sol par rapport au niveau topographique de référence ;
- $\Psi$o, le potentiel osmotique correspond à la perte d'énergie potentielle de l'eau en présence de sels dissous par rapport à l'eau pure ; ce potentiel est négligeable lorsque la solution du sol est diluée ;
- $\Psi$p est le potentiel de pression pour lequel on distingue également 3 cas :

  $\Psi_p > 0$ dans le cas d'infiltration et de drainage sous une nappe d'eau (submersion)

  $\Psi_p = 0$ à la surface d'une nappe d'eau libre (ruissellement)

  $\Psi_p < 0$, le potentiel de pression résulte des forces capillaires et d'adsorption de l'eau sur les particules solides, qui diminuent la pression de l'eau par rapport à l'eau libre ; ce potentiel négatif correspond au potentiel matriciel.

En général, dans les sols, le potentiel matriciel de l'eau, ou succion matricielle, détermine la rétention et la circulation de l'eau dans le sol car l'eau gravitaire n'est pas retenue par le sol. Le potentiel matriciel est la résultante des forces d'adhésion de l'eau sur les particules solides, d'ascension et de rétention capillaire dans les pores.

L'application des lois de Jurin et de Laplace permet de mettre en relation la succion matricielle et la taille des pores (rayon), assimilés à des capillaires cylindriques. Le rayon équivalent du pore peut être calculé en utilisant la valeur de la succion nécessaire pour vidanger les pores d'un rayon équivalent supérieur (Hillel, 1988) par la formule :

$$\mathbf{R = (2\gamma Cos\theta)/P}$$

$\gamma$ : tension superficielle à l'interface liquide / solide (72 $10^{-3}$ $Nm^{-1}$ à 20°C), et

$\theta$ : angle de courbure de l'interface au niveau du ménisque (0° pour l'eau).

On peut donc déduire de ces relations que la vidange de pores de diamètres de plus en plus petits nécessite l'application de pressions élevées (Tableau III-1).

Tableau III-1 : Diamètre des pores drainés en fonction de la succion appliquée

| Pression d'air appliquée (kPa, 1 bar = 100 kPa) | Hauteur de la colonne d'eau (cm) | Diamètre maximal des pores remplis d'eau (µm) | pF |
|---|---|---|---|
| 1 | 10 | 300 | 1,0 |
| 10 | 100 | 30 | 2,0 |
| 100 | 1000 | 3 | 3,0 |
| 1000 | 10000 | 0,3 | 4,0 |
| 1580 | 15800 | 0,19 | 4,2 |

Les courbes de rétention d'eau en fonction de la succion appliquée renseignent sur la localisation de l'eau lors de son extraction et permettent ainsi d'établir le spectre poral du sol. La distribution des pores est obtenue en considérant la vidange progressive des pores de taille décroissante en fonction de la contrainte appliquée. Cette relation ne s'applique en toute rigueur qu'à un matériau rigide (absence de retrait lors du séchage) et implique que les pores se vident successivement. Bruand (1986) a montré que ces hypothèses sont fausses du fait du phénomène de retrait du sol, mais cette méthode permet en première approximation d'obtenir la répartition des pores dans l'échantillon étudié. Il y a aussi le fait que les pores ne sont pas des tubes capillaires parallèles, mais des réseaux de pores interconnectés. Le degré de connectivité et l'interface pores - solide de géométrie fractale, expliquent largement les données (Gomendy, 1996). On peut d'autre part considérer que pour les sols riches en matière organique, Cos θ n'est pas égal à 1 du fait d'une certaine hydrophobicité.

b – Protocole expérimental

Les échantillons de sol non perturbés ont été préalablement saturés en eau par remontée capillaire sous cloche pendant 48 h. Les mesures de rétention d'eau au laboratoire ont été réalisées en appliquant aux échantillons de sols saturés des pressions pneumatiques, dans une enceinte close, en pression de vapeur saturante (presses à plaques poreuses de céramique). L'eau retenue dans les pores du sol d'un rayon r est drainée lorsque la pression pneumatique appliquée est supérieure à la succion matricielle.

Nous avons appliqué 6 succions différentes aux échantillons (Tableau III-2). Pour les pressions les plus faibles, plusieurs semaines ont été nécessaires pour obtenir l'équilibre.

Tableau III-2 : Pressions pneumatiques appliquées pour déterminer la rétention d'eau

| Pression pneumatique appliquée (kPa) | pF | Diamètre des pores drainés (µm) |
|---|---|---|
| 10 | 2 | 30 |
| 20 | 2,3 | 14 |
| 40 | 2,6 | 7 |
| 60 | 2,8 | 4,8 |
| 250 | 3,4 | 1,2 |
| 300 | 3,5 | 0,8 |

C – Cinétiques de séchage à 40 °C

Les cinétiques de séchage du sol permettent d'avoir une idée des transferts d'eau dans le sol en fonction d'une pression appliquée. En effet le séchage peut être assimilé à l'application d'une pression. Le seul inconvénient est que nous ne connaissons pas la pression en fonction du temps pour évaluer les conductivités hydrauliques.

Les cinétiques de séchage sont obtenues par le suivi informatisé du poids d'un cylindre de 28 $cm^3$, préalablement saturé en eau par remontée capillaire sous cloche pendant 48 h, placé dans une chambre thermostatée à 40 °C (24 h de séchage avec une pesée toutes les 15 mn). Ces données permettent de tracer les courbes de cinétique de déshydratation des échantillons. La cinétique de rétraction de l'échantillon au cours du séchage a également été mesurée sur un cylindre de sol humide (humidité du terrain) non saturé.

# CHAPITRE II

# LES ANDOSOLS DE LA REGION OUEST DU MASSIF DES NILGIRI

## INTRODUCTION

Ce chapitre porte sur l'étude des Andosols de la région Ouest des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri avec pour objectifs de dégager les facteurs qui déterminent l'apparition des propriétés andiques et l'accumulation de la matière organique.

Ce chapitre est organisé en trois paragraphes portant sur l'étude des constituants des sols :

- caractérisation globale des sols et étude des constituants minéraux ;
- étude des constituants organo-métalliques ;
- caractérisation de la matière organique.

Nous montrerons en fait que ces “compartiments” ne sont pas indépendants et que les associations organo-métalliques jouent un rôle déterminant dans les propriétés de ces sols.

# I CARACTERES GENERAUX DES ANDOSOLS DES "HAUTES TERRES" DES NILGIRI

## I.1 Description des profils

La description des profils Nilg 4 et Nilg 16, choisis comme profils de référence des Andosols de la région Ouest du massif des Nilgiri, est présentée dans les pages suivantes. Cette description comprend une fiche de caractérisation analytique des sols. La description des profils complémentaires d'Andosols (Nilg 18, UB 1, UB 3, NP 3) est présentée en annexe II.

Nous emploierons le système de la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1998) pour la dénomination des horizons des sols étudiés.

La planche photo II présente les profils d'Andosols de la région Ouest des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri et la figure III-5 leur localisation sur la carte hypsométrique et pluviométrique.

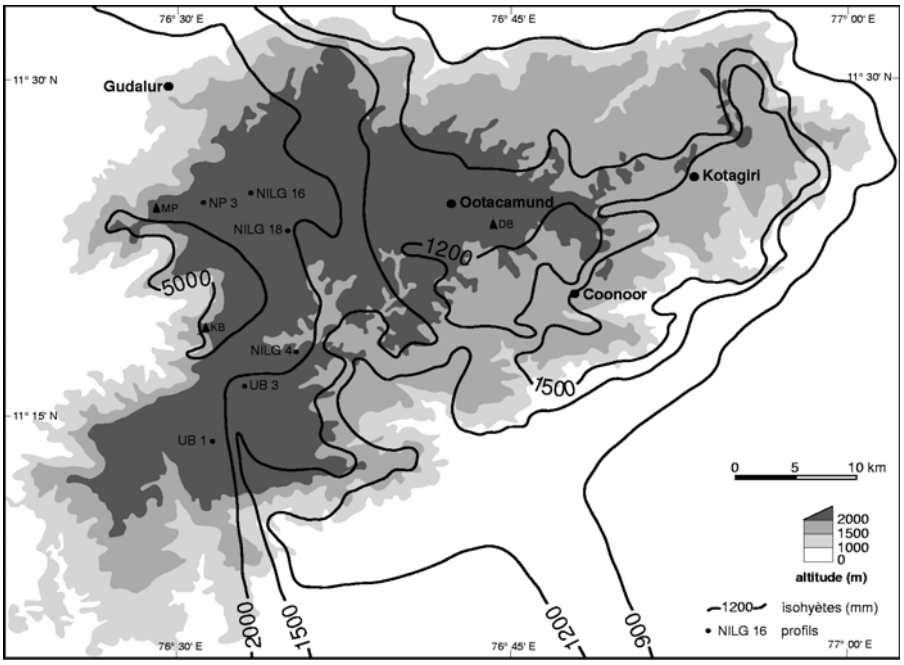



Figure III-5 : Localisation des profils d'Andosols sur les "Hautes Terres" des Nilgiri

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE II

*Andosols de l'Ouest du massif des Nilgiri*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |

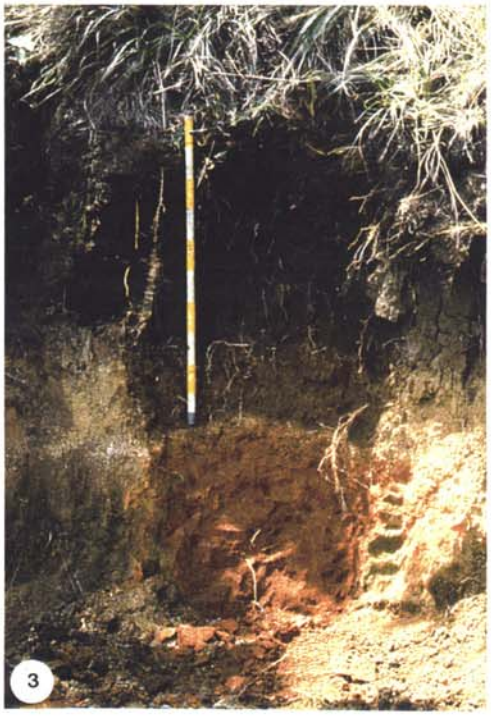
1 : Profil Nilg 4.

2 : Profil Nilg 16.

3 : Profil Nilg 18.

4 : Profil UB 1.

PLANCHE PHOTO II



PROFIL NILG 4

| Horizon | |
|---|---|
| | Litière de feuilles abondante. Feuilles entières et nombreux débris foliaires mélangés à de la terre fine (turricules de vers de terre). Présence de pourritures blanches provoquant la décoloration des feuilles. Abondantes déjections d'enchytréides. Bois mort très abondant, envahi par les champignons de la pourriture blanche. Humus de type mull oligotrophe. |
| A1 | De 0 à 10 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Très humifère, contenant des débris végétaux. Structure grumeleuse très fine, très friable. Argilo-limoneux. Très poreux. Présence de très nombreuses racines fines. Activité de vers de terre et d'enchytréides. |
| A2 | De 10 à 30 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Humifère. Structure grumeleuse fine à massive, friable. Argilo-limoneux. Abondantes racines. |
| A3 | De 30 à 55 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Horizon humifère, pas d'éléments grossiers, structure massive à polyédrique anguleuse, friable. Porosité importante. Limono-argilo-sableux. Présence de racines. |
| Bw | De 55 à 65 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Argilo-sableux. Nombreux éléments grossiers (80 % volume), horizon gravillonnaire. Friable, très poreux. Transition assez brutale en 5 cm. |
| 2Bo1 | De 65 à 110 cm : Rouge foncé (2.5 YR 3/6 humide). Non organique, présence de quelques éléments grossiers. Structure massive. Friable à l'état frais et dur à l'état sec. Argiles et sables grossiers Présence de quelques racines. Très poreux (micro porosité). |
| 2Bo2 | De 110 à 150 cm : Rouge foncé (2.5 YR 3/6 humide). Non organique, pas d'éléments grossiers, pseudoparticules. Structure massive. Friable à l'état frais et dur à l'état sec. Poreux, quelques racines. |

Commentaires

Le profil Nilg 4 échantillonné sous forêt présente une litière abondante constituée de feuilles récentes non décomposées mais aussi de feuilles décomposées envahies par les champignons de la pourriture blanche. La litière n'est pas prise en compte dans le calcul du stock organique du sol mais elle peut représenter dans certains cas des quantités non négligeables de carbone qu'il est cependant difficile d'estimer. Blasco & Tassy (1975) estiment les chutes de litières à 5567 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$, alors que Venkataramanan & Chinamani. (1978) les estiment à 2121 $g.ha^{-1}.an^{-1}$, ce qui représente une variabilité importante.

**PROFIL NILG 4**

Localisation : Lieu-dit Avalanche
Coordonnées : 11°17'56" N - 76°35'57" E (carte 1/50000 – 58 A/11)
Altitude : 2200 m
Géologie : charnockite profondément altérée
Végétation : shola dégradée
Topographie : mi-pente d'une colline convexe

| **Profondeur** (cm) | 0-30 | 30-55 | 55-65 | 65-110 | 110-150 |
|---|---|---|---|---|---|
| **Horizon** | A1 | A2 | Bw | 2Bo1 | 2Bo2 |
| **pH** | | | | | |
| eau | 5,09 | 4,93 | 5,01 | 5,03 | 5,04 |
| KCl N | 4,38 | 4,21 | 4,35 | 4,44 | 4,90 |
| Δ pH | -0,71 | -0,72 | -0,66 | -0,59 | -0,14 |
| **Analyse granulométrique HMP-oxalate** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Eléments grossiers | 290 | 220 | 510 | 40 | 50 |
| Sables grossiers | 158 | 240 | 407 | 289 | 324 |
| Sables fins | 61 | 60 | 70 | 87 | 103 |
| Limons grossiers | 27 | 19 | 22 | 19 | 20 |
| Limons fins | 203 | 173 | 103 | 112 | 89 |
| Argiles | 551 | 508 | 399 | 493 | 464 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Carbone | 79,3 | 40,0 | 20,6 | 10,1 | 6,5 |
| Azote | 4,5 | 2,2 | 1,1 | 0,7 | 0,4 |
| C/N | 17,6 | 17,9 | 19,6 | 13,6 | 18,6 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |
| Ca | 5,62 | 0,04 | 0,10 | 0,11 | 0,15 |
| Mg | 1,70 | 0,13 | 0,13 | 0,07 | 0,13 |
| Na | 0,03 | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,03 |
| K | 0,94 | 0,18 | 0,21 | 0,22 | 0,06 |
| Somme | 8,29 | 0,42 | 0,51 | 0,50 | 0,37 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 35,15 | 24,25 | 14,25 | 9,00 | 4,25 |
| Saturation (%) | 24 | 2 | 4 | 6 | 9 |
| **Eléments acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |
| Al | 3,22 | 2,77 | 2,58 | 1,13 | 0,73 |
| Mn | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Perte au feu | 223 | 155 | 139 | 125 | 114 |
| Quartz + insolubles | 250 | 270 | 302 | 304 | 374 |
| $SiO_2$ | 196 | 201 | 127 | 183 | 126 |
| $Al_2O_3$ | 188 | 210 | 238 | 249 | 236 |
| $Fe_2O_3$ | 107 | 133 | 171 | 137 | 148 |
| $TiO_2$ | 10 | 18 | 19 | 14 | 15 |
| MnO | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 |
| MgO | 10 | 10 | 5 | 4 | 1 |
| CaO | 3 | 1 | 1 | 0 | 0 |
| $K_2O$ | 6 | 8 | 6 | 10 | 4 |
| $Na_2O$ | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| $P_2O_5$ | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Total | 995 | 1009 | 1009 | 1027 | 1018 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 1,77 | 1,63 | 0,91 | 1,25 | 0,91 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | 1,30 | 1,16 | 0,62 | 0,98 | 0,65 |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 72,52 | 70,42 | 40,64 | 44,86 | 16,33 |

**PROFIL NILG 16**

| Horizon | |
|---|---|
| | Litière de feuilles d'eucalyptus mélangées à de la terre fine (déjections de vers de terre). Très nombreuses déjections d'enchytréides. Très peu de bois mort au sol. Présence de pourritures blanches. Humus de type mull oligotrophe. |
| A1 | De 0 à 20 cm : Brun foncé (7.5 YR 3/2 humide). Très humifère, structure grumeleuse fine friable. Argilo-limoneux, très poreux, présence de nombreuses racines. |
| A2 | De 20 à 45 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Horizon humifère. Structure massive à prismes à l'état humide à polyédrique anguleuse fine, friable à l'état sec. Présence de racines et de quelques éléments grossiers. Très poreux. |
| A3 | De 45 à 60 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Horizon humifère. Structure massive à prismes à l'état humide à polyédrique anguleuse, friable à l'état sec. Argilo-limoneux Présence de racines. Très poreux |
| A4 | De 60 à 70 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Horizon humifère. Structure massive. Argilo-limoneux. Quelques éléments grossiers. Très poreux. Transition assez brutale en 5 cm. |
| Bw | De 70 à 85 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Très friable, argilo-sableux. Nombreux éléments grossiers, 80 % du volume (nodules et fragments de roche pourrie), horizon gravillonnaire. Transition en 10 cm. très poreux. |
| 2Bo1 | De 85 à 100 cm : Rouge (10 R 4/6 humide). Non organique. Structure massive. Consistance friable (sol humide) à dure (sol sec), présence de quelques éléments grossiers. Très poreux (micro porosité). |
| 2Bo2 | De 100 à 160 cm : Rouge (10 R 4/6 humide). Non organique. Structure massive, friable (humide) dure (sol sec). |

Commentaires :

Le profil Nilg 16 se situe dans une zone où l'altérite ferrallitique (horizons 2Bo) est très épaisse. Au niveau de barrages hydroélectriques on peut observer l'altérite jusqu'à des profondeurs supérieures à 20 m. Les sols de cette zone sont caractérisés par un Ki très faible au niveau de l'altérite, traduisant la dominance de la gibbsite.

La ligne de graviers est très développée dans les profils situés à l'Ouest du massif (Nilg 16, Nilg 18) et peut atteindre 20 cm d'épaisseur. Il n'est pas rare d'observer au niveau de l'horizon gravillonnaire des fragments de roche altérée et des blocs de charnockites recouverts d'une pellicule d'oxydes de couleur rouille formée de dépôts concentriques (Planche photo IX).

**PROFIL NILG 16**

Localisation : Lieu-dit Mukurti Dam
Coordonnées : 11°24'57" N - 76°34'50" E (carte 1/50000 – 58 A/11)
Altitude : 2100 m
Géologie : charnockite profondément altérée
Végétation : plantation d'eucalyptus et d'acacia sur une ancienne savane
Topographie : mi-pente d'une colline convexe

| **Profondeur** (cm) | 0-20 | 20-45 | 45-60 | 60-70 | 70-85 | 85-100 | 160 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Horizon** | A1 | A3 | A3 | A4 | Bw | 2Bo1 | 2Bo2 |
| **pH** | | | | | | | |
| eau | 4,54 | 4,85 | 5,37 | 5,56 | 5,62 | 5,75 | 5,89 |
| KCl N | 4,00 | 4,41 | 4,47 | 4,55 | 4,61 | 5,91 | 6,26 |
| Δ pH | -0,54 | -0,44 | -0,90 | -1,01 | -1,01 | 0,16 | 0,37 |
| **Analyse granulométrique HMP-oxalate** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Eléments grossiers | 10 | 0 | 130 | 540 | 750 | 100 | 0 |
| Sables grossiers | 40 | 59 | 145 | 333 | 288 | 142 | 69 |
| Sables fins | 28 | 21 | 19 | 17 | 31 | 48 | 51 |
| Limons grossiers | 32 | 24 | 15 | 12 | 17 | 23 | 18 |
| Limons fins | 479 | 498 | 213 | 159 | 132 | 112 | 99 |
| Argiles | 421 | 399 | 608 | 480 | 533 | 675 | 764 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Carbone | 139,0 | 81,8 | 49,2 | 31,4 | 26,6 | 6,4 | 3,4 |
| Azote | 8,5 | 4,8 | 2,6 | 1,5 | 1,4 | 0,6 | 0,6 |
| C/N | 16,4 | 17,0 | 18,8 | 20,4 | 18,5 | 10,8 | 6,1 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Ca | 0,84 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,29 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,32 | 0,01 | 0,09 | 0,21 | 0,28 | 0,02 | 0,04 |
| Na | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,31 | 0,12 | 0,16 | 0,15 | 0,10 | 0,01 | 0,02 |
| Somme | 1,49 | 0,13 | 0,25 | 0,43 | 0,67 | 0,03 | 0,06 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 41,25 | 29,35 | 26,05 | 21,20 | 17,65 | 4,15 | 2,60 |
| Saturation (%) | 4 | 0 | 1 | 2 | 4 | 1 | 2 |
| **Eléments acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Al | 5,10 | 2,41 | 0,91 | 0,60 | 0,54 | 0,03 | 0,00 |
| Mn | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Perte au feu | 335 | 253 | 197 | 164 | 197 | 212 | 219 |
| Quartz + insolubles | 208 | 218 | 198 | 165 | 163 | 83 | 36 |
| $SiO_2$ | 146 | 155 | 168 | 157 | 101 | 46 | 62 |
| $Al_2O_3$ | 183 | 217 | 239 | 256 | 309 | 402 | 437 |
| $Fe_2O_3$ | 94 | 119 | 153 | 242 | 212 | 232 | 225 |
| $TiO_2$ | 11 | 11 | 11 | 14 | 15 | 16 | 21 |
| MnO | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| MgO | 10 | 11 | 13 | 10 | 7 | 2 | 2 |
| CaO | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $K_2O$ | 5 | 6 | 10 | 8 | 6 | 6 | 7 |
| $Na_2O$ | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| $P_2O_5$ | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Total | 993 | 991 | 992 | 1019 | 1013 | 1001 | 1012 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 1,36 | 1,21 | 1,20 | 1,04 | 0,56 | 0,20 | 0,24 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | 1,02 | 0,90 | 0,85 | 0,65 | 0,39 | 0,14 | 0,18 |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 58,21 | 69,05 | 89,26 | 66,49 | 49,87 | 21,94 | 25,09 |

## I.2 Caractéristiques générales des sols

A – pH

Les sols sont relativement acides avec des pH souvent inférieurs ou égaux à 5 aussi bien dans le matériau ferrallitique que dans l'horizon andique superficiel. Le pH KCl supérieur au pH eau dans le matériau ferrallitique, est dû aux propriétés de surface des oxy-hydroxydes métalliques contenus dans ce matériau (charges nettes positives). En revanche, le pH KCl inférieur au pH eau (avec des ΔpH de l'ordre de -0,5 à -1) dans l'horizon andique, traduit la présence d'éléments acides échangeables. Les pH des Andosols des Nilgiri se situent dans la gamme des pH observés pour les Andosols non-allophaniques (Shoji *et al*., 1993b).

B – Cations échangeables et capacité d'échange cationique

Le matériau ferrallitique (horizons 2Bo) présente une CEC faible et un taux de saturation inférieur à 10 %. La figure III-6 montre que la teneur en carbone, bien qu'elle soit faible, intervient dans la CEC des horizons 2Bo. La forte corrélation entre le carbone et la CEC met en évidence une faible capacité d'échange des minéraux secondaires (oxydes) du matériau ferrallitique. La combinaison d'une faible CEC, de faible teneurs en Al échangeable et d'un pH KCl > 5, permet l'identification de propriétés acriques[7] caractéristiques des matériaux "allitiques".

Les horizons A présentent une CEC plus importante (de 25 à 40 cmol(+).kg$^{-1}$) que les horizons 2Bo, et également un taux de saturation faible, sauf au niveau de l'horizon A1 du profil Nilg 4 (25 % pour l'horizon A1 et seulement quelques % pour les horizons sous-jacents). L'Al échangeable est le cation échangeable majoritaire de ces horizons avec des valeurs pouvant atteindre 3,5 cmol(+).kg$^{-1}$. Les fortes teneurs en Al échangeable sont responsables du caractère alique, ou aluandique, souvent rencontré pour les Andosols non-allophaniques (Nanzyo *et al*., 1993a).

[7] Les propriétés acriques (acrudoxiques), définies dans la Soil Taxonomy (1999) pour l'Ordre des Oxisols, correspondent à un pH KCl > 5 et une somme (ECEC + Al ech.) < 2 cmol(+).kg$^{-1}$. Elles traduisent la prédominance d'oxydes secondaires dans le matériau dont les propriétés de surface (point isoélectrique élevé) entraînent un pH KCl > 5 et par conséquent l'absence d'Al échangeable.

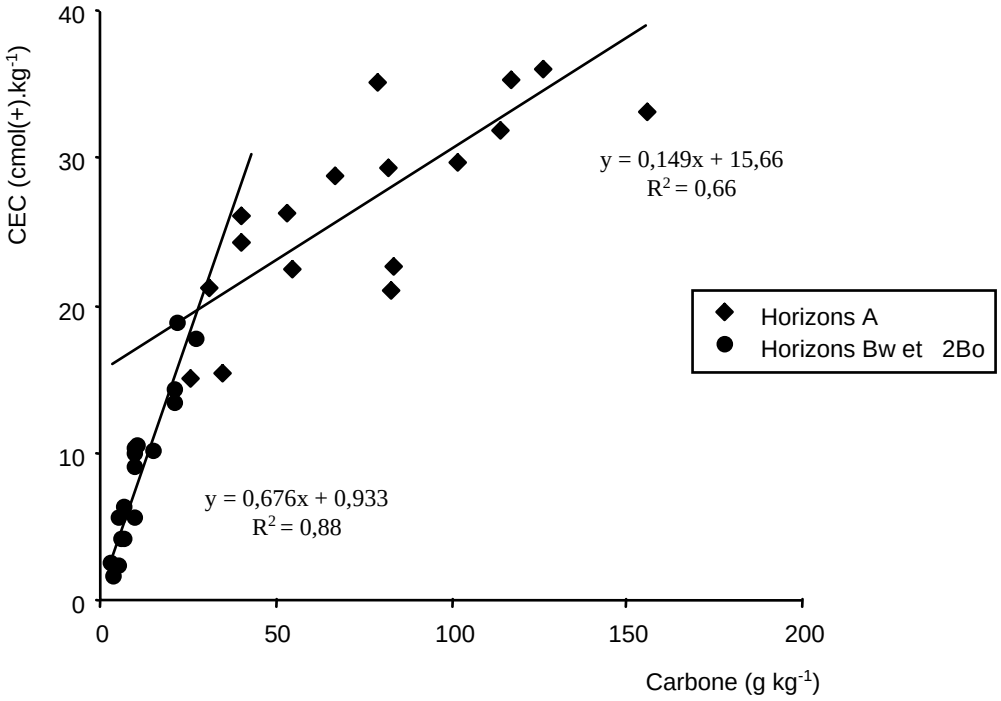



Figure III-6: Relation entre le taux de carbone et la CEC

La figure III-6 montre la contribution importante de la matière organique dans la CEC de ces sols au niveau des horizons humifères de surface (A) comme au niveau du matériau ferrallitique de profondeur (2Bo) et la faible CEC de la fraction minérale, de l'ordre de 15 à 20 cmol(+)$kg^{-1}$ pour les horizons A, et inférieure à 5 cmol(+)$kg^{-1}$ pour les horizons 2Bo. La part importante de la matière organique dans la CEC est à mettre en relation avec la minéralogie des sols, oxydes secondaires d'aluminium et de fer en profondeur et formes “amorphes” de l'aluminium et du fer en surface avec de faibles teneurs en minéraux altérables. Les fortes teneurs en matière organique des horizons A sont donc responsables de leur CEC plus importante.

C – Propriétés hydriques des sols : compléments sur le pédoclimat

a – Rétention d'eau et stabilité des agrégats de 10 à 300 kPa

Les courbes de teneur en eau par drainage (humidité volumique) – succion (kPa) ont été établies pour les horizons A2 des profils Nilg 4 et Nilg 16 (Fig. III-7).

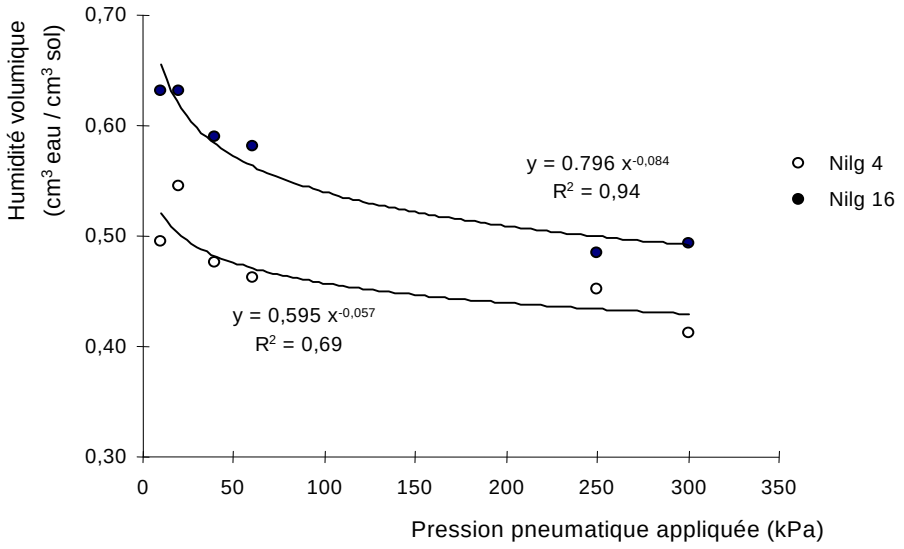



Figure III-7 : Courbes de rétention d'eau en fonction de la pression pneumatique appliquée

Les courbes de rétention permettent de mettre en évidence : *i*) une forte rétention d'eau pour toutes les pressions (le profil Nilg 16 présente une rétention d'eau plus importante), et *ii*) une forte rétention d'eau aux pressions élevées indiquant une forte proportion de micropores (Ø < 0,8 µm). Les deux sols présentent des courbes d'allure identique, ce qui indique une répartition similaire de la porosité avec une dominance de la microporosité, mais avec une porosité totale plus importante pour le profil Nilg 16 (Densité apparente : Da = 0,49 pour le profil Nilg 16, et Da = 0,89 pour le profil Nilg 4).

Les résultats de rétention d'eau peuvent être exprimés, soit en terme de spectre poral (quantité d'eau retenue en pourcentage de la porosité totale), soit directement (quantité d'eau retenue aux différentes pressions). Nous emploierons ce deuxième mode d'expression (Fig.III-8).

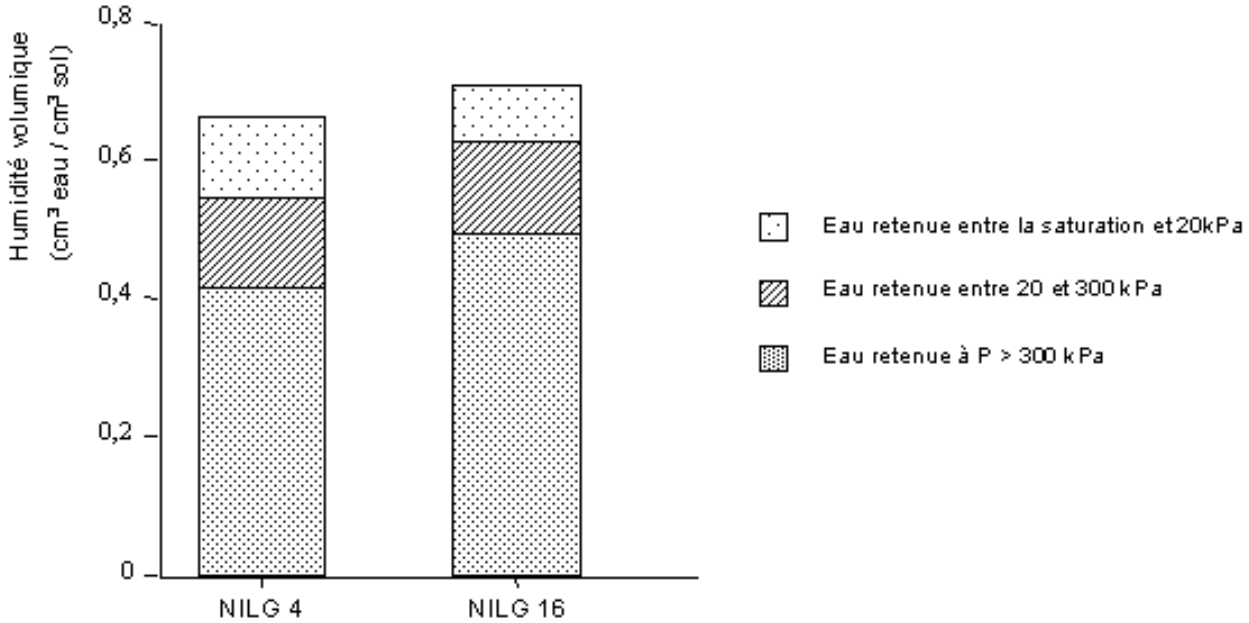



Figure III-8 : Répartition de l'eau en fonction de la succion appliquée

Nous estimons que : *i*) la quantité d'eau retenue entre la saturation et la succion de 20 kPa correspond à l'eau présente dans les macropores et une partie des mésopores (eau de percolation), *ii*) l'eau retenue entre 20 et 300 kPa correspond à l'eau présente dans les mésopores et dans une partie des micropores (eau de rétention capillaire), et *iii*) l'eau retenue à 300 kPa correspond à l'eau présente dans le réseau des micropores de diamètre inférieur à 0,8 µm (eau de très forte rétention capillaire). La figure III-8 montre la très faible proportion d'eau retenue entre la saturation et 20 kPa, et à l'opposé la prépondérance de l'eau fortement retenue dans les micropores.

La répartition bimodale de la porosité avec la présence d'un réseau de macropores et de mésopores inter-agrégats et d'un réseau de micropores intra-agrégats est responsable de la rétention d'eau aux pressions très faibles (eau gravitaire) et aux pressions élevées.

La rétention d'eau et la répartition de la porosité des Andosols des Nilgiri est en accord avec les normes communément admises pour les Andosols (Nanzyo *et al*., 1993b). Les Andosols étudiés présentent toutefois une rétention d'eau plus faible que celle d'Andosols riches en allophanes.

La mesure de la stabilité des agrégats après application de différentes pressions a été réalisée uniquement pour les horizons A2.

La figure III-9 montre clairement *i*) que la stabilité structurale de l'horizon A2 du profil Nilg 16 est supérieure à celle du profil Nilg 4, *ii*) que le pourcentage d'agrégats stables à l'eau croît avec la pression appliquée jusqu'à une valeur seuil (~ 100 kPa), et *iii*) que pour des pressions plus élevées, la teneur en agrégats stables chute fortement.

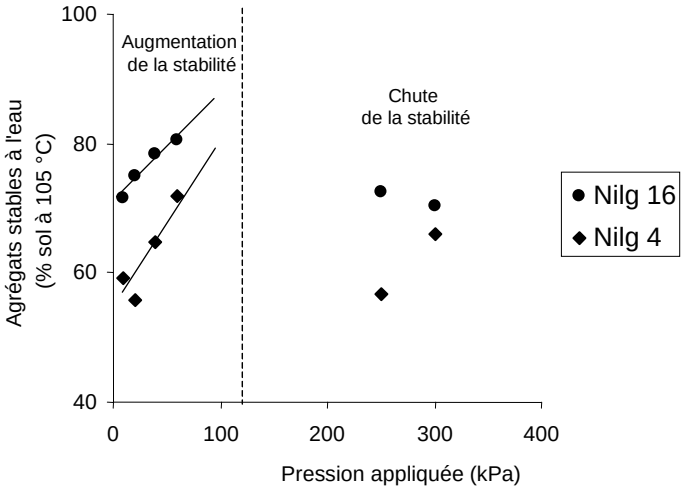



Figure III-9 : Evolution de la stabilité des agrégats des sols en fonction de la succion appliquée

Nous retenons deux facteurs pour expliquer ce phénomène : *i)* l'intervention de la pression capillaire pour les pressions < 100 kPa qui maintient les agrégats par des forces de cohésion importantes et *ii)* la fissuration des agrégats en particules de plus petite taille pour les pressions de 250 et 300 kPa (Figure III-9).

La relation entre la teneur en agrégats stables et la pression permet d'évaluer la stabilité des agrégats lorsque la pression est nulle, c'est à dire la stabilité structurale intrinsèque du sol en l'absence de cohésion due à la succion. Le profil Nilg 16 présente une stabilité structurale plus importante (~ 70 %) que celle du profil Nilg 4 (~ 50%) qui pourrait être reliée à des forces d'adhésion inter et intra-agrégats plus importantes. Ces relations montrent également l'existence d'une teneur en eau ou la teneur en agrégats stables est maximale, voisine de l'eau retenue à 100 kPa, ce qui correspond à 0,46 $cm^3$ d'eau / $cm^3$ de sol pour le profil Nilg 4 et à 0,54 $cm^3$ d'eau / $cm^3$ de sol pour le profil Nilg 16 (valeurs obtenues avec les équations de régressions des courbes de rétention d'eau).

Les mesures faites sur sols secs montrent que les sols des Nilgiri sont sensibles au séchage, qui provoque une désagrégation par éclatement des agrégats. Ce phénomène, souvent décrit pour les Andosols, est à mettre en relation avec les propriétés colloïdales des allophanes et des complexes organo-métalliques (rétraction irréversible). Il faut toutefois rappeler que les sols étudiés ne se trouvent pas sur le terrain dans des conditions d'humidité aussi faibles.

b – Rétention d'eau à 1500 kPa (pF 4,2) sur sols humides et sur sols secs.

Les sols humides présentent une forte rétention d'eau à pF 4,2 (Tableau III-3) ce qui confirme les résultats concernant la répartition de la porosité des sols étudiés. Nous n'obtenons toutefois jamais de rétention d'eau supérieure à 100 %, caractéristique des caractères hydriques des Andosols.

Tableau III-3 : humidité volumique des sols à 1500 kPa (pF 4,2)

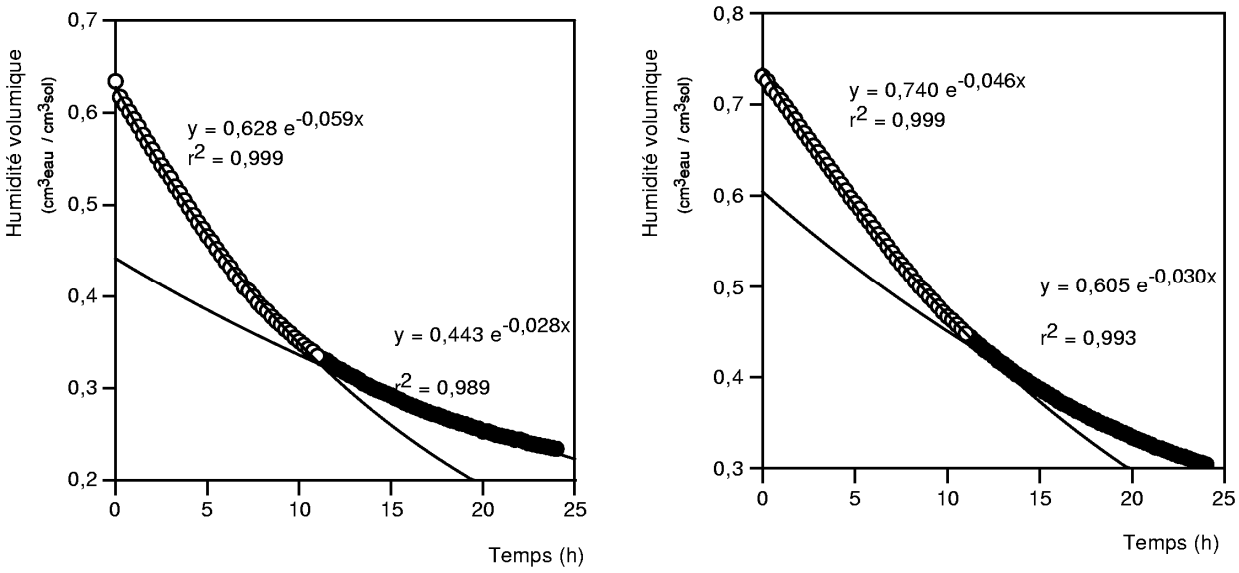
| Sol | Profondeur (cm) | Humidité à pF 4,2 (sur sol humide) | Humidité à pF 4,2 (sur sol sec) | Proportion d'eau irréversiblement drainée |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | |
| A1 | 0-15 | 32,1 | 18,3 | 43,1 |
| A2 | 15-30 | 30,9 | 17,5 | 43,4 |
| A3 | 30-55 | 35,0 | 18,5 | 47,0 |
| Nilg 16 | | | | |
| A1 | 0-10 | 13,1 | | |
| A2 | 10-20 | 21,3 | 15,5 | 27,2 |
| A3 | 20-55 | 22,4 | 19,5 | 13,3 |
| A4 | 55-75 | 19,2 | 12,2 | 36,1 |

Les Andosols étudiés présentent une hystérésis importante, 20 à 40 % de l'eau du sol étant irréversiblement drainée par le séchage à l'air (Tableau III-3). De plus, les deux Andosols s'opposent à nouveau, la proportion d'eau irréversiblement drainée étant près de 2 fois plus élevée pour le profil Nilg 4 que pour le profil Nilg 16. Ce résultat pourrait être relié à une complexité plus importante du réseau de pores interconnectés du profil Nilg 4. La rétraction des échantillons au cours du séchage serait également à prendre en compte.

c – Cinétiques de séchage à 40 °C

Les cinétiques de séchage permettent également une approche de la rétention d'eau dans les sols. Le séchage en atmosphère thermostatée peut être comparé à l'application d'une succion, mais qui, dans ce cas, peut atteindre des valeurs importantes après 24 h. D'autre part, le suivi en continu de la déshydratation des sols permet de tracer des courbes de cinétique de séchage.

Les cinétiques de séchage, des horizons A2 des profils Nilg 4 et Nilg 16, montrent une évolution non linéaire en fonction du temps de la teneur en eau des échantillons (Fig. III-10). L'analyse plus détaillée des courbes permet de les décomposer en deux cinétiques exponentielles du premier ordre emboîtées ($y = ae^{-kt}$), et d'estimer ainsi des vitesses moyennes de drainage (k) qui peuvent être assimilées à des conductivités hydrauliques.




Profil Nilg 4 Profil Nilg 16

Figure III-10 : Cinétique de séchage à 40 °C

On distingue une première cinétique de déshydratation, rapide, entre 0 et 11 h, et une deuxième cinétique, plus lente, entre 11 et 24 h. La valeur de K est environ deux fois plus faible dans la deuxième phase de séchage que dans la première phase (Tableau III-4), ce qui indique donc une forte rétention de l'eau dans le sol aux pressions élevées.

Tableau III-4 : Constantes de déshydratation moyennes

| Profil | Première cinétique | Deuxième cinétique |
|---|---|---|
| Nilg 4 | 0,056 ± 0,005 | 0,025 ± 0,004 |
| Nilg 16 | 0,046 ± 0,008 | 0,029 ± 0,001 |

Les résultats des déshydratations peuvent être exprimés en termes de volumes d'eau pour chaque phase ce qui permet ainsi d'établir un bilan pour le système. La première phase de séchage est assimilée à une phase de transfert rapide, la deuxième à une phase de transfert lent (Fig. III-11).

On constate à nouveau une opposition entre l'horizon A2 du profil Nilg 4 et celui du profil Nilg 16 par ces propriétés hydrauliques. Le profil Nilg 16 est caractérisé par une vitesse de séchage moindre au cours de la phase de transfert rapide qui est à relier à une meilleure rétention d'eau.

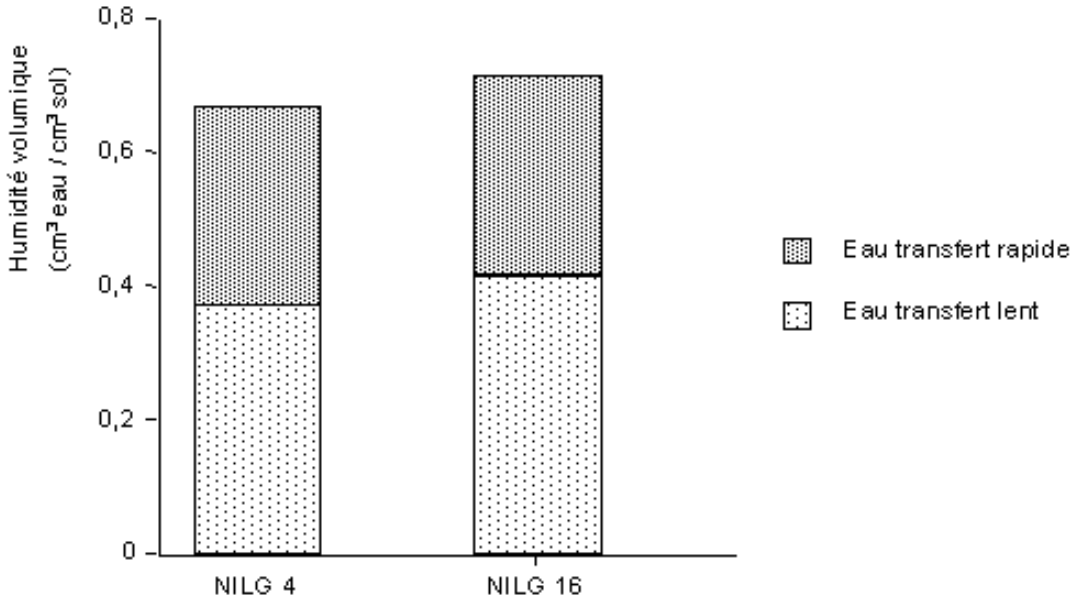



Figure III-11: Répartition des volumes d'eau selon les cinétiques de déshydratation

On observe comme pour les mesures de rétention d'eau que l'eau correspondant à la porosité de transfert lent est majoritaire dans ces sols. Cependant, la quantité d'eau correspondant

à la porosité de transfert rapide est plus importante que celle déduite des rétentions d'eau. La première phase de séchage peut être assimilée à la vidange de l'eau contenue dans les mésopores et les micropores fortement interconnectés, alors que la deuxième phase correspond à la vidange de l'eau contenue dans la microporosité moins accessible aux fluides.

Pour compléter les expériences de séchage, nous avons évalué, à posteriori, la rétraction sur un échantillon soumis aux mêmes conditions de cinétique de séchage à 40 °C. Les mesures ont été faites sur l'échantillon ressuyé, non saturé par capillarité.

Les échantillons présentent : *i*) une première phase où la rétraction est faible (0 à 1 h), *ii*) une phase de rétraction importante (1 h à 15 h), et *iii*) à nouveau une phase de rétraction faible en fin d'expérience. La rétraction est importante (20 à 25 %), que l'on ne peut négliger dans le calcul des bilans de l'eau dans le sol. Cependant, les mesures de rétraction et de séchage n'ayant pas été réalisées rigoureusement dans les mêmes conditions nous ne pouvons pas utiliser directement les données de rétraction dans les calculs de transfert d'eau. On peut donc poser l'hypothèse que la rétraction n'est pas importante au cours de la première phase de séchage, et que celle-ci intervient au cours de la deuxième phase de séchage.

La rétraction ne semble pas avoir d'effet important sur l'écoulement de l'eau dans le sol qui correspond à un phénomène continu, alors que la rétraction est un phénomène discontinu et important au cours de la deuxième phase de séchage. Le suivi en continu de la rétraction lors des mesures de cinétiques de déshydratation permettrait de mieux cerner le rôle de la rétraction dans l'écoulement de l'eau.

d – Conclusion

Les sols des Nilgiri présentent une cinétique de déshydratation assez lente que nous pouvons relier avec la forte microporosité mise en évidence par les courbes de rétention d'eau.

Ces différentes mesures sur l'état de l'eau dans le sol nous ont permis de mettre en évidence :

- une forte rétention de l'eau dans un réseau de micropores ;
- une cinétique de séchage lente qui est également en relation avec la faible taille des pores ;
- une rétention d'eau à 1500 kPa élevée mais inférieur à 100 % qui peut être reliée à l'absence d'allophanes et qui ne permet pas d'identifier le critère hydrique.

Ces résultats montrent que les Andosols des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri ont des propriétés hydriques proches de celles d'autres Andosols, bien qu'ils soient développés sur un matériau non-volcanique, ce qui montre le rôle des associations organo-métalliques dans la rétention de l'eau.

La forte capacité de rétention de l'eau et les vitesses de séchage très lentes des sols des “Hautes Terres” permettent de confirmer l'identification d'un régime d'humidité du sol udique, malgré un régime de pluies de mousson avec une saison sèche de l'ordre de deux mois. La combinaison d'une pluviométrie importante, de faibles valeurs d'ETP et de la forte rétention d'eau, réduit l'impact de la saison sèche sur les sols, et on peut penser qu'ils restent humides durant la saison sèche. On peut d'ailleurs préciser que si le séchage des sols était prononcé lors de la saison sèche il y aurait une déstructuration du sol du fait du phénomène d'hystérésis et de désagrégation irréversible.

La forte rétention d'eau de ces sols peut également intervenir sur l'accumulation de la matière organique par limitation de l'activité microbienne (Sommers *et al*., 1981).

## I.3 Constituants minéraux

A – Identification de la fraction minérale par diffraction des rayons X

Les diagrammes de diffraction des rayons X des argiles (Fig. III-12) montrent *i*) la présence de peu de phyllosilicates dans ces sols, et *ii*) une opposition nette entre les horizons de surface et le matériau ferrallitique.

Le matériau ferrallitique (horizons 2Bo) est marqué par l'abondance des oxydes de fer (principalement goethite, et secondairement hématite) et d'aluminium (gibbsite, pic à 0,487 nm), la présence d'un mica de type muscovite (pic à 1 nm) hérité de la roche mère et de très peu de kaolinite (pic à 0,7 nm). La minéralogie du matériau ferrallitique, caractérisée par de faibles teneurs en argiles secondaires et en minéraux primaires, et en revanche, par la dominance d'oxydes secondaires ce qui traduit un état très évolué (Herbillon, 1980, 1986).

Le matériau andique est caractérisé par la diminution de la teneur en gibbsite et la présence d'un minéral 2/1 (pics à 0,7 et 1,4 nm) identifié comme une vermiculite hydroxy-alumineuse (Hydroxy-Interlayered-Vermiculite, HIV) après traitement Tamura (1958). Des feldspaths et des traces d'amphiboles sont observés dans les limons des horizons de surface.

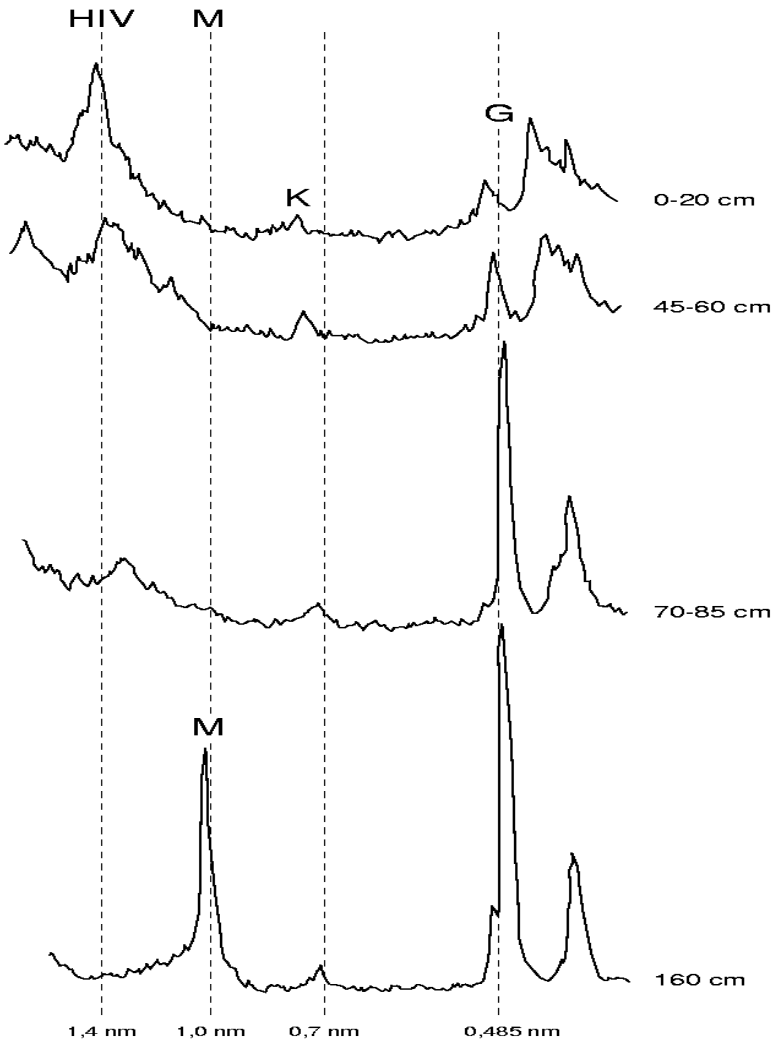



Figure III-12 : Diagramme de diffraction des rayons X des argiles du profil Nilg 16
(M : mica, K : kaolinite, G : gibbsite, HIV : Hydroxy-Interlayered-Vermiculite)

B – Distribution de la gibbsite dans le profil

La distribution de la gibbsite pour le profil Nilg 4 a été déterminée par analyse thermique sur les argiles déferrifiées. Les courbes ATD (Fig. III-13) présentent un pic endothermique, attribué à la déshydroxylation de la gibbsite, à une température comprise entre 280 et 350 °C. Les courbes présentent un autre accident endothermique vers 550 °C qui correspond à la déshydroxylation, soit des vermiculites hydroxy-alumineuses, soit de la kaolinite.

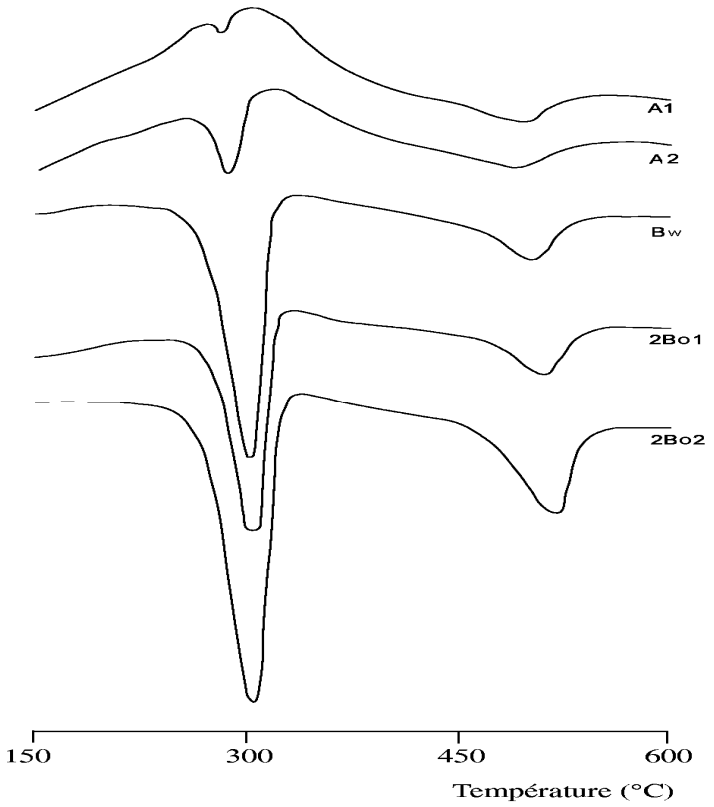



Figure III-13: courbes ATD pour les argiles du profil Nilg 4

Le pic de déshydroxylation vers 300 °C, dont l'intensité décroît vers la surface, indique une diminution de la teneur en gibbsite en surface. La surface du pic endothermique permet de déterminer d'une façon semi-quantitative la teneur en gibbsite de la fraction étudiée (Tableau III-5). C'est ainsi que l'on constate que les horizons de profondeur ferrallitiques contiennent des teneurs élevées en gibbsite dans la fraction argileuse.

Tableau III-5 : Teneur en gibbsite des argiles du profil Nilg 4

| Horizon | A1 | A2 | Bw | 2Bo1 | 2Bo2 |
|---|---|---|---|---|---|
| prof. (cm) | 0 - 30 | 30 - 55 | 55 - 65 | 65 - 110 | 110 - 150 |
| Gibbsite ($g.kg^{-1}$) | 35 | 65 | 275 | 220 | 330 |

La gibbsite représente le minéral majoritaire des argiles des horizons ferrallitiques et constitue une réserve d'aluminium importante au sein du profil. L'abondance de gibbsite est responsable des faibles valeurs de Ki, et des propriétés acriques, des horizons 2Bo.

Pour une estimation complète de la teneur en gibbsite de ces sols il faudrait prendre en compte la gibbsite contenue dans les limons et les sables fins, car les DRX ont montré la présence de ce minéral dans les fractions grossières.

Les teneurs en gibbsite des sols des Nilgiri sont voisines de celles observées dans les sols ferrallitiques riches en gibbsite (Ségalen, 1995), et dans les bauxites et les cryptobauxites décrites par Tardy (1993) et Lucas (1997).

C – Estimation de la teneur en hématite

Le fait que les sols aient des couleurs Munsell situées sur les planche 5YR, 2.5 YR et 10 R laisse supposer que ces sols contiennent de l'hématite. L'intérêt de la détermination de la teneur en hématite réside dans le fait qu'une faible proportion de ce minéral, grâce à son pouvoir de pigmentation élevé, peut masquer la couleur des autres constituants, et en particulier la couleur noire de la matière organique dans les horizons de surface. La présence de 1 % d'hématite suffit à imposer une couleur rougeâtre aux sols (Schwertmann, 1993, Torrent *et al*., 1983).

La teneur en hématite des différents horizons a été estimée d'après les couleurs obtenues avec le code Munsell. Nous avons employé le Redness Rating (indice de rouge), qui permet d'obtenir une estimation semi-quantitative de la teneur en hématite par la teinte rouge qu'elle confère au sol (Torrent *et al*., 1980, 1983). Le Redness Rating (RR) est obtenu par la formule :

$$\mathrm{RR} = \frac{(10 - H)}{V} \times C$$

H, V et C désignent respectivement la Hue, la Value et le chroma de l'échantillon estimés visuellement à l'aide de la charte Munsell. Lorsque la hue est de 10 R, H est égal à 0 et lorsqu'elle est de 10 YR, H est égal à 10 dans la formule ci-dessus.

L'indice de rouge est corrélé linéairement à la teneur en hématite ($H_e$) lorsque les teneurs ne dépassent pas 5 % (Torrent *et al*., 1983) selon l'équation :

$$H_e = 1{,}22\ \mathrm{RR} - 2{,}99 \quad (R^2 = 0{,}760)$$

Pour des teneurs en hématite supérieures à 5 %, intervient la "saturation en rouge" (Torrent *et al*., 1983) et cette équation ne permet d'obtenir qu'un ordre de grandeur de la teneur en hématite du sol.

Nous emploierons également les équations de régression obtenues par Peterschmitt (1993) sur les sols ferrallitiques de la région des Ghâts Occidentaux ($H_e = 0{,}745\ \mathrm{RR} - 0{,}618$ $R^2 = 0{,}90$), et par Fritsch *et al*. (1989) sur les sols de Côte d'Ivoire ($H_e = 0{,}58\ \mathrm{RR} - 0{,}5$), qui diffèrent légèrement de celle de Torrent *et al*. (1983) (Tableau III-6).

Tableau III-6 : Calcul du RR et estimation de la teneur en hématite des profils Nilg 4 et Nilg 16

| Horizon | Hue | Value | Chroma | RR | Teneur en hématite (He %) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Brésil (Torrent *et al.*) | Inde (Peterschmitt) | Côte Ivoire (Fritsch *et al.*) |
| Nilg 4 | | | | | | | |
| Horizons A | 5 YR | 2.5 | 2 | 4 | 1,9 | 2,4 | 1,8 |
| Horizons 2Bo | 2.5 YR | 3 | 6 | 15 | 15,3 | 10,6 | 8,2 |
| Nilg 16 | | | | | | | |
| Horizons A | 5 YR | 2.5 | 2 | 4 | 1,9 | 2,4 | 1,8 |
| Horizons 2Bo | 10 R | 4 | 6 | 15 | 15,3 | 10,6 | 8,2 |

Les sols des Nilgiri possèdent des quantités d'hématite non négligeables, voisines de 2 % dans les horizons A, et comprises entre 8 et 15 % pour les horizons 2Bo selon la méthode employée (Tableau III-6). La couleur rouge (2.5 YR 3/6 à 10 R 4/6) des horizons 2Bo est donc due à de fortes teneurs en hématite.

Au niveau des horizons andiques, la présence de 2 % d'hématite peut être responsable de la couleur rougeâtre (5 YR 2.5/2) qui masque la couleur foncée des composés humiques du fait de son pouvoir de pigmentation élevé (Schwertmann, 1993, Madeira *et al*., 1994).

D – Analyse élémentaire par attaque triacide

Les résultats de l'analyse élémentaire et les diffractions des rayons X permettent de bien distinguer les horizons ferrallitiques des horizons andiques, et font apparaître que les horizons andiques sont moins altérés que le matériau ferrallitique parental sous-jacent.

En effet, les rapports Ki et Kr et la TRB (Cf. description des profils) présentent des valeurs beaucoup plus faibles en profondeur qu'en surface. Les rapports Ki et Kr bas traduisent la dominance de gibbsite et des oxydes de fer et les faibles teneurs en phyllosilicates. L'augmentation des rapports Ki et Kr en surface traduit une augmentation de la teneur relative en silice qui peut être reliée en partie à la disparition de la gibbsite.

L'augmentation de la TRB de la profondeur vers la surface semble indiquer la présence d'une plus grande quantité de minéraux primaires altérables dans les horizons andiques (A) que dans le matériau ferrallitique (2Bo). L'augmentation de la TRB en surface a deux origines : *i*) le recyclage d'origine biologique de Ca et Mg au niveau de l'horizon A1 et, *ii*) la présence d'amphibole et de feldspaths en surface dans les sols.

E – Identification d'une Vermiculite-Hydroxy-Alumineuse (HIV) en surface

Les diagrammes de diffraction des rayons X (Fig. III-14) des poudres présentent un pic à 1,4 nm qui est stable après un traitement au glycol. Les diagrammes après traitement Tamura montrent que ce minéral 2/1 ferme à 1 nm dès la température de 300 °C, et que la fermeture est totale à 550 °C (Fig. III-14). La sensibilité de ce minéral 2/1 au traitement Tamura nous permet de l'identifier comme une vermiculite hydroxy-alumineuse ou Hydroxy-Interlayered-Vermiculite (HIV).

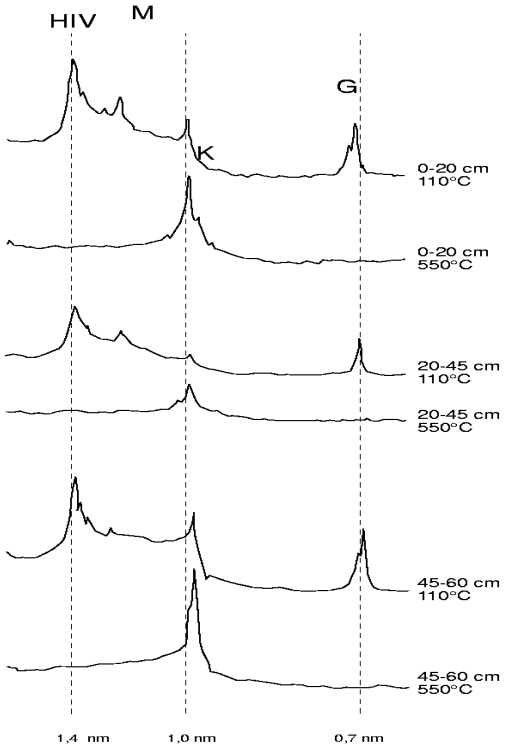



Figure III-14: Diagramme de diffractions des argiles du profil Nilg 16 après traitement Tamura et chauffage (M : mica, K : kaolinite, G : gibbsite, HIV : Hydroxy-Interlayered-Vermiculite)

Les HIV peuvent provenir de l'altération en surface des micas (principalement muscovite) ayant échappé à l'altération ferrallitique. Les micas dioctaédriques de type muscovite sont relativement stables dans les conditions de l'altération ferrallitique ce qui explique qu'ils constituent des minéraux primaires résiduels. En revanche, ces minéraux sont relativement instables à des pH acides en présence d'acides organiques complexants. Le rôle des acides organiques dans la désorganisation des micas a été montré par de nombreux auteurs (Vicente *et al.*, 1977, Robert & Berthelin, 1986 et références citées). La transformation mica → HIV peut être due à l'extraction du potassium par les composés humiques et à son remplacement par des polymères d'hydroxydes d'aluminium.

L'occurrence d'HIV et la transformation mica → HIV a été décrite dans des Andosols non-allophaniques (Wada, 1989, Dahlgren *et al*., 1993), dans lesquels les conditions nécessaires à cette transformation sont réunies (forte acidité organique et présence d'Al échangeable).

Ces sols présentent donc une minéralogie caractéristique des Low Activity Clay Soils ce qui traduit leur état très évolué et qui était le seul pris en compte dans leur classification par les auteurs Indiens qui n'avaient pas attaché d'importance à la présence de grandes quantité de complexes organo-métalliques au niveau des horizons humifères. Le chapitre suivant va montrer leur importance notamment sur les propriétés physico-chimique mais également sur la stabilisation de la matière organique.

# II FORMES "ACTIVES" DE L'ALUMINIUM ET DU FER

## II.1 Rappel bibliographique concernant les formes "actives" du fer et de l'aluminium dans les Andosols

Le concept actuel des Andosols est basé sur l'accumulation de formes "actives" de l'aluminium, du fer et de la silice, qui confèrent des propriétés physiques et chimiques spécifiques et particulières.

Les Andosols sont caractérisés par des constituants où dominent les composés "amorphes", minéraux et / ou organo-métalliques (Wada, 1980, 1989, Shoji *et al.*, 1985, 1993b). Les constituants des Andosols allophaniques, rencontrés presque exclusivement sur cendres volcaniques, sont majoritairement des composés alumino - siliceux para-cristallins (short-range-ordered-minerals), les allophanes et l'imogolite (Wada, 1980, 1989, Dahlgren *et al.* 1993). En revanche, les constituants des Andosols non-allophaniques, rencontrés sur substrat volcanique ou non volcanique, sont principalement des associations organo-métalliques, Fe- et Al-Humus (Shoji *et al*., 1985, Wada, 1989, Dahlgren *et al.* 1993).

Les différentes formes du fer et de l'aluminium présentes dans les Andosols, citées ci-dessus, et extraites par l'oxalate d'ammonium et le pyrophosphate de sodium représentent les "formes actives" de ces éléments.

La distinction, au niveau des constituants, entre Andosols allophaniques et non-allophaniques est à relier à deux types de pédogenèse différents :

- la formation des constituants allophaniques sur cendres volcaniques est essentiellement due à une hydrolyse rapide des verres volcaniques, conduisant à la sursaturation de la solution du sol en Si et en Al qui co-précipitent pour former les allophanes et l'imogolite ;
- la formation des associations organo-métalliques dans le cas des Andosols non-allophaniques est due à une complexation de l'aluminium et du fer de minéraux primaires altérables par les composés humiques. En effet, les conditions de faible pH (< 5) et de forte teneur en matière organique inhibent la formation d'allophanes. Il s'agit de "l'effet anti-allophanique" décrit par les auteurs japonais (Wada, 1989, Nanzyo *et al*., 1993a).

La différenciation entre les Andosols allophaniques et les Andosols non-allophaniques est basée sur la teneur en silice de l'extrait oxalate (< 6 $g.kg^{-1}$ pour les Andosols non-allophaniques)

et le rapport entre l'aluminium extractible au pyrophosphate et l'aluminium extractible à l'oxalate ($Al_p/Al_o$ > 0,5 pour les Andosols non-allophaniques, Fig. III-15) (Saigusa *et al*., 1991, Nanzyo *et al.*, 1993a). Les Andosols allophaniques sont principalement rencontrés sur les matériaux volcaniques riches en verres, alors que les Andosols non-allophaniques sont rencontrés sur substrats volcaniques ou non volcaniques.

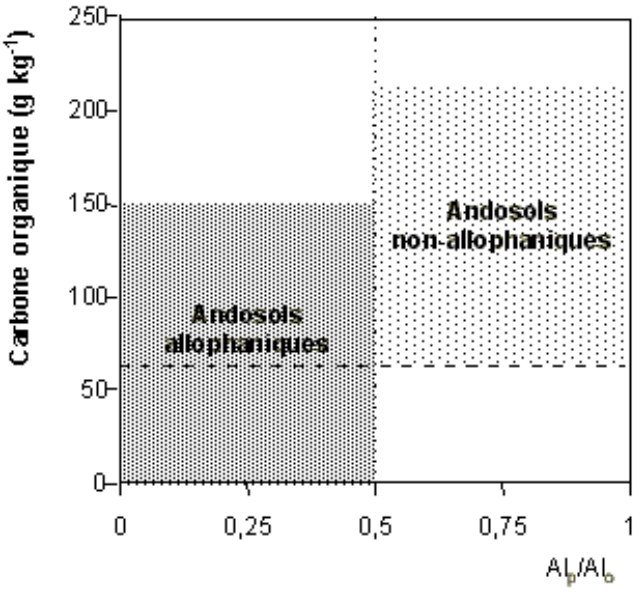



Figure III-15 : Répartition des Andosols allophaniques et non-allophaniques en fonction du taux de carbone et du rapport $Al_p/Al_o$ (d’après Nanzyo *et al*., 1993a)

La distinction entre les Andosols allophaniques et les Andosols non-allophaniques, se retrouve dans la classification du Référentiel Pédologique (AFES, 1995), les Silandosols renferment des composés allophaniques, et les Aluandosols sont majoritairement constitués d’associations Al-Humus.

La liaison entre l'humus et les cations métalliques, Fe et Al, est responsable de l'accumulation de matière organique par formation de composés résistant à la biodégradation (Boudot *et al.*, 1986, 1988, 1989, Inoue & Higashi, 1988, Boudot, 1992, Dahlgren *et al.*, 1993, Saggar *et al*., 1994), ce qui conduit à des temps moyens de résidence élevés, pouvant atteindre plusieurs milliers d'années voire des valeurs approchant les 30 000 ans (Guillet, 1990, Nanzyo *et al.*, 1993a). D'autre part, l'accumulation de matière organique peut s’accompagner de l'apparition des caractères mélaniques et fulviques pour les Andosols.

L'affinité entre les composés humiques et les cations métalliques peut être évaluée par la charge métallique de l'humus, mesurée par le rapport $(Al_p + Fe_p)/C_p$ (Higashi, 1983, Buurman, 1985, Inoue & Higashi, 1988). Des rapports compris entre 0,1 et 0,2 sont caractéristiques des Andosols. Un rapport $(Al_p + Fe_p)/C_p$ supérieur à 0,12 est relié à la complexation de cations aluminium hydroxy-polymériques (Higashi, 1983), mais il peut être aussi lié au manque de

spécificité des extractions au pyrophosphate qui peuvent entraîner la dissolution ou la dispersion d'oxydes (Kaiser & Zech, 1996).

La capacité de complexation des composés humiques peut être reliée à l'acidité carboxylique des acides humiques (Stevenson, 1985, Inoue & Higashi, 1988, Yonebayashi & Hatori, 1988, Dahlgren *et al.* 1993). Yonebayashi & Hatori (1988) obtiennent des valeurs de 5 $mol.kg^{-1}$ dans les Andosols, ce qui représente une capacité de complexation importante. Les valeurs moyennes citées pour les acides humiques sont comprises entre 3,6 et 8,2 $mol.kg^{-1}$ (Stevenson, 1982).

## II.2 Les formes organo-métalliques "actives" du fer et de l'aluminium dans l'horizon andique

A – Extractions à l'oxalate d'ammonium et au pyrophosphate de sodium

Les résultats des extractions sélectives pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 sont présentés dans le tableau III-7 et sur la figure III-16, les données concernant les profils complémentaires sont présentées en annexe II.

Tableau III-7 : Extractions sélectives de Fe, Si et Al pour les profils Nilg 4 et Nilg 16
(les valeurs sont exprimées en $g.kg^{-1}$ de sol)

| Prof. | Horizon | CBD | | | Oxalate | | | Pyrophosphate | | | Tétraborate | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| cm | | Fe | Si | Al | Fe | Si | Al | Fe | Si | Al | Fe | Si |
| Nilg 4 | | | | | | | | | | | | |
| 0-30 | A1 | 45,8 | 0,7 | 20,0 | 13,4 | 0,7 | 19,3 | 15,1 | 4,2 | 18,2 | 0,9 | 0,2 |
| 30-55 | A2 | 62,8 | 1,9 | 21,4 | 14,6 | 0,5 | 17,9 | 15,7 | 2,6 | 15,2 | 0,6 | 0,2 |
| 55-65 | Bw | 100,5 | 1,5 | 17,4 | 12,3 | 0,4 | 10,9 | 9,7 | 0,1 | 6,8 | 0,6 | 0,2 |
| 65-110 | 2Bo1 | 80,9 | 2,7 | 16,0 | 7,5 | 0,5 | 6,83 | 0,1 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,3 |
| 110-150 | 2Bo2 | 85,3 | 1,0 | 8,0 | 11,3 | 0,2 | 3,6 | 0,5 | 0,8 | 0,3 | 0,1 | 0,3 |
| Nilg 16 | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 | A1 | 40,7 | 2,3 | 22,0 | 16,0 | 2,3 | 21,5 | 10,7 | 1,1 | 17,4 | 0,6 | 0,0 |
| 20-45 | A2 | 53,1 | 0,4 | 30,0 | 16,7 | 1,2 | 27,2 | 16,9 | 2,2 | 23,1 | 0,4 | 0,0 |
| 45-60 | A3 | 72,0 | 0,4 | 31,1 | 15,1 | 1,0 | 23,2 | 17,2 | 2,8 | 21,8 | 0,5 | 0,1 |
| 60-70 | A4 | 114,7 | 0,5 | 30,0 | 15,6 | 0,9 | 17,9 | 16,5 | 1,2 | 16,6 | 0,3 | 0,0 |
| 70-85 | Bw | 107,4 | 1,3 | 23,9 | 16,1 | 0,7 | 15,1 | 16,9 | 0,4 | 16,3 | 0,4 | 0,0 |
| 85-100 | 2Bo1 | 140,1 | 0,5 | 9,3 | 8,5 | 0,2 | 3,6 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,0 |
| 160 | 2Bo2 | 131,0 | 1,2 | 4,0 | 12,8 | 0,2 | 2,9 | 0,1 | 1,0 | 0,3 | 0,1 | 0,4 |

L'oxalate extrait entre 11 et 27 g d'aluminium / kg de sol qui entre dans la composition de composés amorphes alors que le pyrophosphate extrait entre 7 et 23 g d'aluminium / kg de sol

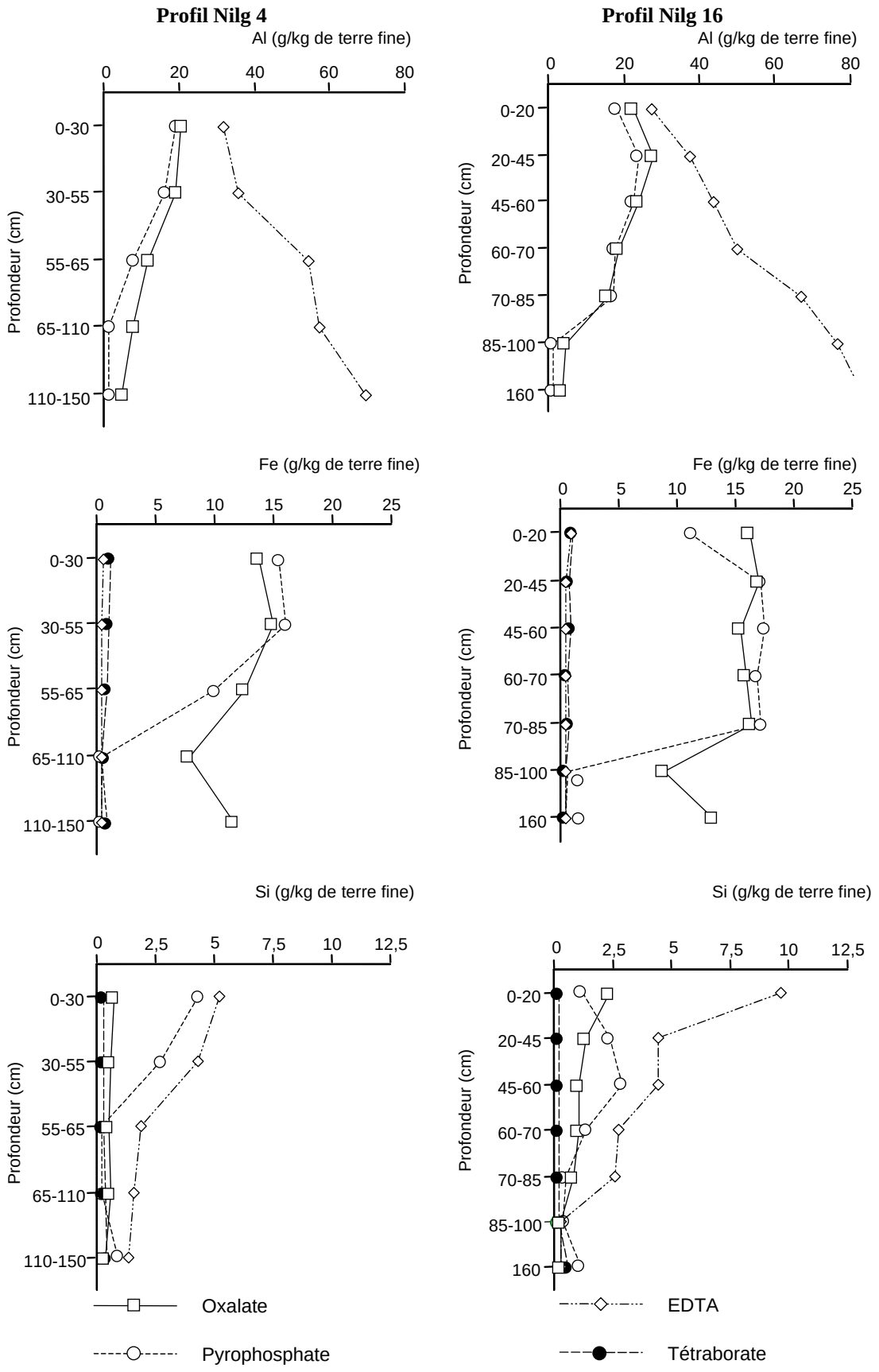



Figure III-16: Extractions sélectives de l'aluminium, du fer et de la silice pour les profils Nilg 4 et Nilg 16

engagé dans des complexes organo-métalliques. Des rapports $Al_p/Al_o$ proches de l'unité ainsi que de très faibles valeurs de $Si_o$ (< 5 $g.kg^{-1}$) traduisent l'absence d'allophanes dans les sols étudiés.

En outre, ces valeurs témoignent d'une association prédominante entre l'aluminium et les composés humiques. Les conditions acides rencontrées dans ces sols sont relativement favorables à l'expression de "l'effet anti-allophanique".

Si l'on considère le fer, on observe également une liaison étroite entre cet élément et l'humus avec des valeurs de $Fe_o$ et des rapports $Fe_p/Fe_o$ élevés[8]. Nanzyo *et al*. (1993a) montrent cependant que la forme oxyde est plus stable que la forme Fe-humus dans le cas du fer. Des informations complémentaires sur le type de liaison Al-, Fe-humus seront données dans le paragraphe concernant les observations de microscopie électronique.

La charge métallique de l'humus, évaluée par les rapports $Al_p/C_p$ et $(Al_p + Fe_p)/C_p$ (Inoue et Higashi, 1988, Nanzyo *et al*., 1993a), est présentée dans le tableau III-8. Le carbone des extraits au pyrophosphate ayant été seulement déterminé sur les échantillons des profils Nilg 4 et Nilg 16 le carbone total sera utilisé pour les autres profils. Dans ce cas de figure les rapports utilisés sont $Al_p/C_t$ et $(Al_p + Fe_p)/C_t$ (résultats présentés en annexe II).

Tableau III-8 : Estimation de la charge métallique de l'humus des profils Nilg 4 et Nilg 16

| Prof. (cm) | Horizon | $Al_p/Al_o$ | $Fe_p/Fe_o$ | $Al_p/C_t^{\#}$ | $Al_p/C_p^{\#}$ | $(Al_p + Fe_p)/C_t^{\#}$ | $(Al_p + Fe_p)/C_p^{\#}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | | | | |
| 0-30 | A1 | 0,94 | 1,13 | 0,10 | 0,23 | 0,14 | 0,32 |
| 30-55 | A2 | 0,85 | 1,08 | 0,17 | 0,28 | 0,25 | 0,42 |
| 55-65 | Bw | 0,62 | 0,79 | 0,14 | 0,27 | 0,24 | 0,46 |
| 65-110 | 2Bo1 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | -- | 0,02 | -- |
| 110-150 | 2Bo2 | 0,08 | 0,04 | 0,02 | -- | 0,03 | -- |
| Nilg 16 | | | | | | | |
| 0-20 | A1 | 0,81 | 0,67 | 0,06 | 0,16 | 0,07 | 0,205 |
| 20-45 | A2 | 0,85 | 1,01 | 0,13 | 0,26 | 0,17 | 0,35 |
| 45-60 | A3 | 0,94 | 1,14 | 0,24 | 0,31 | 0,33 | 0,43 |
| 60-70 | A4 | 0,93 | 1,06 | 0,24 | 0,34 | 0,35 | 0,50 |
| 70-85 | Bw | 1,08 | 1,05 | 0,27 | 0,34 | 0,40 | 0,52 |
| 85-100 | 2Bo1 | 0,08 | 0,02 | 0,02 | -- | 0,03 | -- |
| 160 | 2Bo2 | 0,10 | 0,01 | 0,04 | -- | 0,05 | -- |

# : rapports atomiques

Les rapports $Al_p/C_p$ compris entre 0,14 et 0,27, et les rapports $(Al_p + Fe_p)/C_p$ compris entre 0,2 et 0,4 traduisent une charge métallique importante des composés humiques des sols des Nilgiri qui peut être reliée à l'association avec des cations Al hydroxy-polymériques (Higashi, 1983).

[8] Les rapports $Fe_p/Fe_o$ > 1 peuvent être reliés à une dispersion d'oxydes de fer cristallins dans le pyrophosphate (Jeanroy &Guillet, 1981, McKeague *et al*.,1983).

La figure III-17 montre que la charge métallique en Al des composés humiques des sols des Nilgiri se situe dans la gamme des valeurs obtenues pour des horizons andiques non-allophaniques[9] de la base de données TUWAD des Andosols (Nanzyo, com. pers.). On note une plus grande dispersion des valeurs pour les sols des Nilgiri, par rapport aux Andosols de la base de donnée TUWAD et une corrélation moins forte avec le carbone.

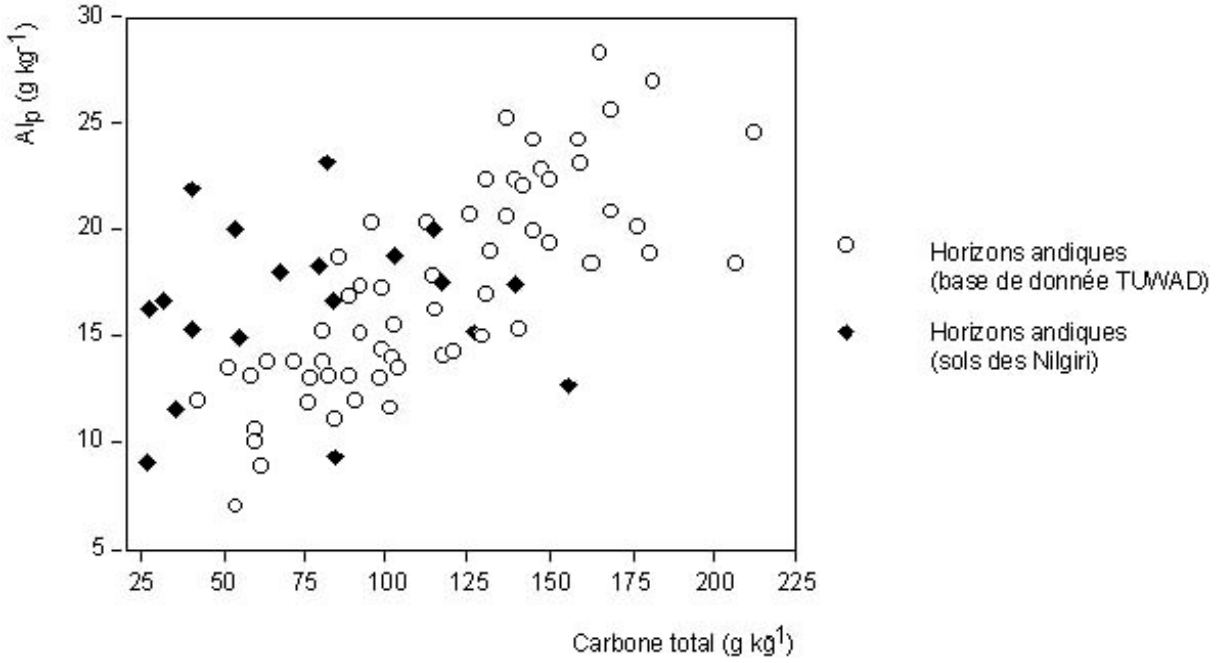



Figure III-17 : Relation entre Alp et le carbone total pour les Andosols des Nilgiri comparés aux horizons non allophaniques de la base de donnée TUWAD

Toutefois, nous devons tenir compte du fait qu'une partie de l'aluminium et du fer extraits au pyrophosphate peut provenir de la dispersion de particules fines. Nous utiliserons la microscopie électronique pour caractériser la nature des liaisons Fe-, Al-humus. L'aptitude des acides humiques à complexer les cations métalliques sera précisée lors de la caractérisation de la matière organique.

B – Autres réactifs

Les valeurs de $Fe_d$ (CBD) et de la différence $Fe_d$ - $Fe_o$ permettent d’évaluer la quantité d’oxydes cristallins. Les teneurs en oxydes cristallisés augmentent avec la profondeur et sont maximales au niveau des horizons gravillonnaires et du matériau ferrallitique.

[9] Ces données correspondent à des horizons A de la base de données TUWAD (Tohoku University World Andisols Database) présentant les propriétés andiques, un régime d’humidité Udic, un rapport $Al_p/Al_o > 0,5$ et des valeurs de $Si_o < 6$ g.kg$^{-1}$.

Le gradient décroissant des teneurs en oxydes cristallins des horizons 2Bo vers les horizons A, souligne la discontinuité qui existe entre les horizons de surface et les horizons de profondeur, et présente des similitudes avec le gradient de gibbsite décrit précédemment.

Les faibles valeurs de silice et de fer extraites par le tétraborate de sodium ne mettent pas en évidence de migration des complexes organo-métalliques au sein du profil. Ceci peut s'expliquer par la forte charge métallique des complexes organo-métalliques qui les rend immobiles, contrairement à ce qui est observé dans les sols podzoliques (McKeague *et al*., 1983). La décroissance de l'absorbance des extraits à l'oxalate d'ammonium (DOEO) avec la profondeur confirme également l'absence de migrations des complexes organo-métalliques.

L'EDTA extrait des quantités croissantes d'aluminium avec la profondeur qui peuvent attribuées à la dissolution de la gibbsite par ce réactif à chaud.

L'EDTA et le pyrophosphate extraient les quantités les plus importantes de silice. Du fait du pH basique de ces réactifs (pH = 10), on peut supposer que de la silice biogénique, les phytolithes, ou l'opale sont dissous (Jeanroy, 1983, Drees *et al*., 1989). L'hypothèse d'un "effet phytolithes" est soutenue par le fait que l'oxalate n'extrait que très peu de silice. Il faut toutefois être prudent car les réactifs alcalins présentent une très faible sélectivité vis à vis de la silice qui peut provenir de la dissolution des phyllosilicates (Jeanroy, 1983).

C – Discussion sur les extractions sélectives

Du fait de la forte teneur en oxydes secondaires des sols des Nilgiri, on ne peut exclure qu'une partie du fer et de l'aluminium, déterminés dans les extraits oxalate d'ammonium et pyrophosphate de sodium, corresponde à la dissolution ou à la dispersion de ces oxydes. De ce fait, la charge métallique définie par les rapports $(Al_p + Fe_p)/C_p$ et $(Al_p + Fe_p)/C_t$, peut être surestimée, et doit être interprétée avec précaution.

D'autre part, les rapports $Al_p/Al_o$ élevés (proches ou supérieurs à 1), peuvent être attribués à au moins deux facteurs, *i*) la dissolution ou la dispersion de gibbsite, ou / et *ii*) l'extraction d'associations organo-métalliques de types AH-Al (humates d'Al des Andosols mélaniques) non accessibles à l'oxalate du fait de son pH acide mais extraits par le pyrophosphate de sodium.

Trois informations principales peuvent toutefois être dégagées des résultats des extractions sélectives :

- l'horizon humifère est caractérisé par la présence de grandes quantités d'associations organo-métalliques à forte charge métallique ;

- le fer contribue de façon non négligeable à la charge métallique ;
- les complexes organo-métalliques sont apparemment immobiles dans le profil.

D – Apport de la microscopie électronique dans la caractérisation des associations organo-métalliques

La microscopie couplée à la microanalyse a été employée pour caractériser à une échelle fine les complexes organo-métalliques (Planche photo III). Les observations et les analyses ont été effectuées sur des coupes ultra fines d'agrégats, inclus sur le terrain.

L'observation montre à un grossissement de 2500 l’existence d’une matrice organo-minérale fine qui imprègne les débris végétaux figurés (Planche Photo III), ainsi que les particules minérales (Photos 1 & 2, planche photo III). L'analyse de cette matrice organo-minérale met en évidence la forte association qui existe entre la matière organique, l'aluminium et le fer (spectres 1 et 2).

A plus fort grossissement, la matrice organo-minérale semble constituée de matière organique fine non structurée et de minéraux très fins correspondant à la gibbsite (photos 3 à 6 planche photo III). L'analyse de cette matrice révèle l’existence de fortes liaisons entre le carbone, l'aluminium et en moindre proportion le fer. On observe aussi une phase minérale présentant un faciès en paillettes très fines (< 0,1 µm), dont l'analyse démontre qu'il s'agit d'un oxyde de fer, et très vraisemblablement la goethite (Fig. III-18 & photo 6 planche photo III).

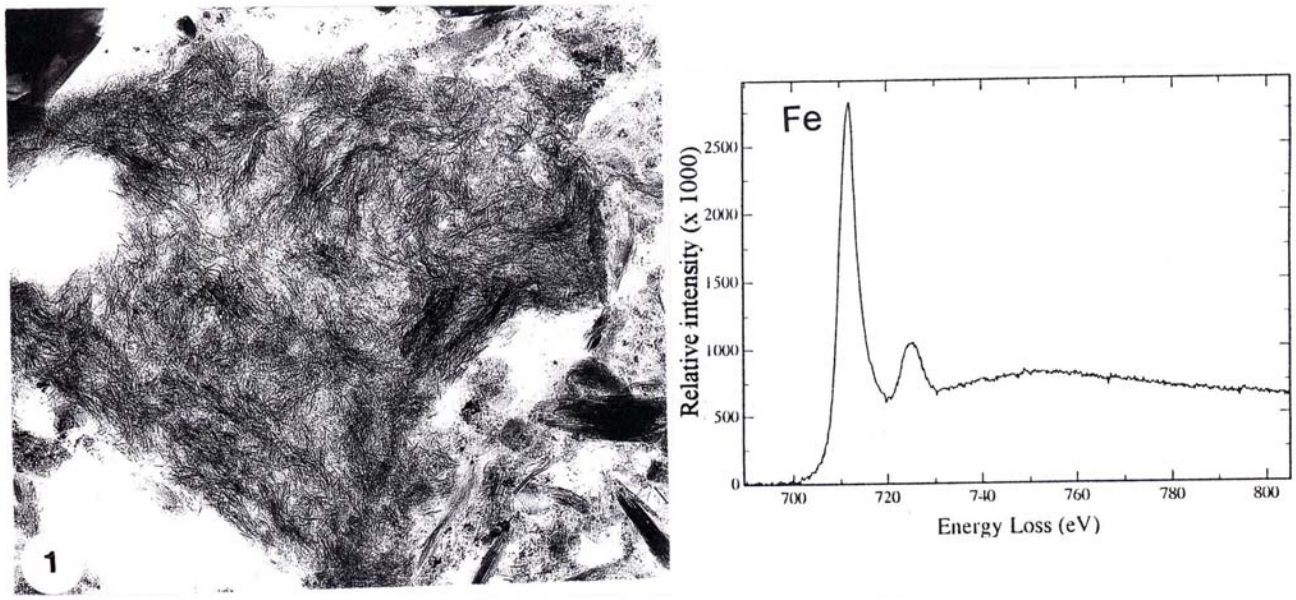



Figure III-18 : Particules de goethite observées au MET et au MEB au niveau des horizons andiques et spectre d'analyse EDX

La microscopie électronique à transmission met en évidence que les liaisons entre la matière organique, le fer et l'aluminium ne sont de deux types :

- dans le cas de l'aluminium et d'une partie du fer on n'identifie pas de particules minérales au niveau des associations organo-métalliques ;
- dans le cas du fer on observe des particules minérales de très petite taille au niveau des associations organo-métalliques.

Ces résultas suggèrent que l'aluminium et une partie du fer sont complexés par la matière organique, et que l'autre partie du fer se trouve sous forme micro-cristalline sur laquelle la matière organique peut être adsorbée. Bien que l'on n'ait pas observé en MET les solutions et les culots des différentes extractions sélectives, on peut supposer que les associations entre la goethite micro-cristalline et la matière organique sont dispersables par les réactifs employés. La dispersion des particules fines pourrait intervenir en particulier dans le cas du pyrophosphate de sodium, comme nous l'avons exposé précédemment, du fait de son fort pouvoir peptisant. Nos observations sont en accord les travaux de Jeanroy & Guillet (1981) et de Madeira & Jeanroy (1984) qui démontraient la présence de particules de goethite dispersées dans les extractions au pyrophosphate.

L'approche ultrastructurale apporte de nouveaux éléments sur la nature des associations organo-métalliques et montre que l'association entre l'aluminium, le fer et la matière organique est complexe. On observe également sur ces photos (photos 3 à 5, planche photo III) la transition entre les minéraux cristallisés (gibbsite et goethite) et des formes organo-métallique Al-matière organique, notamment au niveau de la zone de contact entre la matière organique et les minéraux (adsorption). Ces résultats illustrent la notion de continuum évoquée par Herbillon (1994) entre les formes cristallines et les formes organo-métalliques résultant des interactions entre les composés organiques et les cations hydroxyaluminiques ou hydroxyferriques.

Ces observations suggèrent en outre que le contact entre les minéraux et la matière organique est une étape importante de la formation des associations organo-métalliques dans ces sols (Oades, 1989).

Ces résultats confirment que la charge métallique estimée par les extractions sélectives peut être sur estimée du fait de la mise en suspension de particules fines d'oxydes (Jeanroy & Guillet, 1981, McKeague *et al*., 1983, Madeira et Jeanroy, 1984, Kaiser & Zech, 1994). Une partie de la charge métalliques des associations organiques peut être attribuable à l'adsorption de matière organique sur les oxydes cristallins de petite taille.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE III

*Observations ultrastructurales des horizons A2*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **A** | **B** |
| **3** | **4** |
| **5** | **6** |

1 et 2 : Ultrastructure de l'horizon A2 : association entre la matière organique granulaire et des particules minérales correspondant à des micas et à de la gibbsite. On n'observe pas de matière organique figurée ni de microorganismes.

A : Spectre d'analyse en perte d'énergie des électrons transmis (EELS) mettant en évidence la présence de matière organique humifiée.

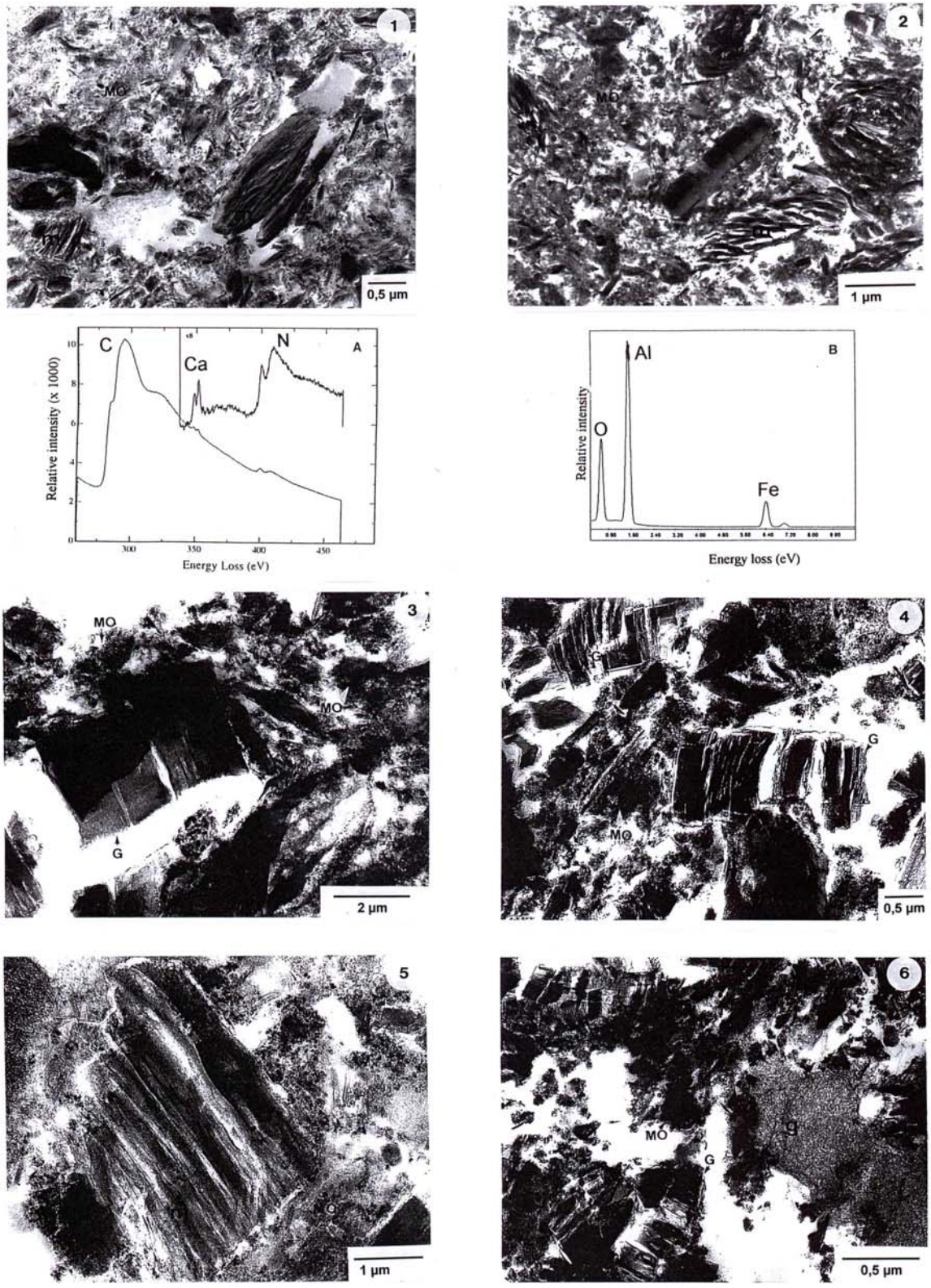
B : Spectre EDX mettant en évidence la liaison entre la matière organique granulaire, l'aluminium et secondairement le fer.

3, 4 et 5 : Interface entre les particules de gibbsite et la matrice organo-minérale. La matière organique est fortement liée à l'aluminium.

6 : Zone de contact entre la gibbsite et la matrice organo-minérale, et particules aciculaires correspondant à des oxydes de fer (détail sur la figure. III-18).

(G : gibbsite, MO : matière organique, Go :goethite, m : minéral, * : point d'impact de l'analyse EDX et EELS)

PLANCHE PHOTO III



Nous retiendrons deux informations importantes de la caractérisation globale et l’étude des formes actives du fer et de l’aluminium des sols des Nilgiri :

- les horizons 2Bo sont caractérisés par la présence d’oxydes secondaires qui témoignent d’un état d’altération poussé qui confèrent un caractère allitique ;
- les horizons A sont caractérisés par des teneurs plus faibles en oxydes secondaires, mais surtout par l’abondance des associations Al-humus et secondairement Fe-humus qui sont responsables de l’émergence des propriétés andiques.

## II.3 Associations organo-métalliques et microagrégation

A – Etude de la microagrégation : fractionnement granulométrique

a – Granulométrie “classique”

La granulométrie “classique” correspond à la granulométrie réalisée en utilisant l'hexamétaphosphate de sodium (HMP) comme agent dispersant. Nous avons employé deux prétraitements préalablement à la dispersion : *i*) destruction de la matière organique par $H_2O_2$ à chaud (HMP) et *ii*) destruction de la matière organique par $H_2O_2$ à chaud et élimination des ciments “amorphes” (HMP-oxalate).

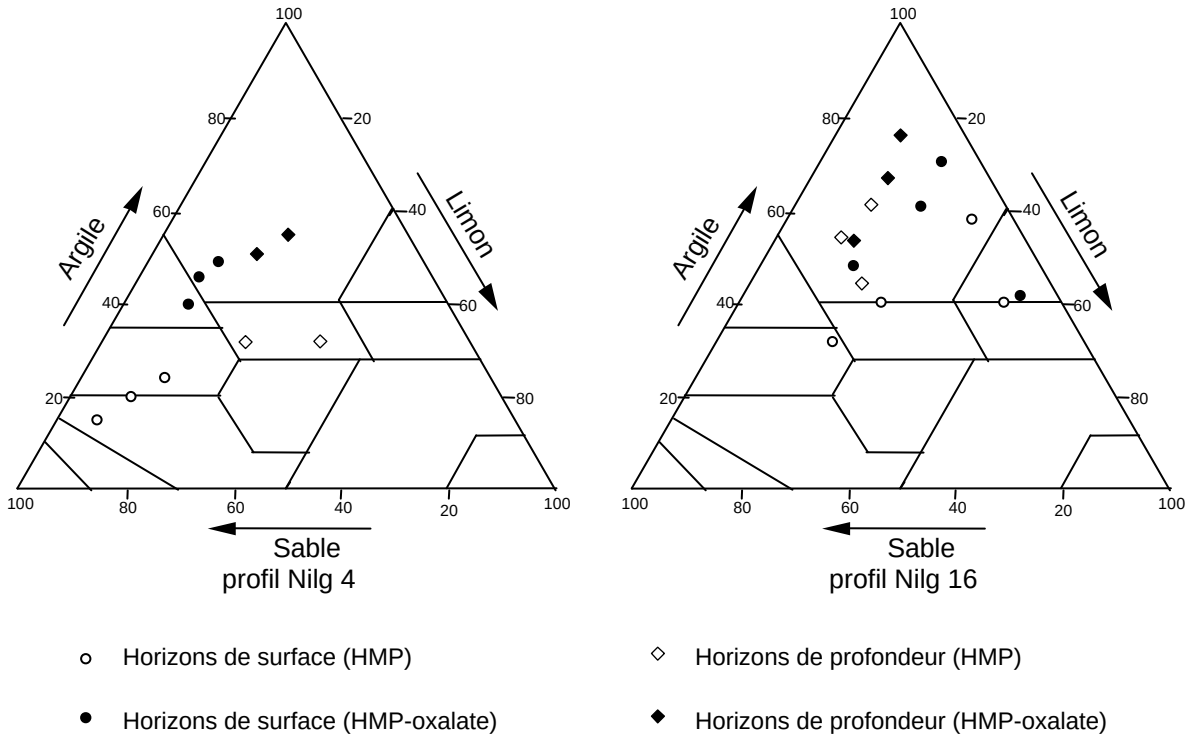



Figure III-19 : Effet du traitement à l'oxalate sur la texture des profils Nilg 4 et Nilg 16

On note une très grande différence entre la granulométrie sans traitement (HMP) et la granulométrie avec le traitement oxalate (HMP-oxalate) (Fig. III-19). On observe une chute du taux des limons grossiers et des sables après un traitement à l'oxalate et à l'opposé une augmentation de la fraction argileuse. La différence entre les traitements des échantillons est à relier à l'abondance des composés amorphes organo-métalliques dans l'horizon andique et aux oxydes de fer dans l'horizon sous-jacent. Les ciments “amorphes” éliminés par le traitement oxalate sont responsables de la formation de pseudoparticules de la taille des limons.

La texture de ces sols est argileuse à limono - argileuse du fait de l'état micro divisé de l'horizon andique, et de l'absence de minéraux résiduels dans le matériau ferrallitique.

b – Comparaison des résultats des analyses granulométriques pour le profil Nilg 4

Quatre méthodes granulométriques ont été utilisées pour les horizons du profil Nilg 4 : les deux méthodes présentées ci-dessus, auxquelles s'ajoutent, une méthode utilisant les résines-Na comme agent dispersant (R-Na) (Bartoli *et al*., 1991), et une méthode utilisant également les résines-Na comme dispersant mais avec un rapport résine / sol optimisé (R-Na opt.) permettant d'obtenir une dispersion maximale des argiles.

On observe une forte augmentation des fractions fines (argile et limons fins) au détriment des fractions grossières pour la granulométrie avec les résines et la granulométrie HMP + oxalate par rapport à la granulométrie HMP (Annexe V). Les répartitions granulométriques obtenues avec la méthode “résine optimisée” et la méthode après destruction de la matière organique et des amorphes sont assez proches, ce qui traduit l'efficacité de la dispersion par les résines-Na.

La technique des résines-Na, si on l'optimise, se révèle très efficace dans la dispersion des Andosols étudiés, sans destruction de la matière organique ni des ciments “amorphes” (Bartoli & Burtin, résultats non publiés). Cette efficacité avait déjà été observée dans le cas des Oxisols (Bartoli *et al*., 1991). Pour les Andosols, il existe néanmoins un seuil en carbone organique (~ 7 %) au-delà duquel la dispersion des sols à l'aide des résines nécessite un prétraitement (destruction de la matière organique) (Churchman *et al*., 1999).

Ces résultats montrent en outre la prédominance des particules fines dans ces sols (50 à 85 % de particules < 20 µm). Les différents résultats obtenus avec ces techniques mettent en évidence l’existence d’une microagrégation dans ces sols (microagrégats élémentaires de la taille des limons) (Annexe V).

B – Etude de la macroagrégation : mesure de la stabilité des agrégats sur sols frais

Les différents résultats obtenus (Fig. III-20 & III-21) montrent que les Andosols des Nilgiri sont relativement stables à l'eau avec des taux d’agrégats stables compris entre 40 % et 95 % du sol sec à 105°C.

On distingue deux domaines correspondant aux horizons A et au matériau ferrallitique, en nette discontinuité.

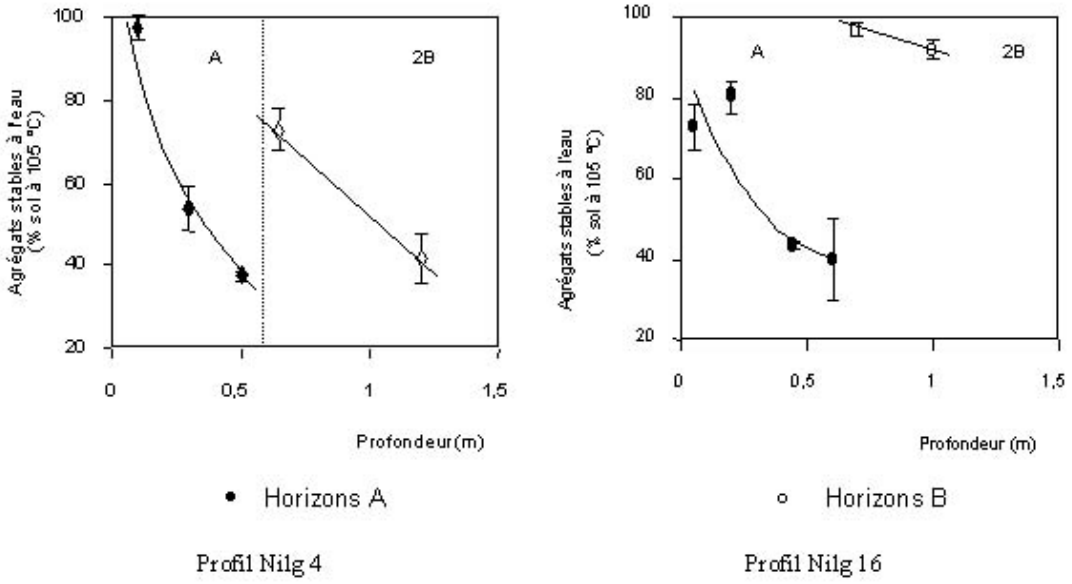



Figure III-20 : Teneurs en agrégats stables à l'eau des sur sols humides en fonction de la profondeur

Dans la figure III-21, la stabilité des agrégats a été exprimée en fonction de la teneur en argile, du carbone organique, et de l’aluminium extrait à l’oxalate ($Al_o$).

On constate :

- Horizons A : la teneur en agrégats stables semble peu dépendante de la teneur en argile, alors qu'elle est fortement corrélée à la teneur en carbone organique et en Aluminium “amorphe” ($Al_o$) ;
- Horizons B : si l'on prend les données des deux profils, la teneur en agrégats stables est corrélée à la teneur en argile, en carbone organique et à l'aluminium oxalate.

Le nombre d’échantillons étant limité, nous ne pouvons pas faire de traitement statistique pour dégager une tendance générale sur la stabilité des agrégats en fonction de la teneur en argile, en carbone ou en $Al_o$.

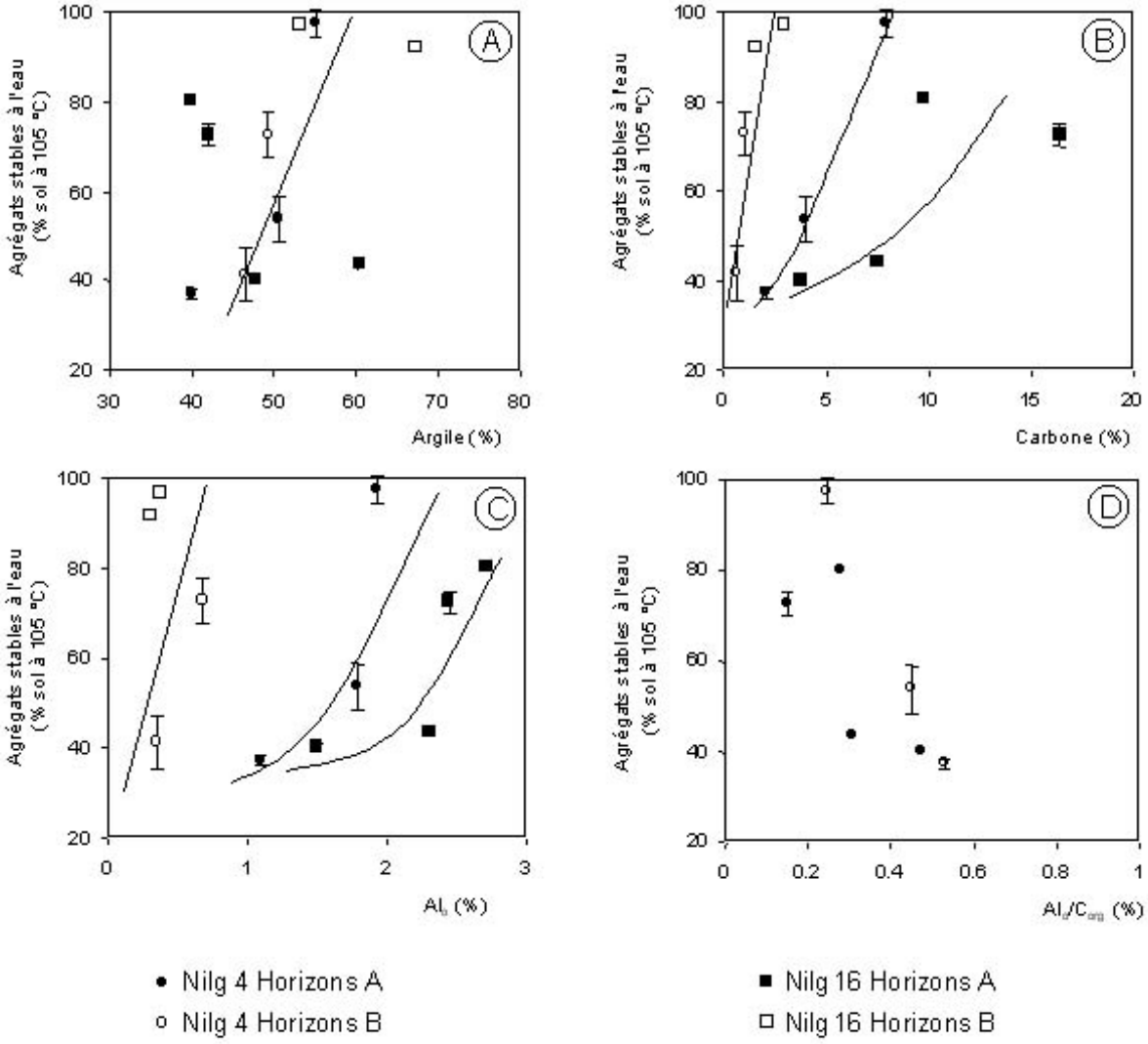



Figure III-21 : Teneurs en agrégats stables à l'eau des sols humides en fonction des teneurs en argile (A), en carbone (B), $Al_o$ (C) et $Al_o$/C (D).

Les courbes sont tracées à titre indicatif pour illustrer les tendances mais elles ne correspondent pas à des régressions sur les séries de données.

On note cependant des différences entre les horizons des deux profils. Le profil Nilg 4 présente une stabilité structurale plus importante pour des teneurs en $Al_o$ et en carbone plus faibles (Fig. III-21). Le profil Nilg 4 présente en surface une activité importante de vers de terre qui entraîne une macrostructuration grumeleuse agrégée ,alors que le profil Nilg 16 présente de nombreuses déjections d'enchytréides responsables d'une structure plus fine moins agrégée.

Les relations entre la teneur en agrégats stables à l'eau et la teneur en carbone organique ou en aluminium extrait par l'oxalate d'ammonium sont liées à la présence de constituants organo-métalliques mal cristallisés (à propriétés colloïdales), qui cimentent les agrégats par colmatage des macropores et par de très fortes adhésions de surface.

Les tests de désagrégation mettent également en évidence des comportements distincts entre les horizons A et le matériau ferrallitique, que l’on peut relier avec des mécanismes d’agrégation différents :

- pour les horizons A, la corrélation entre le taux d’agrégats stables, les teneurs en carbone organique et l’$Al_o$ est liée à la présence d’associations organo-métalliques (responsables de la cohésion interparticulaire) ;
- pour le matériau ferrallitique, la relation entre la teneur en argile et la stabilité structurale peut être liée à la présence d'oxy-hydroxydes de fer et de gibbsite. Les teneurs en carbone et en $Al_o$ interviennent également dans la stabilité structurale malgré leurs faibles teneurs, du fait de leurs fortes aptitudes à la cimentation des particules.

Enfin, la figure III-22 permet de situer les Andosols du massif des Nilgiri (horizons A) sur des graphiques représentant la teneur en agrégats stables en fonction de $Al_o$ et de $Al_o$ / C, sur lequel a été reporté d'autres données d'Andosols de la Guadeloupe, de la Réunion, des Iles Canaries, du massif Central et des Vosges. La stabilité des agrégats des Andosols du massif des Nilgiri se situe bien dans le domaine d'autres Andosols, notamment les Andosols non-allophaniques.

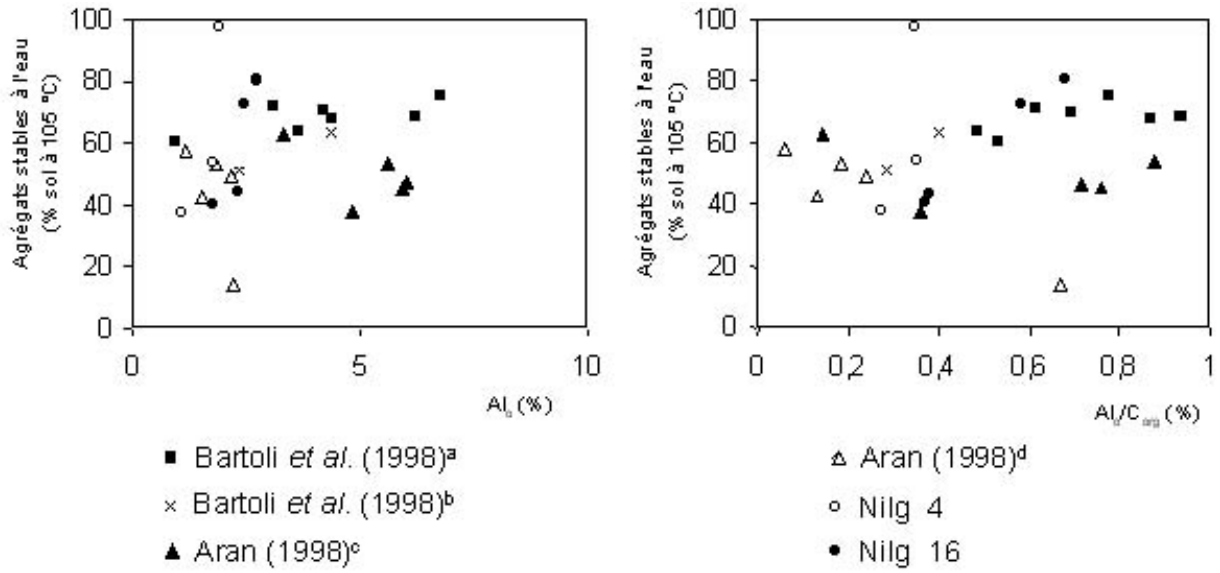



Figure III-22 : Comparaison de la stabilité des agrégats en fonction des teneurs en $Al_o$ pour les Andosols des Nilgiri et des Andosols de la bibliographie
(a : divers Andosols, b : Andosols non-allophaniques, c : Andosol du massif Central (Mecœur), d : Andosol vosgien non allophanique (Gsang))

C – Discussion sur la stabilité structurale des sols des Nilgiri

Les différents résultats présentés ci-dessus permettent de dégager les informations suivantes :

- la stabilité structurale des sols des Nilgiri est importante et se situe dans la gamme des valeurs des Andosols (Egashira *et al*., 1983, Aran, 1998, Bartoli *et al*., 1998) ;
- les associations organo-métalliques jouent un rôle prépondérant dans la stabilité structurale (macroagrégation et microagrégation) en assurant des interactions entre la phase minérale et la matière organique, qui entraînent la cimentation des particules.

On peut, de plus, suggérer que les fortes teneurs en carbone des sols sont responsables d'une certaine hydrophobicité des agrégats qui les rend moins sensibles à la désagrégation dans l'eau.

Les relations obtenues entre la stabilité des agrégats et les teneurs en Al extractible à l'oxalate d'ammonium et l'augmentation de la teneur en argile après un traitement oxalate, montrent le rôle joué par les constituants organo-métalliques dans la microagrégation et la macroagrégation. Ces composés sont responsables d'une cohésion interparticulaire importante du fait de leurs propriétés colloïdales.

Ces deux chapitres sur l'étude des constituants minéraux et organo-minéraux des Andosols des Nilgiri ont révélé une opposition nette entre les horizons 2Bo situés sous la "stone-line" et les horizons A, ce qui suggère une discontinuité minéralogique entre ces deux horizons et un remaniement.

Dans le chapitre suivant nous allons nous intéresser à la matière organique des horizons A en nous efforçant d'éclaircir les mécanismes de sa stabilisation et de son accumulation en relation avec l'histoire pédologique et paléoclimatique des "Hautes Terres". Nous essaierons, d'autre part, d'établir des comparaisons entre les propriétés de la matière organique des Andosols des Nilgiri, et celles d'autres Andosols développés sur matériaux volcaniques ou non volcaniques.

# III DYNAMIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE

## III.1 Biodynamique des humus

A – Description des humus sur le terrain

Les humus des sols des Nilgiri présentent une très forte activité biologique, principalement due à la mésofaune et secondairement aux vers de terre épigés et aux champignons de la pourriture blanche. Cette activité biologique importante se traduit par une très bonne structuration, grumeleuse fine, de l'horizon A1. (Planches photo IV et V**).** On observe également une importante activité des champignons de la pourriture blanche qui colonisent les feuilles brunes de la couche OL et qui entraînent leur blanchiment. On identifie la sous-couche OL ( 2-3 couches de feuilles), et la sous couche OF (1,5 cm).

On ne constate donc pas d'accumulation importante de matière organique au niveau de la litière, la matière organique est très vite incorporée dans l'horizon organo-minéral A1.

B – Observation micromorphologique des lames minces (Planches photo IV & V)

*0-10 cm :*

- sous couche OL : présence de feuilles intactes (2-3 couches) avec quelques traces de pourriture blanche.
- sous couche OF : (1,5 cm) débris de feuilles fragmentées, déjections de diplopodes, déjections d'enchytréides et déjections d'oribates dans des morceaux de bois. Présence de petites déjections de vers de terre épigés (1-2 mm). Nombreuses racines fines.
- Horizon A1 : Juxtaposition de déjections de vers de terre (2 à 8 mm de Ø) avec de nombreuses racines inter-agrégats. Ces déjections ont été en grande partie reprises par les termites, dont on observe les boulettes termitiques. Ces déjections semblent figées et extrêmement stables (absence de débris végétaux frais dans les déjections), seules quelques racines récentes peuvent les traverser (racines intra-agrégats). Ces racines peuvent être consommées par des enchytréides et des acariens dont on observe les boulettes fécales le long du trajet de la racine. La pénétration des anciennes déjections de vers de terre par des racines actuelles semble réactiver ces agrégats du fait de l'apport de matière organique fraîche.

*15-25 cm :*

- Présence de déjections anciennes de vers de terre de couleur foncée et d'aspect figé. Ces déjections ont été reprises par les termites. On observe une pulvérisation récente des déjections de vers de terre par les enchytréides au voisinage des racines actuelles.
- Présence de quelques gravillons ferrugineux.

*35-45 cm :*

- Lame d'allure assez voisine de la précédente. La matrice semble constituée de déjections de vers de terre anciennes, ayant une taille de l'ordre du cm, coalescentes et reprises par les termites. L'ensemble paraît figé et peu perturbé par la présence de racines.
- On observe de nombreux microagrégats de l'ordre du mm ± arrondis, issus d'un éclatement des agrégats lors du séchage des échantillons avant imprégnation.
- Quelques gravillons ferrugineux arrondis sont présents dans l'ensemble de la lame.

*50-60 cm :*

- La lame est constituée dans son ensemble de gravillons ferrugineux ± arrondis, et de grains de quartz. Les gravillons ferrugineux peuvent présenter des grains de quartz en leur centre. Les gravillons présentent à leur périphérie des dépôts concentriques d'oxydes de fer.
- On observe quelques agrégats correspondant à des déjections de vers de terre reprises par les termites.

*85-95 cm :*

- Lame de couleur rouge au niveau de matériau ferrallitique. On observe de nombreux gravillons ferrugineux et des grains de quartz répartis dans la matrice assez homogène plasmatique. Le plasma présente des galeries de termites, et de nombreuses fentes dues au séchage.

L'humus de ces sols peut être qualifié du fait de la présence des sous couche OL et OF, et d'un horizon A1 de structure grumeleuse fine due à l'activité des vers de terre d'Oligomull (Jabiol *et al*., 1995).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE IV

*Observations micromorphologiques des humus des Andosols : organismes décomposeurs*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |
| **5** | **6** |
| **7** | **8** |

1 : Déjections de larves de diptère (dd) et feuille brune (Fbr) avec des traces de blanchiment (Fbl) au niveau de la sous-couche OL.

2 : Déjections d'enchytréides (de) dans un morceau de bois au niveau de la sous sous-couche OL.

3 : Déjections de vers de terre récentes (dvr) reprises par les enchytréides (de) au niveau de l'horizon A1.

4 : Déjections de vers de terre anécique récentes (dvr) au niveau de l'horizon A1.

5 : Juxtaposition de déjections de vers de terre anciennes (dva) au niveau de l'horizon A3.

6 : Boulettes termitiques (bt) au sein d'une déjection de ver de terre ancienne (dva) au niveau de l'horizon A2.

7 : Détail d'une galerie de termite avec boulettes termitiques (horizon A2).

8 : Détail des boulettes termitiques sphériques.

PLANCHE PHOTO IV

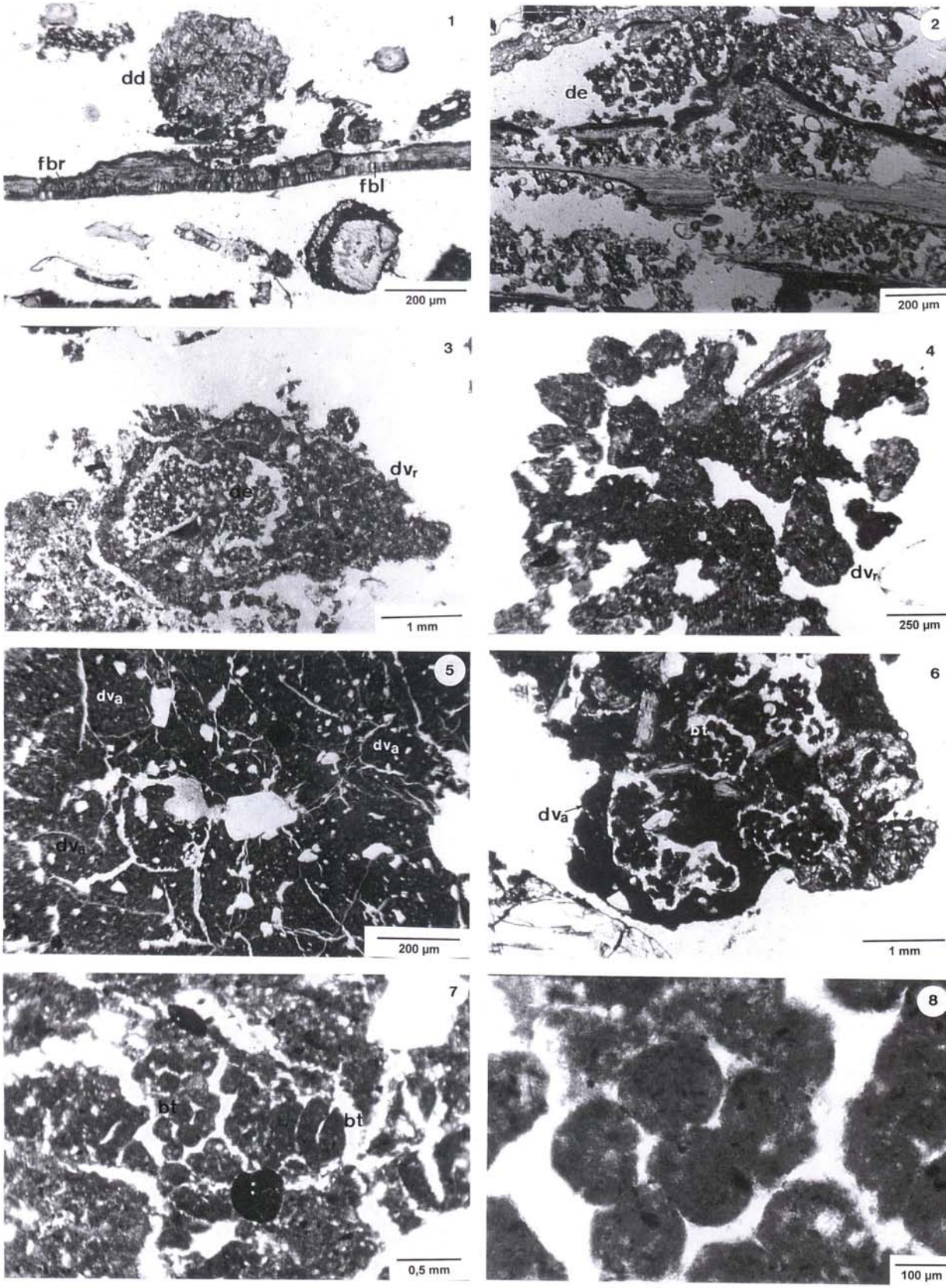


PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE V

*Observations micromorphologiques des humus des Andosols*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |
| **5** | **6** |
| **7** | **8** |

1 : Détail de la sous-couche OL où l'on observe des feuilles brunes (Fbr) présentant des traces de blanchiment (Fbl) par les champignons de la pourriture blanche et des déjections de collemboles (dc).

2 : Déjections de vers de terre récentes (dvr) et anciennes (dva), déjections d'enchytréides (de) et racine récente (rr).

3 : Microstructure de l'horizon A2 où l'on peut distinguer des formes ± arrondies correspondant à des boulettes termitiques (bt).

4 : Activité d'enchytréides dont on observe les déjections (de) au niveau du passage d'une racine (rr). Reprise de l'activité biologique au voisinage des racines (horizon A1).

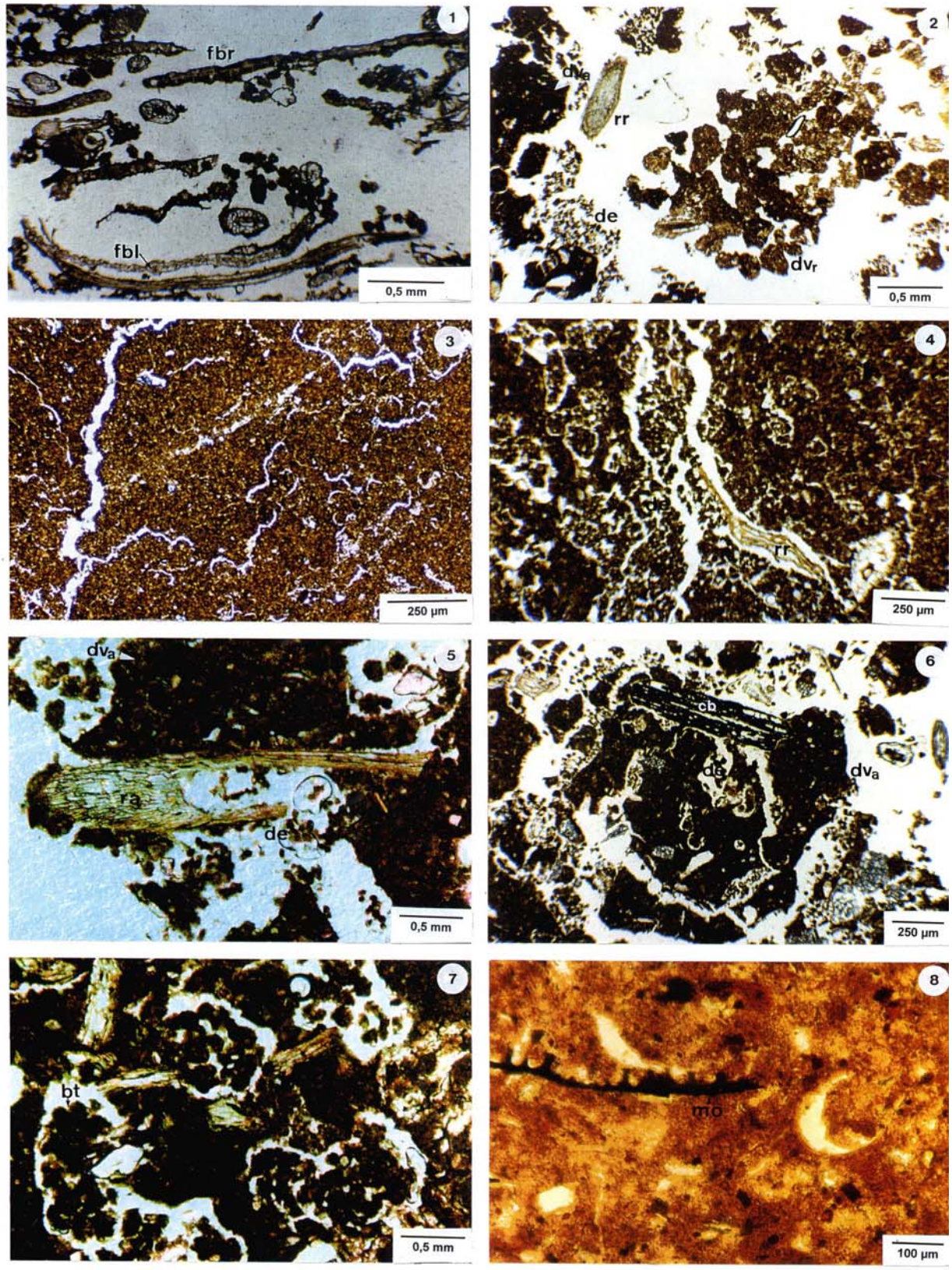
5 : Activité d'enchytréides (de) au niveau d'une racine ancienne incluse dans une déjection de ver de terre (dva) (horizon A2).

6 : Déjection de ver de terre ancienne (dva) renfermant un fragment de charbon de bois (cb). Déjection reprise en partie par les enchytréides (de) (horizon A2).

7 : Boulettes termitiques au sein d'une déjection de ver de terre ancienne. (horizon A3).

8 : Matière organique figurée ancienne dans une déjection de ver de terre ancienne. (horizon A3).

PLANCHE PHOTO V



L'observation micromorphologique permet, en outre, de dégager les points suivants :

- seuls les premiers centimètres du sol présentent une activité biologique importante, principalement due aux vers de terres épigés et aux enchytréides, alors que les horizons sous-jacents semblent "figés" ;
- les horizons A2, A3 et A4 présentent une matrice microagrégée très fine, correspondant à la juxtaposition d'anciennes déjections de vers de terre reprises par les termites, et de microagrégats de quelques centaines de microns, les uns anguleux dont l'origine est liée aux alternances d'humidité et de sécheresse subies par les échantillons, et les autres ± arrondis liés à des activités biologiques (enchytréides) ;
- au niveau des racines récentes on observe une reprise de l'activité biologique essentiellement due aux enchytréides (pulvérisation) ;
- les traces d'activité de termites sont présentes au niveau des horizons andiques et du matériau ferrallitique et on peut penser qu'ils ont participé à la mise en place de la "stone-line".

On peut penser que les horizons A2, A3 et A4 ont été à une période reculée, biologiquement actifs du fait de la présence de nombreuses déjections de vers de terre et de termites anciennes. L'activité biologique reprend au niveau des racines récentes, certainement du fait de l'apport de matière organique fraîche qui permet la dégradation de la matière organique stabilisée dans ces agrégats (priming effect).

La présence de charbons de bois (photo 6, planche photo V) et de particules de couleur foncée dans les boulettes termitiques (photo 8, planche photo IV) et les déjections de vers de terre anciennes (photo 8, planche photo V) laisse supposer la présence de matière organique "carbonisée" (charred organic matter, Golchin *et al*., 1997a, b) provenant de la combustion de la matière organique fraîche lors de feux. Une étude microscopique plus approfondie sur des fractions de sols permettrait de confirmer ou d'infirmer la présence de ce type de matière organique.

C – Observations en microscopie électronique et microanalyse

L'observation ultrastructurale en microscopie électronique permet d'observer l'activité de la microflore non décelable à la loupe binoculaire mais également d'établir la composition de la phase observée par le couplage avec les techniques de microanalyse EDX et EELS.

Les observations correspondant à l'horizon A1 sont présentées sur la planche photo VI. La microflore abondante est constituée de bactéries regroupées en colonies et de champignons qui interviennent dans la dégradation de la matière organique (photos 2 à 5). La photo 6 illustre la lyse d'un polyphénol par une bactérie. Le nombre de bactéries et de champignons décroît très rapidement avec la profondeur. Les coupes mettent en évidence l'existence d'une très bonne structuration du sol, ce qui induit une forte porosité que l'on peut qualifier de méso et micro porosité.

En profondeur (horizon A3), les débris végétaux et la microflore sont beaucoup plus rares. On observe une matrice organo-minérale fine non structurée qui entoure des minéraux pouvant correspondre à de la gibbsite ou à des micas (Planche photo III). Cet horizon possède également une micro porosité très développée. L'agrégation dans cet horizon correspond à une micro agrégation.

La microscopie électronique couplée à la microanalyse montre donc des liaisons étroites entre la matière organique et l'aluminium, car dès les premiers stades de l'humification la matière organique est liée à l'aluminium. L'étude structurale montre des interactions importantes entre les oxydes de fer et d'aluminium et la matière organique au niveau des horizons A3. Ces interactions entre la matière organique et les oxydes secondaires issus du matériau ferrallitique constituent une étape importante de la formation des associations organo-métalliques amorphes observées dans ces sols.

L'intérêt de ces observations réside dans le fait que les échantillons n'ont subi aucun traitement physique ce qui permet d'observer l'association des éléments comme ils le sont "in *situ*". Ces coupes montrent une association très étroite entre la matrice organo-minérale et les minéraux qui peut être caractérisée par microanalyse.

## III.2 Stockage de matière organique

A – Rappel bibliographique

Les Andosols sont les sols qui présentent souvent les stocks de carbone par unité de surface les plus importants (25 à 40 kg.m$^{-2}$ Eswaran *et al*., 1993, Batjes, 1996), se situant juste après les tourbes (Histosols). Les stocks volumiques élevés des Andosols sont à mettre en relation avec une incorporation de carbone jusqu'à des profondeurs importantes. La teneur en carbone des Andosols est fortement corrélée avec la teneur en aluminium "amorphe", allophanes et imogolite dans les Andosols allophaniques et complexes organo-métalliques dans les

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE VI

*Observations ultrastructurales des horizons A1*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |
| **A** | **B** |
| **5** | **6** |

1 : Ultrastructure de l'horizon A1 où l'on observe des débris végétaux figurés (parois végétales, pv), des bactéries (B). Le sol est bien microstructuré et la microporosité est importante.

2 : Détail de la photo 1 : Bactéries (B) au voisinage du débris végétal figuré (pv)

3 : Reste organique figuré sur lequel a été réalisée l'analyse EELS et EDX (* point d'impact de l'analyse) et bactéries (B)

4 : Restes végétaux figurés, bactéries (B).

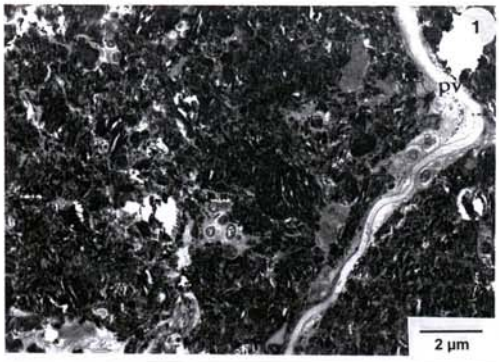
A : Spectre d'analyse EELS de la matière organique figurée.

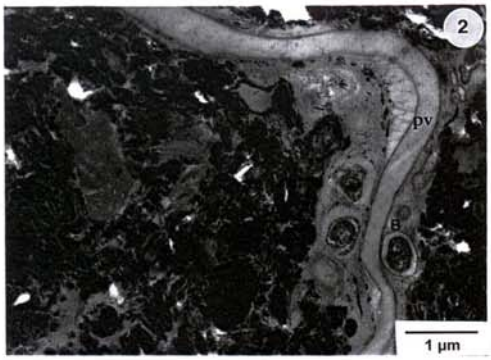
B : Spectre d'analyse EDX mettant en évidence la liaison entre la matière organique en voie de décomposition et l'aluminium.

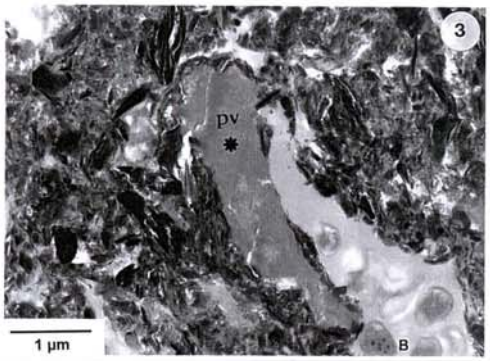
7 : Détail des bactéries.

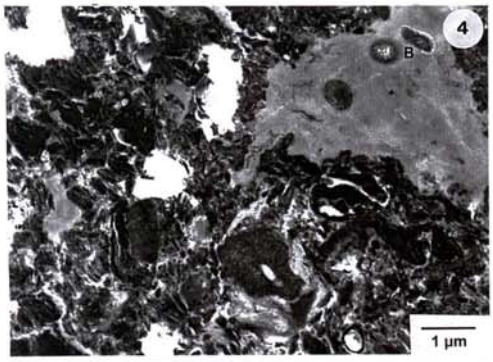
8 : Dégradation d'un polyphénol (P) par les bactéries (B).

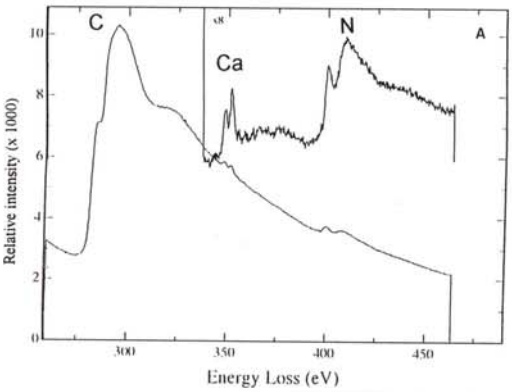
PLANCHE PHOTO VI

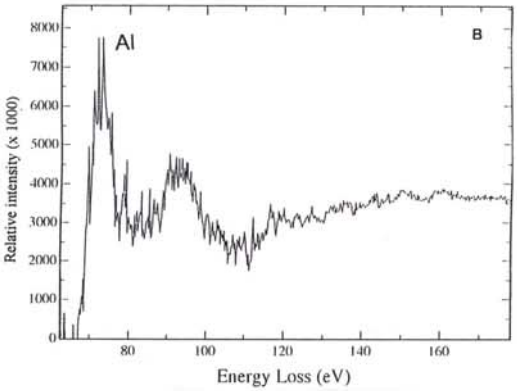


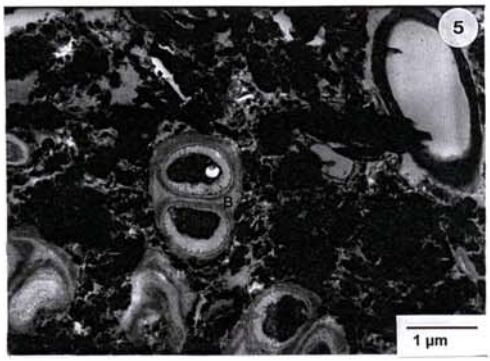



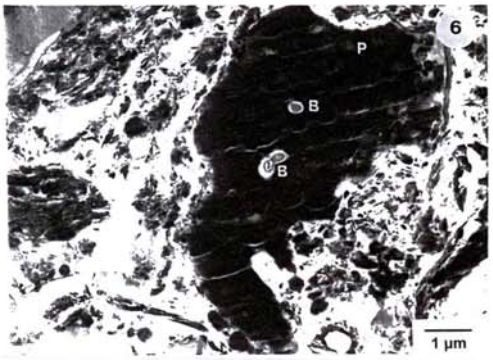



Andosols non-allophaniques. La liaison entre la matière organique et l'aluminium conduit à la formation de composés stables peu biodégradables qui s'accumulent dans le profil (Shoji *et al*. 1985, Boudot *et al*., 1986, 1989, Guillet, 1990, Boudot, 1992, Nanzyo *et al*. 1993a). Les travaux récents de Torn *et al*. (1997) ont montré, dans le cas d'une chronoséquence d'Andosols à Hawaï, que la teneur en carbone de ces sols était liée à l'évolution minéralogique au cours du temps. Le passage des produits para-cristallins comme les allophanes et l'imogolite à de l'halloysite conduit à une chute de la teneur en carbone des sols

Ces travaux illustrent des concepts bien connus sur le fait que les colloïdes silico-alumineux, les allophanes et l'imogolite, possèdent des capacités d'adsorption et de stabilisation des composés organiques bien plus importantes que les minéraux mieux cristallisés.

Il faut également rappeler que d'autres facteurs, induisent une biodégradabilité faible de la matière organique des Andosols (Sommers *et al*., 1981, Oades, 1989, Sollins *et al*., 1996) : *i*) les conditions climatiques fraîches et humides des régions où sont principalement observés les Andosols qui limitent l'activité biologique, *ii*) la nature de la matière organique, aromatique et pauvre en azote, donc chimiquement moins réactive, *iii*) la limitation de l'accessibilité de la matière organique au sein des agrégats due aux propriétés physiques et aux propriétés hydriques qui peuvent bloquer l'activité biologique et *iv*) les teneurs importantes en Al échangeable qui peuvent induire une toxicité aluminique pour la microflore et *v*) la faible disponibilité du phosphore.

L'accumulation importante de matière organique dans les Andosols est tributaire des liaisons étroites qui se créent entre les composés humiques et la phase minérale (adsorption ou chélation). La compréhension des mécanismes de stockage et de stabilisation de la matière organique nécessite la caractérisation des interactions entre la phase minérale et la matière organique.

B – Teneur en carbone de la terre fine

La figure III-23 montre la répartition du carbone de la terre fine en fonction de la profondeur. Les courbes présentent une décroissance régulière de la teneur en carbone avec la profondeur, avec des valeurs comprises entre 80 et 160 $g.kg^{-1}$ en surface et entre 15 et 25 $g.kg^{-1}$ au niveau de la transition gravillonnaire. Au niveau du matériau ferrallitique sous-jacent, les teneurs en carbone sont inférieures à 10 $g.kg^{-1}$.

Sur la figure III-24 sont représentées les teneurs en aluminium extrait à l'oxalate ($Al_o$) et les teneurs en carbone des sols. On constate qu'il existe une corrélation très significative de type linéaire ($r^2 = 0,93$) entre le carbone et $Al_o$ pour des teneurs faibles en carbone (< 40 $g.kg^{-1}$).

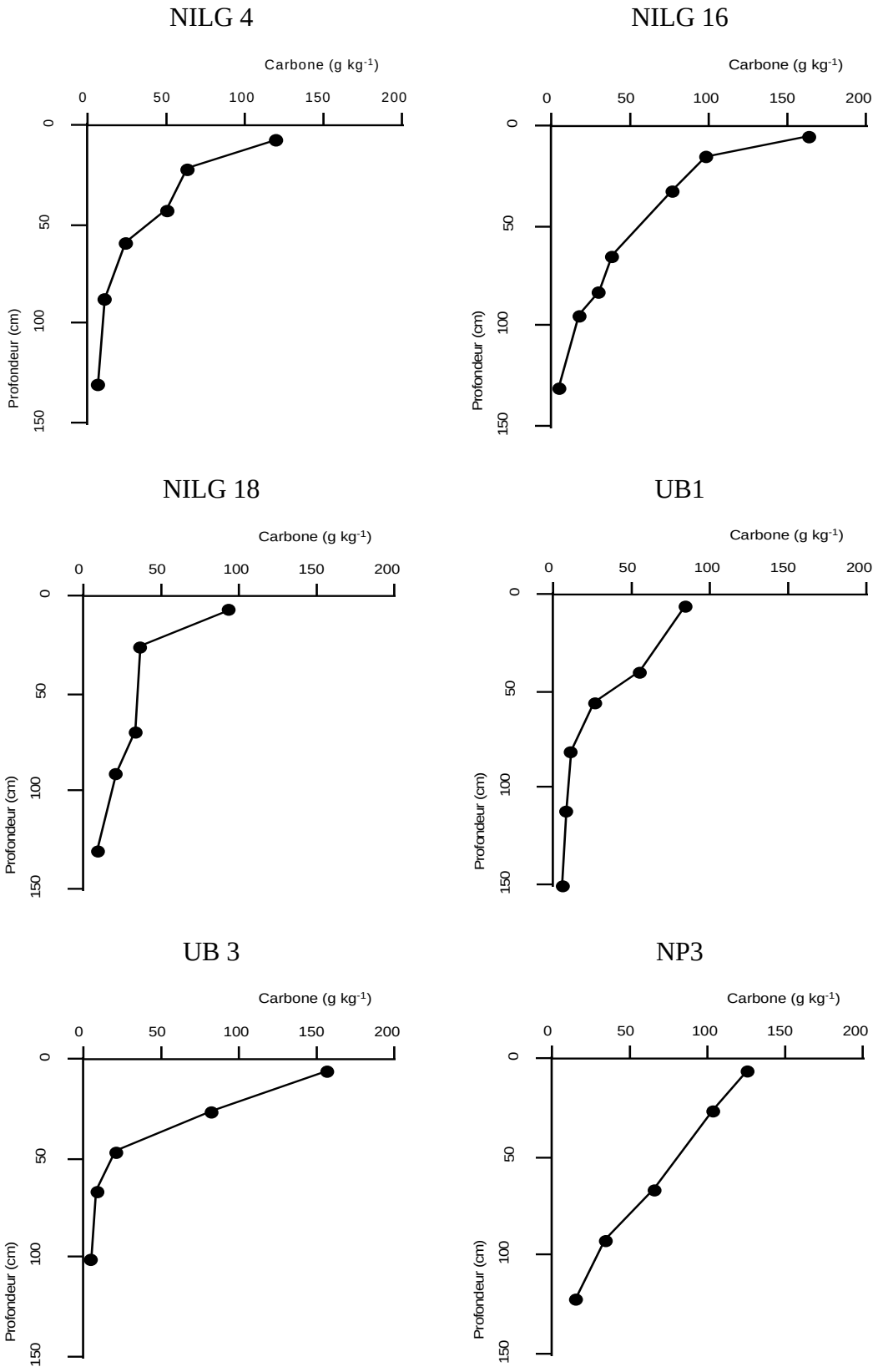



Figure III-23 : Teneur en carbone de la terre fine de différents profils d'Andosols des Nilgiri

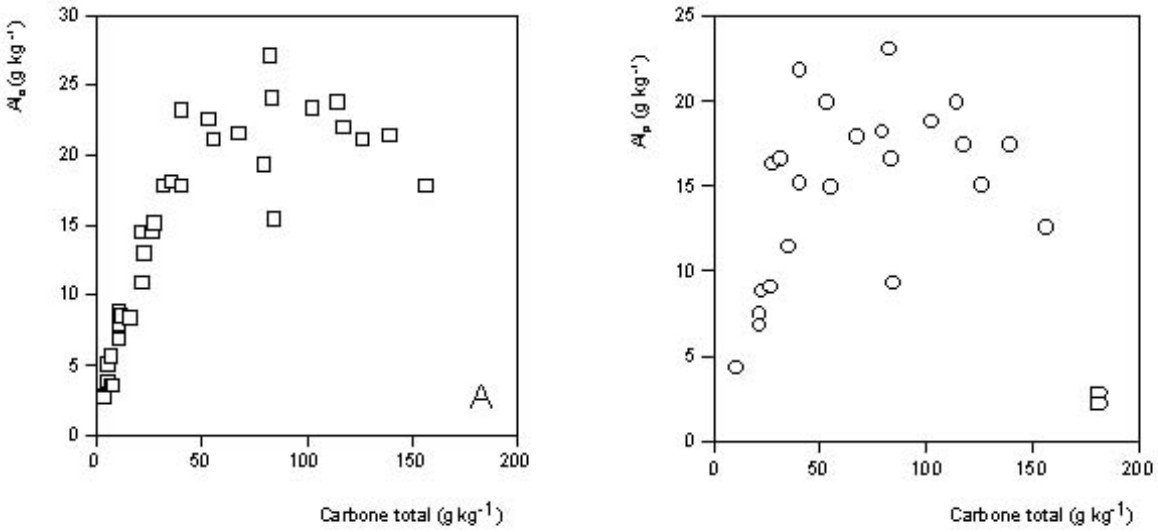



Figure III-24 : Relation entre l'aluminium extractible à l'oxalate (A) et au pyrophosphate (B) et le carbone de la terre fine

Pour des teneurs en carbone plus élevées, ces deux variables semblent indépendantes. Le même type de relation semble exister entre $Al_p$ et C. Ces résultats mettent en évidence le rôle de l'aluminium "amorphe" dans les mécanismes de stabilisation du carbone.

La relation qui existe entre le carbone et l'aluminium extrait à l'oxalate ou au pyrophosphate met en évidence la corrélation entre le caractère fortement humifère des sols et leur caractère andique. Lorsque la teneur en carbone atteint 50 g.kg$^{-1}$, la teneur en $Al_o$ est de l'ordre de 20 g.kg$^{-1}$ qui est la valeur requise pour l'identification des propriétés andiques (Cf. deuxième partie du mémoire).

La figure III-24 montre en outre, que les valeurs d'$Al_o$ et d'$Al_p$ semblent atteindre des valeurs maximales (de l'ordre de 20 à 25 g.kg$^{-1}$) pour des teneurs en carbone comprises entre 50 g.kg$^{-1}$ et 200 g.kg$^{-1}$. Le facteur limitant de la teneur en Al "amorphe" semble donc être la disponibilité en Al pour s'associer avec la matière organique et donc la source d'Al pour ces sols développés sur un matériau non volcanique contenant peu de minéraux altérables et donc caractérisés par l'absence d'allophanes.

L'étude des relations entre la texture (argile et argile + limons fins) et les teneurs en carbone montre qu'il n'y a pas de dépendance entre ces deux variables. De nombreux auteurs (Wada, 1980, Shoji *et al*., 1985, Nanzyo *et al*., 1993a) ont montré que dans les Andosols le facteur principal de l'accumulation de matière organique est l'aluminium "amorphe" extrait à l'oxalate, alors que dans la plupart des autres sols, la texture joue un rôle important dans l'accumulation de la matière organique à la suite de la formation de complexes argilo - humiques (Oades, 1989).

C – Estimation du stock volumique en carbone

L'estimation du stock volumique de carbone a été obtenue en utilisant les teneurs en carbone de la terre fine, la densité apparente du sol et la teneur en éléments grossiers. Les calculs ont été faits pour chaque horizon, le stock moyen dans le sol correspond à la somme des valeurs obtenues. Le tableau III-9 présente les résultats pour les profils Nilg 4 et Nilg 16.

On constate *i*) un stockage important de carbone, supérieur à 30 $kg.m^{-2}$, et *ii*) que des quantités importantes de carbone sont présentes à des profondeurs supérieures à 30 cm qui est la valeur la plus souvent retenue pour l'estimation du stock de carbone dans les sols à l'échelle mondiale (Eswaran *et al*., 1993). Les valeurs obtenues sont bien situées dans la gamme des stocks de carbone des Andosols (Eswaran *et al*., 1993, Batjes, 1996).Les stocks volumique de carbone des sols des Nilgiri sont également plus importants que les stocks observés par Ferry (1994) pour les sols forestiers des Ghâts Occidentaux.

Les stocks obtenus montrent que ces sols humifères d'altitude, malgré leur étendue géographique limitée, participent à un stockage de carbone non négligeable. Les valeurs trouvées peuvent être considérées comme étant celles d'un "état initial" pour des études concernant l'effet de la mise en culture sur les teneurs en carbone des sols.

Tableau III-9 : Stock de carbone par unité de surface pour les profils Nilg 4 et Nilg 16

| Sol | Profondeur (cm) | C ($g.kg^{-1}$) | Da ($kg.dm^{-3}$) | C ($kg.m^{-2}$) |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | |
| A1 | 0-15 | 120 | 0,74 | 12,6 |
| A2 | 15-30 | 63 | 0,74 | 6,9 |
| A3 | 30-55 | 49 | 0,90 | 9,9 |
| Bw | 55-65 | 25 | 0,95 | 1,3 |
| 2Bo1 | 65-110 | 10 | 0,98 | 4,2 |
| 2Bo2 | 110-150 | 6,5 | 1,10 | 2,7 |
| | | | ***TOTAL*** | ***37,5*** |
| Nilg 16 | | | | |
| A1 | 0-10 | 164 | 0,47 | 7,9 |
| A2 | 10-20 | 98 | 0,49 | 4,7 |
| A3 | 20-55 | 76 | 0,65 | 11,9 |
| A4 | 55-75 | 38 | 0,72 | 2,3 |
| Bw | 75-90 | 30 | 0,80 | 0,8 |
| 2Bo1 | 90-100 | 16 | 0,95 | 0,8 |
| 2Bo2 | 100-160 | 3,4 | 1,09 | 2,22 |
| | | | ***TOTAL*** | ***30,7*** |

D – Répartition granulométrique du carbone, de l'azote et taux d'humification

Le taux d'humification correspond à la teneur en carbone de la fraction fine, dite humifiée, (< 50 µm) par rapport à la teneur en carbone de la terre fine. Nous considérons en effet

que l'essentiel de la matière organique humifiée ce trouve dans la fraction < 50 µm comme le montrent les résultats suivants : *i*) la plus grande partie du carbone se trouve dans la fraction inférieure à 50 µm (Tableau III-10), et *ii*) les fractions grossières sont essentiellement constituées de débris végétaux grossiers (racines fines), de nodules ferrugineux et de quartz.

Tableau III-10 : Teneurs en carbone, et en azote de la terre fine et de la fraction < 50 µm et taux d'humification de la fraction < 50 µm

| Profil | Sol total | | | Fraction < 50 µm | | | | Taux d' humification du carbone |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | C | N | C/N | poids | C | N | C/N | |
| | $g.kg^{-1}$ | | | $g.kg^{-1}$ | | | | |
| Nilg 4 | | | | | | | | |
| A1 | 113,7 | 7,1 | 16,0 | 755 | 111,5 | 7,6 | 14,7 | 74 |
| A2 | 68,1 | 4,3 | 15,8 | 823 | 65,1 | 4,1 | 15,9 | 79 |
| A3 | 49,4 | 2,2 | 22,5 | 813 | 46,3 | 2,1 | 22,0 | 76 |
| Nilg 16 | | | | | | | | |
| A1 | 174,0 | 9,7 | 17,9 | 865 | 127,0 | 6,6 | 19,2 | 63 |
| A2 | 107,5 | 5,9 | 18,2 | 938 | 90,4 | 4,4 | 20,5 | 79 |
| A3 | 83,9 | 4,3 | 19,5 | 914 | 67,5 | 2,9 | 23,3 | 74 |
| A4 | 35,9 | 1,5 | 23,9 | 633 | 38,3 | 1,3 | 29,5 | 68 |
| Bw | 33,5 | 1,4 | 23,9 | 635 | 34,5 | 0,9 | 38,3 | 65 |

On peut donc déduire de ces résultats que l'accumulation de matière organique dans les sols étudiés correspond à de la matière organique humifiée dans la fraction fine.

Le fait que la majeure partie du carbone soit dans la fraction < 50 µm, et que la matière organique soit étroitement liée à l'aluminium et au fer, laisse supposer que la fraction majoritaire correspond à de la matière organique d'insolubilisation relativement pauvre en azote (C/N plus élevé que dans le sol total), ce qui sera confirmé plus tard.

## III.3 Caractérisation des composés humiques

La caractérisation des acides humiques a été réalisée après extraction de la matière organique de la fraction < 50 µm par des solutions alcalines, séparation des acides fulviques (AF) et des acides humiques (AH), purification et lyophilisation.

A – Taux d'extraction de la matière organique et rapports AF/AH

On constate *i*) des taux d'extraction de la matière organique très faibles, 21 à 28 % du carbone total, et *ii*) une meilleure efficacité en présence de 1 % de pyrophosphate de sodium (30 à 36 % du carbone total) (Tableau III-11).

Ces résultats suggèrent la présence de composés humiques fortement liés à la fraction minérale difficilement extractibles à la soude seule. L'action complexante du pyrophosphate de sodium permet d'augmenter le rendement d'extraction des AH et donc une diminution du rapport AF/AH.

Tableau III-11 : Taux d'extraction des composés humiques pour le profil Nilg 16

| | NaOH 0,1 N | | NaOH 0,1 N + 1 % de pyrophosphate de Na | |
|---|---|---|---|---|
| | Taux d'extraction (%) | AF/AH | Taux d'extraction (%) | AF/AH |
| A1 | 28 | 0,8 | 35 | 0,8 |
| A2 | 23 | 1,2 | 38 | 0,9 |
| A3 | 21 | 1,4 | 31 | 0,8 |
| A4 | 23 | 1,5 | 32 | 0,8 |
| Bw | 23 | 1,4 | 31 | 0,8 |

La meilleure efficacité dans l'extraction des acides humiques par la méthode soude + 1 % de pyrophosphate de sodium, nous a conduit à adopter cette méthode pour extraire les composés humiques en vue de leur caractérisation.

Les faibles taux d'extraction sont reliés à la forte liaison entre les composés humiques et la fraction minérale, notamment l'aluminium, ce qui les rend difficilement extractibles. Il parait toutefois important de caractériser les AH qui représentent de l'ordre de 30 % du carbone organique de la fraction < 50 µm car on peut considérer qu'ils sont représentatifs de la composition chimique de la matière organique humifiée, et ils interviennent dans la formation des associations organo-métalliques par l'intermédiaire de leurs groupements fonctionnels acides. L'accent mis sur les AH est aussi justifié par leur importance sur la couleur du sol et plus particulièrement dans les Andosols avec l'indice mélanique (Kumada, 1987, Shoji, 1988, Honna *et al*., 1988, Schulze *et al*., 1993).

La caractérisation des acides fulviques, également très réactifs, n'a pu être envisagée car leur purification est délicate en présence de pyrophosphate et l'humine inextractible difficilement caractérisable par les méthodes classiques de caractérisation de la matière organique.

B – Analyse élémentaire des acides humiques

Le tableau III-12 présente les résultats des analyses élémentaires organiques et des teneurs en cendres déterminées par perte au feu à 700 °C.

Tableau III-12 : Analyse élémentaire des acides humiques des profils Nilg 4 et Nilg 16
(Les teneurs en C, H, N et O sont corrigées des teneurs en cendres)

| Profil | Cendres | C | N | H | O | C/N | H/C[1] | O/C[1] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | | | | | | | |
| Nilg 4 | | | | | | | | |
| A1 | 5,17 | 53,0 | 4,3 | 4,5 | 38,2 | 12,4 | 1,02 | 0,54 |
| A2 | 3,10 | 53,7 | 3,6 | 5,7 | 36,9 | 14,7 | 1,27 | 0,52 |
| A3 | 7,47 | 56,8 | 2,6 | 2,8 | 37,8 | 21,6 | 0,58 | 0,50 |
| Nilg 16 | | | | | | | | |
| A1 | 5,8 | 56,0 | 3,4 | 4,3 | 36,3 | 16,4 | 0,92 | 0,49 |
| A2 | 1,87 | 58,5 | 3,4 | 3,4 | 34,7 | 17,5 | 0,70 | 0,44 |
| A3 | 8,60 | 56,1 | 2,2 | 2,7 | 39,0 | 25,6 | 0,58 | 0,52 |
| A4 | 7,26 | 56,9 | 1,9 | 2,5 | 38,7 | 29,6 | 0,52 | 0,51 |
| Bw | 4,86 | 57,5 | 1,6 | 2,3 | 38,6 | 37,0 | 0,47 | 0,50 |

[1] : rapport atomique

a – Analyse minérale

On obtient des taux de cendres compris entre 2 et 8,5 %, ce qui témoigne d'une purification satisfaisante. Les cendres sont principalement constituées d'Al, Fe et secondairement de Si du fait de la forte affinité des AH pour les métaux. En effet, suite aux différentes phases de purification, on peut penser que les éléments métalliques qui persistent sont complexés aux AH.

b – Analyse organique

Les teneurs en carbones des AH sont comprises entre 53 et 58,5 %, les teneurs en hydrogène varient de 2,3 à 4,5 %, les teneurs en azote de 1,6 à 4.3 %, et les teneurs en oxygène de 34,7 à 39 %. Les AH des horizons de surface (A1) sont globalement plus riches en azote et en hydrogène que les AH des horizons sous-jacents. Les différences en ce qui concerne les teneurs en oxygène sont moins marquées.

Toutefois, la caractérisation des composés humiques est plus aisée lorsqu'on utilise les rapports pondéraux et atomiques entre les différents éléments. L'indice d'aromaticité est défini par le rapport atomique H/C. La valeur de 1 est considérée comme limite supérieure pour les molécules très aromatiques, et un rapport supérieur à 1,25 traduit une structure à prédominance aliphatique (Schnitzer & Khan,1978 ; Andreux 1978 ; Barriuso 1985 ; Barancíková *et al*. 1997). Le rapport O/C est également utilisé pour indiquer l'abondance des groupements fonctionnels oxygénés (acides, alcools et esters).

On constate *i*) que les AH des horizons de surface ont une structure à dominance aliphatique (H/C de ≥ 1) et *ii*) que les AH des horizons A2, A3, A4 et Bw présentent un degré de

condensation et d'évolution important (H/C relativement bas). On note peu de différences au niveau du rapport O/C pour l'ensemble des AH.

Il paraissait d'ailleurs intéressant de placer les AH de nos sols dans le diagramme H/C - O/C (Van Krevelen, 1950, Barriuso, 1985, Barancíková *et al*., 1997) qui définit les domaines d'existence des composés humiques et des kérogènes (Fig. III-25). Sur ce diagramme sont reportés des données issues de la bibliographie à titre de comparaison (Annexe VI).

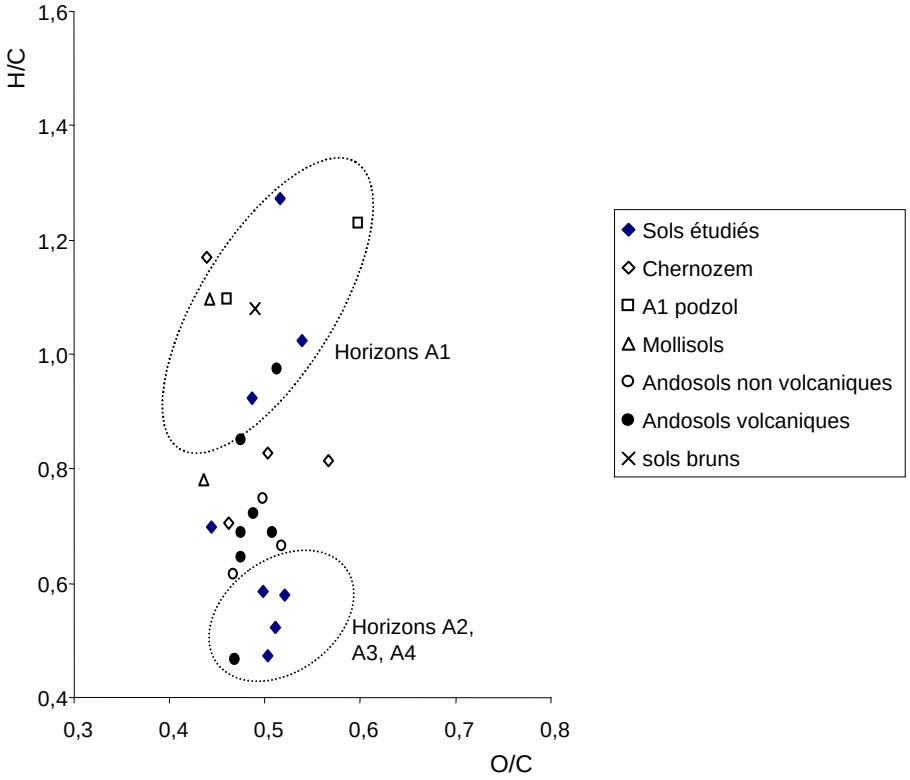



Figure III-25 : Diagramme O/C- H/C des AH pour les sols étudiés et différents AH issus de la bibliographie (les données correspondantes sont fournies en annexe VI)

Les AH des sols étudiés se répartissent en deux domaines : *i*) les AH des horizons de surface (A1) les moins condensés et *ii*) les AH des horizons A2, A3, et A4, les plus condensés (Fig. III-25).

On constate également une augmentation du C/N en profondeur. Les C/N des horizons A1, compris entre 12 et 16, traduisent une bonne incorporation de l'azote au cours des processus d'humification, qui peut être reliée à l'activité biologique. En revanche, les C/N élevés des horizons sous-jacents (supérieurs à 20) indiquent avec les H/C bas, un degré d'évolution important des AH.

Les AH des horizons A2 et des horizons sous-jacents se situent dans le diagramme de Van Krevelen (Fig. III-25) dans des domaines proches de la moyenne des AH d'Andosols volcaniques et non-volcaniques du Japon (Yonebayashi & Hattori, 1988), ce qui révèle des propriétés chimiques élémentaires similaires.

Les informations acquises sur la structure des AH extraits des horizons A2, A3, et A4 par l'analyse élémentaire, suggèrent que ces produits ont une stabilité chimique importante et présentent donc une résistance à la biodégradation microbienne.

C – Propriétés spectrales dans l'UV et le Visible et détermination du type d'AH

Les spectres UV-visibles des AH (Annexe VII) ne présentent aucune caractéristique originale. Ils présentent l'allure monotone classique des spectres d'acides humiques avec une large bande d'absorption intense dans l'UV et une décroissance régulière de leur absorbance dans le visible.

L'étude des propriétés spectrales des acides humiques des Andosols des Nilgiri (Tableau III-13 & Fig. III-26) montre que ceux-ci appartiennent au type A, ou mélanique, de la classification de Kumada à l'exception des AH des horizons A1 qui sont du type Rp pour le profil Nilg 4 et à la limite avec le type B pour le profil Nilg 16.

Tableau III-13 : Propriétés spectrales des acides humiques, et indice mélanique

| Sol | $Q_{4/6}$ | ΔLogK | $K_{600}/C$ | Indice mélanique[1] |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | |
| A1 | 6,99 | 0,63 | 3,32 | 1,92 |
| A2 | 6,63 | 0,58 | 5,86 | 1,53 |
| A3 | 5,95 | 0,57 | 6,83 | 1,56 |
| Nilg 16 | | | | |
| A1 | 4,53 | 0,58 | 5,16 | 1,66 |
| A2 | 4,82 | 0,54 | 6,06 | 1,59 |
| A3 | 4,97 | 0,54 | 7,77 | 1,6 |
| A4 | 5,63 | 0,55 | 7,76 | 1,73 |
| Bw | 6,54 | 0,59 | 7,43 | 1,68 |

[1] l'indice mélanique est déterminé sur la terre fine

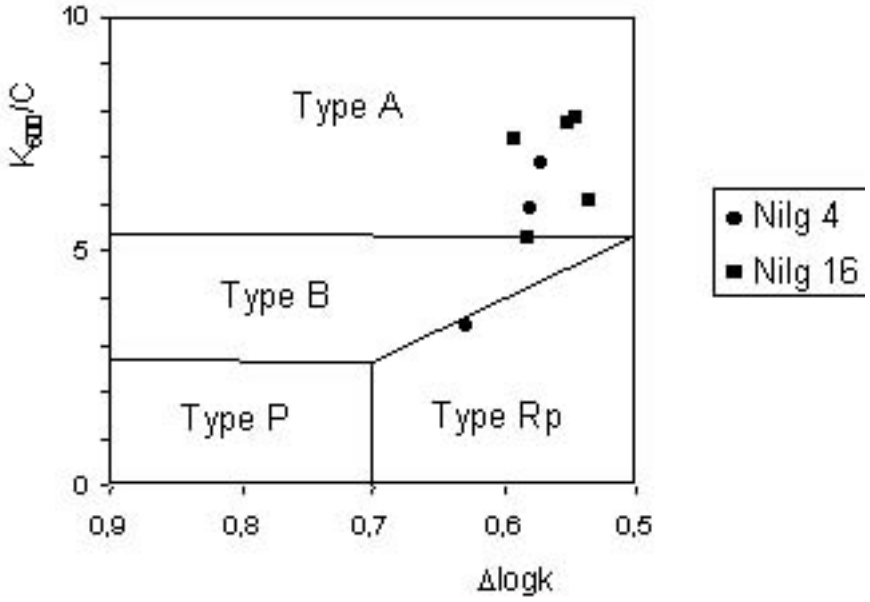



Figure III-26 : Détermination du type d'AH dans le diagramme de Kumada modifié

Les AH des horizons A2, A3 et A4 présentent donc des propriétés spectrales, voisines de celles d'AH extraits d'Andosols mélaniques (Shoji, 1988, Yonebayashi & Hattori, 1988), caractéristiques d'une structure condensée (Kumada, 1987, Yonebayashi & Hattori, 1988 Barancíková *et al*., 1997), ce qui est en accord avec les résultats de l'analyse élémentaire, et avec leur couleur foncée.

Nous pouvons également remarquer que les indices mélaniques sont en accord avec les résultats de la détermination du type d'AH. Les indices mélaniques sont inférieurs à 1,7 (Tableau III-13) pour les horizons possédant des AH de type A sauf pour l'horizon A4 du profil Nilg 16 qui est toutefois proche de la valeur limite. L'indice mélanique constitue donc bien une première estimation du type d'AH pour les Andosols étudiés. Les sols possèdent ainsi un indice mélanique qui autorise l'identification de l'épipédon mélanique comme cela sera discutée lors de la classification des sols.

En ce qui concerne la relation entre le type de végétation et le type d'acide humique invoqué par les auteurs Japonais cités précédemment, on peut penser que la matière organique des horizons A2, A3 A4 et Bw est d'origine graminéenne. Pour les horizons A1 on ne peut se prononcer car l'appartenance aux types B et Rp peut indiquer la présence de composés humiques peu évolués ou d'origine forestière.

Les rapports $Q_{4/6}$ (Tableau III-13) ne montrent apparemment pas de différences significatives entre les différents horizons des sols étudiés. Les valeurs du $Q_{4/6}$, comprises entre 4,5 et 7, sont en accord avec la structure condensée mise en évidence précédemment.

D – Caractérisation fonctionnelle

Nous avons employé la spectrophotométrie infrarouge et le titrage potentiométrique pour mettre en évidence les groupements fonctionnels des AH des sols étudiés.

a – Spectrophotométrie infrarouge

Les spectres obtenus pour les AH des profils Nilg 4 et Nilg 16 montrent une répartition différente des groupements fonctionnels pour les AH des horizons A1 et des AH des horizons sous-jacents (Fig. III-27).

Les spectres des horizons de surface présentent un caractère aliphatique prononcé (présence de la double bande à 2920 $cm^{-1}$ ( $-CH_2$, $-CH_3$) et absence de la bande à 1380 $cm^{-1}$ (-CH aromatique)), mais ils présentent relativement peu de fonctions carboxyles. Les groupements fonctionnels –OH alcool des polysaccharides (1000 à 1100 $cm^{-1}$) sont bien représentés.

En revanche, les AH des horizons A2, A3 et A4 sont marqués par l'abondance des fonctions acides carboxyliques (bande à 1720, et épaulement à 2600 $cm^{-1}$) et par l'absence de la double bande correspondant aux groupements aliphatiques (2920 $cm^{-1}$). L'acidité importante des AH est également mise en évidence par le rapport des intensité d'absorption des bandes à 1730 $cm^{-1}$ et 1620 $cm^{-1}$ qui augmente en profondeur et par la pente de la bande à 1730 $cm^{-1}$. Les fonctions amides ne présentent pas de variations importantes entre les AH des horizons de surface et ceux des horizons A2, A3 et A4. Les groupements -OH phénoliques sont également bien représentés (3400 $cm^{-1}$), ce qui confirme une structure aromatique

Les spectres IR confirment les résultats de l'analyse élémentaire : *i*) structure aliphatique des AH des horizons de surface (A1) mise en évidence par la présence des groupements aliphatiques et, *ii*) richesse en oxygène des AH des horizons A2, A3 et A4 liée à la présence de fonctions carboxyles.

b – Titrages potentiométriques

La matière organique est porteuse de groupements fonctionnels acides (-COOH, Φ-OH, $-NH_2$, -SH), dont certains ont été mis en évidence par la spectrophotométrie infrarouge, et qui sont capables de s'ioniser dans l'eau. Les titrages potentiométriques ont pour but de quantifier les différentes fonctions acides qui s'ionisent entre pH 3 et pH 10,5.

La figure III-28 présente les courbes de dissociation progressive des fonctions protonées des AH entre pH 4 et pH 10 et montre une acidité non négligeable des AH.

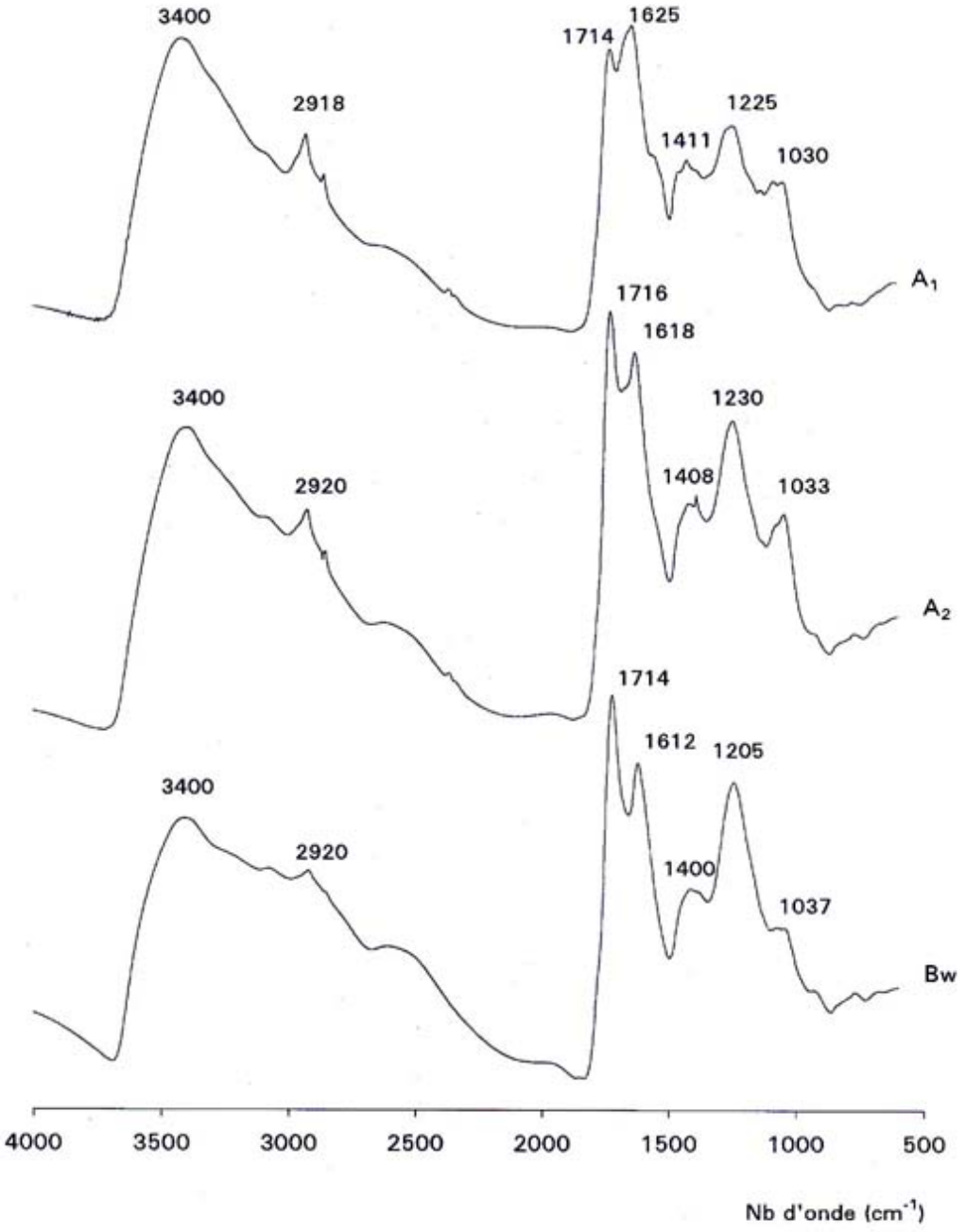



Figure III-27 : Spectres infrarouges des acides humiques extraits des profils Nilg 4 et Nilg 16

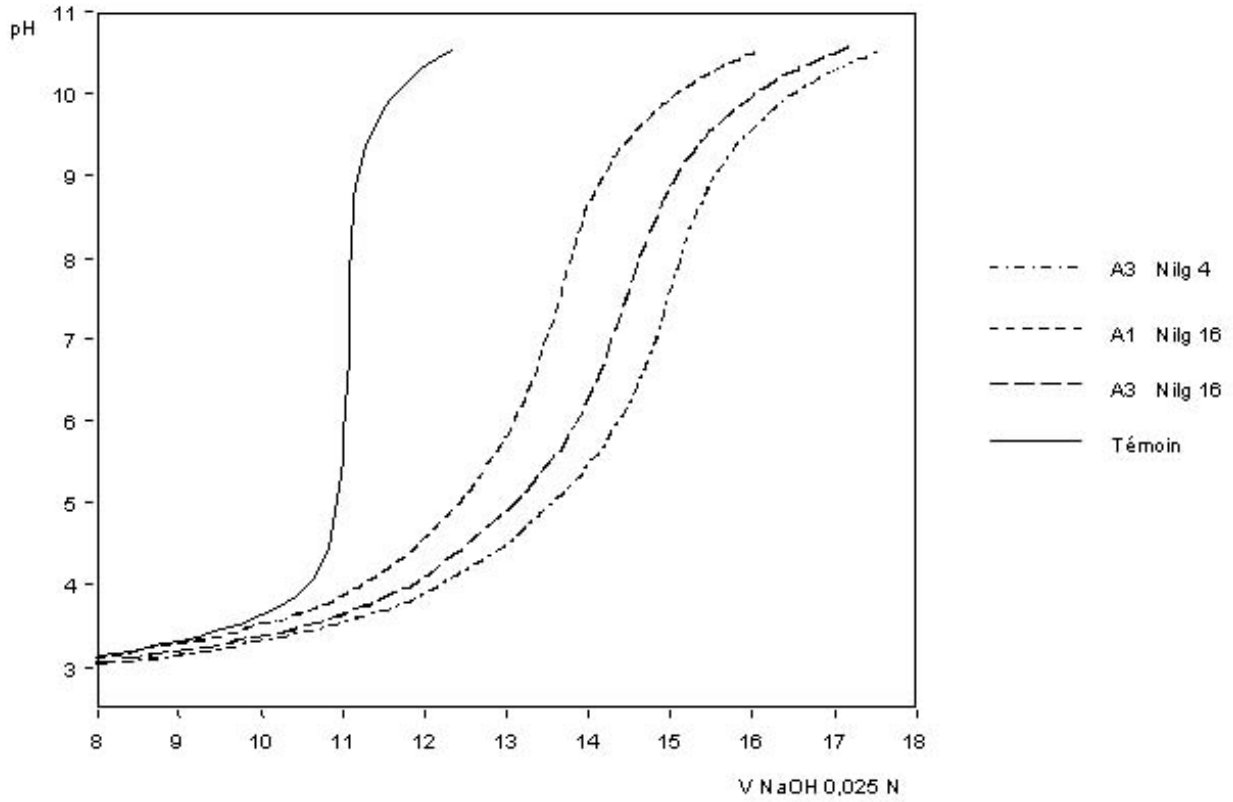



Figure III-28: Courbes de titrage potentiométrique des AH des profils Nilg 4 et Nilg 16

L'application de la méthode combinée (Bizri *et al*., 1984, Brunelot *et al*., 1989) permet de distinguer trois acidités : acidité forte, acidité faible, acidité très faible.

On constate : *i*) une acidité totale plus importante pour les AH des horizons A3 (5,30 et 5,60 meq.g$^{-1}$) que pour ceux des horizons A1 (~ 4 meq.g$^{-1}$) et *ii*) l'existence d'une acidité faible (carboxylique) contribuant majoritairement à l'acidité des AH (Tableau III-14).

Tableau III-14 : Titrage potentiométrique des acides humiques des profils Nilg 4 et Nilg 16

| Profil | Acidité forte | Acidité faible | | Acidité très faible | | Acidité totale |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | meq.g$^{-1}$ | meq.g$^{-1}$ | pKa | meq.g$^{-1}$ | pKa | meq.g$^{-1}$ |
| Nilg 4 | | | | | | |
| A3 | 1,27 | 3,20 | 5,00 | 1,12 | 9,59 | 5,59 |
| Nilg 16 | | | | | | |
| A1 | 0,32 | 2,71 | 5,00 | 1,04 | 9,50 | 4,07 |
| A3 | 1,01 | 3,00 | 5,29 | 1,28 | 10,10 | 5,28 |

Les valeurs obtenues se situent dans la gamme des valeurs moyennes d'acidités totales d'AH extraits de différents sols (3,6 et 8,2 meq.g$^{-1}$, Schnitzer & Khan, 1978), et également dans la gamme des acidités d'AH extraits d'Andosols (3,6 à 6,2 meq.g$^{-1}$, Yonebayashi & Hattori, 1988).

La forte acidité des horizons A3, est à mettre en relation avec l'importance des bandes correspondant aux fonctions carboxyliques observées sur les spectres infrarouges. L'acidité carboxylique augmente avec le degré d'humification des acides humiques, ce qui se traduit par le développement de groupements fonctionnels acides au cours de l'humification (Barancíková *et al*., 1997).

Les pKa des acidités faibles et très faibles des acides humiques sont déterminés grâce à la représentation graphique d'Henderson - Hasselbach (Tableau III-14).

On constate : *i*) des pKa de l'ordre de 5 pour les acidités faibles ce qui confirme que l'acidité faible correspond majoritairement aux fonctions –COOH, et *ii*) des pKa compris entre 9,5 et 10,1 pour les acidités très faibles ce qui permet de les attribuer majoritairement aux fonctions phénoliques, et secondairement aux fonctions azotées. Les groupements –OH phénoliques qui avaient d'ailleurs été mis en évidence sur les spectres IR pour les AH des horizons de profondeur, représentent une part non négligeable de l'acidité des AH.

Les pKa obtenus pour les acidités faibles et très faibles sont en accord avec les valeurs de la bibliographie, les valeurs les plus couramment obtenues varient entre 4,5 et 5,5 pour les acidités faibles, et 8,8 et 10,5 pour les acidités très faibles (Stevenson, 1977, 1982, Takamatsu & Yoshida, 1978, Bizri *et al*., 1984)

La connaissance des coefficients de dissociation ($\alpha$) et des pKa des acidités des acides humiques renseigne sur la capacité de fixation des métaux. La capacité de fixation des AH est maximale lorsque le pH est proche du pKa (pH = pKa ± 1) quand la moitié des groupements sont dissociés ($\alpha$ = 0,5). Il a été démontré que la fixation des métaux par les AH fait principalement intervenir les groupements carboxyliques (Stevenson, 1977, 1982, 1985, Arai & Kumada, 1981).

Les pKa des groupements acides faibles (–COOH), situés entre 4,5 et 5 sont voisins des pH des sols (4,5 < pHeau < 5,5), ce qui démontre la forte capacité de fixation (complexation, chélation) des AH étudiés pour l'aluminium et le fer, qui peuvent se trouver sous forme de cations plus ou moins hydroxylés dans cette gamme de pH (Thomas, 1987).

Les constantes de stabilité des complexes organo-Al étant plus importantes que celles des hydroxydes à des pH < 4,9-5 (Arai & Kumada, 1981, Shoji & Fujiwara, 1984, Dahlgren *et al*., 1993), les complexes organo-métalliques Al-humus sont donc les formes dominantes de cet élément dans les Andosols des Nilgiri (effet anti-allophanique). Dans le cas du fer, la situation est différente car les oxy-hydroxydes sont plus stables que les complexes organo-ferriques (Dahlgren *et al*., 1993), mais une partie du fer peut cependant être associée à la matière organique (adsorption).

Pour résumer ces résultats concernant la caractérisation des composés humiques, nous pouvons dire que les AH des sols des Nilgiri sont marqués par une forte condensation, qui traduit une humification poussée, et qui est responsable de leur couleur noire (mélanisme). Les acides humiques présentent en outre une forte acidité, qui leur confère une aptitude élevée aux liaisons avec les cations métalliques et qui est responsable de la forte charge métallique. Tsutsuki & Kuwatsuka (1992, cités par Nanzyo *et al*., 1993a) ont montré que l'inextractiblité de l'humine pouvait être en partie attribuée à une forte liaison avec l'aluminium.

La réactivité des AH, vis-à-vis des protons, mesurée par titrage potentiométrique ne correspond pas exactement à leur réactivité vis-à-vis de l'aluminium ou du fer, mais elle permet d'estimer leur capacité de complexation, qui semble être un paramètre clé de la formation des complexes organo-métalliques dans les sols étudiés. Les études concernant le titrage des fonctions acides devraient être complétées par des expérience de complexation avec le fer pour l'évaluation des constantes de stabilité de formation des complexes organo-alumineux ou organo-ferriques.

Finalement, nous avons constaté des différences importantes de composition élémentaire et de structure entre les composés humiques des horizons de surface et ceux des horizons de profondeur. Ces différences ne semblent pas correspondre seulement à une évolution de la matière organique au cours du développement des Andosols, mais elles suggèrent également une origine différente.

En effet, les composés humiques des horizons de profondeur (A3 et A4) présentent selon les critères de couleur et de structure chimique des caractéristiques de matière organique dérivée de graminées (condensation importante, pouvoir chromatique élevé) alors que la matière organique des horizons de surface possède des caractéristiques de matière organique d'origine forestière (pouvoir de coloration plus faible) (Kumada, 1987).

Dans les paragraphes suivants nous nous efforcerons de poursuivre cette piste sur la différence de nature de la matière organique en combinant les datations $^{14}C$ et les $\delta^{13}C$ pour essayer de reconstruire l'histoire paléopédologique et paléoenvironementale.

## III.4 Evaluation de la stabilité de la matière organique

La stabilité de la matière organique a été estimée par des datations au $^{14}C$ naturel, et aussi par les tests de biodégradation.

A – Datations au $^{14}C$ et estimation du temps moyen de résidence de la matière organique

Les valeurs des activités mesurées et l'estimation du TMR pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 sont présentées dans le tableau III-15 et sur la figure III-29.

Tableau III-15 : Valeurs mesurées des $\delta^{14}C$ et estimations du TMR et des âges de la matière organique des fractions < 50 µm des profils Nilg 4 et Nilg 16

| Sol | Profondeur (cm) | $\delta^{14}C$ (‰) | $\Delta^{14}C$ (‰) | Age calculé (an) | TMR (an) |
|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | | |
| A1 | 0-10 | 58 | 56 | moderne | 153 ± 20 |
| A2 | 15-30 | -123 | -132 | 1095 ± 42 | 1376 ± 53 |
| A3 | 40-60 | -387 | -400 | 4055 ± 52 | nd |
| Nilg 16 | | | | | |
| A1 | 0-10 | 103 | 87 | moderne | 108 ± 9 |
| A2 | 20-35 | -75 | -98 | 781 ± 39 | 1038 ± 46 |
| A3 | 40-50 | -275 | -295 | 2769 ± 42 | nd |
| A4 | 60-75 | -912 | -914 | 19670 ± 160 | nd |
| Bw | 75-90 | -962 | -963 | 26168 ± 299 | nd |

On constate une augmentation très marquée de l'âge apparent de la matière organique avec la profondeur. Seuls les horizons A1 présentent un TMR de l'ordre de 100 à 150 ans, alors que pour les autres horizons l'âge apparent est supérieur à 1000 ans. Ces résultats suggèrent que l'activité biologique actuelle est limitée aux horizons A1 et que les horizons sous jacents renferment de la matière organique "biologiquement inerte".

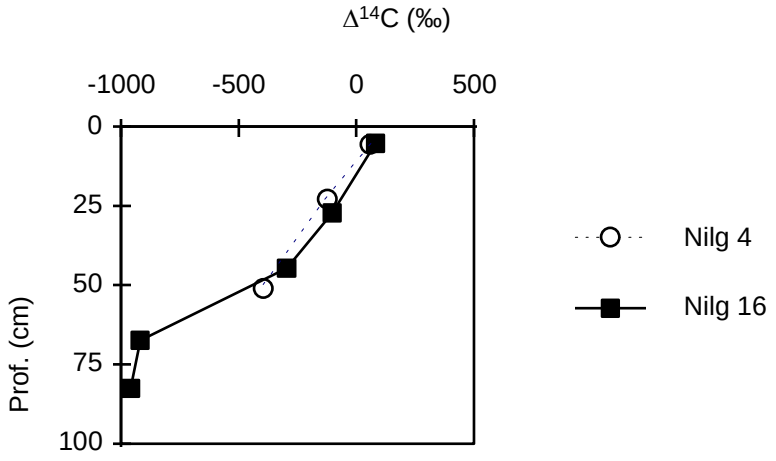



Figure III-29 : Décroissance du $\Delta^{14}C$ avec la profondeur pour les profils Nilg 4 et Nilg 16

Les âges apparents, très élevés pour les horizons A3 et A4, traduisent une stabilisation à long terme de la matière organique dans ces sols, qui est liée à la présence d'associations organo-métalliques peu biodégradables. Guillet (1990) a décrit la stabilisation par les cations métalliques

comme étant le principal facteur du vieillissement de la matière organique des Andosols et des horizons Bh de podzols.

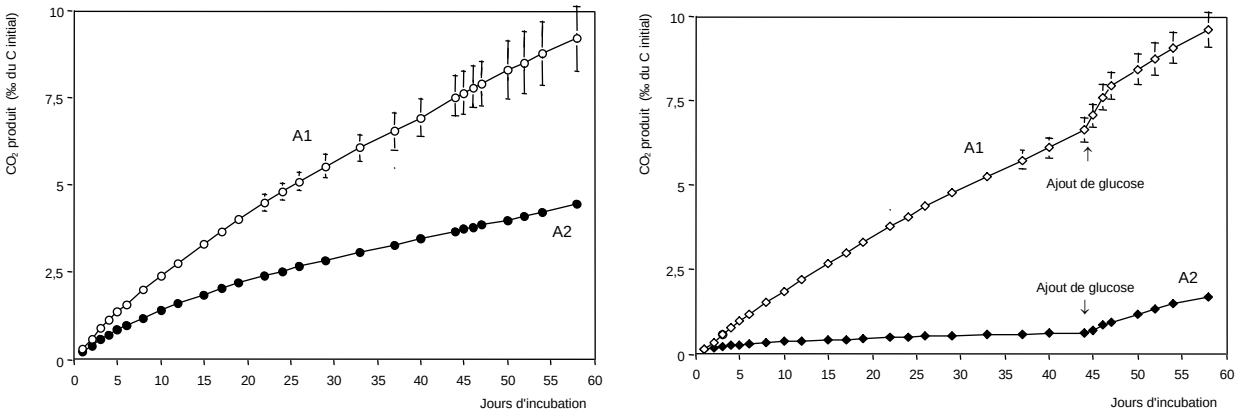
B – Tests de minéralisation de la matière organique au laboratoire

Les tests de minéralisation par incubation de sol frais, bien qu'ils aient été réalisés dans des conditions éloignées des conditions rencontrées sur le terrain, donnent des indications sur la biodégradabilité de la matière organique ainsi que sur l'activité minéralisatrice de la microflore.

La figure III-30 représente les courbes de production cumulée de $CO_2$ en fonction du temps pour un échantillon de surface (0-10 cm, horizon A1) et un échantillon de l'horizon A2 (30-40 cm) des profils Nilg 4 et Nilg 16.

On constate un comportement différent entre les horizons A1 et les horizons A2 :

- le dégagement de $CO_2$ est rapide pour les horizons A1, mais le taux de minéralisation du carbone après 45 jours d'incubation reste tout de même faible (7 à 7,5 ‰ du C total) ;
- le dégagement de $CO_2$ pour les horizons A2 est faible pour le profil Nilg 4 (~ 3 ‰ du C total), et très faible pour le profil Nilg 16 (< 1 ‰ du C total).




Profil Nilg 4 Profil Nilg 16

Figure III-30 : Courbes de minéralisation du carbone pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 à 25 °C

L'ajout d'une source de carbone facilement métabolisable, le glucose, après 45 jours pour le profil Nilg 16 induit un dégagement de $CO_2$ plus important pour l'horizon A1 que pour l'horizon de A2. L'activité minéralisatrice semble donc plus importante en surface qu'en profondeur.

Toutefois, en l'absence d'un dénombrement de la microflore, on ne peut pas conclure sur l'origine de la faible activité minéralisatrice observée, notamment au niveau de l'horizon de profondeur. La faible activité minéralisatrice peut être reliée à au moins deux paramètres, *i*) une microflore peu importante ou, *ii*) une microflore rendue inactive du fait de la toxicité aluminique et de la faible accessibilité de la matière organique liée à l'aluminium. On peut rappeler à ce sujet que les observations en microscopie électronique ont montré dans ces sols une microflore abondante en surface et très restreinte en profondeur, ce qui tendrait à conforter la première hypothèse.

On peut aussi remarquer pour l'horizon A1 du profil Nilg 16 d'une part que la pente de la courbe de minéralisation après ajout de glucose est similaire à la pente avant cet ajout et d'autre part que la quantité de $CO_2$ dégagée est inférieure à la quantité de carbone ajoutée. Ces résultats semblent indiquer que l'augmentation du dégagement de $CO_2$ entre le 45$^{ème}$ et le 50$^{ème}$ jour correspond à la minéralisation du glucose, et que cet ajout n'a pas entraîné pas une biodégradation plus importante de la matière organique du sol (priming effect).

Les tests de biodégradations montrent que la matière organique des Andosols des Nilgiri est biologiquement stable, et que l'accumulation importante dans les profils est imputable à un blocage de la minéralisation secondaire.

Les datations ont mis en évidence une stabilité à long terme du stock de matière organique, et les tests de biodégradations ont montré la faible biodégradabilité de la matière organique des horizons de profondeur qui est un des facteurs de son accumulation. Les datations et les tests de biodégradation constituent deux approches complémentaires pour l'étude de la stabilité de la matière organique.

## III.5 Abondance naturelle du $^{13}C$

A – Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur et origine de la matière organique

La composition isotopique de la fraction inférieure à 50 µm, correspondant aux échantillons datés, est reportée dans le tableau III-16 et sur la figure III-31.

Tableau III-16 : valeurs des $\delta^{13}C$ des fractions < 50 µm

| Sol | Profondeur (cm) | $\delta^{13}C$ (‰) | Age apparent (an) | TMR (an) |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | |
| A1 | 0-10 | -24,2 | moderne | 153 ± 20 |
| A2 | 15-30 | -19,8 | 1095 ± 42 | 1376 ± 53 |
| A3 | 40-60 | -14,4 | 4055 ± 52 | nd |
| Nilg 16 | | | | |
| A1 | 0-10 | -17,5 | moderne | 108 ± 9 |
| A2 | 20-35 | -12,5 | 781 ± 39 | 1038 ± 46 |
| A3 | 40-50 | -11,1 | 2769 ± 42 | nd |
| A4 | 60-75 | -12,4 | 19670 ± 160 | nd |
| Bw | 75-90 | nd | 26168 ± 299 | nd |

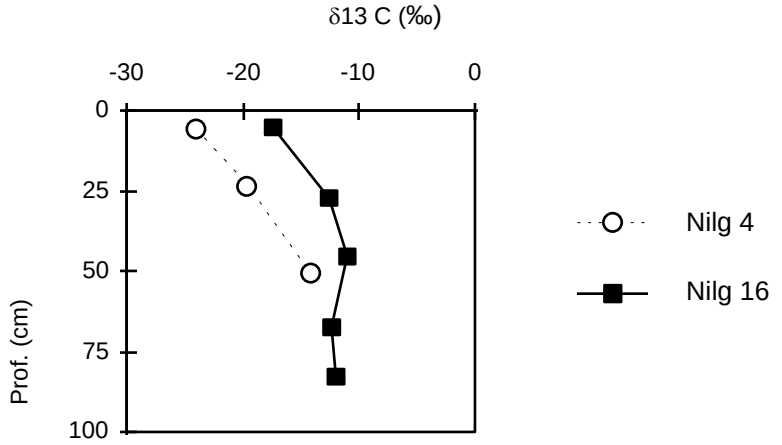



Figure III-31 : Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur pour les profils Nilg 4 et Nilg 16

La mesure du $\delta^{13}C$ permet de mettre en évidence les résultats suivants :

***Profil Nilg 4 :***

- La matière organique de l'horizon A1 possède un $\delta^{13}C$ de -24,2 ‰ qui est en accord avec la végétation forestière actuelle de cette station.
- L'horizon A2 possède un $\delta^{13}C$ de -19,8 ‰ qui semble indiquer la présence de matière organique d'origine mixte.
- La matière organique de l'horizon A3 possède un $\delta^{13}C$ de -14,4 ‰ qui indique une origine graminéenne.

***Profil Nilg 16 :***

- La matière organique de l'horizon A1 possède un $\delta^{13}C$ de -17,5 ‰ qui semble indiquer une origine mixte.
- Les horizons sous-jacents possèdent des $\delta^{13}C$ de l'ordre de -12 ‰ qui indiquent la présence de matière organique d'origine graminéenne.

L'évolution du $\delta^{13}C$ de la profondeur vers la surface pour ces deux profils met en évidence une incorporation de matière organique forestière (type C3), en surface, dans un pool de matière organique de type C4.

Le couplage de la mesure des $\delta^{13}C$ et des datations pour les mêmes horizons permet de retracer l'histoire de la végétation des stations étudiées en fonction du marquage de la matière organique du sol.

On peut en déduire les hypothèses suivantes :

- **profil Nilg 4** : l'horizon A2 possède un TMR d'environ 1100 ans et un $\delta^{13}C$ de -19,8 ‰, et l'horizon A3 possède un âge apparent de 4055 ans et un $\delta^{13}C$ de -14,4 ‰ ce qui indique que le changement de végétation a eu lieu entre ces deux dates. On peut supposer que l'on a assisté à une transgression forestière dans cette zone car le profil Nilg 4 a été échantillonné en lisière de forêt, à condition d'admettre que la tendance du $\delta^{13}C$ observé pour les horizons A2 et A3 se maintient dans l'horizon sous-jacent ;
- **profil Nilg 16** : le passage d'une végétation de type C4 (graminéen) à une végétation de type C3 (forestier) est récent car seule la matière organique de l'horizon A1, d'âge récent, est affectée par ce changement de $\delta^{13}C$. Cette station est supposée correspondre à une ancienne savane qui a été plantée en acacias et en eucalyptus depuis environ 50 ans.

B – Estimation des proportion de matière organique d'origine forestière et d'origine graminéenne

La proportion de matière organique ancienne d'origine graminéenne et celle de la matière organique d'origine forestière, plus récente, peut être estimée selon la variation du $\delta^{13}C$ en fonction de l'inverse de la teneur en carbone organique (1/C) (Balesdent *et al*., 1990, Balesdent & Mariotti, 1996) (Fig. III-32). Le principe de calcul est présenté en annexe VIII.

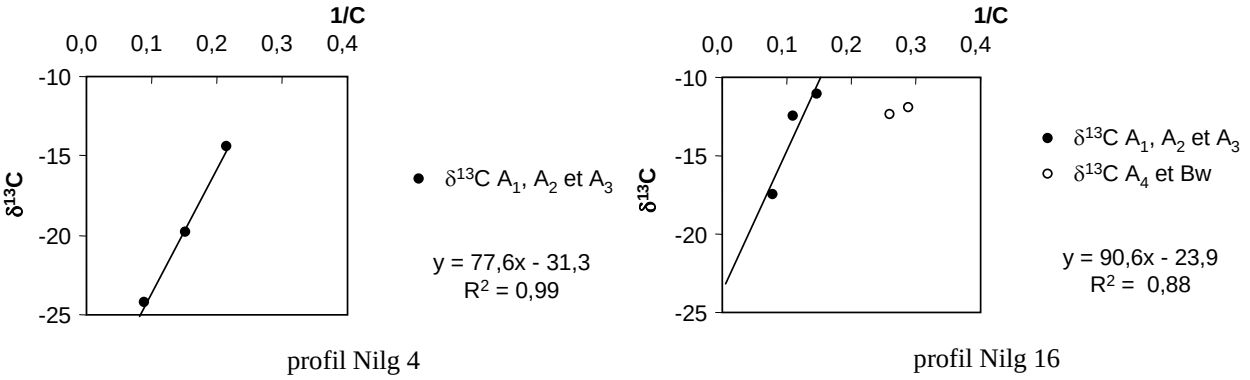



Figure III-32 : Variation du $\delta^{13}C$ en fonction de 1/C pour les profils Nilg 4 et Nilg 16

Pour le profil Nilg 16, les points correspondant aux horizons A4 et Bw ne se positionnent pas sur la droite $\delta^{13}C = f(1/C)$, ce qui indique qu'ils possèdent un compartiment de matière organique "inerte" non affecté par l'apport de matière organique fraîche en surface.

Les droites de régression pour les horizons de surface des deux profils indiquent un apport de matière organique d'origine forestière ($\delta^{13}C$ compris entre -23 et -31 ‰) dont la proportion peut être estimée (Tableau III-17).

Tableau III-17 : Estimation du pourcentage de carbone d'origine forestière dans les horizons de surface

| Sol | Prof. (cm) | Corg (%) | 1/C | $\delta^{13}C$ (‰) | $\delta_b$* (courbe) | x | $C_a$* (%) | $C_b$* (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | | | | | |
| A1 | 0-10 | 11,15 | 0,090 | -24,2 | -31,4 | 0,42 | 42,35 | 57,65 |
| A2 | 15-30 | 6,51 | 0,154 | -19,8 | | 0,68 | 68,24 | 31,76 |
| A3 | 40-60 | 4,63 | 0,216 | -14,4 | | -- | -- | -- |
| Nilg 16 | | | | | | | | |
| A1 | 0-10 | 12,7 | 0,079 | -17,5 | -23,9 | 0,54 | 53,78 | 46,22 |
| A2 | 20-35 | 9,04 | 0,111 | -12,5 | | 0,96 | 95,80 | 4,20 |
| A3 | 40-50 | 6,75 | 0,148 | -11,1 | | -- | -- | -- |
| A4 | 60-75 | 3,83 | 0,261 | -12,4 | | 0,97 | 96,64 | 3,36 |
| Bw | 75-90 | 3,45 | 0,290 | -12 | | -- | -- | -- |

* $\delta_b$ : $\delta^{13}C$ de la matière organique incorporée dans l'horizon considéré, $C_a$ : % de matière organique d'origine graminéenne restant dans l'horizon considéré, $C_b$ : % de matière organique d'origine forestière entrant dans le système.

L'horizon A1 du profil Nilg 4 contient 58 % de matière organique d'origine forestière et 46 % pour le profil Nilg 16. Le pourcentage de matière organique d'origine forestière décroît très rapidement avec la profondeur pour le profil Nilg 16 que pour le profil Nilg 4. L'horizon A2 du profil Nilg 4 contient environ 30 % de matière organique d'origine forestière alors que l'horizon A2 du profil Nilg 16 en contient moins de 5 %. Ces résultats montrent bien qu'il y a une transformation de la matière organique en surface suite à l'installation d'une végétation forestière. La proportion plus importante de matière organique forestière pour l'horizon A2 du profil Nilg 4 est à relier au fait que l'installation forestière est ancienne (1000 à 4000 ans B.P.) alors que la plantation forestière est récente dans le cas profil Nilg 16.

La combinaison des résultats des datations $^{14}C$ et de la mesure du $\delta^{13}C$ donne des précisions sur la dynamique de la matière organique dans les Andosols des Nilgiri. Les horizons A4 et Bw du profil Nilg 16 présentent des âges apparents anciens (20000 à 26000 ans) et des $\delta^{13}C$ indiquant une origine graminéenne. Ces résultats suggèrent la présence de matière organique "fossile" qui résulterait d'une accumulation et d'une stabilisation de matière organique sous une végétation graminéenne. Cette matière organique n'intervient que très peu dans la

dynamique actuelle du carbone des sols, qui est limitée aux horizons A1 biologiquement actifs, du fait du blocage par des liaisons avec l'aluminium et le fer.

Notre hypothèse concernant les horizons A4 et Bw qui se comportent comme des "paléohorizons" ou "paléoniveaux" dans les sols est en outre confirmée par le saut brutal d'âge apparent de la matière organique entre l'horizon A3 (2769 ans B.P.) et l'horizon A4 (19670 ans B.P.). Des résultats similaires ont été obtenus par Guillet *et al*. (1988) pour des Andosols de Colombie et par Schwartz *et al*. (1986), Schwartz (1991) pour des podzols au Congo.

L'utilisation conjointe des informations fournies par les datations $^{14}C$ et la mesure du $\delta^{13}C$ de la matière organique du sol met en évidence le rôle déterminant des changements de végétation (liés aux changements climatiques) dans les processus d'accumulation de la matière organique. Ces résultats suggèrent, en outre, que l'accumulation importante de matière organique dans les horizons A3, A4 et Bw est à mettre en relation avec la présence de savanes sur les "Hautes Terres" révélée par les études palynologiques.

Ces résultats sont en accord avec les données paléoclimatiques et paléobotaniques évoquées dans la première partie, qui mettent en évidence l'existence d'une période froide avec un couvert végétal de graminées à la même période. Mariotti et Peterschmitt (1994) avaient également mis en évidence une tendance à la réinstallation récente de formations forestières sur d'anciennes savanes naturelles ou d'origine anthropique dans les Ghâts Occidentaux.

Pour conclure ce chapitre sur l'étude de la matière organique des Andosols des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri nous rappelons les points qui nous paraissent essentiels :

- la matière organique des horizons de profondeur est très évoluée et présente des similitudes avec la matière organique d'Andosols mélaniques ;
- les acides humiques présentent une acidité importante qui induit au pH du sol une capacité de complexation des métaux élevée ;
- la matière organique est stable et peu biodégradable du fait des liaisons avec l'aluminium et le fer ;
- les "Hautes Terres" ont été affectées par des changements climatiques et de végétation , évoqués dans la première partie, qui ont induit un marquage de la matière organique des sols ;
- la matière organique des horizons de profondeur semble se comporter comme une matière organique "fossile" d'origine graminéenne, ce qui confirme son accumulation dans les sols à une période reculée.

# CHAPITRE III

# LES ANDOSOLS A HORIZON “SOMBRE” DE PROFONDEUR

## INTRODUCTION

Ce chapitre porte sur l'étude des Andosols à horizon “sombre” de profondeur observés à l'Est du massif des Nilgiri.

Nous aborderons la caractérisation de ces sols de la même manière que pour les Andosols de la région Ouest décrits précédemment en essayant d'établir autant que possible des comparaisons entre ces deux types de sols, avec pour objectifs de dégager les analogies et les différences.

# I CARACTERES GENERAUX DES ANDOSOLS A HORIZON "SOMBRE" DE PROFONDEUR

## I.1 Description des profils

La description des profils Nilg 19 et Kota 0, choisis comme profils de référence des andosols à horizon "sombre", est présentée dans les pages suivantes. La description des profils complémentaires (TS 1, TS 2) est présentée en annexe III.

La planche photo illustre les profils d'Andosols à horizons "sombres" situés à l'Est et au Sud-Est des "Hautes Terres" des Nilgiri et la figure III-33 présente leur localisation sur la carte hypsométrique et pluviométrique.

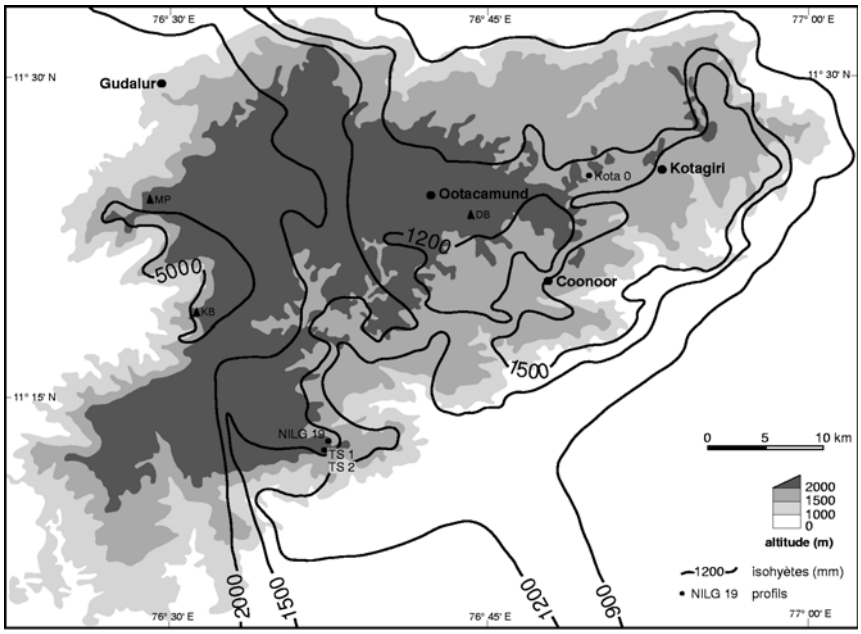



Figure III-33 :Localisation des profils d'andosols à horizons "sombres" sur les "Hautes Terres" des Nilgiri

La nomenclature définitive des horizons employée (A1, A', 2B) a été proposée après les analyses de laboratoire et notamment l'étude de la matière organique qui laisse supposer que l'horizon "sombre" constitue un "paléo-horizon", et donc une genèse polycyclique de l'horizon humifère. Dans la description nous n'utilisons pas le terme d'horizon sombrique pour qualifier l'horizon "sombre" (A'). Nous aborderons le problème de la dénomination de l'horizon "sombre" dans la discussion sur la genèse de l'horizon "sombre" une fois l'ensemble des propriétés du sol connues.

L'occurrence de l'horizon "sombre" n'est pas sporadique et limitée géographiquement. Cet horizon est observable sur les nombreuses coupes au niveau des routes forestières en partie haute des versants mais aussi au niveau de thalwegs.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE VII

*Andosols à horizons "sombres" de profondeur*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |

1 : Profil Nilg 19.

2 : Profil N19 b (à quelques m de Nilg 19).

3 : Profil Nilg TS 1.

3 : Profil Nilg TS 2.

PLANCHE PHOTO VII

**PROFIL NILG 19**

| | |
|---|---|
| Horizons | Litière de folioles d'acacias. Abondantes déjections d'enchytréides et de vers de terre épigés. Humus de type Oligomull avec superposition nette des couches OL, OF et OH. |
| A1 | De 0 à 15 cm : Brun jaunâtre foncé (10 YR 3/4 humide). Très humifère. Structure grumeleuse très fine, très friable. Argilo-limoneux. Très poreux. Présence de très nombreuses racines fines. Activité de vers de terre et d'enchytréides. |
| A2-A3 | De 15 à 45 cm : Brun jaunâtre foncé (10 YR 3/4 humide). Humifère. Structure massive. Argilo-limoneux. Présence de nombreuses racines. Très forte microporosité. |
| A'1 | De 45 à 90 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Horizon humifère, peu d'éléments grossiers. Structure massive à prismes à l'état humide et polyédrique anguleuse friable à l'état sec. Argilo-limoneux avec des pseudoparticules. Microporosité importante. Présence de racines fines. |
| A'2 | De 90 à 110 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Horizon humifère. Quelques éléments grossiers. Structure massive à prismes à l'état humide et polyédrique anguleuse friable à l'état sec. Argilo-limoneux. Nombreuses racines fines. |
| 2Bw | De 120 à 135 cm : Brun rougeâtre (5 YR 4/4 humide). Transition gravillonnaire. Argilo-sableux. Nombreux éléments grossiers (80 % du volume). Très poreux. Transition assez brutale en 5 cm. |
| 2Bo1 | De 110 à 150 cm : Rouge foncé (2.5 YR 3/6 humide). Non humifère, pas d'éléments grossiers. Argileux avec présence de pseudoparticules. Structure massive friable à l'état frais et dure à l'état sec. Poreux, quelques racines. |

Commentaires

Les profils de sols de la région Est des Nilgiri sont marqués par la présence d'un horizon "sombre" (A') qui se différencie de l'horizon superficiel par un saut de couleur important. Le principal contraste de couleur affecte le chroma et la value, les couleurs passent de 5 YR 3/4 en surface à 5 YR 2.5/2 en profondeur, indiquant une couleur plus foncée due à la matière organique. Le passage d'une hue de 10YR à 5YR pour le profil Nilg 19 peut être due aux oxydes de fer. Les horizons A' possèdent les mêmes couleurs que les horizons A2, A3 et A4 des Andosols de la région Ouest des Nilgiri décrits précédemment.

**PROFIL NILG 19**

Localisation : Lieu-dit Taishola
Coordonnées : 11°13'02" N - 76°37'19" E (carte 1/50 000 – 58 A/12)
Altitude : 2100 m
Géologie : charnockite profondément altérée
Végétation : plantation d'acacia en lisière de forêt
Topographie : haut de pente d'une colline convexe

| **Profondeur** (cm) | 0-15 | 15-25 | 20-45 | 60-80 | 95-105 | 120-135 | 160 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Horizon** | A1 | A2 | A3 | A'1 | A'2 | 2Bw | 2Bo1 |
| **pH** | | | | | | | |
| eau | 4,63 | 5,43 | 4,82 | 4,45 | 3,98 | 3,91 | 4,35 |
| KCl l N | 4,22 | 4,34 | 4,37 | 4,15 | 4,04 | 4,16 | 4,79 |
| Δ pH | -0,41 | -1,09 | -0,45 | -0,30 | 0,06 | 0,25 | 0,44 |
| **Analyse granulométrique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Eléments grossiers | 180 | 0 | 80 | 10 | 70 | 110 | 230 |
| Sables grossiers | 179 | 129 | 137 | 255 | 258 | 258 | 451 |
| Sables fins | 43 | 47 | 52 | 70 | 91 | 75 | 107 |
| Limons grossiers | 26 | 33 | 24 | 22 | 32 | 25 | 49 |
| Limons fins | 370 | 424 | 386 | 182 | 125 | 97 | 67 |
| Argiles | 381 | 367 | 401 | 471 | 494 | 545 | 326 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Carbone | 112,20 | 63,00 | 75,00 | 28,90 | 14,40 | 6,50 | 6,00 |
| Azote | 7,70 | 5,94 | 5,03 | 1,79 | 0,73 | 0,66 | 0,31 |
| C/N | 14,57 | 10,61 | 14,91 | 16,15 | 19,73 | 9,85 | 19,35 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Ca | 7,30 | 6,20 | 4,40 | 0,91 | 0,17 | 0,23 | 0,30 |
| Mg | 1,80 | 1,59 | 1,28 | 0,33 | 0,08 | 0,13 | 0,27 |
| Na | 0,09 | 0,11 | 0,18 | 0,10 | 0,10 | 0,09 | 0,03 |
| K | 1,15 | 0,30 | 0,51 | 0,19 | 0,11 | 0,08 | 0,03 |
| Somme | 10,34 | 8,20 | 6,37 | 1,53 | 0,46 | 0,53 | 0,63 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 39,80 | 29,55 | 31,25 | 26,70 | 13,65 | 7,75 | 2,95 |
| Saturation (%) | 26 | 28 | 20 | 6 | 3 | 7 | 21 |
| **Eléments acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Al | 0,89 | | 0,55 | 3,35 | 2,73 | 0,57 | 0,11 |
| Mn | 0,13 | | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Perte au feu | 274 | | 198 | 138 | 120 | 133 | 152 |
| Quartz + insolubles | 261 | | 286 | 367 | 358 | 315 | 331 |
| $SiO_2$ | 249 | | 269 | 244 | 233 | 199 | 85 |
| $Al_2O_3$ | 109 | | 117 | 129 | 162 | 216 | 298 |
| $Fe_2O_3$ | 72 | | 81 | 85 | 91 | 103 | 133 |
| $TiO_2$ | 6 | | 6 | 5 | 9 | 12 | 11 |
| MnO | 2 | | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| MgO | 9 | | 9 | 8 | 5 | 3 | 2 |
| CaO | 4 | | 3 | 1 | 1 | 2 | 0 |
| $K_2O$ | 8 | | 8 | 7 | 7 | 7 | 2 |
| $Na_2O$ | 1 | | 1 | 1 | 1 | 2 | 0 |
| $P_2O_5$ | 1 | | 1 | 0 | 0 | 1 | 4 |
| Total | 996 | | 980 | 985 | 987 | 993 | 1018 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 3,88 | | 3,91 | 3,22 | 2,45 | 1,57 | 0,48 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | 2,73 | | 2,71 | 2,25 | 1,81 | 1,20 | 0,38 |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 76,25 | | 74,39 | 59,57 | 45,9 | 40,76 | 17,17 |

**PROFIL KOTA 0**

| | |
|---|---|
| Horizons | Litière de feuilles d'eucalyptus mélangées à de la terre fine (déjections de vers de terre). Très peu de bois mort au sol. Présence de pourritures blanches. Humus de type Oligomull. |
| A1 | De 0 à 20 cm : Brun foncé (5 YR 3/3 humide). Très humifère. Structure grumeleuse très fine. Très friable. Argilo-limoneux, très poreux, présence de nombreuses racines fines. |
| A2 | De 20 à 50 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 3/3 humide). Horizon humifère. Structure massive. Très friable. Présence de nombreuses racines. Très poreux. |
| A'1 | De 50 à 90 cm : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide). Horizon humifère. Structure massive à prismes à l'état humide et polyédrique anguleuse friable à l'état sec. Argilo-limoneux. Présence de nombreuses racines fines. Très forte microporosité. |
| A'2 | De 90 à 120 : Brun rougeâtre foncé (5 YR 2.5/2 humide) Structure massive à prismes à l'état humide et polyédrique anguleuse friable à l'état sec. Argilo-limoneux. Présence de nombreuses racines fines. Transition diffuse en 5 cm. |
| 2Bw | De 120 à 135 cm : Brun rougeâtre foncé (2.5 YR 3/4 humide). Horizon de transition gravillonnaire. Argilo-sableux avec de nombreux éléments grossiers (nodules et fragments de roche pourrie). Poreux. |
| 2Bo1 | De 135 à 160 cm et plus : Rouge foncé (2.5 YR 4/6 humide). Structure massive friable (sol humide) à dure (sol sec). Texture argileuse avec présence de pseudoparticules et de quelques éléments grossiers. Très poreux (microporosité). |

Commentaires :

Les nombreuses racines fines d'acacias (*acacia spp*., wattle) observées dans les profils Nilg 19 et Kota 0 présentent des nodosités de fixation symbiotique de l'azote.

La transition gravillonnaire dans la région de Kotagiri 0 présente par endroits un caractère aliotique avec cimentation des nodules par des sesquioxydes, qui rappelle l'horizon placique observé par endroits dans la région Ouest des Nilgiri.

Subramanian & Murthy (1976) mentionnent l'existence de bauxites dans la région de Kotagiri. Nous avons échantillonné les "sols bauxitiques" de la carrière de bauxite de Kotagiri qui présente une altérite jaune - orangée épaisse, mais qui ne semble pas présenter un cuirassement généralisé. L'analyse élémentaire de l'altérite donne un Ki de l'ordre de 0,1 à 0,2 qui indique la prédominance de gibbsite.

**PROFIL KOTA 0**

Localisation : Lieu-dit Kotagiri
Coordonnées : 11°24'55" N - 76°49'24" E (carte 1/50000 – 58 A/15)
Altitude : 2100 m
Géologie : charnockite profondément altérée
Végétation : plantation d'acacia sur une ancienne savane
Topographie : haut de pente d'une colline convexe

| **Profondeur** (cm) | 0-20 | 30-40 | 50-65 | 80-90 | 100-120 | 120-135 | 150-160 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Horizon** | A1 | A2 | A'1 | A'2 | A'3 | 2Bw | 2Bo1 |
| **pH** | | | | | | | |
| eau | 4,09 | 4,62 | 4,61 | 4,68 | 4,77 | 4,79 | 4,73 |
| KCl l N | 3,74 | 3,81 | 3,86 | 3,99 | 4,08 | 4,13 | 4,05 |
| Δ pH | -0,35 | -0,81 | -0,75 | -0,69 | -0,69 | -0,66 | -0,68 |
| **Analyse granulométrique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Eléments grossiers | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 190 | 20 |
| Sables grossiers | 67 | 41 | 45 | 57 | 70 | 277 | 122 |
| Sables fins | 71 | 48 | 51 | 59 | 70 | 62 | 92 |
| Limons grossiers | 36 | 25 | 30 | 20 | 24 | 24 | 28 |
| Limons fins | 346 | 235 | 254 | 326 | 312 | 144 | 136 |
| Argiles | 480 | 651 | 620 | 538 | 524 | 493 | 622 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Carbone | 92,2 | 37,0 | 42,4 | 34,0 | 36,0 | 22,1 | 8,9 |
| Azote | 6,6 | 1,5 | 2,3 | 1,0 | 1,5 | 1,0 | 0,8 |
| C/N | 14,0 | 24,7 | 18,4 | 34,0 | 24,0 | 22,1 | 11,1 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Ca | 1,24 | 0,77 | 0,71 | 0,14 | 0,14 | 0,13 | 0,19 |
| Mg | 0,23 | 0,17 | 0,19 | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,13 |
| Na | 0,13 | 0,11 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,02 | 0,01 |
| K | 0,21 | 0,13 | 0,11 | 0,13 | 0,13 | 0,09 | 0,08 |
| Somme | 1,81 | 1,18 | 1,08 | 0,44 | 0,41 | 0,30 | 0,41 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 38,20 | 29,50 | 33,40 | 29,30 | 32,20 | 18,75 | 10,25 |
| Saturation (%) | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 | 2 | 4 |
| **Eléments acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Al | 9,59 | | 9,09 | | 6,64 | 3,82 | 2,05 |
| Mn | 0,04 | | 0,01 | | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Perte au feu | 267 | | 172 | | 183 | 162 | 157 |
| Quartz + insolubles | 260 | | 254 | | 238 | 233 | 202 |
| $SiO_2$ | 170 | | 227 | | 210 | 172 | 191 |
| $Al_2O_3$ | 180 | | 215 | | 241 | 253 | 295 |
| $Fe_2O_3$ | 86 | | 96 | | 113 | 148 | 138 |
| $TiO_2$ | 14 | | 18 | | 17 | 16 | 16 |
| MnO | 1 | | 1 | | 1 | 0 | 1 |
| MgO | 8 | | 10 | | 10 | 6 | 5 |
| CaO | 1 | | 3 | | 1 | 1 | 1 |
| $K_2O$ | 5 | | 7 | | 7 | 6 | 6 |
| $Na_2O$ | 1 | | 1 | | 1 | 1 | 1 |
| $P_2O_5$ | 5 | | 4 | | 4 | 4 | 5 |
| Total | 998 | | 1008 | | 1026 | 1002 | 1018 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 1,61 | | 1,79 | | 1,48 | 1,16 | 1,10 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | 1,23 | | 1,40 | | 1,14 | 0,84 | 0,85 |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 54,07 | | 73,74 | | 68,08 | 46,81 | 42,45 |

## I.2 Caractéristiques générales des sols

Les Andosols à horizon "sombre" observés dans la partie Est des "Hautes Terres" présentent des caractéristiques physico-chimiques très proches de celles des Andosols de la partie Ouest décrits précédemment :

Les pH eau sont relativement acides, inférieurs à 5 au niveau des horizons A et B. Le pH KCl supérieur au pH eau dans le matériau ferrallitique (horizons 2Bo) est dû aux propriétés de surface des oxy-hydroxydes métalliques, à l'opposé, le pH KCl inférieur au pH eau dans l'horizon andique traduit la présence d'éléments acides échangeables ($Al^{3+}$).

La texture de ces sols est argilo - limoneuse à argileuse (avec de l'ordre de 40 % d'argile dans le profil Nilg 4 et 50 à 60 % dans le profil Kota 0) dans les horizons humifères ainsi qu'au niveau du matériau ferrallitique. Il existe une quantité non négligeable pseudoparticules (microagrégation), dont l'importance est donnée par la différence entre les granulométries HMP et HMP-oxalate.

La CEC et le taux de saturation des horizons 2Bo sont relativement faibles. En revanche, la CEC des horizons A atteint des valeurs comprises entre 25 et 40 $cmol(+).kg^{-1}$, qui sont à mettre en relation avec les fortes teneurs en carbone. On constate une forte mobilisation biologique du calcium et du magnésium au niveau de l'horizons A1 pour les profils Nilg 19, TS1 et TS2. Les teneurs en $Al^{3+}$ échangeable sont très élevées, notamment pour le profil Kota 0.

## I.3 Constituants minéraux

A – Identification de la fraction minérale par diffraction des rayons X

Les diagrammes de diffraction des rayons X (non présentés) présentent les mêmes caractéristiques que pour les profils Nilg 4 et Nilg16 : *i*) diminution de l'intensité du pic à 0,487 nm, indiquant un gradient décroissant de la teneur en gibbsite de la profondeur vers la surface *ii*) présence des pics à 1 nm et 1,4 nm respectivement attribués au mica en profondeur et au HIV en surface, *iii*) présence de kaolinite en faibles teneurs et dont l'importance varie peu dans le profil et, *iv*) présence de traces d'amphiboles et de feldspaths dans les limons des horizons A. On peut également préciser que les fractions grossières sont riches en quartz, et que les oxydes de fer (gœthite et hématite) sont présents en forte proportion dans le matériau ferrallitique.

L'indice de rouge (Redness rating, Torrent *et al*., 1980, 1983) permet d'estimer les teneurs d'hématite de la même manière que pour les Andosols de l'Ouest.

On constate une répartition de l'hématite en fonction de la profondeur similaire à celle des profils Nilg 4 et Nilg 16 (Tableau III-18) : *i*) le matériau ferrallitique (horizons 2Bo) présente des teneurs non négligeables en hématite (entre 6 et 10 %), *ii*) les horizons "sombres" (A') ont des teneurs en hématite voisines de 2 % qui peuvent masquer la couleur noire de la matière organique et *iii*) l'horizon A1 du profil Nilg 19 ne semble pas contenir d'hématite (couleur brun jaunâtre foncé), alors que l'horizon A1 du profil Kota 0 a une teneur moyenne voisine de 3 %.

Tableau III-18 : Calcul du RR et estimation de la teneur en hématite des profils Nilg 19 et Kota 0

| Horizon | Hue | Value | Chroma | RR | Teneur en hématite (%) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Brésil (Torrent *et al*.) | Inde (Peterschmitt) | Côte d'Ivoire (Fritsch *et al*.) |
| Nilg 19 | | | | | | | |
| Horizons A1 | 10 | 3 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Horizons A' | 5 | 2.5 | 2 | 4 | 1,9 | 2,4 | 1,8 |
| Horizons 2Bo | 2.5 | 4 | 6 | 11,25 | 10,7 | 7,8 | 6,0 |
| Kota 0 | | | | | | | |
| Horizons A1 | 5 | 3 | 3 | 5 | 3,1 | 3,1 | 2,4 |
| Horizons A' | 5 | 2.5 | 2 | 4 | 1,9 | 2,4 | 1,8 |
| Horizons 2Bo | 2.5 | 4 | 6 | 11,25 | 10,7 | 7,8 | 6,0 |

B – Analyse élémentaire par attaque triacide

Les très faibles valeurs des rapports Ki et Kr du matériau ferrallitique (horizons 2Bo) mettent en évidence une dominance des oxydes de fer et de la gibbsite. Les rapports Ki, Kr et la TRB augmentent au niveau des horizons A, qui présentent ainsi un état d'altération moins avancé que celui du matériau ferrallitique. L'augmentation de la TRB vers la surface est attribuée à la présence de traces d'amphiboles au niveau de l'horizon A1.

Les profils à horizon "sombre" de profondeur présentent une distribution des constituants minéraux dans le profil semblable à celle observée précédemment pour les profils Nilg 4 et Nilg 16. La présence de l'horizon "sombre" ne se traduit pas par des différences importantes sur le plan minéralogique, on observe les mêmes gradients de disparition de gibbsite et de transformation des micas en HIV de la profondeur vers la surface.

# II FORMES “ACTIVES” DE L'ALUMINIUM ET DU FER

## II.1 Extraction à l’oxalate d’ammonium et au pyrophosphate de sodium

Les résultats des extractions sélectives pour les profils Nilg 19 et Kota 0 sont présentés dans le tableau III-19 et sur la figure III-34. Les données des profils complémentaires sont présentées en annexe III.

Tableau III-19 : Extractions sélectives concernant les profils Nilg 19 et Kota 0
(les valeurs sont exprimées en $g.kg^{-1}$ de terre fine)

| Prof. | Horizon | DCB | | | Oxalate | | | Pyrophosphate | | | Tétraborate | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| cm | | Fe | Si | Al | Fe | Si | Al | Fe | Si | Al | Fe | Si |
| Nilg 19 | | | | | | | | | | | | |
| 0-15 | A1 | 33,04 | 0,56 | 15,98 | 15,05 | 1,08 | 17,30 | 15,6 | 4,1 | 14,6 | 0,49 | 0,09 |
| 20-45 | A2 | 38,08 | 0,423 | 18,67 | 18,97 | 1,22 | 20,05 | 20,5 | 5,4 | 16,9 | 0,77 | 0,09 |
| 60-80 | A'1 | 46,69 | 0,47 | 19,31 | 16,31 | 0,85 | 14,49 | 18,6 | 3,6 | 13,7 | 0,7 | 0,09 |
| 95-105 | A'2 | 53,83 | 0,47 | 15,98 | 8,68 | 0,61 | 8,25 | 10,5 | 0,7 | 5,4 | 2,87 | 0,09 |
| 120-135 | 2Bw | 72,10 | 0,33 | 13,70 | 3,01 | 0,56 | 3,17 | nd | nd | nd | 1,82 | 0,09 |
| 160 | 2Bo | 59,43 | 2,30 | 12,01 | 1,89 | 0,61 | 2,28 | nd | nd | nd | 0,28 | 0,09 |
| Kota 0 | | | | | | | | | | | | |
| 0-20 | A1 | 43,40 | 2,68 | 15,18 | 13,16 | 0,75 | 12,01 | 11,0 | 2,2 | 10,3 | 1,26 | 0,47 |
| 50-90 | A'1 | 52,22 | 2,35 | 16,98 | 14,56 | 1,41 | 11,74 | 17,6 | 3,5 | 11,5 | 3,57 | 0,71 |
| 90-120 | A'2 | 55,23 | 2,54 | 24,55 | 15,82 | 0,89 | 18,30 | 17,7 | 4,8 | 16,2 | 1,47 | 0,79 |
| 120-135 | 2Bw | 81,48 | 1,69 | 27,24 | 10,99 | 0,56 | 11,64 | 13,3 | 2,4 | 9,8 | 2,24 | 0,75 |
| 135-160 | 2Bo | 92,96 | 2,02 | 15,18 | 9,45 | 0,61 | 4,13 | nd | nd | nd | 1,96 | 0,24 |

L’oxalate extrait entre 11 et 20 g d’aluminium / kg de terre fine, le pyrophosphate entre 11 et 17 g. d’aluminium / kg de terre fine, ce qui indique que les formes “actives” de l’aluminium correspondent majoritairement à des associations organo-métalliques. Les faibles teneurs en silice extraites à l’oxalate, et les rapports $Al_p/Al_o$ proches de l’unité (Tableau III-19) soulignent l’absence de minéraux allophaniques dans ces sols.

L’oxalate et le pyrophosphate extraient de fortes teneurs de fer, ce qui indique que cet élément est associé à la matière organique. Toutefois, les valeurs $Fe_p/Fe_o > 1$ (Tableau III-20) ne permettent pas d’exclure qu’une partie de $Fe_p$ provienne de la dispersion d’oxydes cristallisés par le pyrophosphate de sodium.

Tableau III-20 : Estimation de la charge métallique de l'humus des profils Nilg 19 et Kota 0

| Prof. (cm) | Horizon | $Al_p/Al_O$ | $Fe_p/Fe_O$ | $Al_p/C_t^{\#}$ | $(Al_p + Fe_p)/C_t^{\#}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | | |
| 0-15 | A1 | 0,84 | 1,04 | 0,06 | 0,09 |
| 20-45 | A2 | 0,84 | 1,08 | 0,10 | 0,16 |
| 60-80 | A'1 | 0,95 | 1,14 | 0,21 | 0,35 |
| 95-105 | A'2 | 0,65 | 1,21 | 0,17 | 0,32 |
| Kota 0 | | | | | |
| 0-20 | A1 | 0,86 | 0,84 | 0,04 | 0,06 |
| 50-90 | A'1 | 0,98 | 1,21 | 0,07 | 0,12 |
| 90-120 | A'2 | 0,89 | 1,12 | 0,25 | 0,38 |
| 120-135 | 2Bw | 0,84 | 1,21 | 0,30 | 0,50 |

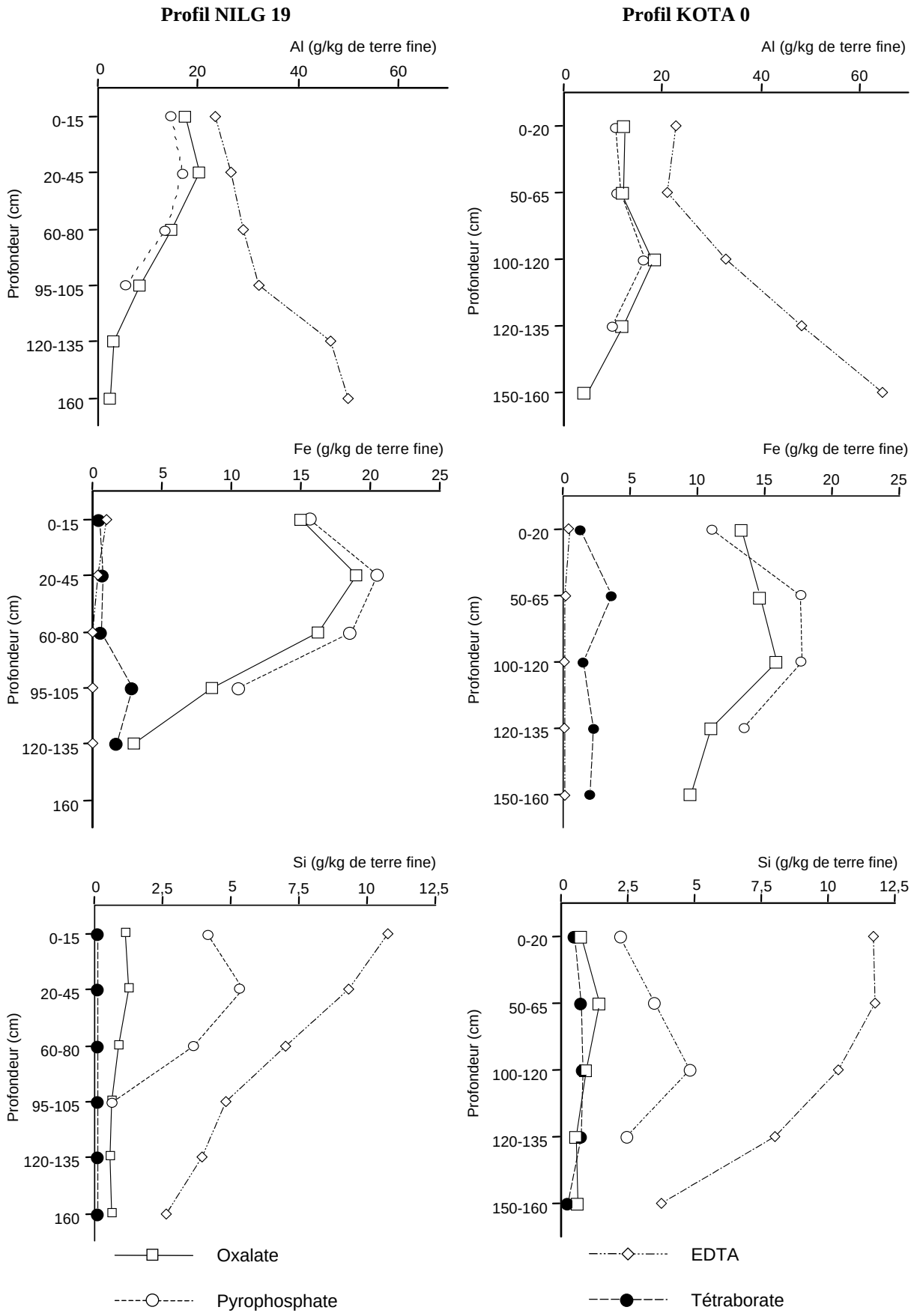



Figure III-34 : Extractions sélectives de l'aluminium du fer et de la silice pour les profils Nilg 19 et Kota 0

Les teneurs en Fe et Al extraites à l’oxalate et au pyrophosphate augmentent légèrement avec la profondeur, mais pas au point de faire de l’horizon “sombre” un horizon d’accumulation de sesquioxydes.

Les rapports atomiques $Al_p/C_t$ compris entre 0,06 et 0,30 et les rapports $(Al_p + Fe_p)/C_t$ compris entre 0,06 et 0,38 (Tableau III-19) sont la preuve d'une charge métallique élevée des composés humiques de ces sols, tout particulièrement au niveau des horizons A'. La charge métallique des associations organo-métalliques des horizons A est du même ordre que celle observée pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 (Tableau III-8).

Cette forte charge métallique des associations organo-métalliques est incompatible avec une mobilité importante de ces éléments au sein du profil. Elle confirme l’absence d’accumulation illuviale de complexes organo-métalliques au niveau des horizons 2A.

Les valeurs de $Fe_d$, et de la différence $(Fe_d – Fe_o)$, augmentent avec la profondeur, elles sont les plus élevées dans le matériau ferrallitique (horizons 2Bo), où il y a une forte teneur en oxydes cristallins.

Les teneurs en fer extraites au tétraborate croissent légèrement avec la profondeur, mais restent inférieure à 1 %. Il paraît donc difficile de les attribuer à une migration verticale importante des associations organo-métalliques.

L’EDTA extrait entre 5 et 12 g de silice / kg de terre fine, et le pyrophosphate extrait entre 2,5 et 5 g de silice / kg de terre fine, ce qui représente des quantités importantes par rapport à l’oxalate et au CBD. La silice extraite par l'EDTA et le pyrophosphate peut correspondre, avec les mêmes réserves que précédemment, à la dissolution partielle de phytolithes comme dans le cas des profils Nilg 4 et Nilg 16.

## II.2 Recherche des critères spodiques

Les Andosols de la région Est du massif des Nilgiri présentent un horizon “sombre” en profondeur qui peut présenter des analogies morphologiques avec les horizons spodiques, et nous avons recherché si les critères spodiques sont vérifiés pour éliminer tout risque de confusion (Tableau III-21). Nous suivrons l’évolution avec la profondeur de la Densité Optique de l'Extrait Oxalate (DOEO) et le critère $(Al_p + Fe_p) / (Al_d + Fe_d)$, qui correspondent en fait aux anciens critères d’identification des matériaux spodiques (Soil Survey Staff, 1975).

Tableau III-21 : Variation de l'absorbance de l'extrait oxalate et de $(Al_p + Fe_p) / (Al_d + Fe_d)$ avec la profondeur

| Prof. | Horizon | DOEO | $(Al_p + Fe_p) / (Al_d + Fe_d)$ |
|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | |
| 0-15 | A1 | 0,86 | 0,62 |
| 20-45 | A2 | 0,90 | 0,56 |
| 60-80 | A'1 | 0,75 | 0,49 |
| 95-105 | A'2 | 0,74 | 0,23 |
| 120-135 | 2Bw | 0,37 | nd |
| 160 | 2Bo | 0,13 | nd |
| Kota 0 | | | |
| 0-20 | A1 | 0,91 | 0,36 |
| 50-90 | A'1 | 0,71 | 0,41 |
| 90-120 | A'2 | 0,84 | 0,36 |
| 120-135 | 2Bw | 0,61 | 0,31 |
| 135-160 | 2Bo | 0,24 | nd |

La DOEO des horizons A' n'est jamais supérieure ou égale au double de celle de des horizons A1. Les rapports $(Al_p + Fe_p) / (Al_d + Fe_d)$ sont voisins de la limite 0,5 et décroissent avec la profondeur. Les données des profils complémentaires sont présentés en annexe III.

Ces résultats démontrent que la majeure partie de l'aluminium ou du fer est engagée dans des liaisons organo-métalliques, mais qu'il n'y a pas de migration verticale de ces produits. Les Andosols à horizon "sombre" ne présentent donc pas de matériaux spodiques. On peut ainsi rejeter l'hypothèse d'une formation des horizons A' par illuviation de complexes organo-métalliques.

En conclusion, la caractérisation globale et l'étude des formes amorphes présentes dans ces sols permettent de dégager les observations suivantes :

- l'horizon "sombre" (A') de ces sols présente de fortes similitudes morphologiques et physico-chimiques avec les horizons A3 et A4 des profils Nilg 4 et Nilg 16 décrits précédemment, ce qui suggère une origine commune ;
- l'horizon "sombre" ne correspond pas à un horizon d'accumulation illuviale de complexes organo-métalliques et se différencie ainsi des horizons spodiques.

Nous allons aborder la caractérisation de la matière organique des profils à horizon "sombre" selon la même approche que pour les profils Nilg 4 et Nilg 16 en essayant de dégager des différences de nature ou d'origine entre la matière organique entre les horizons de surface et les horizons 2A qui pourraient expliquer la différenciation de l'horizon "sombre".

# III DYNAMIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE

## III.1 Biodynamique des humus

A – Description des humus sur le terrain

Les humus des sols des sols à horizons "sombre" Nilgiri présentent une très forte activité biologique au niveau de l'horizon A1, principalement due aux enchytréides et aux vers de terre épigés. On identifie la sous-couche OL (3 mm), et la sous couche OF (1,5 cm) (Planche photo VIII). L'humus présente une structuration très fine due à la présence des déjections d'enchytréides.

B – Observation micromorphologique des lames minces

*0-10 cm :*

- sous couche OL : présence de feuilles intactes entières ou fragmentées sur 3 mm d'épaisseur présentant par endroit des traces d'activité de pourritures blanches ;
- sous couche OF : (10 mm) constituée d'une juxtaposition assez lâche de fragments de feuilles de l'ordre de 1 à 3 mm. Présence de nombreuses racines vivantes de l'ordre du mm. Présence de déjections d'oribates et de diplopodes ;
- Horizon A1 : ensemble assez homogène constitué de quelques grosses déjections de vers de terre anciennes, brun, plus ou moins éclatées avec des traces d'une ancienne activité de termites. On observe aussi de très nombreux agrégats arrondis de l'ordre de 2 mm, brun foncé, correspondant au "noyau central" d'anciennes déjections de vers de terre reprises par les enchytréides. Présence d'un certain nombre de déjections récentes de vers de terre, coalescentes, brun clair, et de quelques gravillons de l'ordre de 2 mm de Ø. Très nombreux microagrégats de quelques centaines de microns de formes différentes correspondant à : *i*) d'anciennes boulettes termitiques libérées lors de la reprise d'anciennes déjections de vers de terre pour les plus arrondies, *ii*) à des déjections d'enchytréides de forme irrégulière près des racines, et *iii*) à l'éclatement physique des agrégats lors des alternances d'humidité et de sécheresse subies par ce matériel pour les plus anguleux.

*15-25 cm :*

- Présence d'agrégats et de microagrégats du même type que ceux observé dans la lame précédente. On observe une augmentation du nombre de microagrégats anguleux et des

boulettes termitiques avec la profondeur et une diminution du nombre de déjections de vers de terre. Nombreuses racines fines.

*45-55 cm :*

- Juxtaposition d'anciennes déjections de vers de terre qui deviennent coalescentes, de couleur foncée, dans lesquelles on observe des boulettes termitiques anciennes. Fragmentation des agrégats due au séchage. Présence de racines fraîches.

*85-95 cm :*

- Juxtaposition d'anciennes déjections de vers de terre et de boulettes termitiques. Présence de galeries de 3 à 5 mm de diamètre remplies de boulettes termitiques et d'autres déjections récentes de vers de terre. Présence de quelques racines récentes près desquelles sont observées des déjections d'enchytréides. Fragmentation des agrégats due au séchage

*120 cm : Horizon gravillonnaire*

- Très nombreux gravillons de 3 à 8 mm, les uns constitués d'oxydes de fer, les autres gibbsitiques et des quartz fendillés. Présence de quelques déjections de vers de terre compactes et de boulettes termitiques. Très peu de racines.

*130 cm : Matériau ferrallitique*

- Plasma de structure massive de couleur rouge. Présence quelques déjections de vers de terre anciennes reprises par les termites.

Nous pouvons dégager de l'observation micromorphologique des humus des sols à horizon "sombre" de profondeur les mêmes conclusions que celles proposées pour les Andosols de l'Ouest. Les lames sont, en effet, très semblables. Les agrégats correspondant aux déjections de vers de terre pour horizons profonds apparaissent figés et inertes. En revanche, pour les horizons A1 et A2 on assiste à une reprise de l'activité biologique au niveau de racines mortes mais récentes. L'apport de matière organique fraîche facilement biodégradable peut induire la dégradation d'une partie de la matière organique présente dans ces agrégats "inertes". On peut considérer qu'il y a une transformation de la matière organique de la surface vers la profondeur.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE VIII

*Observations micromorphologiques des humus des Andosols à horizons "sombre" de profondeur*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |
| **5** | **6** |
| **7** | **8** |

1 : Activité biologique diverse (enchytréides, collemboles, larve de diptère) au niveau de la sous-couche OL.

2 : Activité d'enchytréides (de) au niveau de l'horizon A1 qui entraîne la pulvérisation d'anciennes déjections de vers de terre, dont on observe le noyau central résiduel (dva).

3 : Reprise d'anciennes déjections de vers de terre (dva) par les enchytréides (de) (horizon A1).

4 : Reprise d'anciennes déjections de vers de terre par les enchytréides (horizon A1), comme sur la photo 2.

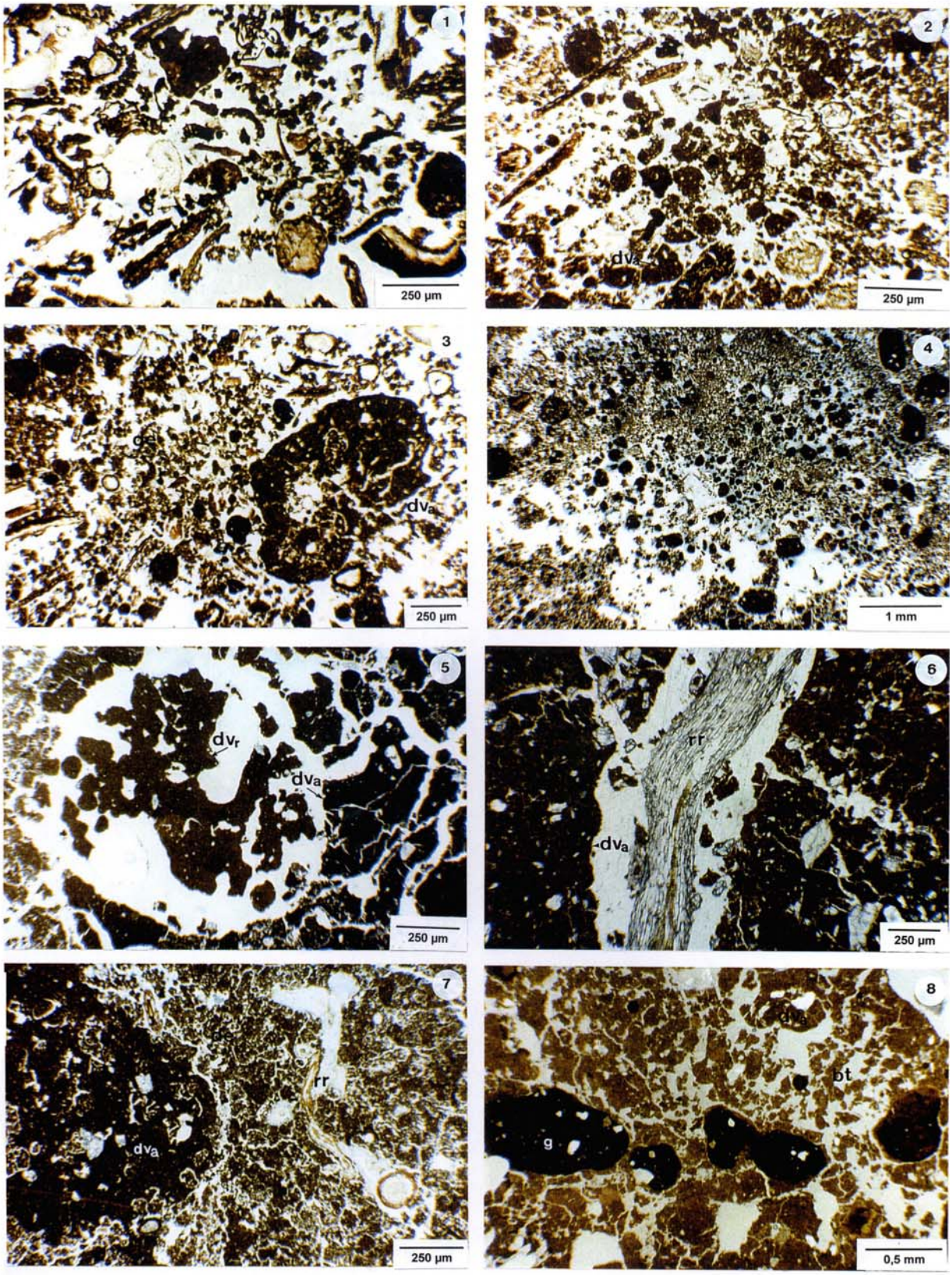
5 : Déjection de ver de terre récente (dvr) dans une ancienne galerie de vers de terre (dva) au niveau de l'horizon A3.

6 : Pénétration d'une racine récente (rr) dans une ancienne déjection de vers de terre (dva) (horizon A2).

7 : Reprise de l'activité biologique (enchytréides, de) à proximité d'une racine récente (rr) et pulvérisation d'une anciennes déjection de vers de terre (horizon A2).

8 : Activité termitique (bt) et de vers de terre (dva) au niveau de la ligne de gravillons (g).

PLANCHE PHOTO VIII



## III.2 Stockage de matière organique

A – Teneur en carbone de la terre fine

La figure III-35 présente la distribution de la teneur en carbone de la terre fine pour quatre profils à horizon "sombre" de profondeur. Les teneurs en carbone décroissent avec la profondeur, on constate cependant un palier à environ 40 g.kg-1 pour le profil Kota 0 entre 40 cm et 1 m de profondeur. Pour les autres profils la décroissance est plus ou moins régulière.

On ne constate pas d'augmentation de la teneur en carbone de la terre fine au niveau de l'horizon A', ce qui confirme le fait que ces horizons ne constituent pas des horizons illuviaux..

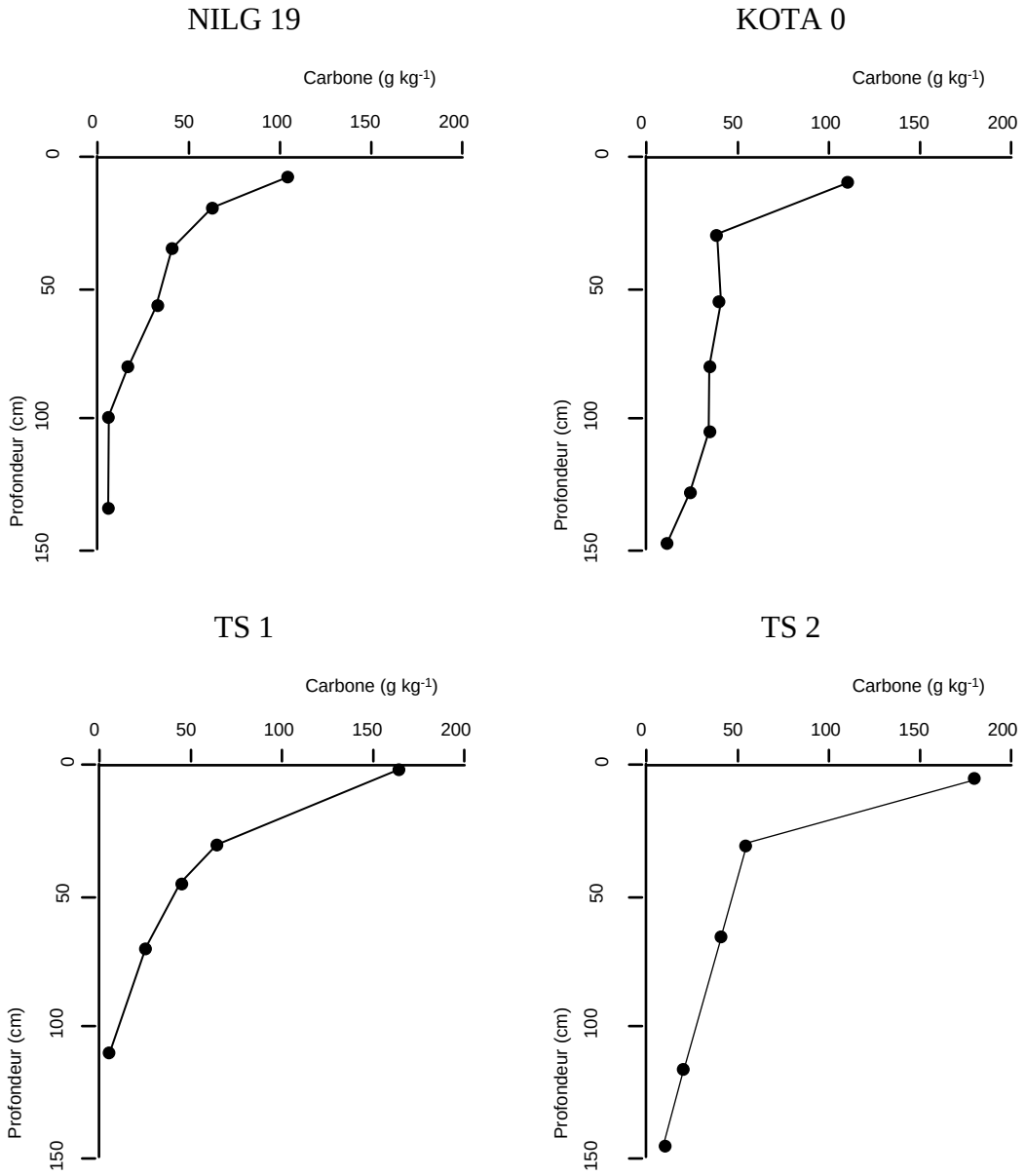



Figure III-35 : Teneur en carbone de la terre fine pour différents sols à horizon "sombre" des Nilgiri

B – Estimation du stock volumique de carbone

Le tableau III-22 donne les valeurs du stock de carbone évaluées en utilisant la densité apparente et la teneur en éléments grossiers. Les Andosols à horizon "sombre" de profondeur présentent des stocks de carbone élevés (32 à 50 $kg.m^{-2}$) qui sont à mettre en relation avec l'incorporation de matière organique jusqu'à des profondeurs importantes.

Tableau III-22 : Stock de carbone par unité de surface pour les profils Nilg 19 et Kota 0

| Sol | Profondeur (cm) | C ($g.kg^{-1}$) | Da ($kg.dm^{-3}$) | C ($kg.m^{-2}$) |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | |
| | 0-15 | 105 | 0,65 | 10,1 |
| | 15-25 | 63 | 0,65 | 4,1 |
| | 25-45 | 42 | 0,69 | 5,8 |
| | 45-70 | 33 | 0,75 | 6,2 |
| | 70-90 | 18 | 0,75 | 2,2 |
| | 90-110 | 6 | 0,92 | 1,0 |
| | 110-160 | 6 | 1,23 | 3,0 |
| | | | ***TOTAL*** | ***32,4*** |
| Kota 0 | | | | |
| | 0-20 | 110 | 0,70 | 15,1 |
| | 20-40 | 37 | 0,70 | 5,2 |
| | 40-70 | 41 | 0,77 | 9,5 |
| | 70-90 | 34 | 0,80 | 5,4 |
| | 90-120 | 34 | 0,87 | 8,9 |
| | 120-135 | 23 | 1,05 | 2,9 |
| | 135-160 | 10 | 1,2 | 2,9 |
| | | | ***TOTAL*** | ***49,9*** |

Le profil Kota 0 qui présente l'horizon humifère le plus développé, possède le stock volumique de carbone le plus important. L'accumulation de carbone est supérieure de plus de 10 $kg.m^{-2}$ à ce qu'elle était pour le profil Nilg 16. L'horizon A', même s'il ne présente pas de teneurs pondérales en carbone supérieures à celles des horizons A1, constitue un niveau d'accumulation de carbone dans le profil du fait qu'il possède une densité apparente plus importante.

Le stock de carbone du profil Kota 0 est supérieur aux stocks moyens de carbone des Andosols (Eswaran *et al*., 1993, Batjes, 1996), mais il est voisin de celui d'Andosols développés en milieu cryique en Equateur (Poulenard, Thèse en cours).

C – Répartition granulométrique du carbone et de l'azote et taux d'humification

Le tableau III-23 montre que la plus grande partie du carbone de ces sols est présente dans la fraction inférieure à 50 µm dite "humifiée". Le carbone de la fraction supérieure à 50 µm provient pour l'essentiel de racines fines.

Les taux d'humification sont élevés dans les deux profils : le stock de carbone correspond à de la matière organique humifiée stabilisée dont la minéralisation semble réduite.

Le C/N de la matière organique augmente avec la profondeur, les horizons A' possèdent les C/N les plus élevés indiquant la présence de composés humiques très évolués.

Tableau III-23 : Teneurs en carbone et en azote de la terre fine et de la fraction < 50 µm ; taux d'humification de la fraction < 50 µm

| Profil | Terre fine | | | Fraction < 50 µm | | | | Taux d' humification du carbone |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | C | N | C/N | poids | C | N | C/N | |
| | $g.kg^{-1}$ | | | | $g.kg^{-1}$ | | | |
| Nilg 19 | | | | | | | | |
| A1 | 113,6 | 8,8 | 12,9 | 80,2 | 84,1 | 6,7 | 12,6 | 59,4 |
| A2 | 66,5 | 4,9 | 13,6 | 84,1 | 54,4 | 4,9 | 11,1 | 68,8 |
| A3 | 47,7 | 3,8 | 12,6 | 84,3 | 38,0 | 2,7 | 14,1 | 67,2 |
| A'1 | 35,8 | 1,6 | 22,4 | 72,7 | 32,5 | 1,3 | 25,0 | 66,0 |
| Kota 0 | | | | | | | | |
| A1 | 99,2 | 7,1 | 14,0 | 85,1 | 75,5 | 5,2 | 14,5 | 64,8 |
| A2 | 35,1 | 1,5 | 23,4 | 91,4 | 27,8 | 1,2 | 23,2 | 72,4 |
| A3 | 41,4 | 2,2 | 18,8 | 85,4 | 32,1 | 1,3 | 24,7 | 66,2 |
| A'1 | 33,8 | 1,0 | 33,8 | 82,5 | 32,9 | 1,2 | 27,4 | 80,3 |
| A'2 | 38,0 | 1,6 | 23,8 | 80,0 | 33,1 | 0,8 | 41,4 | 69,6 |

En revanche, le profil Nilg 19 présente des C/N relativement bas (12 à 14), au niveau des horizons A1 et A2, qui peuvent être mis en relation avec la végétation de cette station. En effet, nous avons observé la présence de nombreuses racines fines d'acacias possédant des nodosités de fixation symbiotique d'azote. L'activité fixatrice d'azote est responsable de la formation de matière organique riche en azote dans ces horizons à bas C/N.

## III.3 Caractérisation des composés humiques

A – Taux d'extraction et rapports AF/AH

Le tableau III-24 montre : *i*) des taux d'extraction de la matière organique faibles (36 à 41 %du carbone total) et *ii*) une augmentation du rendement d'extraction et une diminution du

rapport AF/AH en présence de 1 % de pyrophosphate de sodium. Ces résultats mettent en évidence la présence de composés humiques fortement liés aux constituants minéraux.

Tableau III-24 : Taux d'extraction des composés humiques pour le profil Kota 0

| | NaOH 0,1 N | | NaOH 0,1 N + 1 % de pyrophosphate de Na | |
|---|---|---|---|---|
| | Taux d'extraction (%) | AF/AH | Taux d'extraction (%) | AF/AH |
| A1 | 31 | 1,2 | 36 | 1,0 |
| A2 | 27 | 1,4 | 38 | 1,1 |
| A3 | 29 | 1,3 | 41 | 1,1 |
| A'1 | 29 | 0,9 | 38 | 0,8 |
| A'2 | 26 | 1,1 | 36 | 0,8 |

B – Analyse élémentaire des acides humiques

Les taux de cendres obtenus indiquent qu'il y a eu une bonne purification des acides humiques, et on peut considérer que les éléments métalliques restant sont fortement liés aux acides humiques (Tableau III-25).

On constate que les AH des horizons 2A : *i*) présentent les teneurs en carbone les plus élevées et *ii*) qu'ils sont pauvres en azote (d'où des C/N élevés) et *iii*) qu'ils ont des rapports H/C très bas caractéristiques de composés très condensés et très évolués (Tableau III-25).

En revanche, les AH des horizons A1 ont une structure plus aliphatique (H/C ≥ 1).

Tableau III-25 : Analyse élémentaire des acides humiques des profils Nilg 19 et Kota 0

| Profil | Cendres | C | N | H | O | C/N | H/C[1] | O/C[1] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | | | | | |
| A1 | 0,31 | 53,89 | 4,89 | 4,91 | 36,31 | 11,03 | 1,09 | 0,51 |
| A2 | 4,55 | 53,87 | 5,12 | 4,61 | 36,40 | 10,51 | 1,03 | 0,51 |
| A3 | 9,83 | 52,46 | 4,45 | 4,21 | 38,88 | 11,80 | 0,96 | 0,56 |
| A'1 | 5,89 | 57,27 | 1,80 | 2,39 | 38,54 | 31,81 | 0,50 | 0,50 |
| Kota 0 | | | | | | | | |
| A1 | 2,66 | 53,67 | 4,16 | 4,57 | 37,61 | 12,91 | 1,02 | 0,53 |
| A2 | 4,66 | 54,99 | 2,31 | 2,68 | 40,01 | 23,78 | 0,58 | 0,55 |
| A3 | 3,93 | 55,98 | 2,04 | 2,72 | 39,26 | 27,45 | 0,59 | 0,53 |
| A'1 | 3,41 | 58,96 | 1,60 | 2,44 | 37,01 | 36,85 | 0,50 | 0,47 |
| A'2 | 3,67 | 57,58 | 1,46 | 2,12 | 38,83 | 39,49 | 0,44 | 0,51 |

[1] : rapport atomique

Pour les AH des horizons A2 et A3 on constate une différence entre les profils Nilg 19 et Kota 0 : *i*) les AH des horizons A2 et A3 du profil Nilg 19 présentent une structure aliphatique comme celle des AH de l'horizon A1, et *ii*) les AH des horizons A2 et A3 du profil Kota 0 présentent une structure condensée comme celle des AH des horizons 2A (Tableau III-25).

Sur le diagramme de Van Krevelen (Figure III-36), les AH se disposent en deux domaines : *i*) les AH des horizons A1 des deux profils et ceux des horizons A2 et A3 du profil Nilg 19 correspondant à un pôle aliphatique, et *ii*) les AH des horizons "sombres" et des horizons A3 et A4 du profil Kota 0 correspondant à un pôle plus aromatique.

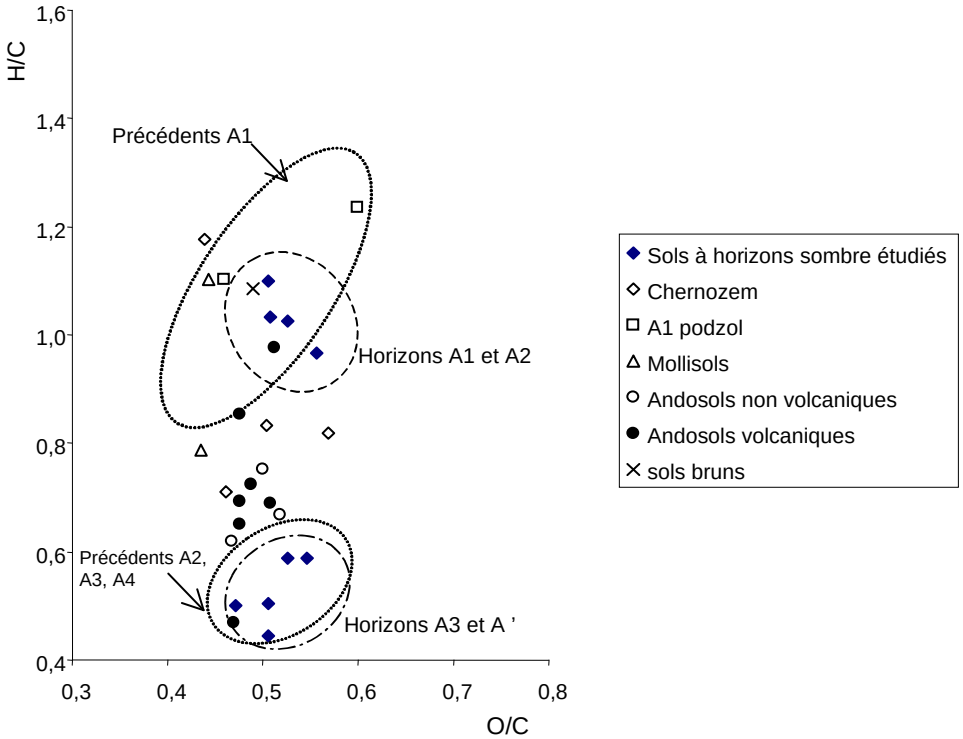



Figure III-36 : Diagramme O/C - H/C des AH des profils Nilg 19 et Kota 0 et de différents AH de la bibliographie (les données correspondantes sont données en annexe VI)

On constate également sur ce diagramme que le domaine défini par les AH des horizons "sombres" est proche de celui défini par les AH des horizons A3 et A4 des Andosols décrits précédemment (Fig. III-16) ce qui peut témoigner d'une analogie de structure. En revanche les domaines des horizons A1 sont très différents, ce qui indique l'origine diverse de la matière organique en surface.

C – Propriétés spectrales UV-Visible et détermination du type d'AH

Les spectres UV - Visibles présentent l'allure classique des spectres d'AH, on observe une décroissance régulière de l'absorbance dans le visible (Annexe VII).

On peut dégager de l'étude des propriétés spectrales des différences de structure des composés humiques entre les horizons A1 et les horizons A' : *i*) les AH des horizons A1 et A2 du

profil Nilg 19 et de l'horizon A1 du profil Kota 0 sont respectivement de type Rp et B et *ii*) les AH de l'horizon A' du profil Nilg 19 et des horizons A2, A3 et A' du profil Kota 0 sont de type A (Tableau III-26 et Fig. III-37).

Les différences de propriétés spectrales sont en accord avec les résultats de l'analyse élémentaire (degré de condensation), la couleur claire des horizons A1 et la couleur foncée des horizons A'.

Tableau III-26 : Rapports chromatiques $Q_{4/6}$ et ΔlogK des acides humiques

| Sol | $Q_{4/6}$ | ΔLogK | $K_{600}/C$ | Indice mélanique# |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | |
| A1 | 7,0 | 0,73 | 2,65 | 1,9 |
| A2 | 6,9 | 0,65 | 3,56 | |
| A'1 | 7,7 | 0,59 | 9,63 | 1,7 |
| A'2 | 7,1 | 0,61 | 3,01 | 1,9 |
| Kota 0 | | | | |
| A1 | 5,84 | 0,69 | 3,42 | 2,1 |
| A2 | 6,29 | 0,56 | 7,96 | 1,9 |
| A3 | 6,63 | 0,56 | 7,81 | 1,9 |
| A'1 | 6,94 | 0,59 | 7,03 | 1,6 |
| A'2 | 6,49 | 0,58 | 8,06 | 1,7 |

Le plus fort pouvoir de pigmentation des AH de type mélanique des horizons A' par rapport à celui AH des horizons A1 de type fulvique, rend bien compte de la différentiation morphologique de l'horizon "sombre" sur le terrain et explique la couleur plus sombre de ces horizons sans qu'il y ait augmentation importante de la teneur en carbone.

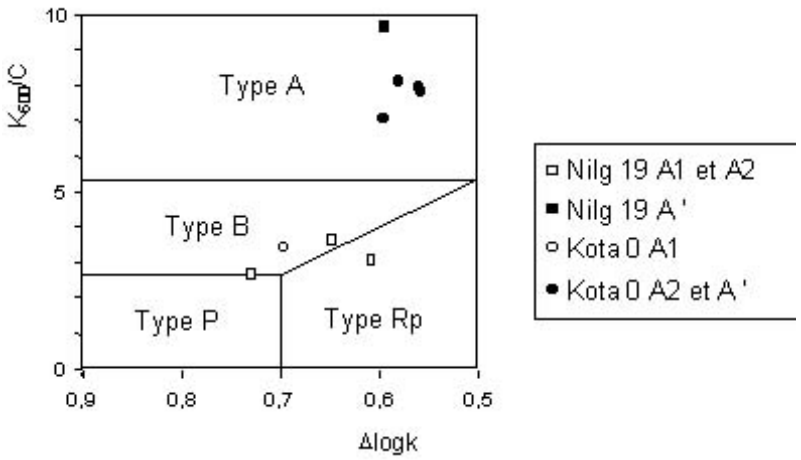



Figure III-37 : Détermination du type d'AH dans le diagramme de Kumada modifié (Arai *et al*., 1996)

Les indices mélaniques sont inférieurs ou égal à 1,7 au niveau de l'horizon "sombre" de profondeur, alors qu'ils sont supérieurs à 1,7 pour les horizons A1, ce qui est en accord avec le type d'acide humique. En revanche, pour les horizons A2 et A3 du profil Kota 0 la détermination du type d'acide humique donne un type mélanique alors que l'indice mélanique est supérieur à 1,7. Cette contradiction apparente peut être reliée au fait que l'indice mélanique est fait sur la

terre fine alors que la détermination du type d'AH est faite après extraction. Les AH sont de type mélanique comme en profondeur, mais le sol contient également des composés fulviques (AF/AH > 1), responsables d'un indice mélanique supérieur à 1,7.

Si l'on applique également le lien qui existe entre le type d'acide humique et le type de végétation souligné par les auteurs Japonais (Kumada, 1987), on peut supposer que la matière organique des horizons A' est d'origine graminéenne, et celle des horizons de surface d'origine forestière comme dans le cas des profils Nilg 4 et Nilg 16.

### D – Caractérisation fonctionnelle

#### a – Spectrophotométrie infrarouge

Les spectres infrarouges des acides humiques des sols à horizon "sombre" (Fig. III-38) présentent les mêmes caractéristiques que ceux des profils Nilg 4 et Nilg 16.

On peut dégager de l'interprétation des spectres infrarouges les informations suivantes : *i*) les AH des horizons A1 présentent une structure à dominance aliphatique mise en évidence par l'absorption importante due aux groupements aliphatiques (2920 $cm^{-1}$) et *ii*) les AH des horizons A' ont une structure plus aromatique et sont caractérisés par l'intense bande correspondant aux carboxyles (bande à 1720 $cm^{-1}$ et épaulement à 2600 $cm^{-1}$), qui témoigne d'une forte acidité.

La spectroscopie infrarouge confirme les interprétations de l'analyse élémentaire et montre que la richesse en oxygène est corrélée à une forte acidité carboxylique.

On peut dégager de l'interprétation des spectres infrarouges les informations suivantes : *i*) les AH des horizons A1 présentent une structure à dominance aliphatique mise en évidence par l'absorption importante due aux groupements aliphatiques (2920 $cm^{-1}$) et *ii*) les AH des horizons A' ont une structure plus aromatique et sont caractérisés par l'intense bande correspondant aux carboxyles (bande à 1720 $cm^{-1}$ et épaulement à 2600 $cm^{-1}$), qui témoigne d'une forte acidité.

#### b – Titrage des fonctions acides

Les courbes de neutralisation présentées sur la figure III-39 mettent en évidence une acidité importante des AH de ces sols. La forte acidité est liée à la présence de nombreuses fonctions carboxyliques qui se dissocient entre pH 4 et pH 7.

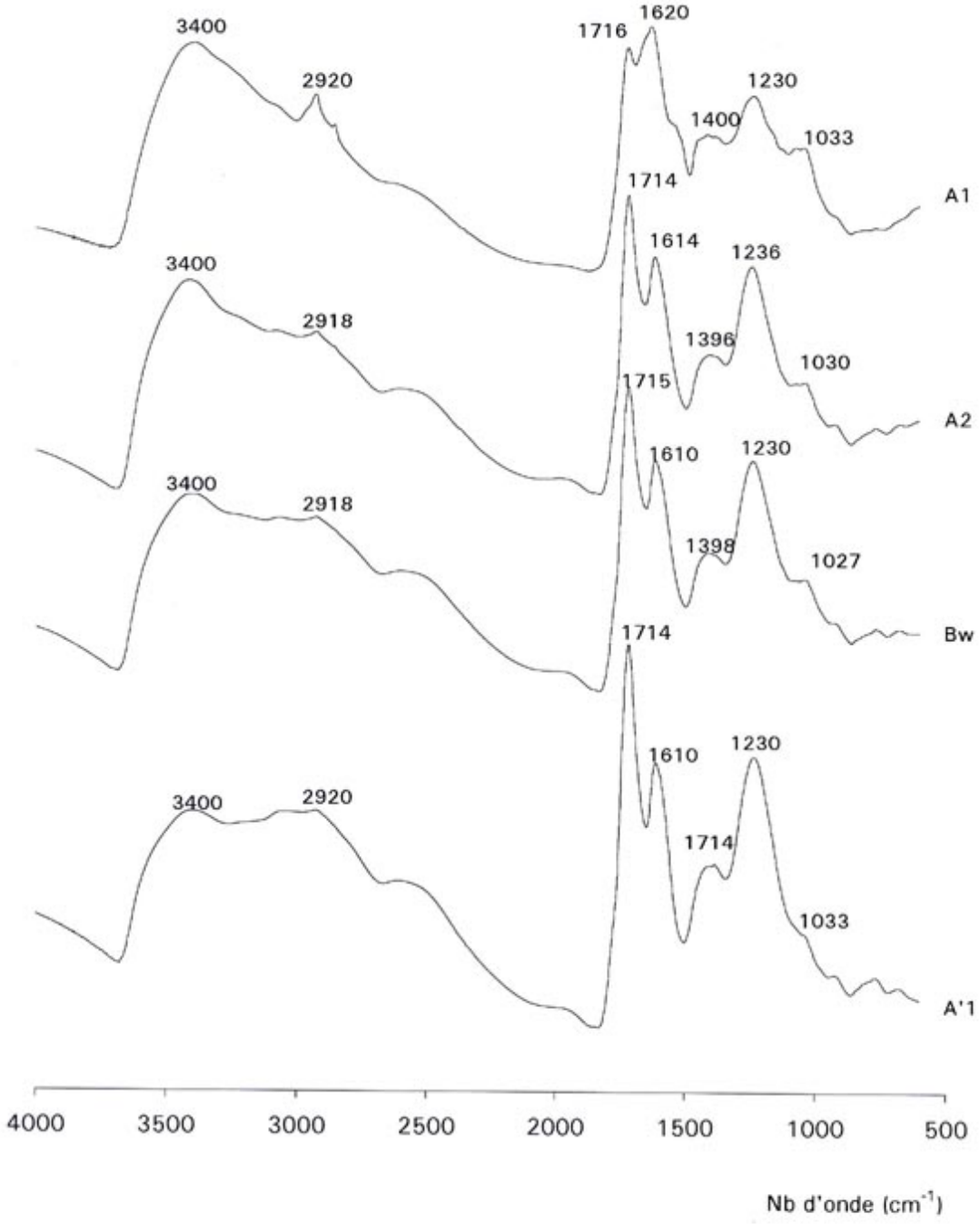



Figure III-38 : Spectres infrarouges des acides humiques des profils Nilg 19 et Kota 0

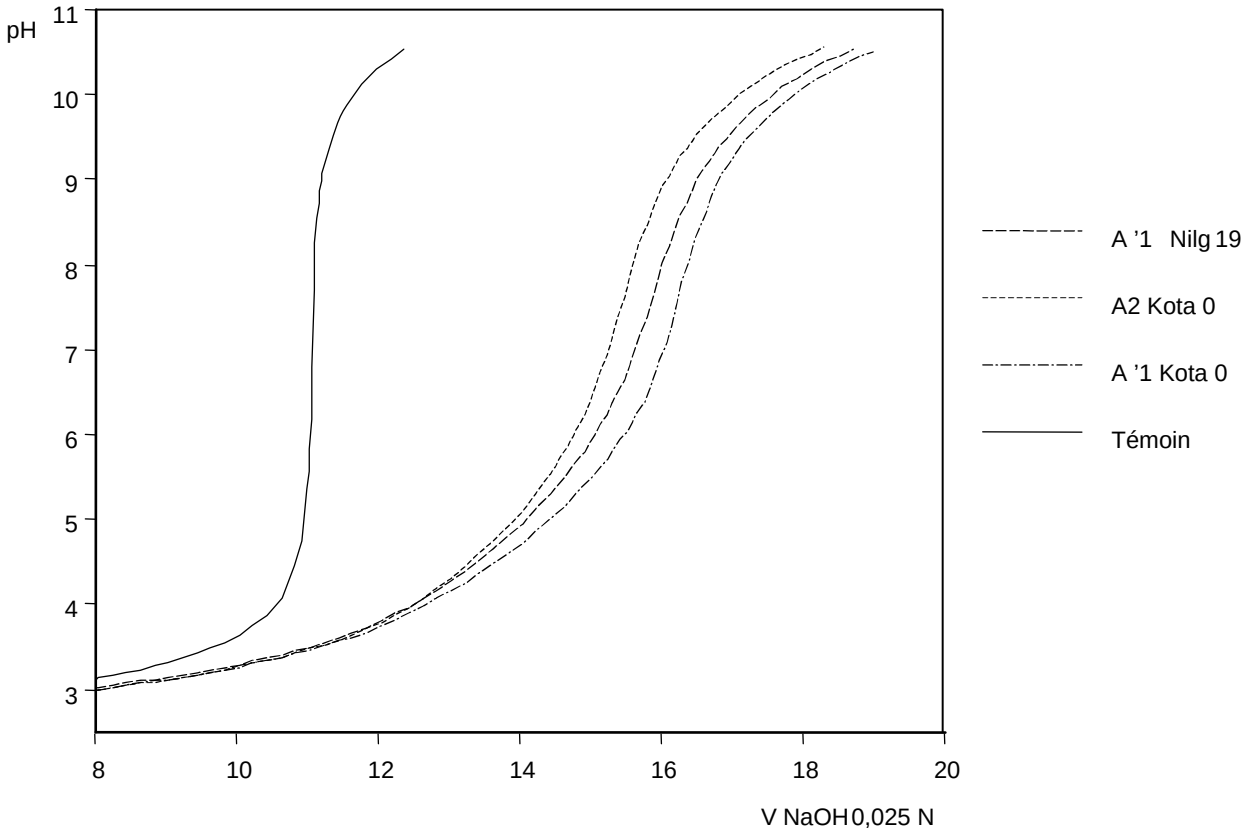



Figure III-39 : Courbes de titrage potentiométrique des AH des profils Nilg 19 et Kota 0

Les titrages potentiométriques (Tableau III-27) mettent en évidence : *i*) une acidité totale importante des AH extraits des sols à horizons "sombres" (6,16 et 6,60 meq.g$^{-1}$), qui est supérieure à l'acidité totale des AH des profils Nilg 4 et Nilg 16, *ii*) la prédominance de l'acidité faible (carboxylique) par rapport à l'acidité totale des AH et *iii*) que l'acidité très faible (phénolique) liée à la structure aromatique des AH qui n'est pas négligeable.

Tableau III-27 : Titrage potentiométrique des AH des profils Nilg 19 et Kota 0

| Profil | Acidités fortes | Acidités faibles | | Acidités très faibles | | Acidité totale |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | meq.g$^{-1}$ | meq.g$^{-1}$ | pKa | meq.g$^{-1}$ | pKa | meq.g$^{-1}$ |
| Nilg 19 | | | | | | |
| A'1 | 1,31 | 3,84 | 4,91 | 1,32 | 9,38 | 6,47 |
| Kota 0 | | | | | | |
| A1 | 1,56 | 3,36 | 5,02 | 1,24 | 9,60 | 6,16 |
| A'1 | 1,44 | 4,02 | 4,82 | 1,14 | 9,24 | 6,60 |

Les pKa des groupements fonctionnels acides faibles et très faibles obtenus par la représentation graphique d'Henderson - Hasselbach sont compris entre 4,8 et 5 pour les acidités faibles, et entre 9,2 et 9,6 pour les acidités très faibles (Tableau III-27). Les pKa sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus pour les AH des profils Nilg 4 et Nilg 16.

Les résultats des titrages potentiométriques mettent donc en évidence une forte aptitude des AH à la complexation des métaux, au pH du sol voisin de leur pKa. On peut donc suggérer comme précédemment que les formes organo-métalliques de l'aluminium sont les formes les plus stables de cet élément dans les sols à horizon "sombre".

En conclusion, nous constatons qu'il existe des différences de composition chimique et de structure des AH entre les horizons de surface (A1-A2) et les horizons "sombres" de profondeur (A').

- Les AH des horizons A' sont très condensés, ils sont de type A (mélanique), ce qui indique un degré d'humification avancé. Cette structure condensée leur confère un fort pouvoir de pigmentation qui est responsable de la couleur foncée des horizons A'. L'acidité carboxylique contribue à la fixation des métaux.
- A l'opposé, les composés humiques des horizons de surface présentent une structure moins condensée, qui leur confère un plus faible pouvoir de pigmentation, et de ce fait une couleur plus claire aux horizons où ils sont présents.

Les informations recueillies à ce stade de la caractérisation de la matière organique des Andosols à horizons "sombre" de profondeur semble indiquer que les horizons humifères sont constitués de deux types de matière organique et correspondent à la superposition de deux types d'horizons : un "***horizon fulvique"***[10] (A1) et un "***horizon mélanique"***[10] (A').

Les composés humiques de l'horizon "sombre" de profondeur (A') présentent aussi des caractéristiques proches des composés humiques des horizons A3 et A4 des sols Nilg 4 et Nilg 16 étudiés précédemment (mélanisme, structure condensée, acidité forte). En revanche, les composés humiques des horizons A1 et A2 semblent présenter des caractéristiques proches des composés humiques de surface.

[10] L'"***horizon fulvique"*** et l'"***horizon mélanique"*** sont définis ici par analogie avec l'épipédon mélanique de la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999). L'épipédon mélanique contient des composés humiques de type A (mélaniques) qui donnent une couleur foncée, chroma et value ≤ 2 et un indice mélanique < 1,7.
Nous définissons l'"***horizon mélanique"*** comme un horizon possédant des composés humiques de type mélanique (type A), et l'"***horizon fulvique"*** un horizon contenant des composés humiques de type fulvique (types B et Rp). Dans cette définition nous ne prenons pas en compte la couleur de l'horizon.

## III.4 Evaluation de la stabilité de la matière organique

A – Datations au $^{14}C$ et estimation du temps moyen de résidence de la matière organique

Le âges et les TMR obtenus pour les sols Nilg 19 et Kota 0 sont présentés dans le tableau III-28. La décroissance de l'activité $^{14}C$ avec la profondeur est très rapide, seuls les horizons A1 des deux profils et l'horizon A2 de Nilg 19 présentent des TMR inférieurs à 1000 ans.

Tableau III-28 : Valeurs mesurées des $\delta^{14}C$ et estimations du TMR des fractions < 50 µm des profils Nilg 19 et Kota 0

| Sol | Profondeur (cm) | $\delta^{14}C$ (‰) | $\Delta^{14}C$ (‰) | Age calculé (an) | TMR (an) |
|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | | |
| A1 | 0-10 | 112 | 108 | moderne | 85 ± 20 |
| A2 | 15-25 | -34 | -39 | 277 ± 34 | 555 ± 34 |
| A3 | 25-40 | -235 | -239 | 2147 ± 50 | nd |
| A'1 | 55-70 | -804 | -807 | 13200 ± 81 | nd |
| Kota 0 | | | | | |
| A1 | 0-20 | 145 | 141 | moderne | 62± 4 |
| A2 | 30-40 | -385 | -396 | 4009 ± 51 | nd |
| A3 | 50-65 | -439 | -450 | 4766 ± 59 | nd |
| A'1 | 80-90 | -919 | -921 | 20366 ± 154 | nd |
| A'2 | 100-120 | -935 | -937 | 21126 ± 206 | nd |

On constate une décroissance régulière de l'activité $^{14}C$ avec la profondeur pour le profil Nilg 19, alors que pour le profil Kota 0, on observe deux paliers d'âges distincts, un premier à environ 4000 ans pour les horizons A2 et A3 et un autre à environ 20000 ans pour l'horizon "sombre" (A') (Fig. III-40).

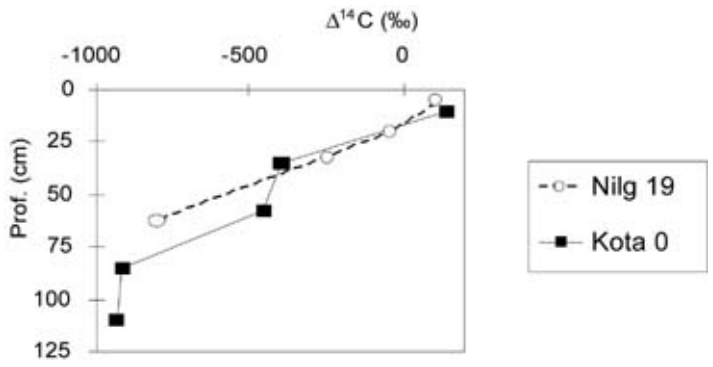



Figure III-40 : Décroissance du $\Delta^{14}C$ avec la profondeur

L'obtention d'âges apparents anciens dès la profondeur de 30 à 40 cm est liée à la stabilisation de la matière organique par formation d'associations organo-métalliques peu biodégradables comme évoqué pour les profils Nilg 4 et Nilg 16.

Le fait que l'on ait pour le profil Kota 0 une distribution des âges en escalier, avec la profondeur, confirme l'hypothèse, de l'existence de deux pools de matière organique, que nous avions posée à la fin du paragraphe sur la caractérisation chimique des composés humiques.

Les résultats des datations $^{14}C$ suggèrent comme dans le cas du profil Nilg 16 que la matière organique des horizons A' se comporte comme de la matière organique "fossile" très peu affectée par la dynamique actuelle du carbone dans les horizons de surface.

Les âges anciens obtenus pour l'horizon "sombre" (A'1-A'2) du profil Kota 0 (~20000 ans) sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus pour les horizons A4 et Bw du profil Nilg 16. Cet élément constitue une analogie supplémentaire pour la matière organique de ces deux horizons.

B – Tests de minéralisation au laboratoire

La figure III-41 représente les courbes de production cumulée de $CO_2$ pour un échantillon de l'horizon A1 (0-10 cm), de l'horizon A2 (30-40 cm) et de l'horizon "sombre" (70 cm) du profil Nilg 19.

Les courbes montrent : *i*) un taux de minéralisation cumulé de l'ordre de 8 ‰ du carbone initial après 45 jours d'incubation pour l'horizon A1, et *ii*) un taux de minéralisation de 2,5 ‰ pour l'horizon A3 et de 2 ‰ et l'horizon A'. Ces valeurs indiquent une faible biodégradabilité de la matière organique (< 1 % du C initial) même en A1 qui est due à la présence d'associations organo-métalliques peu biodégradables.

L'ajout de glucose entraîne un dégagement de $CO_2$ important y compris au niveau de l'horizon A'. Le dégagement de $CO_2$ qui reste du même ordre de grandeur pour les trois échantillons indique la présence d'une microflore en profondeur qui réagit à l'ajout d'une source de carbone facilement métabolisable.

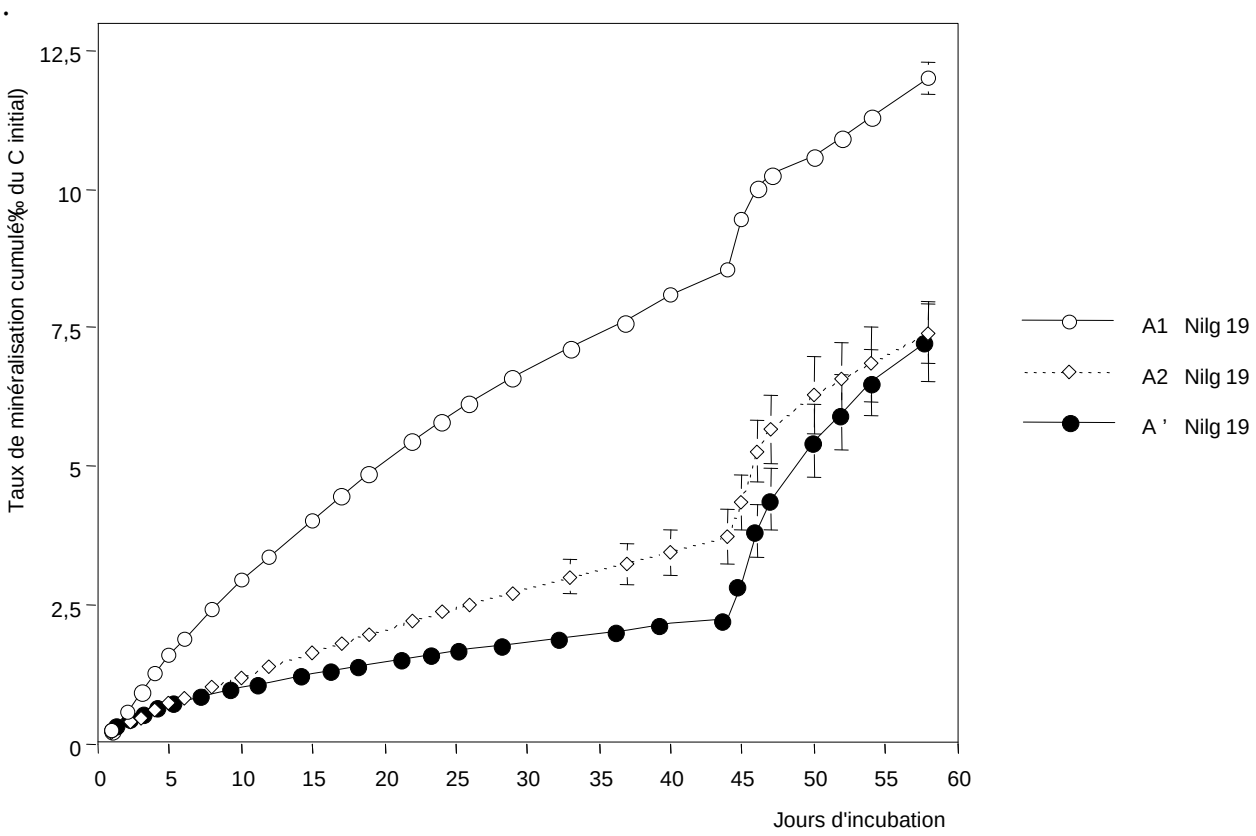



Figure III-41 : Courbes de minéralisation du carbone pour les sols Nilg 19 et Kota 0

L'activité biologique en profondeur peut être mise en relation avec les observations faites lors de la description des profils. En effet nous avons observé au niveau de l'horizon "sombre" de nombreuses racines fines dont certaines possèdent des nodosités de fixation symbiotique de l'azote, et de nombreux filaments mycéliens. Ces microorganismes peuvent être en partie responsable de la dégradation du glucose.

On note comme dans le cas du profil Nilg 16 que la quantité de $CO_2$ dégagée est inférieure à la quantité de carbone ajoutée et que l'ajout de glucose n'entraîne pas la dégradation de la matière organique initiale du sol.

L'activité biologique potentielle en profondeur, mise en évidence par l'ajout de glucose, paraît inefficace dans la dégradation de la matière organique du sol, ce qui confirme sa résistance à la biodégradation.

## III.5 Abondance naturelle du $^{13}C$

A – Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur et origine de la matière organique

Les $\delta^{13}C$ des échantillons étudiés sont reportés dans le tableau III-29 et sur la figure III-42.

Tableau III-29 : valeurs des $\delta^{13}C$ de la matière organique des fractions < 50 µm

| Sol | Profondeur (cm) | $\delta^{13}C$ (‰) | Age apparent (an) | TMR (an) |
|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | |
| A1 | 0-10 | -23,1 | moderne | 85 ± 20 |
| A2 | 15-25 | -22,3 | 277 ± 34 | 555 ± 34 |
| A3 | 25-40 | -22,4 | 2147 ± 50 | nd |
| A'1 | 55-70 | -15,2 | 13200 ± 81 | nd |
| Kota 0 | | | | |
| A1 | 0-20 | -23,2 | moderne | 62± 4 |
| A2 | 30-40 | -15,8 | 4009 ± 51 | nd |
| A3 | 50-65 | -14,8 | 4766 ± 59 | nd |
| A'1 | 80-90 | -12,9 | 20366 ± 154 | nd |
| A'2 | 100-120 | -12,9 | 21126 ± 206 | nd |

La mesure du $\delta^{13}C$ de la matière organique du sol permet de mettre en évidence :

***Profil Nilg 19 :***

- Les horizons A1, A2 et A3 possèdent des $\delta^{13}C$ compris entre –22,3 ‰ et –23,1 ‰ indiquant l'existence d'une matière organique d'origine forestière, qui est en accord avec la végétation actuelle de cette station (plantation d'acacias dans une ancienne zone forestière).
- La matière organique de l'horizon A'1 possède un $\delta^{13}C$ de –15,2 ‰ qui indique une origine mixte.

***Profil Kota 0 :***

- La matière organique de l'horizon A1 possède un $\delta^{13}C$ de –23,2 ‰, indiquant une origine forestière qui est en accord avec la végétation actuelle (plantation d'acacias).
- Les horizons A2 et A3 possèdent des $\delta^{13}C$ compris entre –15,8 ‰ et –14,8 ‰ indiquant la présence de matière organique d'origine mixte.
- La matière organique des horizons A' possède des $\delta^{13}C$ de –12,9 ‰ indiquant une origine graminéenne.

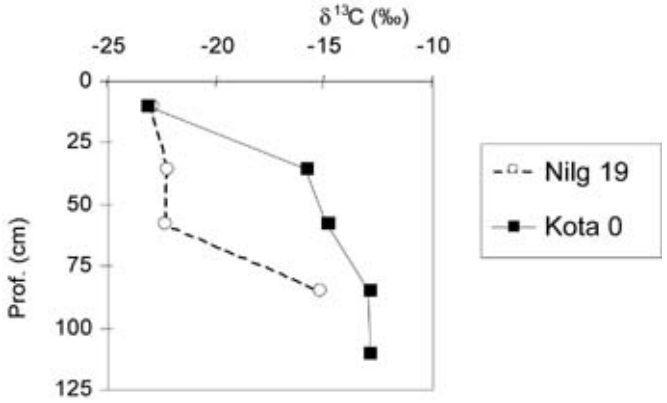



Figure III-42 : Variation du $\delta^{13}C$ avec la profondeur pour les profils Nilg 19 et Kota 0

La mesure du $\delta^{13}C$ de la matière organique permet de confirmer l'existence de deux pools de matière organique d'origine différente dans les Andosols à horizon "sombre" ; la matière organique des horizons de profondeur (A') provient de la décomposition de plantes en C4 (graminées), alors que la matière organique des horizons de surface (A1) est, soit d'origine forestière (Nilg 19), soit d'origine mixte (Kota 0).

Pour le profil Kota 0, on peut penser que les horizons intermédiaires (A2 et A3) possédant des $\delta^{13}C$ de l'ordre de –15 ‰ et des âges compris entre 4000 et 5000 ans B.P., constituent des horizons en cours d'évolution avec incorporation de matière organique forestière au sein d'un pool de matière organique de type graminéen, d'âge apparent de l'ordre de 20 000 ans B.P., identique à la matière organique des horizons A'.

B – Estimation des proportion de matière organique d'origine forestière et d'origine graminéenne

La proportion de matière organique ancienne d'origine graminéenne et celle de la matière organique d'origine forestière plus récente peut être estimée de la même façon que pour les profils Nilg et Nilg 16 (Tableau III-30 et Figure III-43).

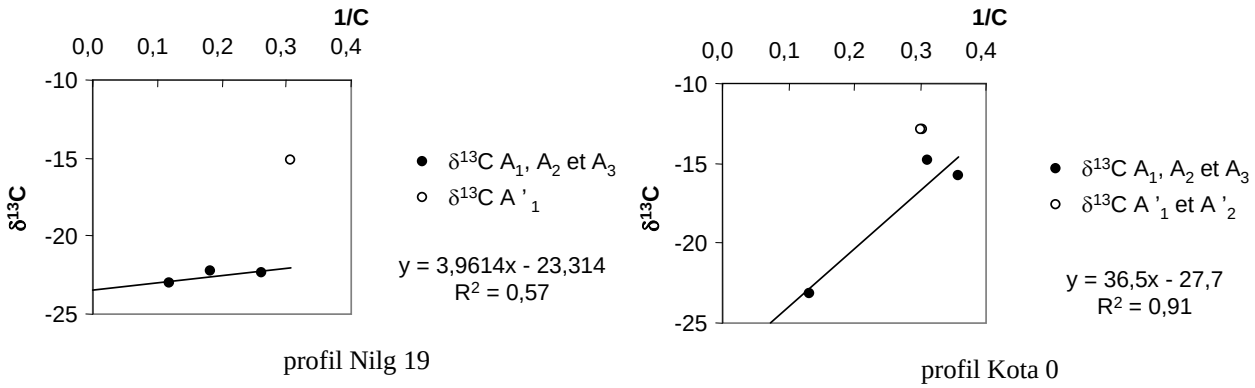



Figure III-43 : Variation du $\delta^{13}C$ en fonction de 1/C pour les profils Nilg 19 et Kota 0

Comme pour le profil Nilg 16, les horizons de profondeur (A'1 et A'2) des profils Nilg 19 et Kota 0 ne se positionnent pas sur la droite de régression, $\delta^{13}C = f(1/C)$, obtenue avec les horizons de surface, ce qui confirme l'existence d'un pool de matière organique inerte peu affectée par l'apport de matière organique fraîche en surface et un brassage biologique réduit au niveau de ces horizons.

L'ordonnée à l'origine des droites de régression montre l'incorporation de matière organique forestière au sein d'un pool de matière organique d'origine graminéenne (-23 ‰ à - 27 ‰).

Tableau III-30 : Estimation du pourcentage de carbone d'origine forestière dans les horizons de surface

| Sol | Prof. (cm) | Corg (%) | 1/C | $\delta^{13}C$ (‰) | $\delta_b$* (courbe) | x | $C_a$* (%) | $C_b$* (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 19 | | | | | | | | |
| A1 | 0-10 | 8,41 | 0,119 | -23 | -23,31 | 0,04 | 3,82 | 96,18 |
| A2 | 15-25 | 5,44 | 0,184 | -22,3 | | 0,12 | 12,45 | 87,55 |
| A3 | 25-40 | 3,8 | 0,263 | -22,4 | | 0,11 | 11,22 | 88,78 |
| A'1 | 55-70 | 3,25 | 0,308 | -15,2 | | -- | -- | -- |
| Kota 0 | | | | | | | | |
| A1 | 0-20 | 7,55 | 0,132 | -23,2 | -27,7 | 0,30 | 30,41 | 69,59 |
| A2 | 30-40 | 2,78 | 0,360 | -15,8 | | 0,80 | 80,41 | 19,59 |
| A3 | 50-65 | 3,21 | 0,312 | -14,8 | | 0,87 | 87,16 | 12,84 |
| A'1 | 80-90 | 3,29 | 0,304 | -12,9 | | -- | -- | -- |
| A'2 | 100-120 | 3,31 | 0,302 | -12,9 | | -- | -- | -- |

* $\delta_b$ : $\delta^{13}C$ de la matière organique incorporée dans l'horizon considéré, $C_a$ : % de matière organique d'origine graminéenne restant dans l'horizon considéré, $C_b$ : % de matière organique d'origine forestière entrant dans le système.

La proportion de carbone d'origine forestière est élevée dans les horizons A1, de l'ordre de 70 % pour le profil Kota 0 et de 95 % pour le profil Nilg 19 (tableau III-30). Le pourcentage de carbone d'origine forestière reste important pour les horizons A2 et A3 du profil Nilg 19 (~ 90 %), alors qu'il est compris entre 10 et 20 % pour le profil Kota 0.

La combinaison des résultats des datations $^{14}C$ et de la mesure du $\delta^{13}C$ permet de confirmer l'hypothèse de la superposition d'un ***"horizon fulvique***", sur un ***"horizon mélanique"***. La matière organique de l'***"horizon fulvique"***, de couleur claire est d'origine forestière ou mixte, alors que la matière organique de l'***"horizon mélanique"***, de couleur foncée est d'origine graminéenne. Le pouvoir de pigmentation élevé des AH des horizons A' est bien liée à une origine graminéenne comme le suggérait l'appartenance au type mélanique.

La mesure du $\delta^{13}C$ de la matière organique du sol met en évidence d'importants changements de végétation dans la région Est du massif des Nilgiri, et le rôle qu'ils ont joué dans le développement des horizons humifères, et tout particulièrement dans la différenciation de l'horizon "sombre".

L'horizon "sombre" correspond à un ***"horizon mélanique"*** formé sous une végétation graminéenne à la transition Pléistocène / Holocène. Cet horizon se transforme en ***"horizon fulvique"*** en surface à la suite d'un apport plus récent de matière organique d'origine forestière. On se trouve bien dans le schéma proposé par les auteurs japonais pour la formation des Andosols mélaniques (végétation graminéenne) et des Andosols fulviques (végétation forestière) (Shoji, 1988), liés dans notre cas à des changements climatiques.

La comparaison des résultats de la caractérisation des composés humiques, des datations $^{14}C$ et de la mesure $\delta^{13}C$ a montré de nombreuses similitudes entre la matière organique des horizons de profondeur (A3, A4 et Bw) des Andosols de la région Ouest et celle des horizons "sombres" (A') des Andosols à horizon "sombre" de la région Est.

# *Quatrième partie*

## DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES

## CLASSIFICATION ET GENESE DES ANDOSOLS DES "HAUTES TERRES" DU MASSIF DES NILGIRI

**CHAPITRE I : CLASSIFICATION DES ANDOSOLS**

**CHAPITRE II : GENESE DES ANDOSOLS DES "HAUTES TERRES" EN RELATION AVEC LA DYNAMIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE**

# CHAPITRE I

# CLASSIFICATION DES ANDOSOLS DES “HAUTES TERRES” DU MASSIF DES NILGIRI

## INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous aborderons la classification des Andosols des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri dans les principaux systèmes de classification des sols : la Soil Taxonomy, le World Reference Base et le Référentiel Pédologique. Nous discuterons le classement obtenu pour montrer que la classification des Andosols des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri, dérivés d'un matériau ferrallitique ancien, ne rend pas fidèlement compte de leur propriétés.

# I ANDOSOLS DE LA REGION OUEST DU MASSIF DES NILGIRI

## I.1 Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)

Le régime d'humidité et le régime de température ont respectivement été qualifiés d'Udique et de Mesique au paragraphe sur l'étude du climat des "Hautes Terres". Les Andosols de la région Ouest des Nilgiri appartiennent donc au Sous-Ordre des **Udands**.

Au niveau des Grands-Groupes, les sols étudiés ne présentent pas d'horizon placique, ou cimenté, ni une rétention d'eau supérieure à 100 % à une succion de 1500 kPa. On peut donc les exclure des Placudands, des Durudands et des Hydrudands.

Les sols présentent les teneurs en carbone et les indices mélaniques (sauf pour l'horizon A1 du profil Nilg 4) requis pour l'épipédon mélanique. Toutefois, la value étant à 2, les couleurs sont trop claires pour autoriser l'identification de l'épipédon mélanique. Ces sols appartiennent donc aux Grand-Groupe des **Fulvudands**.

Dans le Grand-Groupe des Fulvudands, les sols ne répondent pas aux critères des Lithic, Aquic, Hydric Fulvudands qui sont ainsi éliminés.

La classification s'oriente alors vers deux possibilités selon l'épaisseur de l'horizon présentant les propriétés andiques, ou en d'autres termes, la profondeur à laquelle apparaît le matériau ferrallitique :

- lorsque l'horizon humifère est peu épais (< 80 cm) (profils Nilg 4 et UB 3), les caractéristiques du matériau ferrallitique (état d'altération avancé) conduisent à l'identification des propriétés acrudoxiques sur au moins 25 cm dans les 100 premiers cm du sol. Ces sols sont identifiés comme des **Acrudoxic Fulvudands** ;
- lorsque l'horizon humifère est suffisamment épais (profils Nilg 16, Nilg 18, UB 1, NP 3), les propriétés acrudoxiques apparaissent sur une épaisseur non suffisante pour vérifier le critère acrudoxique. Du fait de leur forte teneur en carbone, ces sols sont identifiés comme des **Pachic Fulvudands**.

## I.2 World Reference Base (FAO, 1998)

Les Andosols de la région Ouest du massif des Nilgiri possèdent les propriétés de l'horizon aluandique ($Si_o < 6$ $g.kg^{-1}$ et $Al_p/Al_o > 0,5$) ce qui illustre leur caractère non-allophanique.

Les sols ne possèdent pas les critères de couleur requis pour l'identification de l'horizon mélanique ou de l'horizon fulvique, mais vérifient les critères d'identification de l'horizon umbrique.

Du fait des fortes teneurs en carbone tous les sols peuvent être identifiés comme des **Umbri-Pachic Andosols** et deux d'entre eux (Nilg 4 et UB 3) présentent les propriétés acoxiques sur une profondeur suffisante pour être qualifiés d'**Umbri-Pachic Andosols (acroxic)**.

## I.3 Référentiel Pédologique (AFES, 1995)

Dans le référentiel pédologique, le schéma de rattachement est basé sur des propriétés diagnostiques identiques à celles de la Soil Taxonomy et du WRB pour l'identification du Grand Ensemble de Référence (GER) des Andosols et des Vitrosols. Au sein du GER des Andosols, l'identification des horizons diagnostiques prend en compte des critères génétiques, on distingue des horizons Silandiques (Silandosols) et Aluandiques (Aluandosols). Les Silandosols correspondent aux Andosols allophaniques (en général développés sur cendres volcaniques), pour lesquels l'abondance de produits para-cristallins (allophanes et imogolite) résulte de l'hydrolyse rapide des verres volcaniques. Les Aluandosols sont, à l'opposé, caractérisés par la prédominance des complexes humus - sesquioxydes, l'abondance d'Al échangeable et l'absence d'allophanes. Les Aluandosols se développent en général sous climats frais et humides par des mécanismes de complexation sur des roches mères d'origines variées (volcaniques ou non volcaniques), ce qui, à priori correspond au cas étudié ici et que nous pouvons vérifier.

En effet, du fait des faibles teneurs en silice extraite à l'oxalate ($Si_o < 6$ g.kg$^{-1}$) et des rapports $Al_p/Al_o > 0,5$, les Andosols des Nilgiri répondent aux critères d'identification de l'horizon diagnostique Aluandique, ils peuvent être rattachés aux **ALUANDOSOLS**. Leur richesse en carbone permet, en outre, de les qualifier d'humifères, et du fait de leur très faible saturation en bases (taux de saturation < 50 %), ces sols peuvent être rattachés aux **ALUANDOSOLS HUMIFERES DYSTRIQUES**.

On ne note pas de différence entre les divers profils comme dans le cas de la Soil Taxonomy et du WRB, les niveaux de rattachement du Référentiel Pédologique étant moins détaillés. On constate toutefois que les critères qui nous paraissent essentiels pour ces sols, c'est-à-dire, que ce sont des Andosols non-allophaniques très humifères, sont pris en compte dans ce rattachement.

# II ANDOSOLS A HORIZONS "SOMBRE" DE PROFONDEUR DE LA REGION EST DU MASSIF DES NILGIRI

## II.1 Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)

Comme dans le cas des Andosols de la région Ouest, le régime d'humidité et le régime de température, ont respectivement été qualifiés d'Udic et de Mesic. Les Andosols à horizon "sombre" de la région Est des Nilgiri appartiennent au Sous-Ordre des **Udands**.

Les indices mélaniques des horizons A1, A2 et A3 sont supérieurs à 1,7 et les couleurs sont trop claires pour autoriser l'identification de l'épipédon mélanique. Les Andosols à horizon "sombre" appartiennent donc au Grand-Groupe des **Fulvudands**.

Comme dans le cas des Andosols de la région Ouest, les qualificatifs Lithic, Aquic et Hydric Fulvudands ne peuvent être retenus.

Du fait de l'épaisseur importante de l'horizon humifère, ces sols sont identifiés comme des **Pachic Fulvudands**.

## II.2 World Reference Base (FAO, 1998)

Les sols étudiés possèdent l'horizon Aluandique, du fait des faibles valeurs de $Si_o$ (< 6 $g.kg^{-1}$) et des rapports $Al_p/Al_o$ > 0,5, ce qui confirme leur caractère non-allophanique.

Comme dans le cas des Andosols de l'Ouest du massif les Andosols à horizon "sombre" possèdent un horizon umbrique et du fait des fortes teneurs en carbone ils sont identifiés comme des **Umbri-Pachic Andosols**.

## II.3 Référentiel Pédologique (AFES, 1995)

Du fait des faibles teneurs en silice extraite à l'oxalate ($Si_o$ < 6 g $kg^{-1}$) et des rapports $Al_p/Al_o$ > 0,5, les Andosols à horizon "sombre" vérifient les critères d'identification de l'horizon diagnostique Aluandique, ils peuvent être rattachés aux **ALUANDOSOLS**. Les sols à horizon "sombre" présentent des teneurs en carbone élevées jusqu'à des profondeurs importantes, qui permettent de les qualifier d'humifères, et du fait de leur très faible taux de saturation en bases, ces sols font partie de l'ensemble dénommé **ALUANDOSOLS HUMIFERES DYSTRIQUES**.

# III DISCUSSION SUR LES CLASSIFICATIONS

Les principaux points de discussion sur les classifications portent sur : *i*) le placement des Andosols de la région Ouest au sein des Fulvudands ou des Umbric-Andosols, dans la Soil Taxonomy et le WRB respectivement, et *ii*) le fait que les critères du matériau ferrallitique sous-jacent soient pris en compte pour leur classement parmi les Acrudoxic Fulvudands ou les Acroxi-Fulvic Andosols.

## III.1 Problème du rejet de l'épipédon mélanique

Comme nous l'avons montré ci-dessus, les Andosols de l'Ouest du massif n'appartiennent pas aux Andosols mélaniques bien qu'ils possèdent des composés humiques de type mélanique (indice mélanique < 1,7 et AH de type A), sauf pour l'horizon A1 du profil Nilg 4.

L'identification d'un épipédon mélanique nécessite que les trois critères suivants soient vérifiés simultanément : *i*) une value et un chroma < 2, *ii*) un indice mélanique < 1,7 et *iii*) une teneur pondérale en carbone moyenne supérieure ou égale à 60 $g.kg^{-1}$.

Dans notre cas, les couleurs sont trop claires (values de 2.5), pour autoriser l'identification de l'épipédon mélanique.

Il y a donc une contradiction entre le fait que l'horizon humifère possède des composés humiques de type mélanique et qu'il ne soit pas identifié comme un épipédon mélanique.

Le fait que l'on soit sur la planche 5 YR traduit la présence d'hématite dans le sol, dont nous avons, d'autre part, estimé la teneur précédemment au moyen du Redness Rating (Tableau III-4 & III-18) (Torrent *et al*., 1983). Les horizons A possèdent des teneurs en hématite de l'ordre de 2 % qui sont suffisantes pour masquer la couleur noire due aux composés humiques (Schwertmann, 1993, Schulze *et al*., 1993), du fait de son fort pouvoir de pigmentation.

La couleur de l'horizon humifère résulte donc de la compétition entre le pouvoir de pigmentation de la matière organique et celui de l'hématite.

Madeira *et al*. (1994) ont observé ce même problème d'interférence entre présence d'hématite et de matière organique dans les Andosols de l'île de Madère. En effet, dans leur cas, la présence d'hématite conférait à leurs sols des couleurs trop vives autoriser l'identification de Melanudands.

La classification parmi les Fulvudands rend donc compte d'un caractère que l'on peut considérer comme lithochrome, plutôt que des caractéristiques des composés humiques présents dans ces Andosols.

Dans le cas des Andosols à horizon "sombre", le problème de l'identification de l'épipédon mélanique ne se pose pas, car, comme nous l'avons souligné à plusieurs reprises, ces sols possèdent des composés humiques de type fulvique dans l'horizon de surface qui correspond à la section de contrôle de la Soil Taxonomy (0-60 cm). L'interférence due à la présence d'hématite est moins marquée, même si elle est présente, les horizons A des sols à horizon "sombre" contenant entre environ 2 % d'hématite.

## III.2 Problème des propriétés acrudoxiques

Les Acrudoxic Fulvudands apparaissant avant les Pachic-Fulvudands dans la Soil Taxonomy, les sols pour lesquels les propriétés acrudoxiques sont vérifiées sur au moins 25 cm dans les 100 premiers cm du sol, doivent être identifiés comme des Acrudoxic Fulvudands.

Les propriétés acriques (acrudoxiques), souvent rencontrées dans les Oxisols et les Sols Ferrallitiques, sont dues aux propriétés de surface des oxydes secondaires, ce qui est le cas au niveau des horizons Bw et Bo des sols étudiés.

Les Acrudoxic Fulvudands (définis dans la Soil Taxonomy), décrits par Shoji *et al.* (1993a, p. 29), correspondent à des Andosols allophaniques avec des teneurs élevées en allophanes en profondeur (horizons 2Ab). Les allophanes ont des propriétés de surface proches de celles de la gibbsite, ce qui conduit à de faibles teneurs en Al échangeable et à des pH KCl supérieurs aux pH eau.

L'identification des propriétés acrudoxiques pour les Andosols décrits par Shoji *et al.* (1993a) et pour les Andosols du massif des Nilgiri, est due à une similitude des propriétés de surface des constituants, alors qu'en terme de genèse ces deux situations sont très éloignées.

L'appartenance aux Acrudoxic Fulvudands, masque les propriétés effectives des horizons andiques (caractère alique, riche en Al échangeable), et à l'opposé, souligne l'état très altéré du matériau ferrallitique parental.

Pour les profils à horizon "sombre", du fait de l'épaisseur de l'horizon humifère (80 à 120 cm), les propriétés acrudoxiques apparaissent à des profondeurs trop importantes pour être prises en compte dans la classification.

## III.3 Présence de l'horizon "sombre"

La présence de l'horizon "sombre" en profondeur pour les profils Nilg 19 et Kota 0 n'induit pas de différence au niveau de la classification par rapport aux Andosols de la région Ouest possédant un horizon humifère épais. Ceci est à mettre en relation d'une part, avec le fait que l'horizon sombrique n'est pas prévu pour les Andisols (Soil Survey Staff, 1999) et d'autre part, du fait que l'horizon "sombre" présente des propriétés physico-chimiques et une composition de la matière organique, similaires à celles des horizons de profondeur des Andosols de la région Ouest.

Les points de discussion présentés ci-dessus montrent que du fait que les Andosols du massif des Nilgiri dérivent d'un matériau peu habituel pour un Andosol, les critères de classification reflètent mal leurs caractères distinctifs.

# CHAPITRE II

# GENESE DES ANDOSOLS DES “HAUTES TERRES” DU MASSIF DES NILGIRI

## RELATION AVEC LES EVOLUTIONS CLIMATIQUES DES DERNIERS MILLENAIRES

## INTRODUCTION

Nous avons analysé les deux types d'Andosols présents sur les “Hautes Terres” du massif des Nilgiri. Des interprétations progressives des résultas obtenus nous ont permis de dégager les paramètres déterminants de la genèse de ces sols. Il est maintenant nécessaire d'intégrer les sols dans leur contexte écologique pour proposer, dans un premier temps, un schéma de formation des Andosols sur un matériau ferrallitique, à première vue peu favorable à l'andosolisation, et ensuite expliquer les mécanismes de la stabilisation et de l'accumulation de matière organique sur des profondeurs importantes. La confrontation de nos hypothèses avec les mécanismes intervenant dans les Andosols volcaniques et les sols podzoliques nous permettra de les valider et de proposer une hypothèse originale de formation des Andosols.

Le dernier paragraphe sera consacré à la comparaison des sols à horizons “sombres” de l'Est “Hautes Terres” du massif des Nilgiri avec les sols à horizons sombriques d'altitude d'Afrique centrale (Rwanda et Burundi) dans le but de dégager des hypothèses sur la différenciation de l'horizon “sombre”.

# I DISCUSSIONS SUR L'ORIGINE DU MATERIAU MEUBLE SITUE AU-DESSUS DE LA LIGNE DE GRAVIERS

## I.1 Discussions sur l'état d'altération du matériau ferrallitique et des horizons andiques

A – Etat d'altération avancé du matériau ferrallitique

Les paragraphes consacrés à la caractérisation des constituants minéraux ont montré que les oxydes secondaires de fer (goethite et hématite) et d'aluminium (gibbsite) étaient les minéraux majoritaires en profondeur (horizons 2Bo et 2Bo). Le seul minéral primaire altérable identifié en quantité significative était un mica de type muscovite dans les fractions < 20 µm. Il découle de la composition minéralogique ci-dessus des rapports Ki et Kr, et une TRB très bas.

Si on utilise la TRB, et les rapports Ki et Kr comme des indicateurs de l'état d'altération (Herbillon, 1986), le matériau ferrallitique constitue un matériau très altéré à caractère "allitique". L'état d'altération prononcé est à mettre en relation avec les modalités de l'altération lors de la mise en place de ce matériau (Troy, 1979), correspondant à une phase de gibbsitisation (bauxitisation) en Inde du Sud à l'Eocène (Subramanian & Mani, 1981).

B – Matériau andique

Si on utilise les même indicateurs d'altération pour le matériau andique situé au-dessus de la ligne de graviers, on s'aperçoit que l'état d'altération est moins avancé.

En effet, les horizons A semblent contenir des quantités de silice et d'alcalino-terreux plus importantes (Ki , Kr et TRB plus élevés qu'en profondeur).

Il apparaît donc un paradoxe entre le fait que le matériau ferrallitique, supposé être le matériau parental des Andosols, soit un matériau fortement altéré, alors, qu'à l'opposé, les horizons andiques sont caractérisés par un état d'altération moins avancé.

## I.2 Origine de la ligne de graviers

A – Rappels bibliographiques

L'occurrence d'une ligne de graviers (nappe de gravats, "stone-line") dans les profils de sols ferrallitiques a été rapportée par de nombreux auteurs en Afrique et à Madagascar (De

Heinzelin 1955, Ruhe, 1956, 1959, Bourgeat & Petit, 1966, Chatelin, 1967, Collinet, 1969, Lévêque, 1969, Riquier, 1969, Ségalen, 1969, 1995, Van Wambeke, 1992). Troy (1979) mentionne aussi l'existence d'une "stone-line" (gravélon) dans les profils des sols humifères du Sud de l'Inde.

Dans la plupart des cas, la présence d'une "stone-line" indique un remaniement au sein du profil sol. Toutefois, plusieurs hypothèses sur sa mise en place suggèrent soit une allochtonie, soit une autochtonie, du matériau de la ligne de gravats, et du matériau meuble en surface. Nous allons présenter les principales hypothèses de mise en place de la ligne de graviers :

- *Transport de matériau en surface* : une phase humide permet l'altération profonde de la roche et la mise en place d'un manteau d'altération relativement épais. Peut suivre alors, une période plus sèche, lors de laquelle l'ablation d'une partie de la couche meuble, avec formation d'un dépôt d'éléments grossiers sur la surface d'érosion, alors que les éléments fins sont exportés sur de plus grandes distances. Une troisième phase de sédimentation entraîne le dépôt de matériaux meubles en surface. Cette hypothèse ne permet toutefois pas d'expliquer l'origine du matériau meuble ; en effet, celui-ci peut avoir une origine très proche, ou avoir été transporté sur de longues distances ;
- *Fauchage d'un filon de quartz de la roche mère* : l'altérite peut être coupée par endroit par des filons de quartz hérités de la roche mère. Lors de phase d'érosion ou de reptation de la couverture pédologique, le filon de quartz peut prendre une position plus ou moins horizontale et séparer deux matériaux meubles, et constituer une "stone-line". Dans ce cas de figure, les "stone-line" ont une étendue géographique limitée ;
- *Démantèlement d'une cuirasse avec recul de versant* : il s'agit du mécanisme de pédimentation. Un glacis d'érosion se forme aux dépens du recul de versant, qui peut être un plateau cuirassé. Le bas de pente comporte une surface d'érosion qui est marquée par un pavement d'éléments grossiers provenant de la cuirasse, suite à une érosion sélective. Lorsque le pavement d'éléments grossiers est recouvert par un matériau meuble, il correspond à une nappe de gravats. Il faut préciser que le matériau meuble déposé en surface peut présenter les mêmes caractéristiques que le matériau situé sous la nappe de gravats. Il s'agit d'une allochtonie au sein du profil mais d'une autochtonie au sein du paysage (bassin versant) (Tardy, 1993). Les témoins de l'ancienne surface cuirassée peuvent disparaître lorsqu'elle est totalement érodée.
- *Origine biologique* : les vers de terre, et surtout les termites, sont des organismes responsables de la remontée des éléments fins au-dessus de la nappe de gravats. Les termites prélèvent les éléments fins dans les horizons profonds et les déposent dans les horizons supérieurs, et de ce fait provoquent la concentration d'éléments grossiers par tri

granulométrique. Dans certains cas, la mise en place du niveau des éléments grossiers peut être due à une phase d'érosion, et les termites contribuent à la différenciation de la "stone-line".

Il faut préciser que certains auteurs mentionnent la présence de concrétions ferrugineuses au sein de la "stone-line" (Bourgeat & Petit, 1966, Lévêque, 1969, Ségalen, 1969). Les concrétions ferrugineuses présentent des morphologies assez distinctes des fragments de cuirasse indurés. Selon Lévêque (1969), la présence de concrétions ferrugineuses est une preuve de l'autochtonie de la ligne de graviers. Les sesquioxydes déposés en pellicules (sesquanes) sur des fragments de roche pourrie proviendraient de la couverture pédologique. Le fer serait rendu mobile par la présence de complexes humiques et / ou un engorgement temporaire, il précipiterait à la surface des concrétions en saison sèche. Le dépôt des oxydes de fer pourrait avoir lieu après la mise en place de la "stone-line" par un des mécanismes évoqués précédemment.

Après ce bref aperçu sur les différentes hypothèses sur la mise en place des "stones-lines" nous pouvons dégager deux éléments importants :

- la présence d'une nappe de gravats est dans la plupart des cas un indice de remaniement ;
- le matériau meuble situé au-dessus de la "stone-line" peut être de même nature que le matériau sous-jacent.

B – Cas de la ligne de graviers des sols des Nilgiri

a – Morphologie de la ligne de graviers

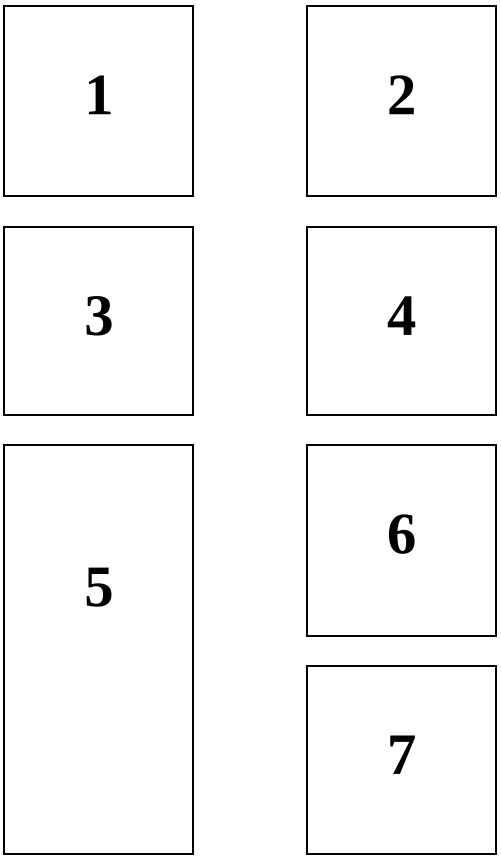
La ligne de graviers constituée de nodules de sesquioxydes est généralisée à la transition entre les horizons humifères et le matériau ferrallitique sous-jacent (Tableau IV-1 et planche photo IX).

Tableau IV-1 : Composition de la pellicule d'oxyde d'un fragment de roche illustré sur la planche photo VI

| P. feu | insolubles | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | Ki |
|---|---|---|---|---|---|
| 17,81 | 2,93 | 3,87 | 21,00 | 55,32 | 0,31 |

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE IX

*Illustration de la morphologie et de la micromorphologie de la ligne de graviers*




1 : Ligne de graviers du profil Nilg 16.

2 : Détail des gravillons (g) en microscopie optique. Les gravillons constitués de sesquioxydes peuvent renfermer des quartz en leur centre (Qz).

3 : Détail d'un gravillon en microscopie optique montrant le dépôt concentrique de sesquioxydes.

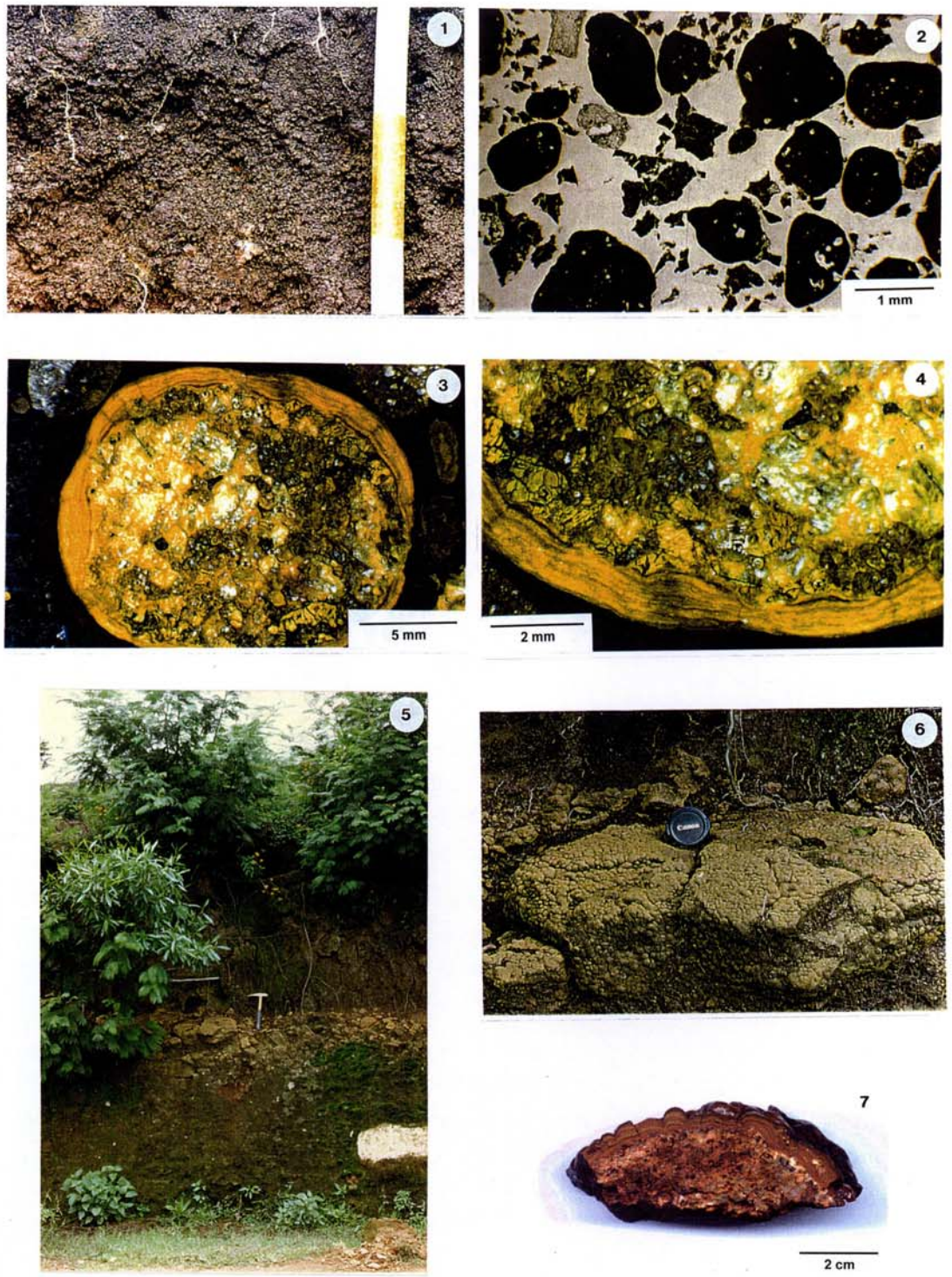
4 : Détail de cortex du gravillon de la photo 3 montrant le dépôt concentrique de sesquioxydes.

5 : “Stone-line” à caractère aliotique dans la région Est du massif des Nilgiri à proximité du profil Kota 0.

6 : Détail du fragment de charnockite altéré recouvert par une patine de sesquioxydes.

7 : Vue en coupe d'un fragment de roche recouvert par une pélicule de sesquioxyde (détail de la photo 6). On observe bien les dépôts concentriques d'oxydes (o) sur un fragment de roche altérée (ra).

PLANCHE PHOTO IX



L'observation micromorphologique des graviers montre qu'ils sont constitués de dépôts concentriques de sesquioxydes (Planche photo IX, photos 2, 3 et 4) et qu'ils renferment parfois des grains de quartz. Des dépôts d'oxydes sont également observés sur des fragments de roche sur lesquels on distingue à l'œil nu aussi bien qu'au microscope des couches correspondant à des dépôts successifs d'oxydes de fer (Planche photo IX, photo 7).

Il faut également préciser que la ligne de graviers peut présenter dans les parties les plus basses du paysage, et dans la région de Kotagiri, un caractère aliotique (cimentation des concrétions) et que des horizons placiques ont été endroits dans la région de Pearson's Valley.

b – Hypothèses sur la mise en place

La "stone-line" des sols des Nilgiri ne présente pas d'éléments provenant du démantèlement de cuirasses, et ne suit pas les filons de quartz rarement présents dans la charnockite. L'hypothèse d'un démantèlement de cuirasse peut être écartée.

L'observation micromorphologique a mis en évidence une activité termitique à la fois dans les horizons A et dans le matériau ferrallitique situé en-dessous de la ligne de graviers. L'activité termitique nous apparaît comme une activité "fossile" au sein d'horizons ayant des âges apparents supérieurs à 10 000 ans. On peut par ailleurs rappeler que Ferry (1992) a montré que la limite altitudinale actuelle des termites dans les Ghâts Occidentaux se situerait autour de 1400 m, ceci pour des raisons de température. L'activité termitique passée des Andosols des "Hautes Terres" des Nilgiri pourrait être liée à l'existence d'une période plus chaude. On peut donc suggérer que les termites ont joué un rôle dans la mise en place de la "stone-line", mais seulement secondaire car leur traces d'activité ne nous paraissent pas suffisantes pour expliquer la mise en place de la "stone-line" sur l'ensemble des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri.

La ligne de graviers présente des grains de quartz, de nombreuses concrétions ferrugineuses et des fragments de roche couverts d'une patine de sesquioxydes. Ces éléments plaident en faveur d'une formation autochtone de la ligne de graviers par migration du fer lors de phases temporaires d'engorgement du sol et dépôt au cours de périodes sèches.

L'hypothèse qui nous parait la plus vraisemblable pour la mise en place de la ligne de graviers est donc celle d'un remaniement avec dépôt d'un matériau meuble au-dessus de la "stone-line" selon le schéma suivant :

- altération profonde lors d'une période à climat chaud et humide ;
- phase d'érosion lors d'une période plus "aride" avec dépôt d'éléments grossiers en surface ;
- dépôt en surface d'un matériau meuble ;
- mobilisation du fer au sein du bassin versant lors de phase engorgées et dépôt au niveau de la discontinuité texturale que constitue la ligne de graviers.

Le dépôt de fer postérieur à la mise en place des éléments grossiers explique la morphologie des graviers et des fragments de roches situés au niveau de la "stone-line" recouverts d'une patine d'oxydes de fer.

Dans le paragraphe suivant nous allons essayer de proposer une origine pour le matériau meuble situé au-dessus de la "stone-line" en comparant sa composition avec celle du matériau situé au-dessous de la ligne de graviers.

## I.3 Homogénéité verticale du profil ?

Nous avons montré dans les deux paragraphes précédent que les horizons de surface sont moins altérés que les horizons de profondeur, et que la mise en place de la "stone-line" résultait vraisemblablement d'un remaniement. Ces deux éléments nous conduisent à nous poser la question de l'homogénéité verticale des profils.

A – Origine possible du magnésium et du calcium des horizons A1

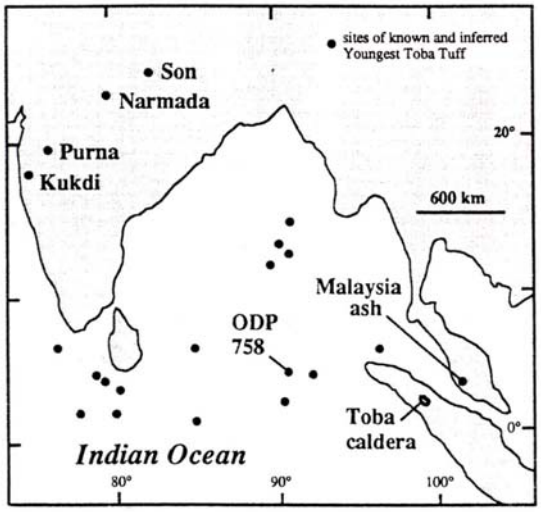
L'augmentation de la TRB au niveau des horizons de surface est due à des teneurs en alcalino-terreux plus importantes qu'en profondeur. Nous avons observé une mobilisation biologique du calcium au niveau des horizons A1, mais qui n'est cependant pas suffisante pour faire augmenter la TRB, et qui n'explique pas les fortes teneurs en Mg des horizons de surface.

Nous avons mis en évidence la présence de particules d'amphiboles au niveau des horizons A1 par diffraction des rayons X. La présence de faibles quantités d'amphibole peut être suffisante pour provoquer l'augmentation de la TRB.

Nous devons maintenant rechercher l'origine de l'amphibole présente en surface alors qu'elle est absente en profondeur. La charnockite contient des ferromagnésiens, mais principalement des pyroxènes (hypersthène) du fait des conditions de température et de pression de sa formation mais pas ou très peu d'amphiboles.

La présence d'amphibole en surface traduit un apport de minéraux altérables en surface, ce qui aurait tendance à conforter l'hypothèse d'un remaniement. Cependant, on ne trouve pas sur les "Hautes Terres" des roches qui auraient pu apporter des amphiboles en surface des profils.

Une hypothèse intéressante correspond à l'existence de dépôts de cendres volcaniques dans le Sud de l'Inde (Gunnell, com. Pers.). De nombreux travaux relatent la présence de cendres du Volcan Toba (Sumatra, Indonésie), dont l'éruption est datée de 75 000 ans B.P., dans les sédiments du Golfe du Bengale et sur le continent Indien (Fig. IV-1) (Ninkovich *et al*., 1978, Ninkovich, 1979, Williams & Royce, 1982, Rose & Chesner, 1987, Korisettar *et al*., 1989, Shane *et al*., 1995). Ninkovich *et al*. (1978) et Rose & Chesner (1987) estiment le volume de cendres dispersées dans l'atmosphère entre 2500 et 3000 km$^3$. Ninkovich *et al*. (1978) ont mis en évidence les cendres de ce volcan dans les sédiments du Golfe du Bengale, sur une épaisseur d'environ 1 cm à proximité des côtes de Ceylan. Williams & Royce (1982) mentionnent la présence de cendres dans la Son Valley (affluent du Gange).



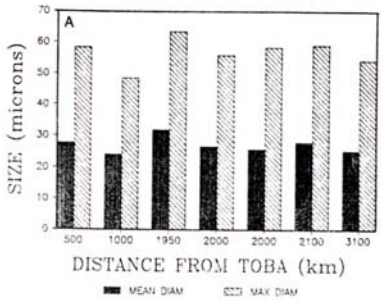




Figure IV-1 : Carte de localisation des sites d'étude des cendres du volcan Toba (A) (d'après Ninkovich *et al*., 1978 & Shane *et al*., 1995), taille des particules en fonction de la distance au volcan (B) (d'après Rose & Chesner, 1987)

Ces cendres auraient des compositions chimiques allant des trachyandésites aux rhyolithes (Ninkovich, 1979). Chesner (1998) a établi la composition pétrographiques des cendres de ce volcan, qui sont principalement constituées de quartz, plagioclases, sanidine, biotite et amphiboles, et secondairement de magnétite, ilménite, allanite, et zircon. Les amphiboles seraient de la série ferro-edenetic-hornblende. la taille moyenne des cendres à 3000 km du cratère (son valley) est de l'ordre de 30 µm (Rose & Chesner, 1987).

Nous rappelons que nous avons mis en évidence : *i*) sur les diagrammes de diffraction des rayons X des amphiboles (pic à 8,45 nm) et des feldspaths potassiques (pics à 2,18 et 2,24 nm) dans les limons (2-20 µm et 20-50 µm) et, *ii*) en MET, des petites particules très riches en Mg

(10 à 12 %). Les fractions 50-200 µm et 200-2000 µm contiennent des traces de feldspaths mais pas d'amphiboles.

Nous pouvons donc établir une analogie entre nos résultas expérimentaux et les cendres du volcan Toba. Le massif des Nilgiri se situe bien dans la zone de dépôt des cendres, et la taille des fractions dans lesquelles sont observés les feldspaths et les amphiboles correspond à la taille des cendres. Nous pouvons attribuer la présence d'amphiboles et de feldspaths en surface des profils a un dépôt éolien de cendres. La présence des minéraux altérables d'origine éolienne en surface des profils permet d'expliquer en partie la différence d'état d'altération au-dessus de la "stone-line" (augmentation du Ki et de la TRB). En effet, du fait de l'état fortement altéré du matériau ferrallitique (TRB 15 à 40 $cmol.kg^{-1}$), la présence de faibles quantités de minéraux primaires (amphiboles et feldspaths) suffit pour provoquer une augmentation de la TRB. Une autre analogie est à lier au fait que la TRB des horizons de surface est principalement due au magnésium, qui est présent dans les amphiboles.

L'origine éolienne des minéraux altérables présents en surface permet d'écarter l'hypothèse d'un remaniement à grande échelle sur les Hautes Terres des Nilgiri avec apport d'un matériau exogène.

B – Origine possible de la silice en surface

L'augmentation du Ki en surface peut être en partie attribuée à la disparition de gibbsite mise en évidence par l'ATD, ce qui conduit à une augmentation du rapport kaolinite / gibbsite à teneur en kaolinite constante. Cependant, d'autres origines de la silice en surface sont envisageables.

Les réactifs alcalins (pyrophosphate et EDTA) extraient des quantités de silice supérieures à celles extraites avec l'oxalate d'ammonium et le CBD, ce qui peut indiquer la présence de phytolithes. Pour poursuivre cette hypothèse, les limons fins et la fraction extraite par les liqueurs denses ($ZnBr_2$ d = 2,3) ont été observés en microscopie électronique à balayage pour rechercher des particules pouvant présenter des formes caractéristiques de phytolithes.

L'observation des limons de l'horizon A1 du profil Nilg 16 met en évidence de nombreuses particules ayant une morphologie voisine de celle des phytolithes (Planches photo X et XI), constituée majoritairement de silice (avec quelques % d'Al).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE X

*Phytolithes observées au MEB*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |
| **5** | **6** |

1 : Phytolithe de graminée (feuilles), morphotype sinueux .

2 : Phytolithe de graminée (feuilles).

3 : Phytolithe de graminée (feuilles), morphotype allongé.

4 : Phytolithe.

5 : Phytolithe de graminée (feuilles), morphotype en selle, perforé.

6 : Phytolithe de graminée (feuilles).

PLANCHE PHOTO X

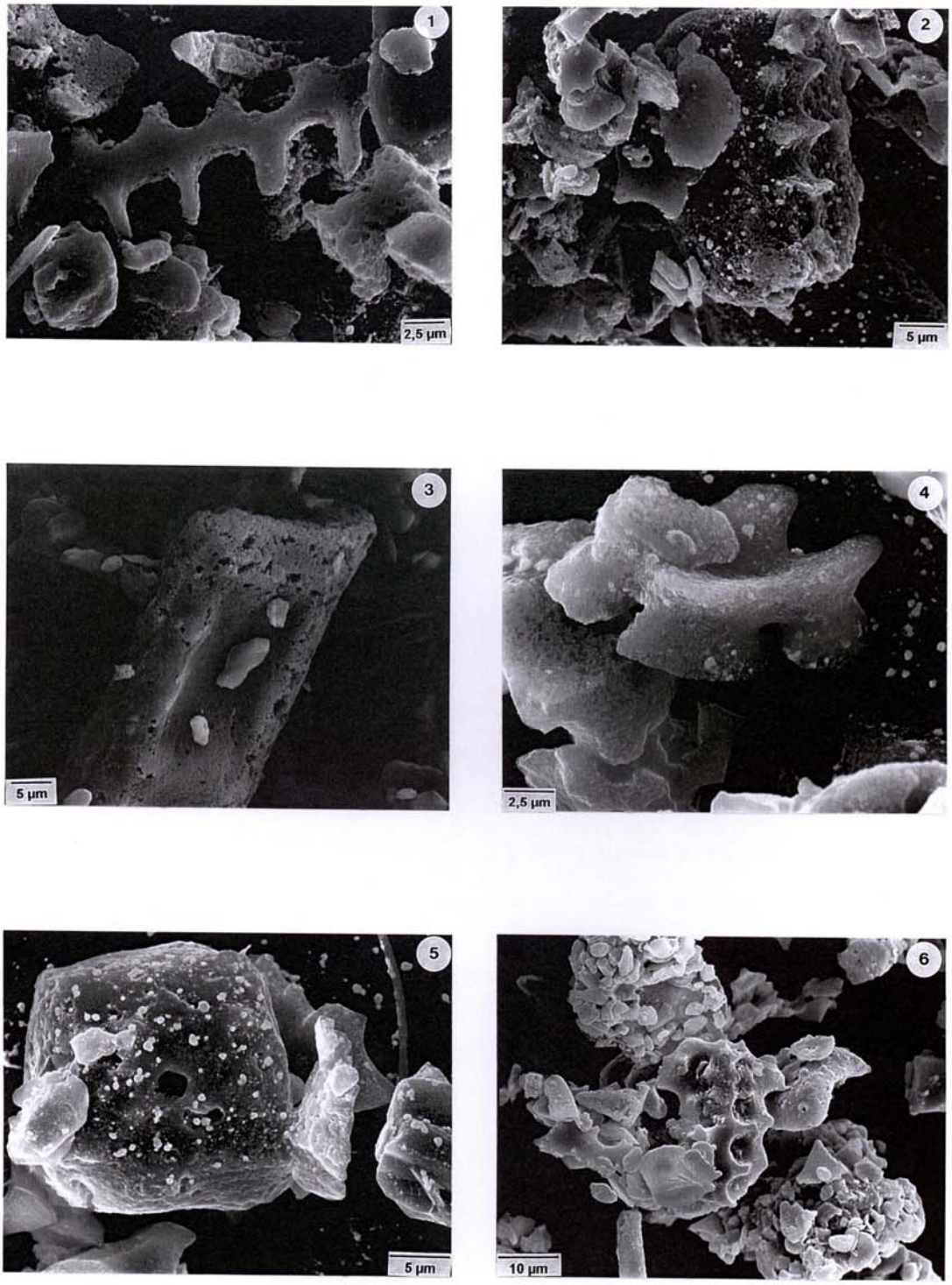


PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE XI

*Limons observés au MEB*

| | |
|---|---|
| **1** | **2** |
| **3** | **4** |
| **5** | **6** |

1 : Particule de silice* pouvant correspondre à un phytolithe de graminée, morphotype en altère .

2 : Particule de silice* pouvant correspondre à un phytolithe de graminée , morphotype en selle.

3 : Particule de silice* de forme cylindrique.

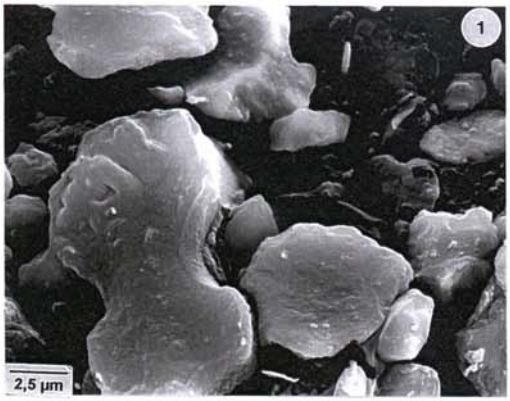
4 : Particule de silice* pouvant correspondre à un phytolithe de graminée , morphotype allongé.

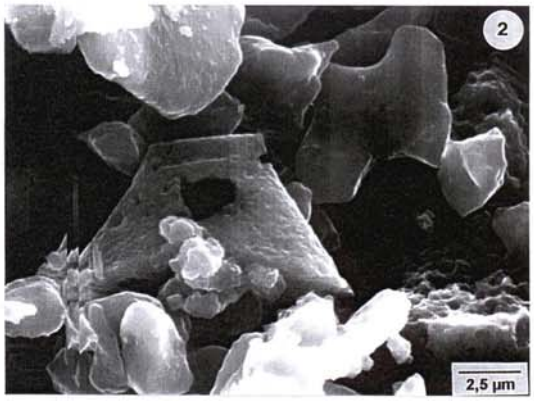
5 : Particule de silice* présentant des traces de dissolution, pouvant correspondre à un phytolithe de graminée.

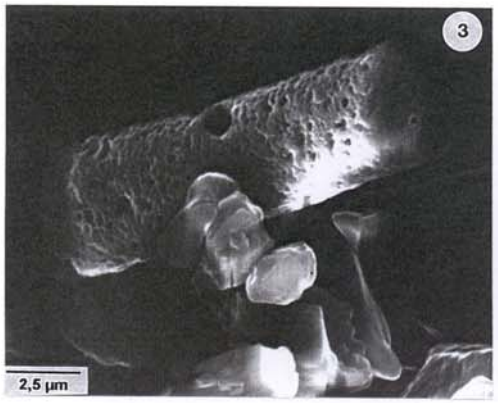
6 : Particule de silice* pouvant correspondre à un phytolithe d'arbre.

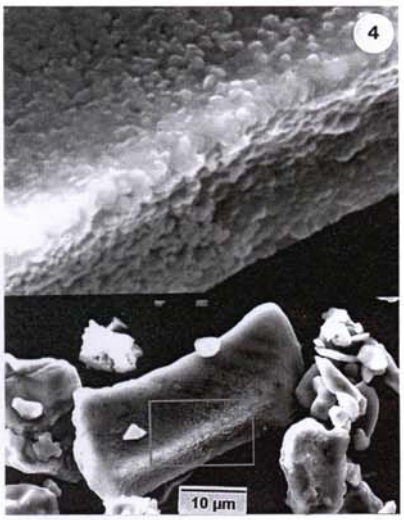
* : Les spectres d'analyse à la microsonde de ces particules ne sont pas présentés. L'analyse montrait que ces particules étaient majoritairement composées de silice avec quelques pour cents d'aluminium.

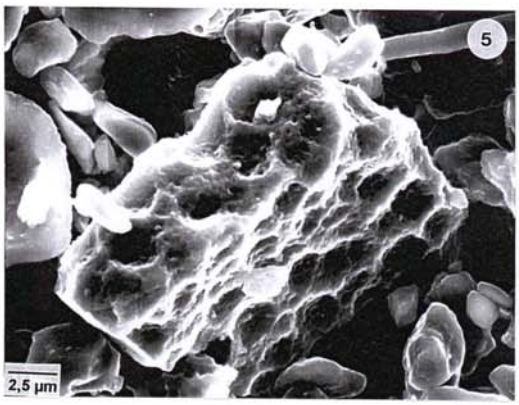
PLANCHE PHOTO XI

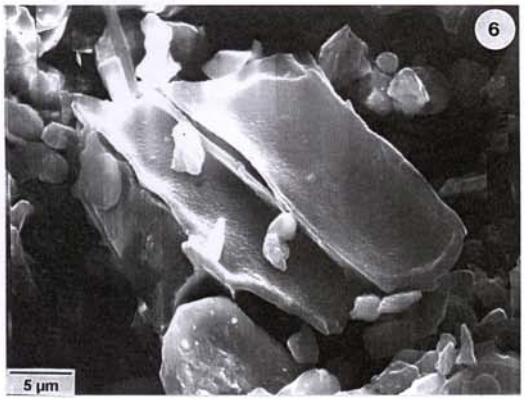


Ces particules pourraient provenir de la dissolution des phytolithes avec substitution partielle de Si par Al dans les horizons humifères (Wilding & Drees, 1971, Bartoli & Wilding, 1980, Drees *et al*, 1989).

L'enrichissement en silice des horizons de surface de divers types de sols (sols ferrallitiques, Andosols, podzols) par l'intermédiaire des phytolithes a été démontré par de nombreux auteurs (Bartoli, 1981, Kawamuro & Osumi, 1988, Kondo *et al*., 1988, Tardy, 1993, Lucas *et al*., 1996, Alexandre *et al*.,1994, Dahlgren *et al*., 1993).

Nous pourrions également faire intervenir les cendres volcaniques dans l'augmentation du Ki en surface, mais nous devons toutefois préciser que les cendres volcaniques n'ont pu jouer qu'un rôle secondaire car il s'agit de faibles quantités de matière qui peuvent être suffisantes pour provoquer l'augmentation de la TRB mais insuffisantes pour l'augmentation du Ki.

L'enrichissement relatif en silice des horizons situés au-dessus de la stone line a donc une origine mixte : *i*) disparition de la gibbsite, *ii*) recyclage biologique et *iii*) remaniement.

Les teneurs en éléments en trace, Zn et Cr (Annexe IX), sont du même ordre de grandeur dans le matériau andique (horizon A) et le matériau ferrallitique (horizon Bo) ce qui a tendance à confirmer l'analogie entre les matériaux situés au-dessus et en dessous de la ligne de graviers.

En conclusion nous retiendrons l'hypothèse de la mise en place de la “stone-line” par un remaniement de la couverture pédologique et que le matériau de surface a une origine proche du fait d'une composition minéralogique similaire à celle du matériau de profondeur ce qui constitue une autochtonie au sein du paysage. Le matériau meuble présent en surface avant le développement des Andosols devait être de la même nature que le matériau présent actuellement en dessous de la “stone line” (horizons Bo).

# II ORIGINE DES PROPRIETES ANDIQUES ET GENESE DES SOLS

Nous avons démontré dans la deuxième partie de ce mémoire que l'histoire pédogénétique des sols des Nilgiri est complexe, et qu'elle fait intervenir des phases polycycliques comme sur la plupart des anciennes surfaces d'érosion (Van Wambeke, 1992).

Nous pouvons mettre en évidence sur les profils étudiés aux moins deux phases de cette genèse polycyclique :

- une première phase d'altération ferrallitique intense, datée de l'Eocène (Subramanian & Mani, 1981), a entraîné la formation d'une couverture ferrallitique épaisse constituée majoritairement d'oxydes secondaires (gibbsite et oxydes de fer) qui se comporte actuellement comme le matériau parental de la pédogenèse andique ;
- l'andosolisation sur les "Hautes Terres" des Nilgiri, liée à une accumulation importante de matière organique, initiée par les changements climatiques majeurs qui ont permis le passage des conditions favorables à la ferrallitisation aux conditions favorables à l'accumulation de matière organique.

## II.1 Sensibilité des oxydes secondaires à l'acidité organique

En l'absence de verres volcaniques et d'autres minéraux primaires altérables dans le matériau ferrallitique de profondeur, les sources potentielles de fer et d'aluminium qui peuvent s'associer avec les composés humiques, sont constituées par les oxydes.

De nombreux auteurs ont mis en évidence l'altération (expérimentale ou sur le terrain) des oxydes d'aluminium (gibbsite) et de fer (goethite et hématite) par les acides organiques simples, les acides fulviques et les acides humiques (Wilke & Schwertmann, 1977, Dupuis *et al*., 1979, Kodama & Schnitzer, 1980, Righi *et al.* 1982, Robert & Berthelin, 1986, Madeira & Sanches Furtado, 1987, Singer & Huang, 1990). Les oxydes secondaires, considérés comme les stades ultimes de l'altération allitique (Chesworth, 1973, 1977), sont stables dans les conditions de la genèse ferrallitique (hydrolyse intense en milieu bien drainé). Ces oxydes sont, en revanche, thermodynamiquement instables dans les conditions d'Eh et de pH rencontrés dans les sols acides où leur solubilité peut être multipliée par cent en présence d'acides organiques (Chesworth & Macias, 1985 et références citées).

Les formes organo-métalliques de l'aluminium sont les formes dominantes dans les conditions de forte acidité (pH eau < 5), en présence de matière organique, car elles présentent des constantes de stabilité plus élevées que les oxy-hydroxydes d'aluminium (Arai & Kumada, 1981, Shoji & Fujiwara, 1984, Dahlgren *et al*., 1993). L'acido-complexolyse est le principal processus intervenant dans la formation des Andosols non-allophaniques (Shoji *et al*., 1993b, Quantin, 1994).

## II.2 Capacité de complexation des composés humiques

Nous avons mis en évidence la forte réactivité des composés humiques vis-à-vis des métaux par l'intermédiaire d'une forte acidité carboxylique. Les groupements fonctionnels carboxyliques ont d'autre part des pKa voisin du pH du sol ce qui leur confère une capacité de fixation maximale dans le sol. Ces résultats suggèrent que les composés humiques peuvent participer à l'altération des oxydes de fer et d'aluminium contenus dans le matériau ferrallitique.

## II.3 Formation des associations organo-métalliques

On peut suggérer que l'accumulation importante de matière organique, dans un milieu froid, a conduit à la production d'acides organiques complexant au niveau de la litière et de l'horizon A1, comme c'est le cas dans les humus des sols bruns acides et des sols podzoliques. La production d'acides organiques a pu entraîner l'altération d'une partie des oxydes secondaires et la complexation des éléments libérés (acido-complexolyse) (Caner *et al*., 1998, et accepté en Annexe X). Du fait de la forte teneur en gibbsite et oxydes de fer les associations organo-métalliques étaient pourvues d'une charge métallique telle qu'elles ne pouvaient migrer verticalement dans le profil. Il faut également noter que la texture argileuse du matériau ferrallitique s'opposait à une migration verticale des associations organo-métalliques.

Le mécanisme d'acido-complexolyse de la gibbsite et de la goethite explique l'absence relative de silice dans les composés "amorphes" et justifie le caractère non-allophanique des Andosols étudiés.

Le gradient décroissant des teneurs en gibbsite vers la surface est en partie dû à l'acido-complexolyse de cet hydroxyde d'aluminium et à la production de formes organo-métalliques de l'aluminium (Caner *et al*., 1998, Caner *et al*., accepté).

Nous pouvons de plus préciser en fonction des observations ultrastructurales (photos 3,4 et 5, planche photo III) que la formation des associations organo-métalliques fait intervenir les phases suivantes : adsorption de matière organique à la surface des particules minérales, altération par acidolyse d'une partie de l'aluminium et du fer des oxydes secondaires et complexation de l'aluminium et du fer libérés.

## II.4 Estimation des quantités d'oxydes nécessaires à l'apparition des propriétés andiques

Dans les paragraphes précédents, nous avons montré que les associations organo-métalliques se forment par dissolution des oxydes secondaires. Nous pouvons obtenir une estimation des quantités nécessaires à leur formation.

Le calcul montre que l'altération de 58 g de gibbsite / kg de terre fine ou de 65 g de goethite / kg de terre fine permet d'obtenir une valeur d'$Al_o$ ou de 1/2 $Fe_o$ de 20 g / kg de terre fine, qui autorise l'identification des Andisols. On peut, en effet, considérer que c'est le critère ($Al_o$ + 1/2 $Fe_o$) qui contrôle l'appartenance aux Andisols, les critères de densité apparente et de rétention des phosphates étant dans la plupart des cas vérifiés du fait des fortes teneurs en carbone et en oxydes secondaires (Caner *et al*., accepté).

Si l'on prend maintenant en compte les valeurs moyennes d'$Al_o$ (18 $g.kg^{-1}$) et de $Fe_o$ (15 $g.kg^{-1}$) présentes dans les sols étudiés, on peut considérer que 52 g de gibbsite / kg de terre fine et 22 g de goethite / kg de terre fine ont été altérés lors de la formation des Andosols. Ces valeurs constituent une estimation par défaut des quantités d'oxydes ayant réagi avec les composés humiques.

Les quantités d'oxydes, qu'il est nécessaire d'altérer pour arriver aux valeurs de ($Al_o$ + 1/2 $Fe_o$) rencontrées dans les sols étudiés, sont compatibles avec les quantités de gibbsite et de goethite présentes dans le matériau ferrallitique.

Nous pouvons préciser que les complexes organo-ferriques sont plus rares car les oxy-hydroxydes de fer ont une stabilité plus importante que les formes organo-métalliques (Nanzyo *et al*., 1993a). Dans le cas du fer, on assiste à une adsorption partielle de la matière organique sur les oxy-hydroxydes (Oades, 1989), comme nous avons pu le mettre en évidence des observations en microscopie électronique.

## II.5 Enseignements apportés par les datations $^{14}C$ et la mesure du $\delta^{13}C$ : esquisse d'une chronologie de la formation des Andosols

A – Formation de l'horizon humifère épais

Si on exploite les données apportées par l'étude des $\delta^{13}C$ des horizons A2, A3 et A4 des Andosols de l'Ouest du massif, et des horizons A'1, A'2 des Andosols à horizon "sombre", on observe que bien que la plupart des sols aient été prélevés sous une végétation forestière, la matière organique de ces horizons présente des $\delta^{13}C$ et des types de composés humiques caractéristiques d'une végétation graminéenne.

La période avec une végétation de graminées à la fin du Pléistocène a été favorable à l'incorporation importante de matière organique dans les profils (humification racinaire) comme le montrent les résultats des datations $^{14}C$ et la mesure du $\delta^{13}C$.

Les données palynologiques nous permettent d'établir que les "Hautes Terres" du massif des Nilgiri étaient couvertes par une végétation de graminées entre 30 000 ans B.P. et 18 000 ans B.P. Nous pouvons donc suggérer que l'accumulation importante de matière organique des sols des Nilgiri a été liée à la présence de graminées à la transition Pléistocène / Holocène, du fait d'une humification racinaire importante.

Nous pouvons par ailleurs suggérer que les horizons A3 et A4 des Andosols de l'Ouest du massif, et des horizons A' des Andosols à horizon "sombre", possédant des âges de l'ordre de 20 000 ans B.P., correspondent à "la relique" d'un "***horizon mélanique***" formé sous la végétation graminéenne évoquée ci-dessus comme dans le schéma proposé par les auteurs Japonais (Shoji, 1988, Dahlgren *et al*., 1991, Nanzyo *et al*., 1993a). Les sols des Nilgiri ont certainement acquis leur caractères humifères et andiques lors de cette phase d'accumulation importante de matière organique.

Sur la base des éléments présentés ci-dessus et des données sur la mise en place de la couverture ferrallitique évoquées précédemment, nous pouvons maintenant tenter de reconstruire l'histoire pédogénétique des "Hautes Terres" et la mise en place de la phase d'Andosolisation (Tableau IV-2 et Fig. IV-2).

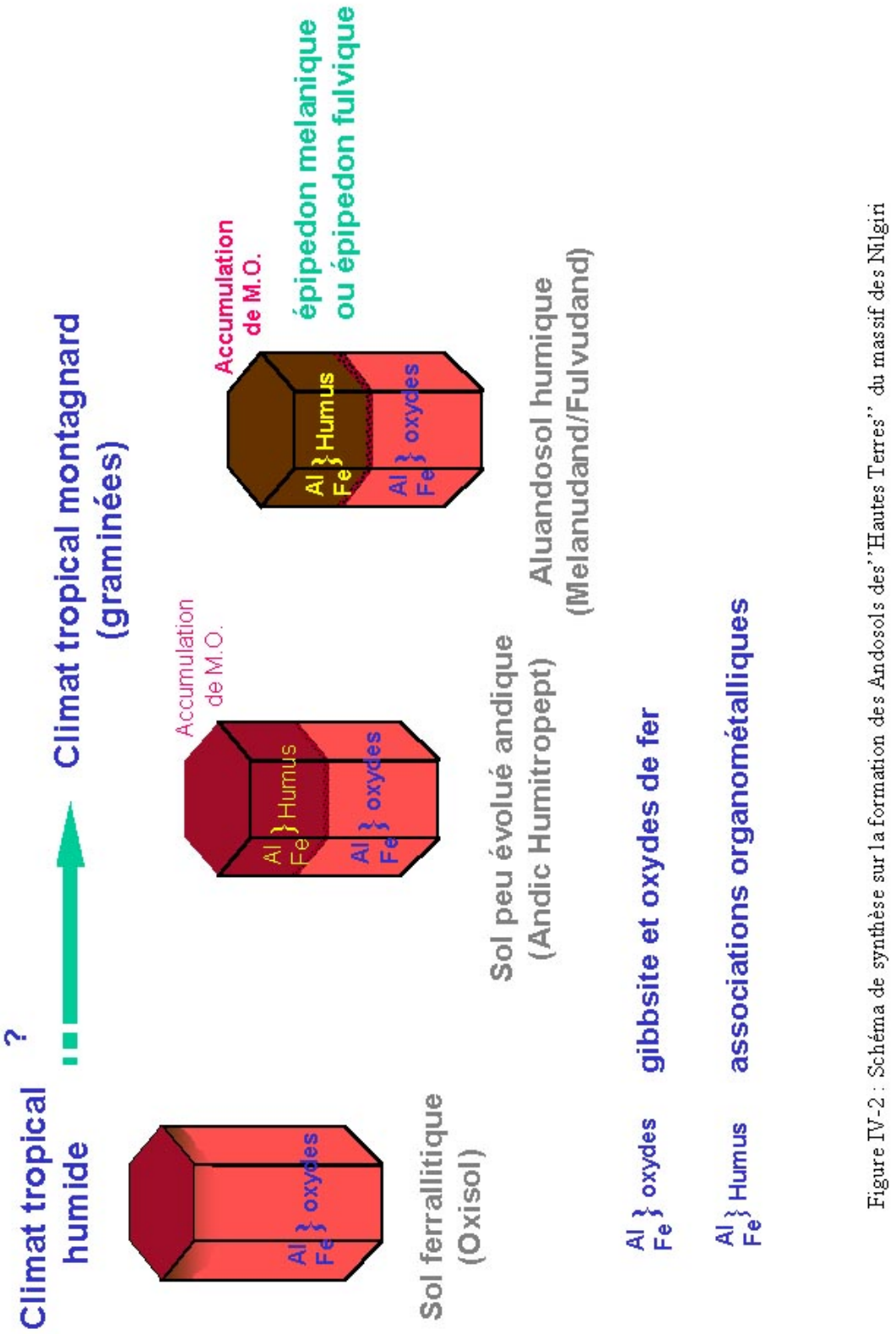



Figure IV-2 : Schéma de synthèse sur la formation des Andosols des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri

Tableau IV-2 : Chronologie de l'histoire pédogénétique des "Hautes Terres"

| EOCENE | ? | PLEISTOCENE | HOLOCENE | | ACTUEL |
|---|---|---|---|---|---|
| Développement des couvertures ferrallitiques épaisses lorsque l'Inde passait sous l'équateur | Remaniement ?<br><br>Mise en place de la ligne de graviers ? | ? | Végétation graminéenne (30000 ans B.P. à 18000 ans B.P.)<br><br>Accumulation importante de matière organique "graminéenne"<br><br>Développement d'"horizons mélaniques" sur les "Hautes Terres" | Alternance de périodes humides (12000 ans B.P.) et de périodes sèches (3500 ans B.P.) | Ouest :<br>**Andosols "mélaniques"**<br><br>Est :<br>**Andosols à horizons "sombres"** |

B – Différenciation de l'horizon "sombre"

Les mesures du $\delta^{13}C$ de la matière organique des horizons de surface des sols à horizon "sombre" mettent en évidence une origine forestière pour l'horizon A1, une origine mixte pour les horizons A2 et A3, et une origine graminéenne en profondeur. On peut donc considérer que l'horizon de surface, plus clair que l'horizon de profondeur correspond à l'accumulation de matière organique d'origine forestière en surface au sein d'un pool de matière organique graminéenne.

L'horizon "sombre" constitue un "paléo-horizon" contenant de la matière organique en C4 qui se transforme en surface par dilution dans une matière organique forestière de surface.

La différenciation de l'horizon "sombre" à l'Est du massif des Nilgiri est à mettre en relation avec les changements climatiques qui ont affecté les "Hautes Terres". L'occurrence de l'horizon "sombre" est liée à la succession d'une phase forestière après une phase de graminées. Lors de la phase de couverture graminéenne, il y a une accumulation de matière organique sur des profondeurs importantes. Le passage à une végétation forestière induit l'incorporation de matière organique ayant une structure différente, notamment sur le pouvoir de pigmentation, qui entraîne la différenciation morphologique de cet horizon.

Nous rejoignons ainsi l'hypothèse proposée par Van Wambeke (1992) qui considère l'horizon sombrique comme un ancien horizon A1 épais formé sous un climat plus froid qu'actuellement.

Le fait que l'horizon "sombre" n'apparaisse pas à l'Ouest peut être mis en relation avec la prospection sur le terrain et le choix des profils. En effet, l'ensemble des profils prélevés à

l'Ouest des Nilgiri l'ont été sous savanes ou en lisière de forêt. Un échantillonnage au sein de forêts de taille suffisante permettrait peut d'être d'observer des sols à horizons sombres.

On peut rappeler que le profil Nilg 4 présente en surface un début de transformation de la matière organique graminéenne en matière organique forestière mais qui n'est pas suffisante pour entraîner une différenciation morphologique d'un horizon "sombre".

## II.6 Rôle des facteurs biologiques

L'activité biologique est essentiellement déduite des observations micromorphologiques des humus, mais elle est aussi précisée par les résultats des tests de biodégradation, de la microscopie électronique et des datations $^{14}C$.

L'activité biologique actuelle semble être réduite aux horizons A1 ; il s'agit principalement d'une activité de la microfaune et de vers de terre épigés, ainsi que de champignons de la pourriture blanche. Au niveau des horizons sous-jacents l'activité biologique actuelle semble réduite sauf autour des racines en voie de décomposition (apport de matière organique fraîche). Ces résultats de micromorphologie sont en accord avec les datations $^{14}C$ qui mettent en évidence des temps moyens de résidence de la matière organique compris entre 60 ans et 150 ans au niveau des horizons A1, alors que les âges apparents sont élevés dans les autres horizons.

Un élément important peut être déduit des observations micromorphologiques ; les horizons A2, A3, A4 et A' présentent de nombreuses déjections de vers de terre et de termites, cependant ces déjections semblent figées et être les restes d'une activité biologique importante ancienne relativement brusquement interrompue. Une activité biologique actuelle se traduirait par une distribution des âges et des $\delta^{13}C$ plus homogène que celle observée dans les sols. La présence de déjections de vers de terre "fossiles" traduit l'existence d'une activité biologique importante lors de la période froide avec une couverture de savanes sur les "Hautes Terres".

L'activité biologique importante suspectée pour cette période froide représente avec l'enracinement profond des graminées, des facteurs importants de la formation d'horizons humifères épais similaires à ceux observés actuellement dans les sols isohumiques (Chernozem et Mollisols) et les Andosols mélaniques sous un couvert végétal de graminées.

Le brassage par les vers de terre et la reprise de leurs déjections par les termites a pu participer à la mise en contact entre la matière organique (racinaire et litière) avec la phase minérale, et notamment avec les oxydes d'aluminium et de fer. Le brassage a pu entraîner l'adsorption des composés humiques sur les oxydes, puis initier leur altération par complexolyse.

Ces arguments sont en faveur d'une formation “in situ” des complexes organo-métalliques et non d'une migration verticale d'acides complexant produits au niveau de la litière.

Nous mettons ainsi en évidence le rôle important qu'ont pu jouer les acteurs biologiques en assurant un contact étroit entre la fraction minérale et la matière organique.

## II.7 Rôle possible de la matière organique “carbonisée” dans la couleur et le stockage de la matière organique des Andosols du massif des Nilgiri

Pour évaluer la couleur des Andosols des Nilgiri, nous avons employé la méthode de Kumada *et al*.(1987), Kumada (1987) et Arai *et al*. (1996) qui relie le type d'humus à un type de végétation. Les Andosols mélaniques très foncés sont développés sous végétation graminéenne alors que les Andosols fulviques plus clairs sont développés sous une végétation forestière.

Des travaux plus récents (Golchin *et al*., 1997a, b, Schmidt *et al*., 1999) ont cependant montré que la couleur noire des Andosols mélaniques développés sous graminées (Mischanthus sinensis) pouvait être due en partie à la présence de matière organique “carbonisée” (charred organic matter) formée lors des feux de graminées par pyrolyse des résidus végétaux. Ce mécanisme expliquerait pourquoi les sols sous graminées, où les feux existent, seraient très foncés alors que les sols développés sous forêts, en l'absence de feux, et ne contenant que de très petites quantités de matière organique “carbonisée”, auraient une couleur plus claire.

Plusieurs analogies entre les sols étudiés et les Andosols mélaniques du Japon laissent supposer la présence de matière organique “carbonisée” : *i*) les analogies des conditions écologiques de leur développement et plus particulièrement le rôle des feux répétés (naturels ou anthropiques) dans l'extension et le maintien des formations herbeuses par rapport aux formations forestières, *ii*) la mesure du $\delta^{13}C$ qui montre que les “horizons mélaniques” des Andosols et des Andosols à horizon “sombre” contiennent de la matière organique d'origine graminéenne, *iii*) des analogies de structure et de pouvoir chromatique des acides humiques, et *iv*) le fait qu'en micromorphologie, on observe des charbons de bois et des particules de couleur très foncée dans les déjections de vers de terre et de termites.

Dans le cas des Andosols à horizon “sombre” de profondeur, on peut supposer que la couleur plus claire de l'horizon superficiel est due à une diminution de la teneur en matière “carbonisée” suite à l'installation de la forêt comme Golchin *et al*. (1997a) l'ont observé pour des Andosols mélaniques, initialement développés sous végétation herbeuse, lorsque la forêt est réinstallée depuis plusieurs dizaines d'années.

On peut de plus suggérer que la présence de matière organique "carbonisée" au niveau des horizons mélaniques peut être responsable de leur âge apparent élevé et du saut important d'âge entre les "horizons mélaniques" et les "horizons fulviques" superficiels. La matière organique carbonisée constituant un pool de matière organique inerte dans le sol (Skjemstad *et al*., 1996).

Ces hypothèses sur la présence de matière organique "carbonisée" et son rôle dans la couleur et la stabilisation du carbone dans les Andosols des Nilgiri montrent qu'il serait important de la quantifier par des techniques microscopiques et/ou de RMN (Golchin *et al*., 1997a, b, Schmidt *et al*., 1999, Skjemstad *et al*., 1999)

# III COMPARAISON AVEC D'AUTRES PROCESSUS PEDOGENETIQUES

Cette étude nous a permis de démontrer l'existence d'Andosols sur les "Hautes Terres" du massif des Nilgiri et d'examiner leurs originalités par rapport au concept général des Andosols volcanique ou non volcaniques.

## III.1 Comparaisons avec d'autres pédogenèses en milieu acide

La pédogenèse des Andosols des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri par acido-complexolyse rappelle les processus de formation des sols podzoliques (Duchaufour, 1983). Nous allons montrer les analogies entre ces deux processus (acido-complexolyse), et les divergences qui expliquent la formation des Andosols sur les Nilgiri.

Nous avons démontré précédemment que les composés humiques étaient responsables de la disparition de la gibbsite en surface et de la formation d'associations organo-métalliques.

Du fait de la richesse en oxy-hydroxydes d'aluminium et de fer du matériau ferrallitique, les associations organo-métalliques sont pourvues d'une forte charge métallique, qui les rend immobiles (Mokma & Buurman, 1982, Buurman, 1985). Les associations organométalliques sont donc très peu redistribués au sein du profil et s'accumulent au sein des horizons A du fait de leur faible biodégradabilité, ce qui constitue les bases de l'Andosolisation. A l'opposé, les sols podzoliques sont caractérisés par la formation d'associations organo-métalliques à faible charge métallique qui sont redistribuées dans le profil.

La divergence entre les processus est donc basée sur la charge métallique des associations organo-métalliques qui est corrélée à la teneur en aluminium et en fer du matériau ferrallitique dans le cas étudié. La texture à dominance argileuse du matériau ferrallitique ne favorise d'ailleurs pas les migrations verticales dans le profil.

La formation des Andosols du massif des Nilgiri sur une ancienne altérite ferrallitique présente des similitudes avec une "podzolisation avortée", c'est à dire avec des processus d'acido-complexolyse, mais absence de migrations verticales des associations organo-métalliques.

Le processus de genèse des Andosols du massif des Nilgiri est en accord avec les processus en milieu montagnard froid et humide, dominé par les mécanismes de l'acido-complexolyse du fait d'une humification ralentie entraînant la production d'acides organiques

complexants. L'orientation vers la podzolisation ou l'andosolisation est alors régie par la nature du matériau parental.

Aran (1998) et Aran *et al*. (1998) ont montré dans les Hautes Vosges, que lorsque la teneur en bases de la roche était suffisante, l'andosolisation pouvait s'exprimer dans un milieu où le processus pédogénétique prédominant, sur roches acides à faibles réserves en bases, est la podzolisation.

Pour les Andosols des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri, nous ne pouvons pas relier l'Andosolisation à l'altérabilité du matériau parental. En effet, les sols du massif des Nilgiri seraient situés dans le domaine de la podzolisation du fait de l'état fortement altéré du matériau ferrallitique parental.

Il faut toutefois noter que le critère retenu par Aran (1998), une réserve totale en base élevée et une teneur en silice faible, implique des teneurs élevées en aluminium de la roche mère. L'Al des minéraux altérables peut être ainsi libéré par acido-complexolyse et participer à la formation d'associations organo-métalliques fortement chargées en éléments métalliques.

## III.2 Comparaison des sols à horizon "sombre" du massif des Nilgiri avec les sols à horizons sombrique des Hauts Plateaux Africains et du Pérou

A – Concept général de l'horizon sombrique

Les sols à horizon "sombre" ont été décrits pour la première fois par Kellog & Davol (1949) au Ruanda et au Congo Démocratique (ex-Zaïre). Ces auteurs ont proposé le terme sombrique pour rendre compte d'une couleur plus foncé de cet horizon de sub-surface par rapport à l'horizon de surface. De nombreux travaux ont été consacrés aux sols à horizons "sombres" des hauts plateaux de la crête Congo - Nil (Ituri et Kivu, Figure IV-3 et IV-4) par les pédologues belges (Van Wambeke, 1963, Jongen *et al*., 1970, Sys, 1972, Sottiaux *et al*., 1975, Frankart, 1983), ruandais (Muttwewingabo, 1989) et américains (Ruhe, 1956, NSSL, 1990) pour comprendre la formation de l'horizon "sombre" de profondeur.

Les sols à horizon sombrique se développent à une altitude supérieure à 1600 m (Fig. IV-4) sous un climat frais et humide (températures isothermiques ou plus froides, et régimes d'humidité udic), où sont principalement observés des Kaolisols humifères (sols ferrallitiques humifères) (Frankart, 1983).

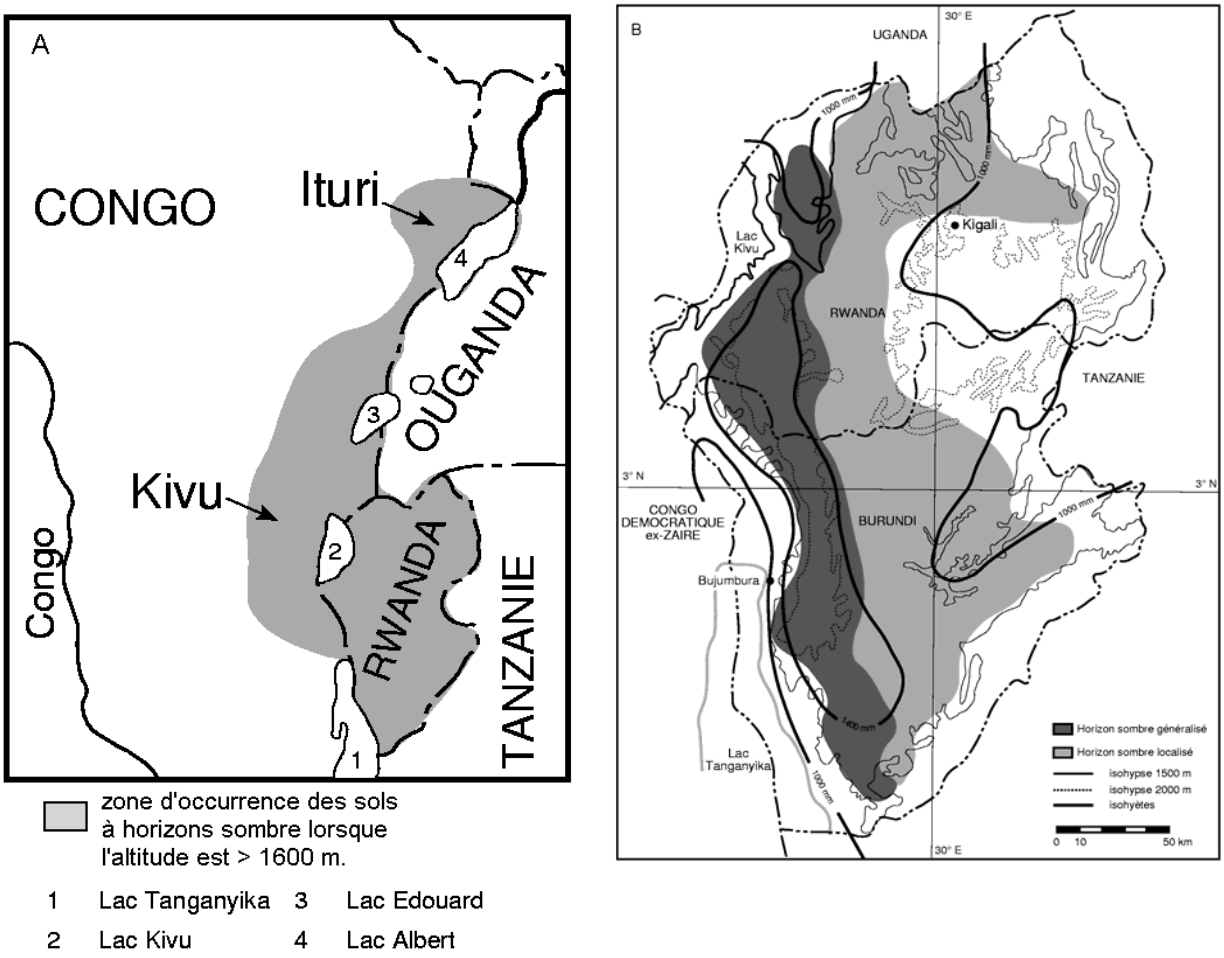



Figure IV-3 : Localisation des sols à horizons sombriques en Afrique Centrale
(A : d'après Ruhe (1959) modifié, B : d'après Frankart (1983) modifié)

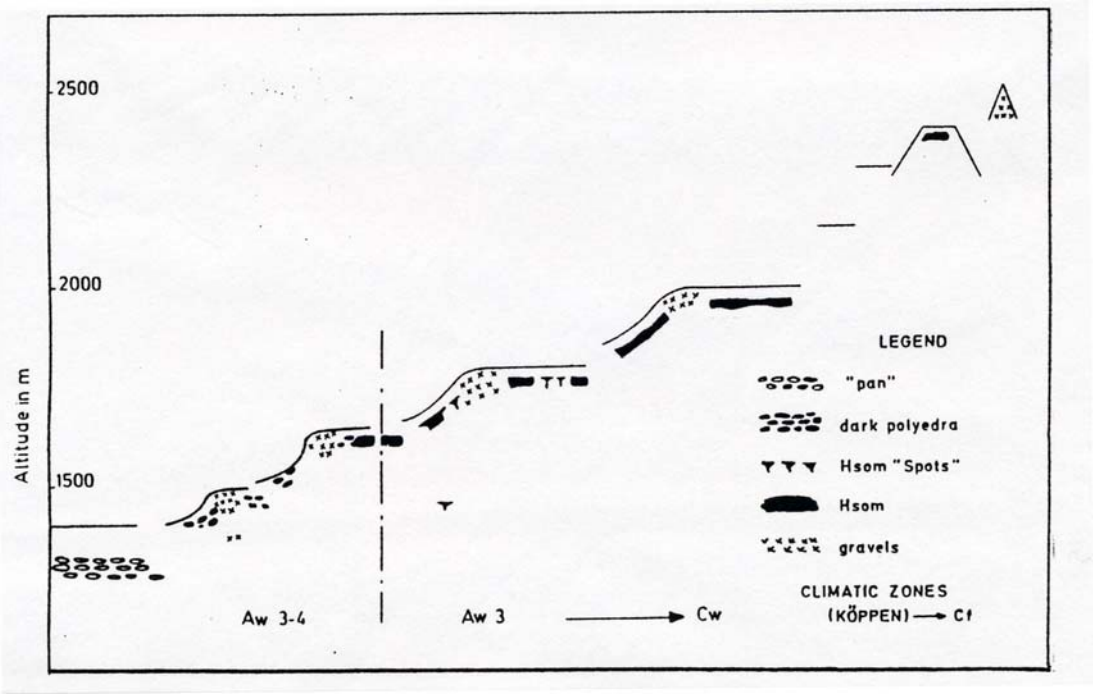



Figure IV-4 : Répartition des sols à horizons sombriques dans le paysage (Frankart, 1983)

Ces sols ont été classés comme Sombriorthox ou Sombrihumox (Soil Survey Staff, 1975). Escobedo-Urquizo (1980) décrit la présence d'horizons "sombres" dans les Cambisols Humifères au Pérou dans les vallées intra-andines.

Van Wambeke (1992) propose dans son ouvrage une synthèse sur les différents travaux réalisés sur les horizons sombriques africains. Malgré ces différentes études, la définition de l'horizon sombrique est assez imprécise du fait de l'opposition de deux concepts relatifs à la formation de ces horizons : *i*) ancien horizon A enfoui et *ii*) illuviation d'humus.

Dans la version la plus récente de la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999), la définition de l'horizon sombrique est inchangée par rapport à celle proposée en 1975. Cet horizon est diagnostiqué par une couleur plus sombre que celle de l'horizon sus-jacent, et il est considéré comme un horizon illuvial. Toutefois, il est précisé que la matière organique de cet horizon illuvial n'est pas associée avec l'aluminium. Les différents éléments retenus dans cette définition ont cependant souvent été contestés. Pour Frankart (1983, 1985) par exemple, seul le saut de couleur entre l'horizon "sombre" et l'horizon sus-jacent mériterait d'être retenu, car ni l'origine illuviale, ni l'absence d'Al complexé à la matière organique, ne sont dans l'état actuel des connaissances, des éléments suffisamment établis pour être pris en compte.

Les horizons "sombres" des Kaolisols étudiés par Frankart (1983, 1985) et Muttwewingabo (1989) ont des teneurs en carbone comprises entre 1 et 1,2 % ce qui constitue une augmentation de 0,2 à 0,6 % par rapport à l'horizon sus-jacent. La couleur est brun rougeâtre foncé (5 YR 3/3) au niveau de l'horizon sombrique alors que l'horizon sus-jacent est brun rougeâtre (5 YR 4/4) à rouge jaunâtre (5 YR 4/6).

Les horizons "sombres" décrits par Escobedo-Urquizo (1980) ont des teneurs en carbone comprises entre 2,9 et 3,6 %. La couleur de l'horizon "sombre" est brun foncé (10 YR 3/3) à brun grisâtre très foncé (10 YR 3/2), alors qu'elle est brun jaunâtre foncé (10 YR 4/3) en surface. L'étude micromorphologique ne met pas en évidence une migration de matière organique.

Escobedo-Urquizo (1980) et Muttwewingabo (1989) ont mis en évidence une forte liaison entre la matière organique et les cations métalliques au sein des horizons "sombres". Muttwewingabo (*ibid*.) obtient de fortes extractibilités de l'aluminium et du fer à l'oxalate d'ammonium et au pyrophosphate de sodium au niveau de l'horizon "sombre". Une estimation du rapport ($Al_o$ + 1/2 $Fe_o$) à partir de la figure présentée donne une valeur de 26 $g.kg^{-1}$ qui indique le caractère andique de l'horizon sombrique.

Les profils de référence de sols à horizon sombrique (NSSL, 1990), présentent également une forte liaison entre la matière organique, l'aluminium et le fer (Tableau IV-3). Les sols ne présentent pas de matériau spodique, mais présentent des caractères andiques. Van Wambeke (1992) montre une forte association entre la matière organique et l'aluminium pour un des sols de cette base de données, situé au Rwanda.

Tableau IV-3 : Propriétés des sols à horizons “sombres” d'Afrique Centrale (NSSL, 1990)

| Prof. | Horizon | Couleur | C Org | Da | P. Ret | Oxalate | | | | Pyrophosphate | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| cm | | | | | | Fe | Si | Al | DO | Fe | Al |
| 84P0286 | | | | | | | | | | | |
| 0-15 | A | 5YR 3/3 | 3,89 | 1,08 | 71 | 0,48 | 0,02 | 0,58 | 0,18 | 1,1 | 1,0 |
| 15-40 | Boh | 5 YR 4/8 | 2,25 | 0,99 | 73 | 0,40 | 0,02 | 0,58 | 0,13 | 1,1 | 0,9 |
| 40-70 | Bo1 | 2.5 YR 4/6 | 1,43 | 0,95 | 87 | 0,62 | 0,03 | 0,72 | 0,12 | 0,5 | 0,4 |
| 70-110 | Bo2 | 2.5 YR 3/6 | 1,13 | 1,12 | 87 | 0,60 | 0,03 | 0,65 | 0,10 | 0,3 | 0,3 |
| 110-170 | Bo3 | 10 R 4/6 | 0,80 | 1,12 | 82 | 0,44 | 0,04 | 0,47 | 0,08 | 0,1 | 0,2 |
| 170-210 | Bt | 10 R 4/8 | 0,41 | 1,28 | 78 | 0,30 | 0,04 | 0,31 | 0,04 | 0,1 | 0,2 |
| 84P0287 | | | | | | | | | | | |
| 0-12 | A | 7.5YR 3/2 | 3,68 | 1,06 | 76 | 0,43 | 0,02 | 0,55 | 0,16 | 1,0 | 1,0 |
| 12-30 | Boh | 5 YR 4/4 | 2,37 | 1,07 | 78 | 0,40 | 0,01 | 0,53 | 0,14 | 1,0 | 0,9 |
| 30-55 | Bo1 | 5 YR 4/8 | 1,94 | 0,93 | 96 | 0,51 | 0,03 | 0,65 | 0,13 | 0,9 | 0,7 |
| 55-90 | Bo2 | 2.5 YR 4/6 | 0,48 | 1,02 | 91 | 0,64 | 0,04 | 0,66 | 0,12 | 0,3 | 0,3 |
| 90-150 | Bt1 | 2.5 YR 4/8 | 0,57 | 1,17 | 90 | 0,56 | 0,04 | 0,48 | 0,09 | -- | 0,2 |
| 150-200 | Bt2/Cr | 2.5 YR 4/8 | 0,28 | 1,44 | 69 | 0,27 | 0,03 | 0,21 | 0,04 | 1,3 | 0,1 |
| 84P0288 | | | | | | | | | | | |
| 0-10 | A | 2.5YR 2/2 | 4,09 | 0,80 | 83 | 0,69 | 0,03 | 0,74 | 0,24 | 1,6 | 1,4 |
| 10-43 | Boh1 | 2.5 YR 4/6 | 2,88 | 0,94 | 88 | 0,66 | 0,03 | 0,92 | 0,22 | 1,7 | 1,8 |
| 43-80 | Boh2 | 2.5 YR 3/4 | 2,81 | 0,93 | 94 | 1,12 | 0,05 | 1,21 | 0,31 | 0,8 | 2,2 |
| 80-120 | Bo | 10 R 3/6 | 1,58 | 1,01 | 90 | 0,88 | 0,02 | 0,85 | 0,17 | 0,1 | 0,8 |
| 120-185 | Bt | 7.5 YR 3/6 | 0,72 | 1,19 | 94 | 0,70 | 0,03 | 0,55 | 0,09 | 0,9 | 0,1 |

Ces différentes données sur les horizons sombriques illustrent la contradiction qui existe entre la définition actuelle de l’horizon sombrique et son occurrence. En effet, d’une part, la matière organique présente dans l’horizon sombrique n’est pas d’origine illuviale, et d'autre part l'horizon sombrique présente des caractères andiques, avec des liaisons fortes entre la matière organique et l'aluminium.

On peut envisager que le critère éliminant les horizons présentant une forte association entre la matière organique et l’aluminium a été mis en place pour éviter toute confusion avec l’horizon spodique.

Le principal problème dans l'interprétation des résultats présentés ci-dessus réside dans le fait que très peu de données sur la matière organique sont disponibles, alors que la différenciation de l'horizon “sombre” est liée à la matière organique.

Escobedo-Urquizo (1980) donne quelques informations sur la matière organique des Cambisols à horizon sombrique du Pérou. La matière organique de l’horizon “sombre” est, d’une part, très évoluée et très condensée (rapport AF/AH 0,9 au niveau de l'horizon sombrique, alors qu'il est de 0,2 en surface), et d’autre part, très stable avec des âges supérieurs à 20000 ans B.P. Escobedo-Urquizo n’a en outre pas observé d’illuviation de matière organique au sein de l’horizon “sombre”. Van Wambeke (1992) cite un âge de l'ordre de 12 000 ans B.P. pour la matière organique des horizons sombriques africains, ce qui correspond à la transition Pléistocène / Holocène.

Muttwewingabo (1989) donne également quelques éléments sur la nature de la matière organique des sols à horizon "sombre". La matière organique extractible est composée majoritairement d'acides humiques très évolués et fortement liés à l'aluminium, cependant, nous ne connaissons pas les rendements d'extraction et les rapports AF/AH.

On constate donc, dans de nombreux cas, que l'horizon sombrique ne possède pas de teneurs en carbone beaucoup plus élevées que l'horizon de sus-jacent plus clair, et lorsqu'il y a augmentation, elle est trop faible pour expliquer le changement de couleur.

On peut donc supposer, en suivant le même raisonnement que pour les Andosols à horizon "sombre" des Nilgiri, que l'horizon sombrique correspond à un horizon contenant de la matière organique à plus fort pouvoir de pigmentation (type mélanique ?) que celle des horizons de surface (type fulvique ?).

B – Formation de l'horizon sombrique

a – Hypothèses préliminaires

Escobedo-Urquizo (1980) propose une origine polycyclique pour les sols présentant un horizon "sombre". Il établit que l'horizon "sombre" correspond à un horizon A1 enfoui du fait de la richesse en carbone, de l'absence de migration de substance humique, et d'une forte teneur en $Ca^{2+}$. Escobedo-Urquizo (1980) considère la matière organique des horizons "sombres", comme de la matière organique "fossile" du fait d'un état d'humification avancé et des âges apparents importants (20000 à 29000 ans B.P.). Muttwewingabo (1989) propose une origine similaire pour l'horizon "sombre" en l'attribuant à une phase ancienne d'accumulation de matière organique.

Van Wambeke (1992) propose également une hypothèse similaire d'accumulation ancienne de matière organique et une genèse polycyclique des sols à horizon sombrique que l'on peut mettre en relation avec des changements de végétation suite à des changements climatiques. L'accumulation de carbone aurait eu lieu lors de périodes plus froides du fait d'une activité biologique réduite.

b – Données paléoclimatiques pour la crête Congo - Nil.

Bonnefille (1987), Bonnefille & Riollet (1988) et Bonnefille *et al*. (1990) ont reconstruit l'évolution climatique et forestière des Hautes Terres de la crête Congo - Nil au Burundi d'après

l'analyse des pollens présents dans les tourbières de cette région. Ces travaux mettent en évidence une importante régression forestière à l'optimum des glaciations (29000 ans B.P. à 13000 ans B.P.), du fait d'une diminution de la température de 4±2 C en altitude. Les forêts ont été remplacées pendant cette période plus froide par des pelouses à graminées comportant une proportion importante de plantes de l'étage Afro-alpin. Un important changement de végétation intervient vers 13000 ans B.P., avec une forte augmentation de la proportion des pollens d'arbres. La forêt est bien installée entre 8000 ans et 6000 ans B.P., et vers 4000 ans B.P., une nouvelle phase de régression forestière peut être attribuée à l'intervention de l'homme. Aucour *et al*. (1999) ont relié les phases d'accumulation de matière organique dans les tourbières au type de végétation C3 ou C4 et ont montré un stockage réduit de carbone lors de la dernière glaciation sous une végétation de graminées.

Les principaux éléments que nous retiendrons de ces résultats sont la succession végétation forestière / végétation graminéenne / végétation forestière, et que la régression importante de la forêt au profit de savanes est datée de la transition Pléistocène / Holocène.

### c – Proposition de formation de l'horizon sombrique par comparaison avec les Nilgiri

On constate de fortes analogies entre les sols à horizons “sombres” des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri et les sols à horizon sombrique des hauts plateaux de la crête Congo - Nil du Kivu et de l'Ituri (Rwanda, Burundi, Congo Démocratique ex Zaïre) :

- Les sols présentent une histoire paléoclimatique similaire avec la succession d'une période de végétation graminéenne à la transition Pléistocène / Holocène, et l'installation de la forêt depuis environ 10 000 ans ;
- La matière organique des horizons “sombres” présente un degré d'humification important, et une liaison importante avec l'aluminium (caractère andique) ;
- La matière organique des horizons “sombres” est fortement stabilisée, ce qui se traduit par des âges importants pouvant être supérieurs à 20 000 ans B.P. (sols des Nilgiri et sols du Pérou).

Les données paléoclimatiques et les propriétés des sols à horizons sombriques d'Afrique Centrale et du Pérou, et les résultats obtenus sur les sols à horizons “sombre” du massif des Nilgiri permettent d'argumenter l'hypothèse proposée par Van Wambeke (1992) sur la formation des horizons sombriques.

On peut suggérer dans l'état de nos connaissances que les horizons sombriques africains sont des "reliques" d'horizons A1 épais formés aux cours de périodes plus froides, et qui correspondraient par comparaison avec les datations au radiocarbone et les données paléoclimatiques à une végétation graminéenne. La présence d'une végétation graminéenne est par ailleurs en accord avec le développement d'horizons humifères épais foncés du fait d'une humification racinaire importante. L'horizon plus clair en surface proviendrait de l'accumulation dans le profil de matière organique d'origine forestière. L'horizon humifère pourrait constituer comme dans le cas des sols à horizon "sombre" des Nilgiri à la superposition d'un "***horizon fulvique***" sur un "***horizon mélanique***".

Ces arguments ne constituent que des hypothèses pour les sols à horizons sombriques d'Afrique Centrale car nous ne disposons ni de datations précises, ni des $\delta^{13}C$ de la matière organique. Cette hypothèse nous paraît tout à fait valable du fait que nous avons pu la valider pour les sols des Nilgiri dans un environnement similaire. L'étude isotopique ($^{13}C$, $^{14}C$) de la matière organique de ces sols permettrait d'éclaircir la formation des horizons sombriques africains, et de lever ainsi les imprécisions liées à la définition actuelle de cet horizon diagnostique de la Soil Taxonomy.

La comparaison des sols humifères d'altitude du Sud de l'Inde, d'Afrique Centrale et du Pérou permet de dégager des hypothèses sur la formation des sols humifères d'altitude de la zone intertropicale. Ces sols possèdent un horizon humifère épais dont la formation semble être reliée à une accumulation importante de matière organique sous une végétation de savanes lors d'une période plus froide qu'actuellement. Cette période plus froide correspond à la transition Pléistocène / Holocène et elle est à mettre en relation avec les dernières glaciations. La matière organique des horizons de profondeur possède des âges apparents supérieurs à 10 000 B.P. ce qui indique une stabilisation efficace pour que le stock de carbone soit encore important actuellement dans ces sols. Ces sols présentent en outre une forte liaison entre la matière organique et l'aluminium, qui peut conduire à l'existence de véritables Andosols (Inde du Sud), et qui est certainement le facteur clé de la stabilisation à long terme de la matière organique.

# *Conclusions générales*

Au terme de cette étude, la contribution de ce travail à la connaissance et au fonctionnement des sols humifères des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri en Inde du Sud peut être regroupée en trois rubriques :

- Identification d'Andosols issus d'une pédogenèse polycyclique ;
- Mise en évidence d'un mécanisme d'andosolisation original sur une roche mère non-volcanique ;
- Relation entre l'andosolisation et les évolutions climatiques au cours des quarante derniers millénaires.

***Identification d'Andosols sur les “Hautes Terres” du massif des Nilgiri***

Nous avons montré que les sols des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri, comme la plupart des sols tropicaux sur d'anciennes surfaces d'érosion, étaient issus d'une pédogenèse polycyclique. Nous avons poursuivi l'hypothèse de Bourgeon (1988) en essayant de reconstruire l'histoire pédologique des Nilgiri en fonction des données paléoclimatiques, et nous pouvons identifier deux phases importantes suivantes :

- Une première phase d'altération ferrallitique sous un climat équatorial, datée de l'Eocène, avec développement de couvertures ferrallitiques épaisses riches en gibbsite ;
- Suite à des changements climatiques au cours des quarante derniers millénaires (climat devenu plus froid), une phase beaucoup plus récente d'accumulation de matière organique dans les horizons situés au-dessus d’une “stone-line”.

Ces deux étapes concernent des échelles de temps très différentes et nous ne sommes pas en mesure de préciser ce qui a eu lieu entre le développement des couvertures ferrallitiques à l'Eocène et la phase d'accumulation de matière organique : nous n’avons notamment pas d’explication irréfutable concernant la formation de la ligne de gravats qui sépare l’ensemble humifère du matériau ferrallitique.

Nous avons ensuite démontré que les horizons humifères présentaient les critères d'appartenance aux Andosols pour les principales classifications modernes (Soil Survey Staff, 1999, FAO, 1998, AFES 1995), ceux-ci étant maintenant basés sur l’identification de “formes actives” de l'aluminium et du fer et non sur la présence de matériau volcanique. Les sols humifères des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri doivent leurs propriétés andiques à de fortes teneurs en carbone organique et en associations organo-métalliques, et correspondent donc à des Andosols non-allophaniques.

L'occurrence d'Andosols sur les “Hautes Terres” du massif des Nilgiri montre ainsi la possibilité de formation d'Andosols sur un matériau non volcanique, et en outre sur un matériau très évolué peu susceptible de subir de nouvelles transformations.

***Mécanisme original de l'andosolisation sur un matériau ferrallitique très évolué***

Les Andosols non-volcaniques des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri, développés sur un matériau ferrallitique ancien, présentent une pédogenèse originale. En effet, en l’absence de verres volcaniques et de minéraux altérables (au sens courant du terme), la formation des associations organo-métalliques est due à l'altération de la gibbsite en milieu acide et en présence de matière organique (acido-complexolyse). Les associations organo-métalliques (Al-humus) sont adsorbées sur les oxydes de fer, et de ce fait sont pourvues d'une forte charge métallique qui s'oppose à toute migration dans le profil. Lorsque les teneurs en associations organo-métalliques sont suffisamment importantes, les sols présentent les propriétés spécifiques des Andosols, ce qui conduit à l'identification d'Andosols sur un matériau parental peu habituel pour l'andosolisation.

La gibbsite, considérée comme minéral ultime de l'évolution ferrallitisante, est donc altérée dans les horizons humifères des Andosols des “Hautes Terres” du massif Nilgiri. La formation d'Andosols apparaît de ce fait comme due à la conjonction de trois conditions favorables : *i*) climat froid et humide, *ii*) matériau parental riche en une source potentielle d'aluminium et *iii*) présence de grandes quantités de matière organique.

***Histoire de l'andosolisation par rapport aux évolutions climatiques des quarante derniers millénaires***

- *Evolution paléoclimatique sur les “Hautes Terres” du Sud de l'Inde*

Les données paléoclimatiques disponibles pour les “Hautes Terres” du Sud de l'Inde mettent en évidence la succession des périodes suivantes depuis environ 40 000 ans B.P. : *i*) une période humide entre 35 000 ans B.P. et 30 000 ans B.P., *ii*) une période froide avec une couverture graminéenne de 30 000 ans B.P. à 18 000 ans B.P., *iii*) une période plus humide de 18 000 ans B.P. à 10 000 ans B.P. avec un maximum d'intensité de la mousson du Sud Ouest à 11 000 ans B.P., correspondant à l'extension maximale des forêts. La période de 10 000 ans B.P. au présent est caractérisée par des alternances de périodes sèches et humides mais avec une relative stabilité des formations végétales.

- *Accumulation importante de matière organique à la fin du Pléistocène supérieur*

L'étude détaillée de la matière organique a mis en évidence que son accumulation dans les sols n'était pas actuelle, mais héritée. Les études isotopiques (datations $^{14}C$ et mesure du $\delta^{13}C$) ont démontré que la matière organique des horizons humifères de profondeur correspondait à de la matière organique d'origine graminéenne accumulée à la fin du Pléistocène supérieur. La comparaison avec les données paléoclimatiques permet d'attribuer cette phase d'accumulation de matière organique à une période plus froide correspondant à une végétation de savanes. L'observation micromorphologique met de plus en évidence une activité biologique “fossile” de vers de terre et de termites dans les horizons ayant un âge apparent important.

Nous pouvons donc suggérer que les sols développés à la fin du Pléistocène présentaient un horizon humifère épais similaire à celui observé actuellement dans les sols situés à l'Ouest du massif.

La formation de l'horizon humifère avec incorporation sur une épaisseur importante de matière organique sous une végétation de graminées (humification racinaire) dans des sols présentant une activité lombricienne importante se rapproche des processus observés dans les sols isohumiques (Chernozem et Mollisols) et dans les Andosols mélaniques sous savanes au Japon. Comme nous l'avons montré ci-dessus, du fait des interactions entre la matière organique et les oxydes métalliques, le carbone est protégé contre la biodégradation et le stock persiste sur de longues périodes.

Le rôle des feux répétés des savanes dans la stabilisation de la matière organique et la formation des "***horizons mélaniques***" des Andosols des Nilgiri peut également être évoqué comme pour les andosols mélaniques du Japon développés sous savane.

- *Différenciation entre l'Ouest et l'Est*

Le fait que la matière organique des horizons de profondeur présente des caractéristiques similaires à l'Est et à l'Ouest du massif nous permet de considérer que les sols à horizons humifères épais étaient généralisés sur l'ensemble des "Hautes Terres" des Nilgiri, la différenciation entre l'Est et l'Ouest serait donc plus récente.

Les données paléoclimatiques nous ont montré que la période actuelle était plus favorable aux forêts. L'apport de matière organique fraîche d'origine forestière en surface entraînerait une reprise de l'activité biologique et le développement d'un horizon brun superposé à l'horizon mélanique de profondeur. Il s'agirait alors d'une nouvelle pédogenèse de surface portant sur une modification de la matière organique.

Le fait que l'on n'observe pas de sols à horizons sombriques à l'Ouest peut être dû au fait que les sholas n'occupent que des surfaces réduites au niveau des fonds de vallons, et qu'elles n'ont pas conquises des surfaces importantes d'anciennes savanes. On peut cependant rappeler que le profil Nilg 4 présente en surface un début de transformation de la matière organique graminéenne en matière organique forestière mais que cette transformation n'est pas suffisante pour entraîner la différenciation morphologique d'un horizon "sombre".

- *Position des sols humifères des Hautes Terres du massif des Nilgiri par rapport aux autres sols d'altitude de la zone intertropicale*

Dans l'état actuel des connaissances sur l'accumulation de matière organique dans les sols à horizon sombrique d'altitude d'Afrique Centrale (Burundi, Rwanda et Congo Démocratique ex Zaïre) et du Pérou, nous nous appuierons sur les hypothèses de Van Wambeke (1992) pour attribuer l'accumulation importante de matière organique dans ces sols à l'existence d'une période plus froide lors des dernières

glaciations. La comparaison avec les données paléoclimatiques d'Afrique Centrale permet de relier la phase d'accumulation importante de matière organique lors de la période froide avec une végétation graminéenne (étage Afro-alpin, Bonnefille,1987).

Les analogies avec le schéma proposé pour la formation des horizons humifères des Nilgiri nous permettent d'émettre l'hypothèse que l'accumulation importante de matière organique dans les sols d'altitude des régions intertropicales serait à mettre en relation avec une végétation graminéenne lors des glaciations ayant entraîné la régression des forêts. Ces paléosols (ou paléohorizons) présenteraient en outre des caractères andiques (liaisons Al-humus) qui contribueraient à la stabilité du stock de carbone organique sur de longues périodes.

L'approche “combinée” mise en œuvre pour l'étude des sols humifères des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri (techniques classiques d'étude de la genèse des sols et techniques isotopiques) nous a permis de préciser les conditions écologiques de la formation des Andosols sur les “Hautes Terres” du massif des Nilgiri. Parallèlement aux études paléobotaniques (palynologie), les paléosols tropicaux peuvent être utilisés pour reconstruire les paléoenvironnements car ils conservent le marquage des événements climatiques lorsqu'il y a eu changement de végétation avec alternance de plantes en C3 et en C4. L'étude des sols peut ainsi fournir des éléments complémentaires importants du fait d'une extension géographique plus importante que celle des tourbières.

Il nous paraît ainsi important de poursuivre l'étude des paléosols et sols polycycliques des régions intertropicales pour deux thèmes qui nous paraissent essentiels :

- reconstruire les paléoenvironnements tropicaux et observer la réponse de ces sols aux changements climatiques de l'Holocène, pour valider les modèles actuels de réponse des sols aux changements climatiques dus à l'effet de serre ;
- mieux comprendre les mécanismes de stabilisation à long terme de la matière organique, en employant les techniques modernes de caractérisation des constituants “amorphes” (EXAF, RMN $^{13}C$ et $^{27}Al$) pour étudier les interactions matière organique - cations métalliques à l'échelle moléculaire qui est le facteur clé de la stabilisation.

# *Références bibliographiques*

AFES-INRA. 1995. Référentiel Pédologique. INRA Editions, Paris.

Alexandre, A., Colin, F. & Meunier, J.-D. 1994. Les phytolithes, indicateurs du cycle biogéochimique du silicium en forêt équatoriale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **319,** II, 453-458.

Andreux, F. 1978. Etude de la stabilisation physico-chimique et biologique d'acides humiques modèles. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 174 p.

Arai, S. & Kumada, K. 1981. Factors controlling stability of Al-humate. *Geoderma*, **26**, 1-12.

Arai, S., Hatta, T., Tanaka, U., Hayamizu, K., Kigoshi, K. & Ito O. 1996. Characterisation of the organic components of an Alfisol and a Vertisol in adjacent locations in Indian semi-arid tropics using optical spectroscopy, $^{13}$C-NMR spectroscopy, and $^{14}$C dating. *Geoderma*, **69**, 59-70.

Aran, D. 1998. Andosolisation dans les Hautes Vosges. Conditions de développement et comparaison avec les autres processus de pédogenèse. *Thèse de Doctorat de l'Université Henri-Poincaré Nancy I*, 202 p. + annexes.

Aran, D., Gury, M., Zida, M., Jeanroy, E. & Herbillon, A.J. 1998. Influence de la roche mère et du climat sur les propriétés andiques des sols en région montagnarde tempérée (Vosges, France). *European Journal of Soil Science*, **49**, 269-281.

Aucour, A.-M., Bonnefille, R., & Hillaire-Marcel, C. 1999. Source and accumulation of organic carbon in an equatorial peat bog (Burundi, East Africa) during the Holocene: carbon isotope constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **150**, 179-189.

Balesdent, J. 1982. Etude de la dynamique de l'humification de sols de prairies d'altitude (Haut-Jura) au moyen des datations $^{14}$C des matières organiques. *Thèse de Doctorat, Université de Nancy I*, 106 p.

Balesdent, J. & Guillet, B. 1982. Les datations par le $^{14}$C des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques. *Science du Sol*, **2**, 93-111.

Balesdent, J., Mariotti, A. & Guillet, B. 1987. Natural $^{13}$C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biology and Biochemistry*, **19**, 25-30.

Balesdent, J. Mariotti, A. & Boisgontier, D. 1990. Effect of tillage on soil carbon mineralization estimated from $^{13}$C abundance in maize fields. *Journal of Soil Science*, **41**, 587-596.

Balesdent, J. & Mariotti, A. 1996. Measurement of soil organic matter turnover using $^{13}$C natural abundance. In : *Mass spectrometry of soils*, (Eds. Boutton, T.W. & Yamasaki, S.) pp 83-111. Marcel Decker Inc., New York.

Barancíková, G., Senesi, N. & Brunetti, G. 1997. Chemical and spectroscopic characterisation of humic acids isolated from different Slovak soil types. *Geoderma*, **78**, 251-266.

Barriuso, E. 1985. Caractérisation des fractions organo-minérales et des constituants humiques d'un sol de pelouse alpine. *Thèse de Doctorat, Université de Nancy I*, 186 p.

Bartoli, F. 1981. Le cycle biogéochimique du silicium sur roche acide. Application à deux systèmes forestiers tempérés (Vosges). *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Nancy I*, 187 p.

Bartoli, F. & Wilding, L.P. 1980. Dissolution of biogenic opal as a function of its physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal*, **44**, 873-878.

Bartoli, F., Philippy, R. & Burtin, G. 1988. Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. I Aggregate stability. *Journal of Soil Science*, **39**, 593-616.

Bartoli, F., Burtin, G. & Herbillon, A.J. 1991. Disaggregation and clay dispersion of Oxisols: Na resin, a recommended method. *Geoderma*, **49**, 301-317.

Bartoli, F. Burtin, G. & Guerif, J. 1992. Influence of organic matter on aggregation in Oxisols rich in gibbsite or in goethite. II. Clay dispersion, aggregate strength and water stability. *Geoderma*, **54**, 259-274.

Bartoli, F., Burtin, G., Philippy, R., Schouller, E., Tekely, P., Hernandez-Moreno, J. & Delvaux, B. 1998. Physical properties of volcanic soils : the poorly-ordered Al-Si mineral effect. *Proceedings of the 16th World Congress of Soil Science Montpellier, Symposium 4*. CD-ROM.

Batjes, N. H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, **47**, 151-163.

Bäumler, R. & Zech, W. 1994. Characterization of Andisols developed from nonvolcanic material in Eastern Nepal. *Soil Science*, **158**, 3, 211-217.

Bizri, Y., Cromer, M., Scharff, J.-P., Guillet, B. & Rouiller, J. 1984. Constantes de stabilité de complexes organo-minéraux. Interactions des ions plombeux avec les composés organiques hydrosolubles des eaux gravitaires des podzols. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **48**, 227-234.

Blakemore, L.C., Searle, P.L. & Daly, B.K. 1987. *Methods for chemical analysis of soils*. New Zealand Soil Bureau Scientific Report N° 80, pp. 44-45, New Zealand Society of Soil Science, Lower Hutt.

Blasco, F. 1971. Montagnes du Sud de l'Inde. *Travaux de la Section Scientifique et Technique **N° 10***. Institut Français de Pondichéry, 436 p.

Blasco, F. & Tassy, B. 1975. Etude d'un écosystème forestier montagnard du Sud de l'Inde. *Bulletin d'Ecologie*, **6**, 525-539.

Blasco, F. & Thanikamoni, G. 1974. *Late Quaternary vegetational history of Southern region*. In : Aspects and appraisal of Indian palaeobotany. (Ed. K.R. Surange *et al*.), pp. 632-643. Birbal Sahni Institue of Palaeobotany. Lucknow.

Bonnefille, R. 1987. Evolution forestière et climatique au Burundi durant les quarante derniers milliers d'années. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **305,** II, 1021-1026.

Bonnefille, R., Riollet, G. 1988. The Kashiru pollen sequence (Burundi). Palaeoclimatic implications for the last 40,000 years B.P. in Tropical Africa. *Quaternary Research*, **30**, 19-35.

Bonnefile, R., Roeland, J.C. & Guiot, J. 1990. Temperature and rainfall estimates for the past 40,000 years in equatorial Africa. *Nature*, **346**, 347-349.

Bonnefille, R., Riollet, G. Buchet, G., Icole, M., Lafont, R. & Jolly, D. 1995. Glacial/interglacial record from intertropical Africa high resolution pollen and carbon data at Rusaka, Burundi. *Quaternary Science Reviews*, **14**, 917-936.

Boudot, J.-P. 1992. Relative efficiency of complexed aluminium, noncrystalline Al hydroxide, allophane and imogolite in retarding the biodegradation of citric acid. *Geoderma*, **52**, 29-39.

Boudot, J.-P., Bel Hadj, B.A. & Chone, T. 1986. Carbon mineralization in andosols and aluminium-rich highland soils. *Soil Biology and Biochemistry*, **18**, 457-461.

Boudot, J.-P., Bel Hadj, B.A. & Chone, T. 1988. Dependence of carbon and nitrogen mineralization rates upon amorphous metallic constituents and allophanes in Highland soils. *Geoderma*, **42**, 245-260.

Boudot, J.-P., Bel Hadj B.A. & Steiman, R. 1989. Biodegradation of synthetic organo-metallic complexes of iron and aluminium with selected metal to carbon ratios. *Soil Biology and Biochemistry*, **21**, 961-966.

Bourgeat, F. & Petit M. 1966. Les “Stones-lines” et les terrasses alluviales des hautes terres Malgaches. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **4**, 3-19.

Bourgeon, G. 1988. Esquisse sur les grandes zones de sols du sud de l'Inde. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, **24**, 4, 303-328.

Bourgeon, G. 1992. Les sols rouges de l’Inde péninsulaire méridionale. Pédogenèse fersiallitique sur socle cristallin en milieu tropical. *Publication du département d’Ecologie*, **31**, Institut Français de Pondichéry, 271 p.

Boutton, T.W., Archer, S.R., Midwood, A.J., Zitzer, S.F. & Bol, R. 1998. $\delta^{13}C$ values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. *Geoderma*, **82**, 5-41.

Bruand, A. 1986. Contribution à l'étude de la dynamique de l'espace poral. Utilisation des courbes de retrait et des courbes de rétention d'eau. *Science du Sol*, **24**, 351-362.

Bruckert, S. & Souchier, B. 1975. Mise au point d'un test de différenciation des horizons spodiques et cambiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **280**, D, 1361-1364.

Brunelot, G., Adrian, P., Rouiller, J., Guillet, B. & Andreux, F. 1989. Determination of dissociable acid groups of organic compounds extracted from soils using automated potentiometric titration. *Chemosphere*, **19**, 1413-1419.

Buurman, P. 1985. Carbon/sesquioxide ratios in organic complexes and the transition albic-spodic horizon. *Journal of Soil Science*, **36**, 255-260.

Buurman, P., De Boer, K. & Pape, T. 1997. Laser diffraction grain-size characteristics of Andisols in perhumid Costa Rica: the aggregate size of allophane. *European Journal of Soil Science*, **78**, 71-91.

Caner, L., Bourgeon, G. & Herbillon, A.J. 1998. Andosolisation par acidocomplexolyse de la gibbsite sur matériau ferrallitique en Inde du Sud. *Proceedings of the 16th World Congress of Soil Science Montpellier, Symposium 22*. CD-ROM. 6 p.

Caner, L., Bourgeon, G., Toutain, F. & Herbillon, A.J. (accepté par EJSS en mars 2000). Characteristics of non-allophanic Andisols developed from low activity clay regoliths in Nilgiri Hills (Southern India).

Cerling, T.E., Quade, J., Wang, Y. & Bowman, J.R. 1989. Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators. *Nature*, **341**, 138-139.

Charlot, G. 1966. *Les méthodes de la chimie analytique - Analyse quantitative minérale*, 5è édition. Masson, Paris, 1023 p.

Chatelin, Y. 1967. Influence des conceptions géomorphologiques et paléoclimatiques sur l'interprétation de la genèse et la classification des sols d'Afrique Centrale et Australe. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **5** (3), 243-255.

Chauchan, O.S., Borole, D.V., Gujar, A.L., Mascarehas, A., Mislanker, P.G. & Rao, C.M. 1993. Evidence of climatic variations during Late Pleistocene-Holocene in the eastern Bay of Bengal. *Current Science*, **65**, 558-562.

Chen, Y., Senesi, N. & Schnitzer, M. 1977. Information provided on humic substances by E4/E6 ratio. *Soil Science Society of America Journal*, **41**, 352-358.

Chesner, C.A. 1998. Petrogenesis of the Toba tuffs, Sumatra, Indonesia. *Journal of Petrology*, **39**, 397-438.

Chesworth, W. 1973. The parent rock effect in the genesis of soils. *Geoderma*, **10**, 215-225.

Chesworth, W. 1977. Weathering stages of the common igneous rocks, index minerals and mineral assemblages at the surface of the earth. *Journal of Soil Science*, **28**, 490-497.

Chesworth, W. & Macias-Vasquez, F. 1985. pe, pH and podzolisation. *American Journal of Science*, **285**, 128-146.

Churchman, G.J. & Tate, K.R. 1986. Aggregation of clay in six New-Zealand soil types as measured by disaggregation procedures. *Geoderma*, **37**, 207-220.

Churchman, G.J., Bartoli, F., Burtin, G., Rouiller, J. & Weissmann, D. 1999. Comparison of methods for the size fractionation of soils. In: Clays for our future. *Proceedings of the 11th International Clay Conference*, 1997. Eds Kodama, H. et al. pp. 331-358. Published by the ICC97 Organizing committee, Ottawa, Canada.

Collinet, J. 1969. Contribution à l'étude des "Stone-lines" dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **7** (1), 3-42.

Colmet-Daage, F., Gautheyrou, M., De-Kimpe, C. & Fusil, G. 1972. Dispersion et étude des fractions fines de sols à allophane des Antilles et d'Amérique latine. Première partie-Dispersion. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **10,** 169-191.

Colmet-Daage, F., Gautheyrou, M., De-Kimpe, C., Fusil, G. & Sieffermann, G. 1972. Dispersion et étude des fractions fines de sols à allophane des Antilles et d'Amérique latine. Deuxième partie-Modification de la nature et de la composition de la fraction inférieur à 2 microns selon la taille des particules. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **10,** 219-241.

Concaret, J. 1967a. Etude des mécanismes de la destruction des agrégats de terre au contact de solutions aqueuses. Première partie. *Annales Agronomiques*, **18**, 65-90.

Concaret, J. 1967b. Etude des mécanismes de la destruction des agrégats de terre au contact de solutions aqueuses. Deuxième partie. *Annales Agronomiques*, **18**, 99-144.

CPCS, 1967. La classification française des sols. *Commission de Pédologie et de Classification des Sols*, 67 p.

Dahlgren, R.A., Ugolini, F.C., Shoji, S., Ito, T. & Sletten, R.S. 1991. Soil forming processes in Alic Melanudands under Japanese pampas grass and Oak. *Soil Science Society of America Journal*, **55**, 1049-1056.

Dahlgren, R., Shoji, S. & Nanzyo, M. 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In : *Volcanic Ash Soils-Genesis, Properties and Utilization*, (Eds. Shoji, S., Nanzyo, M. & Dahlgren R.A.) pp. 101-143. *Developments in Soil Science*, ***21***, Elsevier.

Daly, B.K. 1982. Identification of podzols and podzolized soils in New Zealand by relative absorbance of oxalate extracts of A and B horizons. *Geoderma*, **28**, 29-38.

De Heinzelin, J. 1955. Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. *Publication INEAC, Série Scientifique*, ***64***, Bruxelles, 37 p.

Demangeot, J. 1975. Recherches géomorphologiques en Inde du Sud. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **19**, 229-272.

Dexter, A.R. 1991. Amelioration of soils by natural processes. *Soil and Tilllage Research*, **20**, 87-100.

Drees, L.R., Wilding, L.P., Smeck, N.E. & Senkayi, A.L. 1989. Silica in soils: Quartz and disordered silica polymorphs. In : *Minerals in Soil Environments, 2nd ed.* (Eds. Dixon, J.B. & Weed, S.B.) pp. 913-974. *Soil Science Society of America*, Madison, WI.

Duchaufour, P. 1975. *Atlas écologique des sols du monde*. Masson, Paris, 178 p.

Duchaufour, P. 1983. Pédogenèse et classification. In : *Précis de Pédologie* 2è Ed. (Eds. Bonneau, M. & Souchier, B.) Masson, Paris.

Duplessy, J.C. 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian ocean. *Nature*, **295**, 494-498.

Dupuis, T., Jambu, P. & Righi, D. 1979. Réaction des acides fulviques avec des hydroxydes métalliques. Cas des hydroxydes d'aluminium. *Pédologie*, **24** (2), 191-207.

Egashira, K., Kaetsu, Y. & Takuma, K. 1983. Aggregate stability as an index of soil erodibility of ando soils. *Soil Science and Plant Nutrition*, **29** (4), 473-481.

Escobedo-Urquizo, J. 1980. Les sols des Paramos. Etude pédogénétique dans les Hautes Andes du Pérou septentrional. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences Agronomiques de Gembloux, 410 p.

Eswaran, H., Van den Berg, E. & Reich, P. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, **57**, 192-194.

Evin, J. 1992. *Les datations par le radiocarbone en géologie et en archéologie. Fiabilité de la méthode selon l'origine et l'état des matériaux.* Documents du Laboratoire de Géologie, Université Claude-Bernard Lyon I, **122**, 99 p.

FAO 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Reports, **84**, 88 p.

Ferry, B. 1992. Distribution of the important litter decomposing termites (Isoptera) in the Western Ghâts forests of Karnataka. *Pedobiologia*, **36**, 193-211.

Ferry, B. 1994. Les humus forestiers des Ghâts occidentaux en Inde du Sud. Facteurs climatiques, édaphiques et biologiques intervenant dans le stockage de la matière organique du sol. *Publication du département d'Ecologie*, **34**, Institut Français de Pondichéry, 260 p.

Frankart, R. 1983. The soils with sombric horizons in Rwanda and Burundi. In : *Proceedings of the fourth International Soil Classification Workshop, Rwanda 2-12 June 1981 - Part I: Papers*. (Eds. Beinroth, F.H., Neel, H. & Eswaran H.), pp. 48-64. ABOS, AGCD, Brussels.

Frankart, R. 1985. Les horizons diagnostiques de profondeur (spodique, sombre, oxique). In *: Actes du dixième forum international sur la Soil Taxonomy et les transferts d'agrotechnologie - Burundi et Rwanda*. (Eds. Mathieu, C. & Eswaran, H.) pp. 28-40. Publication AGCD.

Fritsch, E., Herbillon, A.J., Jeanroy, E., Pillon, P. & Barres O. 1989. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol. Bulletin*, **42**, 65-89.

Garcia-Rodeja, E., Silva, B.M. & Macias F. 1987. Andosols developed from non-volcanic materials in Galicia, NW Spain. *Journal of Soil Science*, **38**, 573-591.

Golchin, A., Baldock, J.A., Clarke, P., Higashi, T., Skjemstad, J.O. & Oades, J.M. 1997a. The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter in volcanic ash soil as shown by $^{13}C$ NMR spectroscopy. I. Whole soil and humic acid fraction. *Geoderma*, **76**, 155-174.

Golchin, A., Baldock, J.A., Clarke, P., Higashi, T. & Oades, J.M. 1997b. The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter in volcanic ash soil as shown by $^{13}C$ NMR spectroscopy. II. Density fractions. *Geoderma*, **76**, 155-174.

Gomendy, V. 1996. Variabilités spatiale et temporelle des propriétés structurales et hydriques des horizons de surface de la couverture limoneuse du bassin versant d'Orgeval (Brie). *Thèse de Doctorat, Université Henri-Poincaré Nancy I*, 229 p.

Gran G. 1952. Determination of the equivalent point in potentiometric titration. Part II. *Analyst* **77**, 661-671.

Guillet B., Faivre P., Mariotti A., Khobzi J. 1988. The $^{14}C$ dates and $^{13}C/^{12}C$ ratios of soil organic matter as a mean of studying the past vegetation in intertropical regions: example from Colombia (South America). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**, 51-58.

Guillet, B. 1990. Le vieillissement des matières organiques et des associations organo-minérales des andosols et des podzols. *Science du Sol*, **28**, 285-299.

Guillet, B. 1994. L'abondance naturelle des isotopes du carbone comme moyen d'étude de l'âge, du renouvellement et de l'origine des matières organiques des sols. In : *Pédologie Tome II. Constituants et propriétés du sol*, deuxième édition (Eds. Bonneau, M. & Souchier, B.) pp. 297-315. Masson, Paris.

Gunnell, Y. 1996. Géodynamique d'une moyenne montagne tropicale en Inde du Sud La genèse des paysages dans le Ghât occidental du Deccan, sur son revers continental et son piémont maritime. Thèse de Doctorat de l'Université Blaise-Pascal, Clermont Ferrand, 486 p texte + 332 p figures.

Gunnell, Y. 1997. Relief and climate in South Asia: the influence of the western Ghats on the current climate pattern of peninsular India. *International Journal of Climatology*, **17**, 1169-1182.

Gunnell, Y. & Louchet, A. 2000. The influence of rock hardness and divergent weathering on the interpretation of apatite fission track denudation rates. Evidence from charnockites in South India and Sri Lanka. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **44**, 33-57.

Gupta, H.P. 1971. Quaternary vegetational history of Ootacamund, Nilgiris, South India. I. Kathakope and Rees Corner. *The Palaeobotanist*, **20**, 74-90.

Gupta, H.P. 1990. Sholas in South Indian montanes: Past, present and future. *The Palaeobotanist*, **38**, 394-403.

Gupta, H.P. & Prasad, K. 1985. The vegetational development during 30,00 years B.P. at Colgrain, Ootcamund, Nilgiris, S. India. *Journal of Palynology*, **21**, 174-187.

Hassko, B., Guillet, B., Jeagy, R. & Coppens, R. 1974. Nancy natural radiocarbon measurements. III. *Radiocarbon*, **16**, 118-130.

Herbillon, A.J. 1980. Mineralogy of Oxisols and Oxic Materials. In: *Soils With Variable Charge*. (Ed. Theng, B.K.G.), pp. 109-126. New Zealand Society of Soil Science, Lower Hutt.

Herbillon, A.J. 1986. Chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of low activity clay soils. In : *Proceedings of the Eighth International Soil Classification Workshop: Classification, characterization and utilization of Oxisols. Part 1*. (Eds. Beinroth, F.H., Camargo, M.N. & Eswaran, H.), pp 39-48. EMBRAPA, Rio de Janeiro.

Herbillon, A.J. 1994. Oxydes de fer, gibbsite, oxydes de manganèse et minéraux allophaniques. In : *Pédologie Tome II. Constituants et propriétés du sol*, deuxième édition (Eds. Bonneau, M. & Souchier, B.) pp. 17-45. Masson, Paris.

Hétier, J.M. 1975. Formation et évolution des Andosols en climat tempéré. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Nancy I*, 194 p. + annexes.

Higashi, T. 1983. Charaterization of Al/Fe-humus complexes in Dystrandepts through comparison with synthetic forms. *Geoderma*, **31**, 277-288.

Higashi, T. & Shinagawa, A. 1981. Comparison of sodium hydroxide-tetraborate and sodium pyrophosphate as extractants of Al/Fe-humus complexes in Dystrandepts, Japan. *Geoderma*, **25**, 285-292.

Hillel, D. 1988. *L'eau et le sol. Principes et processus physiques* 2e Ed. Traduit de l'anglais. Collection PEDASUP N°5 Academia Edition et Diffusion, Louvain La Neuve, 288 p.

Honna, T., Yamamoto, S. & Matsui, K. 1988. A simple procedure to determine melanic index that is useful for differentiating melanic from fulvic Andisols. *Pedologist*, **32**, 69-78.

Howie, R.A. 1955. Charnockites and their colour. *Journal of the Geological Society of India*, **8**, 1-7.

Inoue, K. & Higashi, T. 1988. Al- and Fe-Humus complexes in Andisols. In: *Proceedings of the Ninth International Soil Classification Workshop.* (Eds. Kinloch, D.L., Shoji, S. Beinroth, F.H. & Eswaran, H.), pp. 81-96. Published by the Japanese Committee for the Ninth International Soil Classification Workshop for the Soil Management Support Services, Washington, D.C., USA.

Jabiol, B., Brêthes, A., Ponge, J.-F., Toutain, F. & Brun, J.-J. 1995. *L'humus sous toutes ses formes*. Publication ENGREF, Nancy, France, 63 p.

Jeanroy, E. 1983. Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectroscopie Mösbauer. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Nancy I*, 168 p.

Jeanroy, E. & Guillet, B., 1981. The occurrence of suspended ferruginous particles in pyrophosphate extracts of some horizons. *Geoderma*, **26**, 95-105.

Jongen, P., Leclercq, J. & Soberon, M. 1970. Carte des sols et de la végétation du Congo, du Rwanda et du Burundi. 26. Nord-Kivu et Région du Lac Edouard. *Publications de l'Institut National pour l'Etude Agronomique du Congo (INEAC)*. 1 carte + notice explicative 78 p.

Kaiser, K. & Zech, W. 1996. Defects in estimation of aluminium in humus complexes of podzolic soils by pyrophosphate extraction. *Soil Science*, **161**, 7, 452-458.

Kawamuro, K. & Osumi, Y. 1988. Melanic and Fulvic Andisols in Central Japan : soil pollen and plant opal analyses. In: *Proceedings of the Ninth International Soil Classification Workshop.* (Eds. Kinloch, D.L., Shoji, S. Beinroth, F.H. & Eswaran, H.), pp. 389-401. Published by the Japanese Committee for the Ninth International Soil Classification Workshop, for the Soil Management Support Services, Washington, D.C., USA.

Kellog, C.E. & Davol, F.D. 1949. An explanatory study of soil groups in the Belgian Congo. *Publication INEAC, Série Scientifique*, ***46***, Bruxelles.

Kemper, W.D. & Roseneau, R.C. 1986. Aggregate stability and size distribution. In :*Methods of Soil Analysis. Part I : Physical and Mineralogical methods*. Soil Science Society of America. Agronomy Monograph, **9**. pp. 425-442.

Kodama, H. & Schnitzer, M. 1980. Effect of fulvic acid on the crystallization of aluminum hydroxides. *Geoderma*, **24**, 195-205.

Kondo, R., Sase, T. & Kato, Y. 1988. Opal phytolith analysis of Andisols with regard to interpretation of palaeovegetation. In: *Proceedings of the Ninth International Soil Classification Workshop.* (Eds. Kinloch, D.L., Shoji, S. Beinroth, F.H. & Eswaran, H.), pp. 520-534. Published by the Japanese Committee for the Ninth International Soil Classification Workshop, for the Soil Management Support Services, Washington, D.C., USA.

Korisettar, R., Venkatesan, T.R., Misra, S., Rajaguru, S.N., Somayajulu, B.L.K., Tandon, S.K. Gogte, V.D., Ganjoo, R.K. & Kale, V.S. 1989. Discovery of a tephra bed in the Quaternary alluvial sediments of Pune district (Maharashtra), Peninsular India. *Current Science*, **58**, 564-567.

Kumada, K. 1987. *Chemistry of soil organic matter*. Developments in Soil Science, Elsevier, Tokyo.

Kumada, K., Sato, O., Ohsumi, Y. & Ohta, S. 1967. Humus composition of mountain soils in central Japan with special reference to the distribution of P type humic acid. *Soil Science and Plant Nutrition*, **33** (5), 151-158.

Leamy, M.L., Clayden, B., Parfitt, R.L., Kinloch, D.I. & Childs, C.W. 1988. Final proposal of the International Committee on the Classification of Andisols (ICOMAND). New Zealand Soil Bureau, DSIR, Lower Hutt.

Le Bissonnais, Y. & Le Souder, C. 1995. Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des Sols*, **2**, 43-56.

Le Bissonnais, Y. 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, **47**, 425-437.

Legris, P. 1963. La végétation de l'Inde : écologie et flore. *Travaux de la section Scientifique et Technique*, ***6***. Institut Français de Pondichéry, 596 p.

Legris, P. & Blasco, F. 1969. Variabilité des facteurs du climat : cas des montagnes du Sud de l'Inde et de Ceylan. *Travaux de la section Scientifique et Technique*, ***8***. Institut Français de Pondichéry, 94 p.

Lelong, F. 1967. Détermination quantitative par voie chimique des constituants minéralogiques de produits argileux d'altération tropicale. *Bulletin du Groupe Français des Argiles*, **19**, 49-67.

Lévêque, A. 1969. Le problème des sols à nappes de gravats au Togo. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **7** (1), 43-69.

Linacre, T. 1977. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural meteorology*, **18**, 409-424.

Lucas, Y. 1997. The Bauxite of Juruti. In : *Brazilian Bauxites*. (Eds. Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J. & Lucas Y.) pp.107-136. USP/FAPESP/ORSTOM Editions, São paulo, Paris.

Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S. & Eyrolle, F. 1996. Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **322,** IIa, 1-16.

Madeira, M. & Jeanroy, E. 1984. Mise en évidence de goethite en suspension dans les extraits pyrophosphates et tétraborate de certains sols gréseux du Portugal. *Canadian Journal of Soil Science*, **64**, 505-514.

Madeira, M. & Sanches Furtado, A. 1987. The instability of gibbsite and occurrence of other aluminous products in soils of perhumid climate regions of Portugal. *Garcia de Orta, Ser. Geol.*, **10** (1-2), 35-41.

Madeira, M., Furtado, A., Jeanroy, E. & Herbillon, A.J. 1994. Andisols of Madeira Island (Portugal). Characteristics and classification. *Geoderma*, **62**, 363-383.

Maeda, T. & Warkentin, B.P. 1975. Void changes in allophane soils determining water retention and transmission. *Soil Science Society of America Proceedings*, **39**, 398-403.

Maeda, T., Takenaka, H. & Warkentin, B.P. 1977. Physical properties of allophane soils. *Advance in Agronomy*, **29**, 229-264.

Mahalingam P.K. & Durairaj D.J. 1968. Nutrient status and cation exchange capacity of high level Nilgiri soils. *Madras Agricultural Journal*, **55**, 216-222.

Mariotti, A. 1991. Le carbone 13 en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paléoenvironnements continentaux. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **26**, 299-313.

Mariotti, A. & Peterschmitt, E. 1994. Forest savana ecotone dynamics in India as revealed by carbon isotope ratios of soil organic matter. *Oecologia*, **97**, 475-480.

McDaniel, P.A., Fosberg, M.A. & Falen, A.L. 1993. Expression of andic and spodic properties in tephra-influenced soils of northern Idaho, USA. *Geoderma*, **58**, 79-94.

McKeague, J.A. & Schuppli, P.A. 1982. Changes in concentration of iron and aluminium in pyrophosphate extracts of soil and composition of sediment resulting from ultracentrifugation in relation to spodic horizon criteria. *Soil Science*, **134**, 4, 265-270.

McKeague, J.A., Brydon, J.E. & Miles, N.M. 1971. Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, **35**, 33-38.

McKeague, J.A., DeConinck, F. & Franzmeier, D.P. 1983. *Spodosols*. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy* (Eds. Wilding, L.P., Smeck, N.E. & Hall, G.F.), pp. 217-252. Developments in Soil Science 11B, Elsevier.

Meher-Homji, V.M. 1965. Ecological status of the montane grasslands of South Indian Hills. A phytogeographical reassessment. *Indian Forester*, **91**, 210-215.

Mehra, O.P. & Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, **7**, 317-327.

Menon V.K. 1968. Pollen analysis of the post glacial deposits from Pykara, Ootacamund, India. *Journal of Palynology*, **2**, 1-10.

Millot, G. & Bonifas, M. 1955. Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace-Lorraine*, **8**, 3-10.

Mokma, D.L. & Buurman, P. 1982. *Podzols and podzolization in temperate regions*. ISM Monograph, 1, International Soil Museum, Wageningen, 129 p.

Mutwewingabo, B. 1989. Genèse, caractéristiques et contraintes des sols acides à horizon sombre de profondeur de la région de haute altitude du Rwanda. In : *Soiltrop 89*, Editions ORSTOM, collection Colloques et Séminaires, pp. 353-385. ORSTOM Paris.

Naga Bushana, S.R. 1982. Guide book tour N° 6 of the 12$^{th}$ International Congress of soil Science. 45-49.

Naidu, P.D. 1996. Onset of arid climate at 3.5 ka in the tropics: evidence from monsoon upwelling record. *Current Science*, **71**, 715-718.

Nair, A.N., Kumari, G.R. & Chithra, V. 1987. *Flora of Tamil Nadu*, Vol. 2. Botanical Survey of India, Coimbatore, 258 p.

Nanzyo, M., Dahlgren, R. & Shoji, S. 1993a. Chemical characteristics of volcanic ash soils. In : *Volcanic Ash Soils-Genesis, Properties and Utilization*, (Eds. Shoji, S., Nanzyo, M. & Dahlgren R.A.) pp. 145-187. *Developments in Soil Science*, ***21***, Elsevier.

Nanzyo, M., Shoji, S. & Dahlgren, R. 1993b. Physical characteristics of volcanic ash soils. In : *Volcanic Ash Soils-Genesis, Properties and Utilization*, (Shoji, S., Nanzyo, M. & Dahlgren R.A.) pp. 189-207. *Developments in Soil Science*, ***21***, Elsevier.

Naqvi, S.M. & Rogers, J.W. 1987. *Precambrian Geology of India*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N° **6**, Clarendon Press, Oxford University Press, 223 p.

Ninkovich, D. 1979. Distribution, age and chemical composition of tephra layers in deep-sea sediments off Western Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **5**, 67-86.

Ninkovich, D., Sparks, R.S.J. & Ledbetter, M.T. 1978. The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra : an example of the use of deep-sea tephra layers as geological tool. *Bulletin Volcanologique*, **41**, 286-298.

NSSL. 1990. National Soil Survey Laboratory. Analysis of Pedon N° 84P0286, N° 84P0287, and N° 84P0288, Burundi. Soil Conservation Service, USDA, Lincoln, NE.

O'Brien, B.J. & Stout, J.D. 1978. Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soil Biology and Biochemistry*, **10**, 309-317.

Oades, J.M. 1989. An Introduction to Organic Matter in Mineral Soils. In: *Minerals in Soil Environments*, Second Edition. (Eds. Dixon, J.B. & Weed, S.B.), pp. 89-159. Soil Science Society of America Book Series: 1. Soil Science Society of America, Madison, WI.

Parfitt, R.L. & Childs, C.W. 1988. Estimation of forms of Fe and Al: a review, and analysis of contrasting soils by dissolution and Mössbauer methods. *Australian Journal of Soil Research*, **26**, 121-144.

Parfitt, R.L. & Clayden, B. 1991. Andisols - The development of a new order in Soil Taxonomy. *Geoderma*, **49**, 181-198.

Pascal, J.-P. 1982. Bioclimates of the Western Ghats at 1:500,000. *Travaux de la section Scientifique et Technique*, ***17***. Institut Français de Pondichéry, 2 cartes.

Pascal, J.-P. 1984. Les forêts denses humides sempervirentes des Ghâts occidentaux de l'Inde : écologie, structure, floristique, succession. *Travaux de la section Scientifique et Technique*, ***20***. Institut Français de Pondichéry, 356 p.

Peterschmitt, E. 1993. Les couvertures ferrallitiques des Ghâts occidentaux en Inde du Sud. Caractères généraux sur l'escarpement et dégradation par hydromorphie sur le revers. *Publication du département d'Ecologie*, ***32.*** Institut Français de Pondichéry, 190 p.

Portal, J.-M, Pillon, P., Jeanson, P. & Gerard, B. 1986. Oxygen-containing functional groups in land-derived humic acids-I. Evaluation by derivatization methods. *Organic Geochemistry*, **9**, 305-311.

Prabhakar P. & Pascal, J.-P. 1996. *Nilgiri Biosphere Reserve Area. Vegetation and Land Use*. Published by the Centre for Ecological Science (Indian Institute of Science, Bangalore) and the French Institute of Pondicherry. (3 maps at 1:100000).

Quantin, P. 1994. The Andosols. *Proceedings of the 15th World Congress of Soil Science*, Acapulco. Commission V, **Vol 6a**, 848-859.

Radhakrishna, B.P. 1968. Geomorphological approach to the charnockite problem. *Journal of the Geological Society of India*, **9**, 67-74.

Rajagopalan, G., Sukumar, R., Ramesh, R., Pant, R.K. & Rajagopalan, G. 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes from tropical peats in southern India - An extended record up to 40,000 years B.P. *Current Science*, **73**, 60-63.

Ravindra Kumar, G.R. & Raghavan, V. 1992. The incipient charnockites of transition zone, granulite zone and khondalite zone of South India: Contrasting mechanism and controlling factors. *Journal of the Geological Society of India*, **39**, 293-302.

Reynolds, E.S. 1963. The use of lead citrate at high pH as an opaque stain in electron microscopy. *Journal of Cell Biology*, **17**, 176-191.

Righi, D., Dupuis, T. & Girault, P. 1982. Altération expérimentale de gibbsite par des acides fulviques. Conséquences pédologiques pour les sols du plateau de Millevaches. *Science du Sol*, **2**, 145-152.

Riquier, J. 1969 Contribution à l'étude des "Stones-lines" en régions tropicales et équatoriales. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **7** (1), 72-111.

Robert, M. & Berthelin, J. 1986. Role of biological and biochemical factors in soil mineral weathering. In : *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes*. (Eds. Huang, PM. & Schnitzer, M..) pp. 453-495. Soil Science Society of America, *SSSA Special Publication* **N° 17.** Madison, WI.

Rose, W.I. & Chesner, C.A. 1987. Dispersal of ash in the great Toba eruption, 75 ka. *Geology*, **15**, 913-917.

Rouiller, J. 1993. Techniques de laboratoire dans l'analyse des sols. Note technique CPB.

Ruhe, R.V. 1956. Landscape evolution in the High Ituri, Belgian Congo. *Publication INEAC, Série Scientifique*, ***66***, Bruxelles, 92 p.

Ruhe, R.V. 1959. "Stone-lines" in soils. *Soil Science*, **87**, 223-231.

Saggar, S., Tate, K.R., Feltham, C.W., Childs, C.W. & Parshotam, A. 1994. Carbon turnover in a range of allophanic soils amended with $^{14}$C-labelled glucose. *Soil Biology and Biochemistry*, **26**, 1263-1271.

Saigusa, M., Matsuyama, N., Honna, T. & Habe T. 1991. Chemistry and fertility of acid Andisols with special reference to subsoil acidity. In : *Plant-Soil interactions at low pH*. (Eds. Wright, R.J. *et al*.) pp. 73-80. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.

Sannigrahi, A.K., Godse, N.G. & Sharanappa. 1990. Characteristics and classification of dominant hill soils of Nilgiris. *Journal of the Indian Society of Soil Science*, **38**, 345-348.

Sarkar, A., Ramesh, R., Batachaya, S.K. & Rajagopalan, G. 1990. Oxygen isotopes evidence for a stronger winter monsoon current during the last glaciation. *Nature*, **343**, 549-551.

Schimdt, M.W.I., Skjemstad, J.O., Gehrt, E. & Kögel-Knabner, I. 1999. Charred organic carbon in German chernozemic soils. *European Journal of Soil Science*, **50**, 351-365.

Schnitzer, M. & Khan, S.U. 1978. *Soil Organic matter*. Developments in Soil Science, **8** Elsevier, Amsterdam. 319 p.

Schulze, G.D., Nagel, J.L., Van Scoyoc, J.E., Henderson, T.L. Baumgardner, M.F. & Stott, D.E. 1993. Significance of organic matter in determining soil colors. In : *Soil Color*, (Eds. Bigham, J.M. & Ciolkosz, E.J.) pp. 71-90. Soil Science Society of America, *SSSA Special Publication*, ***31***. Madison, Wisconsin.

Schwartz, D. 1991. Intérêt de la mesure du $\delta^{13}C$ des sols en milieu naturel équatorial pour la connaissance des aspects pédologiques et écologiques des relations savane-forêt. Exemples du Congo. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, **26**, 327-341.

Schwartz, D., Mariotti, A., Lanfranchi, R. & Guillet, B. 1986. $^{13}C/^{12}C$ ratios of soil organic matter as indicators of vegetation changes in the Congo. *Geoderma*, **39**, 97-103.

Schwartz, D., Mariotti, A., Trouvé, C., Van Den Borg, K. & Guillet, B. 1992. Etude des profils isotopiques $^{13}C$ et $^{14}C$ d'un sol ferrallitique sableux du littoral congolais. Implications sur la dynamique de la matière organique et l'histoire de la végétation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **315**, II**,** 1411-1417.

Schwertmann, U. 1993. Relation between iron oxides, soil color, and soil formation. In : *Soil Color*, (Eds. Bigham, J.M. & Ciolkosz, E.J.) pp. 51-69. Soil Science Society of America, *SSSA Special Publication*, ***31***, Madison, WI.

Ségalen, P. 1969. Le remaniement des sols et la mise en place de la “Stone-line” en Afrique. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, **7**, 113-131.

Ségalen, P. 1995. *Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique*. 3 Tomes. Editions ORSTOM.

Sehgal, J.L., Natarajan, P., Reddy P.S.A. & Dhanapalan Mori A. 1996. *Tamil Nadu Soils. 4 sheets at 1:500,000 scale.* National Bureau of Soil Survey and Land Use Planning in co-operation with Department of Agriculture of Tamil Nadu, Bangalore, India.

Seshachalam, N., Nimje, P.M., Prakash, O. & Nalatwad, S.K. 1982. Agronomy. In : *25 years research on soil & water conservation in southern hilly high rainfall regions.* pp. 74-82. Indian Council for Agricultural Research – Central Soil & Water Conservation Research & Training Institute – Udhagamandalam.

Shane, P., Westgate, J., Williams, M. & Korisettar, R. 1995. New geochemical evidence for the youngest Toba tuff in India. *Quaternary Research*, **44**, 200-204.

Shoji, S. 1988. Separation of melanic and fulvic Andisols. *Soil Science and Plant Nutrition*, **34**, 303-306.

Shoji, S. & Fujiwara, Y. 1984. Active aluminum and iron in the humus horizons of andosols from Northeastern Japan: Their forms, properties, and significance in clay weathering. *Soil Science*, **137**, 216-226.

Shoji, S., Ito, T., Saigusa, M. & Yamada I. 1985. Properties of nonallophanic Andosols from Japan. *Soil Science*, **140**, 264-277.

Shoji, S., Dahlgren, R. & Nanzyo, M. 1993a. Morphology of volcanic ash soils. In : *Volcanic Ash Soils-Genesis, Properties and Utilization*, (Eds. Shoji, S., Nanzyo, M. & Dahlgren, R.A.) pp. 7-35. *Developments in Soil Science*, **21**, Elsevier.

Shoji, S., Dahlgren, R. & Nanzyo, M. 1993b. Genesis of volcanic ash soils. In : *Volcanic Ash Soils-Genesis, Properties and Utilization*, (Eds. Shoji, S. Nanzyo, M. & Dahlgren, R.A.) pp. 37-71. *Developments in Soil Science*, **21**, Elsevier.

Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R.A. & Quantin, P. 1996. Evaluation and proposed revisions of criteria for Andosols in the World Reference Base for Soil Resources. *Soil Science*, **161**, 9, 604-615.

Singer, A. & Huang, P. M. 1990. Effects of humic acid on the crystallization of aluminum hydroxides. *Clays and Clay Minerals*, **38**, 47-52.

Skjemstad, J.O., Clarke, P., Taylor, J.A., Oades, J.M., & McClure, S.G. 1996. The chemistry and nature of protected carbon in soils. *Australian Journal of Soil Research*, **34**, 251-271.

Skjemstad, J.O., Taylor, J.A. & Smernik, R.J. 1999. Estimation of charcoal (char) in soils. *Cummunications in Soil Science and Plant Analysis*, **30**, 2283-2298.

Smith B.N. & Epstein, S. 1971. Two categories of $^{13}C/^{12}C$ ratios for higher plants. *Plant Physiology*, **47**, 380-384.

Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy. A basic system of classification for making and interpreting soil surveys*. Agriculture Handbook **N° 436**, 754 p.

Soil Survey Staff, 1984. Procedures for collecting soil samples and methods of analysis for soil survey. USDA-SCS. *Soil Survey Investigation Report*, **N° 1**, U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.

Soil Survey Staff 1990. *Keys to Soil Taxonomy, 4th edition*. USDA-SCS, Pocahontas Press, Blacksburg, Virginia.

Soil Survey Staff. 1992. *Keys to Soil Taxonomy*, 5th edition. USDA-SCS, Pocahontas Press, Blacksburg, Virginia.

Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy. A basic system of classification for making and interpreting soil surveys, 2nd edition*. Agriculture Handbook **N°436**.

Sollins, P., Homann, P. & Caldwell, B.A. 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, **74**, 65-105.

Sommers, L.E., Gilmour, C.M., Wildung, R.E. & Beck, S.M. 1981. The effect of water potential on decomposition processes in soils. In : *Water Potential Relations in Soil Microbiology*, (Eds. Elliot *et al*.) pp. 97-117. Soil Science Society of America, *SSSA Special Publication*, ***9***. Madison, WI.

Sottiaux, G., Opdecamp, L., Bigura, C. & Frankart, R. 1975. Carte des sols du Burundi au 1/250 000. Annexes analytiques. Institut des Sciences Agronomiques du Burundi (ISABU). *Publication de l' Administration Générale pour la Coopération et le Développement* (AGCD, Belgique), **N°9**; 84 p.

Souchier, B. & Lelong, F. 1970. Détermination par voie quantitative par voie chimique des constituants minéralogiques des sols tempérés. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace-Lorraine*, **23**, 95-112.

Stevenson, F.J. 1977. Nature of divalent transition metal complexes of humic acids as revealed by a modified potentiometric titration method. *Soil Science*, **123**, 10-17.

Stevenson, F.J. 1982. *Humus Chemistry; Genesis, composition, Reactions*. Wiley-Interscience, New York.

Stevenson, F.J. 1985. Geochemistry of Soil Humic Substances. In : *Humic Substances in Soil, Sediment, and Water. Geochemistry, isolation and characterization.* (Eds. Aiken, G.R., McKnight, D.M., Wershaw & McCarthy, P.) pp. 13-51. Wiley Interscience, New York.

Subramanian, K S. & Mani, G. 1981. Genetic and geomorphic aspects of laterites of high and low landforms in parts of Tamil Nadu, India. In: *Proceedings of the International Seminar on Laterisation Processes*. pp. 237-245. Trivandrum, India, Balkema, Rotterdam.

Subramanian, K. S. & Murthy, M.V.N. 1976. Bauxite and hematite cappings in the Nilgiri - Study from geomorphologic angle. *Journal of the Geological Society of India*, **17**, 353-358.

Subramanian, K.S. & Muraleedharan, M.P. 1985. Origin of the Palghat Gap in South India - a synthesis. *Journal of the Geological Society of India*, **26**, 28-37.

Suharta, N. 1992. Etude biodynamique de trois humus forestiers modèles de l'Est de la France : Caractérisation fine des matières organiques par fractionnement granulométrique, datation $^{14}C$ et observations ultrastructurales. *Thèse de Doctorat, Université Nancy I*, 137 p.

Sukumar, R., Ramesh, R., Pant, R.K., & Rajagopalan, G. 1993. A δ13C record of late quaternary climate change from tropical peats in southern India. *Nature*, **364**, 703-706.

Sukumar, R., Suresh, H.S. & Ramesh, R. 1995. Climate change and its impact on tropical montane ecosystems in southern India. *Current Science*, **22**, 533-536.

Sutra J.-P. 1997. Histoire de la végétation et du climat au cours des 30 derniers millénaires dans le massif des Nilgiri (Inde du sud) : approche palynologique. *Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III*.

Sutra, J.P., Bonnefille R. & Fortugne M. 1997. Etude palynologique d'un nouveau sondage dans les marais de Sandynallah (massif des Nilgiri, Sud-Ouest de l'Inde). *Géographie Physique et Quaternaire*, **51**, 3, 415-426.

Sys, C. 1972. *Caractérisation morphologique et physico-chimique de profils types de l'Afrique Centrale*. Publications de l'Institut National pour l'Etude Agronomique du Congo (INEAC). Hors Série, 497 p.

Takamatsu, T. & Yoshida, T. 1978. Determination of stability of metal-humic acid complexes by potentiometric titration and ion-selective electrodes. *Soil Science*, **125**, 377-386

Tamm, O. 1922. Um best ämning ow de oorganiska komponeterna i markens gel complex. *Medd. Statens Skogsförsökanst*, **19**, 385-404.

Tamura, T. 1958. Identification of clay minerals from acid soils. *Journal of Soil Science*, **9**, 141-147.

Tardy, Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris, 461 p.

Tardy, Y. & Roquin, C. 1998. *Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales*. Editions BRGM, 473 p.

Thomas, F. 1987. Mécanismes de rétention à l'interface alumine-solution aqueuse. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Nancy I*, 195 p.

Tisdall, J.M & Oades, J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, **33**, 141-163.

Torn, M.S., Trumbore, S.E., Chadwick, O.A., Vitousek, P.M. & Hendricks, D.M. 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature*, **389**, 170-173.

Torrent, J., Schwertmann, U. & Schulze, D.G. 1980. Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace in Spain. *Geoderma*, **23**, 191-208.

Torrent, J., Schwertmann, U., Fechter, H. & Alfarez, F. 1983. Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Science*, **136**, 354-358.

Troy, J.-P. 1979. Pédogenèses sur roches charnockitiques en région tropicale humide de montagne dans le Sud de l'Inde. Essai de reconstitution historique. *Thèse de Doctorat d'Etat, l'Université Nancy I*, 380 p.

Troy, J.-P., Legris, P. & Souchier, B. 1977. Aspects d'écologie globale dans les montagnes des Palni et des Nilgiri (Inde du Sud). *Bulletin d'Ecologie*, **8** (2), 151-172.

Tsutuki, K. & Kuwatsuka, S. 1992. Characterization of humin-metal complexes in a buried volcanic ash soil profile and a peat soil. *Soil Science and Plant Nutrition*, **38**, 297-306.

Van Campo, E. 1986. Monsoon fluctuations in two 20,000-Yr B.P. oxygen isotope/pollen records off Southwest India. *Quaternary Research*, **26**, 376-388.

Van Campo, E., Duplessy, J.C. & Rossignol-Strick, M. 1982. Climatic conditions deduced from a 150-kyr oxygen isotope-pollen record from the Arabian Sea. *Nature*, **296**, 56-59.

Van Krevelen, D.W. 1950. Graphical-statistical method for the study of structure and main processes of coal. *Fuel*, **29**, 259-264.

Van Wambeke, A. 1963. Carte des sols et de la végétation du Congo, du Rwanda et du Burundi. *Publications de l'Institut National pour l'Etude Agronomique du Congo (INEAC).* 1 carte + notice explicative, 67 p.

Van Wambeke, A. 1992. *Soils of the tropics – Properties and appraisal*. McGraw-Hill, New York.

Vasanthi, G. 1988. Pollen analysis of late quaternary sediments: evolution of upland savanna in Sandynallah (Nilgiris, South India). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **55**, 175-192.

Venkataramanan, C. & Chinamani, S. 1978. A preliminary note on the return of nutrient by the leaf-litter of wet (montane) temperate evergreen Shola forests of the Nilgiris. *Indian Forester*, **104**, 450-454.

Venkataramanan, C. & Vasu, K. 1982. Geomorphology, Geology & Soils. In : *25 years research on soil & water conservation in southern hilly high rainfall regions*. pp. 61-73. Indian Council for Agricultural Research – Central Soil & Water Conservation Research & Training Institue – Udhagamandalam.

Vicente, M.A. Razzaghe, M. & Robert, M. 1977. Formation of aluminium hydroxyvermiculite (intergrade) and smectite from mica under acidic conditions. *Clay Minerals*, **12**, 101-112.

Villemin, G. & Toutain, F. 1987. Méthode de fixation d'échantillons organo-minéraux de sols pour la microscopie électronique à transmission. In : *Micromorphologie des sols*. (Eds. Fedoroff, N., Bresson, L.M. & Courty M.A.) AFES, 1987, 43-48.

Villemin, G., Mansot, J.L., Watteau, F., Ghanbaja, J. & Toutain, F. 1995. Etude de la biodégradation et de l'humification de la matière organique végétale du sol par la spectroscopie des pertes d'énergie des électrons transmis (EELS: Electron Energy Loss Spectroscopy) : répartition du carbone, de l'azote et évaluation du rapport C/N au niveau ultrastructural *in situ*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, IIa*, **321**, 861-868.

Von Lengerke, H.J. & Blasco, F. 1989. The Nilgiri Environment. In : *Blue Mountains: the ethnography and biogegraphy of a South Indian region*. (Ed. Hockins P.) pp. 20-78. Oxford University Press, Delhi.

Von Lengerke, H.J. 1977. *The Nilgiris - Weather and climate of a mountain area in South India*. Beiträge zur Südasienforschung Südasien-Institut. Universität Heidelberg Band 32, 340 p.

Wada, K. & Higashi, T. 1976. The categories of aluminium- and iron-humus complexes in ando soils determined by selective dissolution. *Journal of Soil Science*, **27**, 357-368.

Wada, K. 1980. Mineralogical characteristics of Andisols. In : *Soils With Variable Charge*. (Ed. Theng, B.K.G.), pp. 87-107. New Zealand Society of Soil Science, Lower Hutt.

Wada, K. 1989. Allophane and imogolite. In : *Minerals in Soil Environments, 2nd ed.* (Eds. Dixon, J.B. & Weed, S.B.) pp. 1051-1087 Soil Science Society of America, Madison, WI.

Warkentin, B.P. & Maeda, T. 1980. Physical and mechanical characteristics of Andisols. In : *Soils With Variable Charge*. (Ed. Theng, B.K.G.), pp. 281-301. New Zealand Society of Soil Science, Lower Hutt.

Watteau, F., Villemin, G., Mansot, J.L., Ghanbaja, J. & Toutain, F. 1996. Localization and characterization by electron energy loss spectroscopy (EELS) of the brown cellular substances of beech roots. *Soil Biology and Biochemistry*, **28**, 1327-1332.

Wilding, L.P. & Drees, L.R. 1971. Biogenic opal in Ohio soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 1004-1010.

Wilke, B.M. & Schwertmann, U. 1977. Gibbsite and halloysite decomposition in strongly acid podzolic soils developed from granitic saprolite of the bayerischer wald. *Geoderma*, **19**, 51-61.

Williams, M.A.J. & Royce, K. 1982. Quaternary geology of the Middle Son Valley, north central India: Implications for prehistoric archaeology. *Palaeogeography, Palaeo-climatology, Palaeoecolog*y, **38**, 139-162.

Yonebayashi, K. & Hattori, T. 1988. Chemical and biological studies on environmental humic acids. I. Composition of elemental and functional groups of humic acids. *Soil Science and Plant Nutrition*, **34**, 571-584.

*Annexes*

# ANNEXE I

*Liste des principale graminées de l'étage montagnard du massif des Nilgiri*

Données d'après Blasco (1971). La distinction a C3/C4 été établie selon des critères anatomiques (Samson, Madras In : Sutra, 1997).

| Genre | Espèce | C3/C4 |
|---|---|---|
| Alloteropsis | cimicina | C4 |
| Andropogon | lividus | C4 |
| Apocopis | wightii | C4 |
| Aristida | hystrix | C4 |
| | setacea | C4 |
| Arthrochloa sp | | -- |
| Arundinaria | alpina | C3 |
| | marosejeyensis | C3 |
| | patula | -- |
| | wightiniana var. hispida | -- |
| Arundinella | ciliata | C4 |
| | fuscata | C4 |
| | mesophylla | C4 |
| | vaginata | C4 |
| | villosa | C4 |
| Bhidea sp. | | C4 |
| Bothriochloa | insculpta | C4 |
| | pertusa | C4 |
| Brachiaria | ramosa | C4 |
| Cenchrus | ciliaris | C4 |
| Chrysopogon | asper | C4 |
| | orientalis | C4 |
| | zeylanicus | C4 |
| Chusquea | pinifolia | -- |
| | scandens | -- |
| | subtessalada | -- |
| Coelachne | pulchella | -- |
| Cymbopogon | caesius | C4 |
| | coloratus | C4 |
| | confertiflorus | C4 |
| | flexuosus | C4 |
| | martini | C4 |
| | nardus var. confertiflorus | C4 |
| | nardus var. nardus | C4 |
| | polyneuros | C4 |
| | travancorensis | C4 |
| Dichantium sp. | | C4 |
| Enteropogon | monostachyos | C4 |
| Eragrostis | nigra | C4 |
| | peninsularis | C4 |
| | pilosa | C4 |
| | tenella | C4 |
| Eria | nana | -- |
| | pseudoclavicaulis | -- |
| | reticosa | -- |
| Eriochloa | procera | C4 |
| Garnotia | mutila | C4 |
| | geniculata | C4 |
| | palniensis | C4 |
| | scoparia | C4 |
| Heliotorichon | asperum | C3 |
| | var. polyneuron | C3 |
| Heteropogon | contortus | C4 |
| | oliganthus | -- |
| Hubbardia sp. | | -- |
| Isachne | bourneorum | C3 |
| | deccanensis | C3 |
| | elegans | C3 |
| | fischeri | C3 |
| | kunthiana | C3 |
| | miliacea | C3 |
| Ischaenum | aristatum | C4 |
| | indicum | C4 |
| | timorense | C4 |
| Ochlandra | beddomei | C3 |
| | brandisi | C3 |
| | travancorica | C3 |
| Oplismenus | compositus | C3 |
| Panicum | gardneri | -- |
| Paspalidium | germinatum | C4 |
| Paspalum | conjugatum | C4 |
| | scrobicalutum | C4 |
| Pennisetum | clandestinum | C4 |
| Poa | gamblei | C3 |
| Pogonachne sp. | | C4 |
| Pollinia | phaeothrix | -- |
| Saccharum | spontaneum | C4 |
| Setaria | italica | C4 |
| | pallide-fusca | C4 |
| | plicata | C4 |
| Sorghum | nitidum | C4 |
| Sporobolus | piliferus | C4 |
| Themeda | cymbaria | C4 |
| | tremula | C4 |
| | triandra | C4 |
| Tragus | biflorus | C4 |
| Tripogon | bromoides var. major | C4 |

| **GENRES PRINCIPAUX** | |
|---|---|
| **Arundinaria** | **C3** |
| **Arundinella** | **C4** |
| **Chrysopogon** | **C4** |
| **Cymbopogon** | **C4** |
| **Heteropogon** | **C4** |
| **Pollinia** | **--** |
| **Themeda** | **C4** |

# ANNEXE II

*Profils complémentaires d'Andosols*

**PROFIL N 18**

Localisation : Lieu-dit Pearson's Valley
Coordonnées : 11°24'57" N - 76°34'50" E
Altitude : 2100 m
Géologie : charnockite profondément altérée - Végétation : plantation d'acacia sur une ancienne savane
Topographie : haut de pente d'une colline convexe

| **Echantillon** | 324 | 325 | 326 | 327 | 328 | 329 | 330 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Profondeur** (cm) | 0-15 | 15-35 | 35-60 | 60-80 | 80-85 | 85-95 | 120-140 |
| **pH** | | | | | | | |
| eau | 4,95 | 4,73 | 4,90 | 4,91 | 4,98 | 5,12 | 5,33 |
| KCl l N | 4,16 | 4,28 | 4,51 | 4,49 | 4,83 | 5,36 | 5,85 |
| Δ pH | -0,79 | -0,45 | -0,39 | -0,42 | -0,15 | 0,24 | 0,52 |
| **Analyse granulométrique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Eléments grossiers | 180 | 110 | 50 | 300 | 520 | 530 | 40 |
| Sables grossiers | 77 | 86 | 139 | 162 | 187 | 297 | 272 |
| Sables fins | 32 | 28 | 32 | 38 | 60 | 56 | 104 |
| Limons grossiers | 34 | 23 | 20 | 16 | 27 | 23 | 23 |
| Limons fins | 280 | 271 | 208 | 190 | 124 | 94 | 91 |
| Argiles | 577 | 592 | 600 | 595 | 602 | 530 | 510 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Carbone | 92,2 | 37,0 | 42,4 | 34,0 | 36,0 | 22,1 | 8,9 |
| Azote | 6,6 | | 2,3 | | 1,5 | 1,0 | 0,8 |
| C/N | 14,0 | | 18,4 | | 24,0 | 22,1 | 11,1 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Ca | 1,24 | 0,77 | 0,71 | 0,14 | 0,14 | 0,13 | 0,19 |
| Mg | 0,23 | 0,17 | 0,19 | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,13 |
| Na | 0,13 | 0,11 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,02 | 0,01 |
| K | 0,21 | 0,13 | 0,11 | 0,13 | 0,13 | 0,09 | 0,08 |
| Somme | 1,81 | 1,18 | 1,08 | 0,44 | 0,41 | 0,30 | 0,41 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 38,20 | 29,50 | 33,40 | 29,30 | 32,20 | 18,75 | 10,25 |
| Saturation (%) | 4,74 | 4,00 | 3,23 | 1,50 | 1,27 | 1,60 | 4,00 |
| **Elements acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Al | 9,59 | | 9,09 | | 6,64 | 3,82 | 2,05 |
| Mn | 0,04 | | 0,01 | | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | | |
| Perte au feu | 267 | | 172 | | 183 | 162 | 157 |
| Quartz+insolubles | 260 | | 254 | | 238 | 233 | 202 |
| $SiO_2$ | 170 | | 227 | | 210 | 172 | 191 |
| $Al_2O_3$ | 180 | | 215 | | 241 | 253 | 295 |
| $Fe_2O_3$ | 86 | | 96 | | 113 | 148 | 138 |
| $TiO_2$ | 14 | | 18 | | 17 | 16 | 16 |
| MnO | 1 | | 1 | | 1 | 0 | 1 |
| MgO | 8 | | 10 | | 10 | 6 | 5 |
| CaO | 1 | | 3 | | 1 | 1 | 1 |
| $K_2O$ | 5 | | 7 | | 7 | 6 | 6 |
| $Na_2O$ | 1 | | 1 | | 1 | 1 | 1 |
| $P_2O_5$ | 5 | | 4 | | 4 | 4 | 5 |
| Total | 998 | | 1008 | | 1026 | 1002 | 1018 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 1,61 | | 1,79 | | 1,48 | 1,16 | 1,10 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | | | | | | | |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | | |

**PROFIL UB 1**

Localisation : Lieu-dit Upper Bhavani
Coordonnées : 11°24'57" N - 76°34'50" E
Altitude : 2100 m
Géologie : charnockite profondément altérée
Végétation : plantation d'acacia sur une ancienne savane
Topographie : haut de pente d'une colline convexe

| **Echantillon** | 974 | 975 | 976 | 977 | 978 | 979 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Profondeur** (cm) | 0-10 | 30-50 | 50-60 | 70-90 | 100-120 | 150-160 |
| **pH** | | | | | | |
| eau | 4,95 | 4,67 | 4,80 | 5,02 | 4,99 | 5,05 |
| KCl l N | 4,26 | 4,28 | 4,29 | 4,25 | 4,66 | 5,02 |
| Δ pH | -0,69 | -0,39 | -0,51 | -0,77 | -0,33 | -0,03 |
| **Analyse granulométrique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | |
| Eléments grossiers | 60 | 180 | 420 | 100 | 530 | 250 |
| Sables grossiers | 164 | 133 | 215 | 157 | 190 | 335 |
| Sables fins | 23 | 19 | 17 | 22 | 35 | 90 |
| Limons grossiers | 22 | 17 | 9 | 20 | 18 | 43 |
| Limons fins | 201 | 178 | 159 | 169 | 97 | 85 |
| Argiles | 590 | 653 | 599 | 633 | 660 | 447 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | |
| Carbone | 84,0 | 55,0 | 26,0 | 10,5 | 10,0 | 6,5 |
| Azote | 5,2 | 3,1 | 1,4 | 0,8 | 0,8 | 0,4 |
| C/N | 16,2 | 17,7 | 18,6 | 13,1 | 12,5 | 16,3 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | |
| Ca | 5,09 | 0,32 | 0,97 | 1,62 | 1,73 | 1,16 |
| Mg | 1,40 | 0,25 | 0,56 | 0,84 | 0,90 | 0,54 |
| Na | 0,41 | 0,43 | 0,50 | 0,35 | 0,31 | 0,53 |
| K | 0,50 | 0,21 | 0,24 | 0,23 | 0,19 | 0,11 |
| Somme | 7,40 | 1,21 | 2,27 | 3,04 | 3,13 | 2,34 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 26,65 | 22,50 | 15,00 | 10,55 | 10,00 | 6,30 |
| Saturation (%) | 28 | 5 | 15 | 29 | 31 | 37 |
| **Elements acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | |
| Al | 1,98 | 3,73 | 2,35 | 1,24 | 0,17 | 0,06 |
| Mn | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | | |
| Perte au feu | 255 | 210 | 163 | 142 | 169 | 170 |
| Quartz+insolubles | 159 | 188 | 166 | 161 | 17 | 167 |
| $SiO_2$ | 203 | 210 | 216 | 228 | 172 | 126 |
| $Al_2O_3$ | 247 | 215 | 247 | 268 | 343 | 331 |
| $Fe_2O_3$ | 115 | 134 | 165 | 154 | 187 | 191 |
| $TiO_2$ | 14 | 18 | 19 | 20 | 20 | 17 |
| MnO | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| MgO | 9 | 11 | 12 | 9 | 7 | 3 |
| CaO | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $K_2O$ | 8 | 10 | 12 | 15 | 11 | 5 |
| $Na_2O$ | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| $P_2O_5$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 1012 | 999 | 1002 | 999 | 928 | 1010 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 3,64 | 1,66 | 1,49 | 1,45 | 0,85 | 0,65 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | | | | | | |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | | |

**PROFIL UB 3**

Localisation : Lieu-dit Upper Bhavani
Coordonnées : 11°24'57" N - 76°34'50" E
Altitude : 2100 m
Géologie : charnockite profondément altérée
Végétation : plantation d'acacia sur une ancienne savane
Topographie : haut de pente d'une colline convexe

| **Echantillon** | 983 | 984 | 985 | 986 | 987 |
|---|---|---|---|---|---|
| **Profondeur** (cm) | 0-10 | 20-30 | 40-50 | 60-70 | 100 |
| **pH** | | | | | |
| eau | 4,74 | 4,52 | 4,67 | 4,88 | 4,76 |
| KCl l N | 4,12 | 4,33 | 4,44 | 4,77 | 5,76 |
| Δ pH | -0,62 | -0,19 | -0,23 | -0,11 | 1,00 |
| **Analyse granulométrique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Eléments grossiers | 60 | 70 | 490 | 540 | 100 |
| Sables grossiers | 178 | 223 | 409 | 198 | 225 |
| Sables fins | 33 | 17 | 15 | 29 | 62 |
| Limons grossiers | 31 | 25 | 10 | 10 | 18 |
| Limons fins | 174 | 203 | 122 | 73 | 53 |
| Argiles | 584 | 533 | 444 | 689 | 641 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Carbone | 156,0 | 82,9 | 21,4 | 10,0 | 5,5 |
| Azote | 10,1 | 4,8 | 1,1 | 0,6 | 0,5 |
| C/N | 15,4 | 17,3 | 19,5 | 16,7 | 11,0 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |
| Ca | 6,03 | 0,15 | 0,24 | 0,74 | 0,25 |
| Mg | 0,60 | 0,08 | 0,06 | 0,29 | 0,10 |
| Na | 0,49 | 0,33 | 0,40 | 0,43 | 0,55 |
| K | 0,59 | 0,25 | 0,24 | 0,18 | 0,10 |
| Somme | 7,71 | 0,81 | 0,94 | 1,64 | 1,00 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 33,20 | 21,00 | 13,35 | 5,55 | 2,40 |
| Saturation (%) | 23 | 4 | 7 | 30 | 42 |
| **Elements acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |
| Al | 3,52 | 2,96 | 0,85 | 0,08 | 0,00 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Perte au feu | 352 | 248 | 177 | 210 | 201 |
| Quartz+insolubles | 180 | 210 | 144 | 55 | 40 |
| $SiO_2$ | 160 | 161 | 143 | 139 | 125 |
| $Al_2O_3$ | 147 | 189 | 278 | 407 | 412 |
| $Fe_2O_3$ | 118 | 157 | 222 | 181 | 204 |
| $TiO_2$ | 18 | 15 | 18 | 20 | 26 |
| MnO | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| MgO | 7 | 8 | 9 | 4 | 3 |
| CaO | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| $K_2O$ | 7 | 7 | 31 | 12 | 12 |
| $Na_2O$ | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| $P_2O_5$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 994 | 997 | 1024 | 1030 | 1025 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 1,86 | 1,44 | 0,87 | 0,58 | 0,52 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | | | | | |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |

Résultats des extractions sélectives

| Prof. | DCB | | | Oxalate | | | Pyrophosphate | | | Tetraborate | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| cm | Fe | Si | Al | Fe | Si | Al | Fe | Si | Al | Fe | Si |
| Nilg 18 | | | | | | | | | | | |
| 0-15 | 54,4 | 0,4 | 26,7 | 16,1 | 1,3 | 22,1 | 14,3 | 1,9 | 17,5 | 0,4 | 0,3 |
| 15-35 | 53,0 | 0,3 | 28,9 | 16,2 | 1,2 | 23,9 | 16,8 | 2,3 | 20,0 | 0,6 | 0,1 |
| 35-60 | 71,4 | 0,2 | 34,4 | 16,2 | 1,3 | 22,7 | 19,6 | 2,6 | 20,0 | 0,3 | 0,1 |
| 60-80 | 94,3 | 0,2 | 25,6 | 16,6 | 0,6 | 13,0 | 15,6 | 0,7 | 8,8 | 0,4 | 0,0 |
| 80-85 | 81,3 | 0,2 | 17,4 | 12,0 | 0,5 | 8,4 | 5,3 | 0,3 | 4,3 | 0,2 | 0,0 |
| 85-95 | 93,6 | 0,2 | 13,0 | 13,6 | 0,3 | 5,1 | nd | nd | nd | 0,1 | 0,0 |
| 120-140 | 129,2 | 0,3 | 7,0 | 12,6 | 0,1 | 2,7 | nd | nd | nd | 0,1 | 0,0 |
| UB 1 | | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 68,9 | 3,0 | 22,6 | 13,9 | 1,0 | 15,5 | 8,8 | 1,6 | 9,3 | 0,3 | 0,3 |
| 20-55 | 63,1 | 2,7 | 24,0 | 16,5 | 1,0 | 21,1 | 15,8 | 3,0 | 14,9 | 0,7 | 0,2 |
| 55-65 | 80,5 | 2,5 | 22,6 | 13,4 | 0,8 | 14,6 | 14,1 | 1,0 | 9,1 | 1,6 | 0,1 |
| 65-90 | 79,7 | 2,9 | 17,4 | 12,3 | 0,7 | 8,6 | 4,9 | 0,3 | 3,9 | 1,6 | 0,3 |
| 90-120 | 96,1 | 2,6 | 20,0 | 13,7 | 0,7 | 8,8 | nd | nd | nd | 0,7 | 0,2 |
| 160 | 102,2 | 1,7 | 18,7 | 10,0 | 0,3 | 5,7 | nd | nd | nd | 0,5 | 0,4 |
| UB 3 | | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 59,7 | 1,8 | 18,7 | 13,5 | 0,79 | 17,8 | 9,0 | 1,8 | 12,6 | 0,5 | 0,3 |
| 20-40 | 78,9 | 2,6 | 25,6 | 18,9 | 1,35 | 24,1 | 13,4 | 2,9 | 16,6 | 0,6 | 0,4 |
| 40-60 | 118,2 | 2,1 | 25,6 | 15,7 | 0,70 | 14,5 | 11,0 | 0,9 | 7,4 | 0,9 | 0,3 |
| 60-70 | 102,7 | 1,4 | 18,7 | 11,0 | 0,28 | 8,0 | nd | nd | nd | 0,5 | 0,4 |
| 100 | 125,3 | 2,3 | 17,4 | 10,1 | 0,23 | 3,9 | nd | nd | nd | 0,2 | 0,3 |
| NP 3 | | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 57,4 | 2,02 | 20,8 | 18,6 | 1,0 | 21,2 | 13,8 | 1,8 | 15,1 | 0,7 | 0,2 |
| 20-50 | 57,4 | 1,65 | 24,0 | 21,4 | 0,7 | 23,4 | 19,3 | 2,8 | 18,8 | 1,1 | 0,3 |
| 50-80 | 56,7 | 1,03 | 24,0 | 16,9 | 0,8 | 21,6 | 17,7 | 3,0 | 18,0 | 0,8 | 0,2 |
| 80-100 | 66,4 | 2,30 | 27,2 | 10,4 | 0,8 | 18,2 | 11,6 | 2,1 | 11,5 | 1,6 | 0,1 |
| 130 | 80,6 | 1,32 | 20,8 | 8,0 | 0,5 | 8,4 | nd | nd | nd | 1,9 | 0,2 |

Charge métallique des associations organo-métalliques

| Prof. (cm) | $(Al + 1/2\ Fe)_o$ | $Al_p/Al_o$ | $Fe_p/Fe_o$ | Alp/Ct | (Al + Fe)p/Ct |
|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 18 | | | | | |
| 0-15 | 30.2 | 0.79 | 0.89 | 0,07 | 0,093 |
| 15-35 | 32.0 | 0.84 | 1.04 | 0,08 | 0,110 |
| 35-60 | 30.8 | 0.88 | 1.21 | 0,17 | 0,247 |
| 60-80 | 21.3 | 0.68 | 0.94 | 0,18 | 0,330 |
| 80-85 | 14.4 | 0.51 | 0.44 | 0,19 | 0,305 |
| 85-95 | 11.9 | nd | nd | nd | nd |
| 120-140 | 9.0 | nd | nd | nd | nd |
| UB 1 | | | | | |
| 0-20 | 22.5 | 0.60 | 0.63 | 0,05 | 0,072 |
| 20-55 | 29.4 | 0.71 | 0.96 | 0,12 | 0,182 |
| 55-65 | 21.3 | 0.62 | 1.05 | 0,16 | 0,272 |
| 65-90 | 14.8 | 0.45 | 0.40 | 0,16 | 0,253 |
| 90-120 | 15.7 | nd | nd | nd | nd |
| 160 | 10.7 | nd | nd | nd | nd |
| UB 3 | | | | | |
| 0-20 | 24.6 | 0.71 | 0.67 | 0,04 | 0,048 |
| 20-40 | 33.6 | 0.69 | 0.71 | 0,09 | 0,123 |
| 40-60 | 22.3 | 0.51 | 0.70 | 0,16 | 0,269 |
| 60-70 | 13.5 | nd | nd | nd | nd |
| 100 | 8.9 | nd | nd | nd | nd |
| NP 3 | | | | | |
| 0-20 | 30.5 | 0.71 | 0.74 | 0,05 | 0,077 |
| 20-50 | 34.1 | 0.80 | 0.90 | 0,08 | 0,122 |
| 50-80 | 30.1 | 0.83 | 1.05 | 0,12 | 0,176 |
| 80-100 | 23.4 | 0.63 | 1.12 | 0,15 | 0,217 |
| 130 | 12.4 | nd | nd | nd | nd |

Propriétés andiques des profils complémentaires d'Andosols

| Prof. (cm) | $(Al + 1/2\ Fe)_O$ ($g.kg^{-1}$) | Da ($kg.dm^{-3}$) | Rétention P (%) |
|---|---|---|---|
| **NILG 18** | | | |
| 0-15 | 30,2 | 0,78 | 97 |
| 15-35 | 32,0 | 0,74 | 99 |
| 35-60 | 30,8 | 0,78 | 99 |
| 60-80 | 21,3 | - | 97 |
| 80-85 | 14,4 | - | 92 |
| 85-95 | 11,9 | - | 92 |
| 120-140 | 9,0 | 1,18 | - |
| **UB 1** | | | |
| 0-10 | 22,4 | 0,58 | 93 |
| 30-50 | 29,4 | 0,77 | 95 |
| 50-60 | 21,3 | | 97 |
| 70-90 | 14,8 | | 86 |
| 100-120 | 15,6 | | 89,5 |
| 150-160 | 10,7 | 1,13 | 76 |
| **UB 2** | | | |
| 0-5 | 28,3 | | 96 |
| 20-40 | 37,9 | | 99 |
| 60-80 | 10,9 | | 89 |
| **UB 3** | | | |
| 0-10 | 24,6 | 0,60 | 94 |
| 20-30 | 33,6 | | 98,5 |
| 40-50 | 22,4 | 0,72 | 94,5 |
| 60-70 | 13,5 | | 87 |
| 100 | 8,9 | 1,05 | 89,5 |
| **MP 2** | | | |
| 0-10 | 25,9 | | 80 |
| 20-50 | 32,3 | | 99 |
| 50-65 | 24,3 | | 96 |
| 100-120 | 5,3 | | 78,5 |
| **NP 2** | | | |
| 0-20 | 29,1 | | 92,5 |
| 20-40 | 31,6 | | 95,5 |
| 40-70 | 30,8 | | 96 |
| 140-160 | 6,8 | | 88,5 |
| **NP 3** | | | |
| 0-10 | 30,5 | 0,44 | 90 |
| 20-30 | 34,1 | 0,64 | 93,5 |
| 50-80 | 30,0 | 0,66 | 98,5 |
| 85-100 | 23,4 | | 95 |
| 115-130 | 12,4 | 0,89 | 89 |
| **PM 2** | | | |
| 0-5 | 21,2 | | 86,5 |
| 10-30 | 29,3 | 0,70 | 97 |
| 45-50 | 26,7 | | 94,5 |
| 120 | 2,0 | | 28,5 |

**PROFIL TS 2**

Localisation : Lieu-dit Taishola
Coordonnées :
Altitude : 2100 m
Géologie : charnockite profondément altérée
Végétation : Shola
Topographie : milieu de pente d'une colline convexe

| **Profondeur** (cm) | 0-15 | 15-35 | 35-60 | 60-80 | 80-85 |
|---|---|---|---|---|---|
| **pH** | | | | | |
| eau | 5,91 | 4,93 | 4,99 | 5,26 | 5,30 |
| KCl l N | 5,32 | 4,19 | 4,11 | 4,45 | 5,25 |
| Δ pH | -0,59 | -0,74 | -0,88 | -0,81 | -0,05 |
| **Analyse granulométrique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Eléments grossiers | 30 | 340 | 200 | 460 | 120 |
| Sables grossiers | 96 | 154 | 129 | 362 | 252 |
| Sables fins | 88 | 56 | 46 | 56 | 65 |
| Limons grossiers | 82 | 29 | 20 | 22 | 19 |
| Limons fins | 424 | 424 | 262 | 103 | 37 |
| Argiles | 288 | 290 | 482 | 419 | 614 |
| **Matière organique** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Carbone | 225,0 | 56,0 | 41,0 | 20,0 | 10,0 |
| Azote | 158,2 | 53,9 | 21,0 | 7,0 | 3,5 |
| C/N | 142,2 | 103,9 | 195,2 | 285,7 | 285,7 |
| **Bases échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |
| Ca | 49,94 | 3,43 | 3,09 | 2,13 | 1,50 |
| Mg | 10,14 | 1,51 | 0,97 | 0,75 | 0,58 |
| Na | 0,19 | 0,18 | 0,27 | 0,26 | 0,18 |
| K | 1,11 | 0,17 | 0,13 | 0,05 | 0,03 |
| Somme | 61,38 | 5,29 | 4,46 | 3,19 | 2,29 |
| **CEC** ($cmol(+).kg^{-1}$) | 76.05 | 23,50 | 24,60 | 12,60 | 4,10 |
| Saturation (%) | 81 | 23 | 18 | 25 | 56 |
| **Elements acides échangeables** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |
| Al | 0,0 | 20,1 | 20,2 | 2,7 | 0,4 |
| Mn | 0,1 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Attaque triacide** ($g.kg^{-1}$) | | | | | |
| Perte au feu | 521,5 | 196,7 | 185,7 | 153,1 | 177,3 |
| Quartz+insolubles | 164,4 | 312,0 | 227,2 | 306,6 | 135,1 |
| $SiO_2$ | 138,5 | 200,0 | 209,4 | 146,9 | 165,0 |
| $Al_2O_3$ | 99,2 | 179,5 | 236,2 | 241,5 | 342,5 |
| $Fe_2O_3$ | 56,7 | 86,8 | 122,3 | 152,2 | 173,4 |
| $TiO_2$ | 10,8 | 14,8 | 18,5 | 18,2 | 18,5 |
| MnO | 1,0 | 1,5 | 0,6 | 0,5 | 0,3 |
| MgO | 8,7 | 11,4 | 10,9 | 3,7 | 1,8 |
| CaO | 0,7 | 3,1 | 1,7 | 0,3 | 0,0 |
| $K_2O$ | 3,8 | 6,3 | 7,2 | 3,5 | 3,4 |
| $Na_2O$ | 0,3 | 0,5 | 0,4 | 0,2 | 0,5 |
| $P_2O_5$ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Total | 1005,6 | 1012,6 | 1020,1 | 1026,7 | 1017,8 |
| **Ki** $SiO_2/Al_2O_3$ | 2,37 | 1,89 | 1,51 | 1,03 | 0,82 |
| **Kr** $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ | | | | | |
| **TRB** ($cmol(+).kg^{-1}$) | | | | | |

Propriétés générales des profils complémentaires de sols à horizons sombre de profondeur

| Profil/ Prof. cm | Couleur (humide) | C organique g kg$^{-1}$ | pH $H_20$ | pH KCl | CEC | Al ech | saturation en bases % | Densité apparente kg dm$^{-3}$ | Rétention P % | Indice mélanique | DOEO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| TS 2 | | | | | | | | | | | |
| 0-20 | 5YR 3/3 | 225 | 5,91 | 5,32 | 76,05 | 0,00 | 81 | 0,40 | 60 | 2,41 | 2,34 |
| 20-40 | 5YR 3/3 | 56 | 4,93 | 4,19 | 23,50 | 2,01 | 23 | 0,63 | 90 | 2,10 | 1,40 |
| 40-90 | 5YR 2.5/2 | 41 | 4,99 | 4,11 | 24,60 | 2,02 | 18 | 0,72 | 96 | 1,92 | 2,24 |
| 90-120 | 5YR 3/3 | 20 | 5,26 | 4,45 | 12,60 | 0,27 | 25 | - | 84 | 1,69 | 0,91 |
| 150 | 2.5YR 4/6 | 10 | 5,30 | 5,25 | 4,10 | 0,04 | 56 | 1,26 | 61 | - | 0,18 |
| K 4 | | | | | | | | | | | |
| 0-10 | 5YR 3/2 | 62 | 4,74 | 4,14 | 26,80 | 5,72 | 14 | 0,77 | 98 | 1,7 | 0,901 |
| 20-40 | 5YR 3/2 | 50 | 4,61 | 3,99 | 25,25 | 7,18 | 8 | 0,86 | 96 | 1,74 | 0,705 |
| 40-90 | 5YR 2.5/2 | 44 | 4,73 | 4,08 | 24,65 | 7,03 | 6 | | 98 | 1,67 | 0,882 |
| 90-100 | 5YR 2.5/2 | 24 | 5,04 | 4,42 | 13,25 | 1,61 | 12 | 0,79 | 97 | 1,65 | 0,550 |
| K 1 | | | | | | | | | | | |
| 0-30 | 5YR 3/3 | 60 | 4,45 | 4,24 | 23,10 | 3,78 | 3 | 0,61 | 97 | 1,66 | 2,15 |
| 30-50 | 5YR 2.5/2 | 48 | 4,42 | 4,38 | 20,65 | 1,82 | 2 | 0,92 | 97 | 1,52 | 1,96 |
| 60-70 | 2.5YR 3/4 | 18 | 4,53 | 4,37 | 10,70 | 1,49 | 3 | 0,98 | 89 | 1,85 | 0,84 |
| 70-90 | 2.5YR 3/6 | 6 | 4,40 | 4,22 | 7,25 | 1,61 | 7 | | 74 | 2 | 0,44 |
| 100-120 | 5YR 5/6 | 3 | 4,52 | 4,38 | 3,90 | 0,42 | 22 | | 56 | 1,43 | 0,30 |
| TS 1 | | | | | | | | | | | |
| 0-5 | 5YR 4/4 | 164 | 4,92 | 4,32 | 41,65 | 0,22 | 34 | 0,42 | 89 | 2,46 | 1,075 |
| 25-35 | 5YR 3/3 | 64 | 4,50 | 4,34 | 21,65 | 1,92 | 2 | 0,57 | 94,5 | 2,58 | 0,905 |
| 40-50 | 5YR 3/2 | 44 | 4,46 | 4,25 | 19,20 | 2,56 | 2 | 0,58 | 97 | 1,94 | 0,865 |
| 65-75 | 5YR 3/2 | 26 | 4,48 | 4,32 | 12,45 | 1,58 | 3 | 0,82 | 90,5 | 2,14 | 0,640 |
| 110 | 5YR4/4 | 6 | 4,48 | 4,38 | 4,35 | 0,54 | 5 | 1,29 | 40,5 | 1,35 | 0,105 |

Résultats des extractions sélectives

| Profil / Prof. | CBD | | | Oxalate | | | Pyrophosphate | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K 4 | | | | | | | | | |
| 0-10 | 51,17 | 1,83 | 20,00 | 15,12 | 1,03 | 18,83 | 13,2 | 3,1 | 13,3 |
| 20-40 | 51,17 | 1,60 | 17,35 | 15,26 | 1,36 | 16,98 | 14,0 | 3,4 | 11,8 |
| 40-90 | 51,17 | 1,32 | 20,00 | 16,73 | 1,32 | 19,57 | 19,4 | 5,1 | 16,2 |
| 90-100 | 128,5 | 1,74 | 32,00 | 12,60 | 1,03 | 15,13 | 10,1 | 1,9 | 8,7 |
| K 1 | | | | | | | | | |
| 0-30 | 48,93 | 4,23 | 21,32 | 21,00 | 1,74 | 24,65 | 16,9 | 4,5 | 17,8 |
| 30-50 | 51,17 | 2,26 | 25,60 | 19,53 | 3,06 | 26,61 | 15,3 | 3,3 | 17,5 |
| 60-70 | 66,71 | 2,16 | 17,35 | 13,16 | 1,36 | 14,12 | 6,8 | 1,1 | 5,8 |
| 70-90 | 71,19 | 1,50 | 12,01 | 11,55 | 0,71 | 6,67 | - | - | - |
| 100-120 | 84,77 | 2,07 | 12,01 | 6,09 | 0,28 | 3,17 | - | - | - |
| TS 1 | | | | | | | | | |
| 0-5 | 38,43 | 1,55 | 17,62 | 16,80 | 1,03 | 19,73 | 18,0 | 4,3 | 18,7 |
| 25-35 | 53,69 | 2,59 | 30,36 | 24,43 | 2,21 | 31,00 | 24,8 | 6,0 | 23,2 |
| 40-50 | 51,10 | 2,12 | 23,96 | 24,50 | 2,26 | 25,66 | 20,0 | 4,0 | 17,2 |
| 65-75 | 47,39 | 2,54 | 14,65 | 15,82 | 1,83 | 16,13 | 12,0 | 1,9 | 10,1 |
| 110 | 31,71 | 3,34 | 5,45 | 2,87 | 0,47 | 3,86 | - | - | - |

| Profil / Prof. (cm) | (Al + 1/2 Fe)o | (Al + Fe)py / (Al + Fe)d |
|---|---|---|
| K 4 | | |
| 0-10 | 2,64 | 0,37 |
| 20-40 | 2,46 | 0,38 |
| 40-90 | 2,80 | 0,50 |
| 90-100 | 2,14 | 0,12 |
| K 1 | | |
| 0-30 | 3,52 | 0,49 |
| 30-50 | 3,64 | 0,43 |
| 60-70 | 2,07 | 0,15 |
| 70-90 | 1,24 | |
| 100-120 | 0,62 | |
| TS 1 | | |
| 0-5 | 2,81 | 0,65 |
| 25-35 | 3,90 | 0,57 |
| 40-50 | 3,79 | 0,50 |
| 65-75 | 2,41 | 0,36 |
| 110 | 0,53 | |

# ANNEXE IV

*Propriétés physico-chimiques des sols du massif des Palnis*

| Horizon | Depth | Couleur (humide) | C | pH | | Da | Al + 1/2 Fe | P retention | Indice mélanique | DOEO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $H_20$ | KCl | | | | | |
| | cm | | g $kg^{-1}$ | | | kg $dm^{-3}$ | oxalate | % | | |
| Pal 1 | 0-30 | 5YR 2.5/2 | 180,6 | 4,68 | 4,07 | 0,66 | 27 | 90 | 1,63 | 1,25 |
| | 35-45 | 5YR 2.5/2 | 146,2 | 4,76 | 4,45 | | 22,3 | 93 | 1,70 | 0,70 |
| | 60-90 | 5YR 3/1 | 85,1 | 4,63 | 4,51 | 0,65 | 29,1 | 100 | 1,45 | 1,10 |
| | 120 | 7.5YR 5/6 | 70,5 | 4,65 | 4,31 | 1,22 | 33,8 | 95,5 | 1,56 | 0,60 |
| | 160 | 7.5YR 5/6 | 12 | 4,89 | 5,25 | 1,30 | 39,3 | 58 | 2,30 | 0,38 |
| Pal 2 | | | | | | | 0 | | | |
| | 0-30 | 5YR 3/2 | 156,5 | 4,75 | 4,03 | 0,70 | 27,2 | 92,5 | 1,74 | 1,10 |
| | 50-70 | 5YR 3/2 | 83,4 | 4,94 | 4,1 | 0,79 | 28,4 | 97 | 1,60 | 0,68 |
| | 80-120 | 5YR 2.5/2 | 49 | 4,58 | 3,92 | 0,99 | 29,5 | 91 | 1,52 | 0,56 |
| | 120-140 | 5YR 2.5/2 | 38,7 | 4,73 | 3,95 | | 19,8 | 87,5 | 1,64 | 0,57 |
| | 170 | 5YR 5/8 | 17,2 | 4,6 | 4,02 | 1,18 | 31,9 | 80 | 1,84 | 0,15 |
| Pal 3 | | | | | | | 0 | | | |
| | 0-5 | 5YR 3/2 | 189 | 4,17 | 3,85 | 0,89 | 28,2 | 90,5 | 1,52 | 1,50 |
| | 5-15 | 5YR 3/2 | 134,2 | 4,93 | 4,28 | | 21,4 | 97,5 | 1,47 | 1,49 |
| | 30-70 | 5YR 2.5/2 | 110,1 | 4,42 | 4,17 | 0,77 | 28,6 | 99 | 1,36 | 1,85 |
| | 80-100 | 5YR 2.5/2 | 43 | 4,55 | 4,49 | | 22,5 | 78 | 1,30 | 0,58 |
| | 120-130 | 10YR 5/8 | 15,5 | 4,57 | 4,63 | 1,31 | 36,3 | 75 | 1,56 | 0,15 |

# ANNEXE V

*Comparaison des analyses granulométriques pour le profil Nilg 4*

| Horizon | Dispersion | Sables | Limons | Argiles |
|---|---|---|---|---|
| A1 | HMP | 27,7 | 40,3 | 32,0 |
| | HMP-oxalate | 22,0 | 19,0 | 55,0 |
| | R-Na | 16,7 | 52,1 | 31,2 |
| | R-Na opt | 17,0 | 33,9 | 49,1 |
| A2 | HMP | 41,9 | 25,9 | 32,2 |
| | HMP-oxalate | 30,0 | 19,0 | 51,0 |
| | R-Na | 24,9 | 38,4 | 36,7 |
| | R-Na opt | 25,7 | 28,4 | 45,9 |
| Bw | HMP | 61,3 | 14,3 | 24,4 |
| | HMP-oxalate | 48,0 | 12,0 | 40,0 |
| | R-Na | 39,8 | 24,4 | 35,8 |
| | R-Na opt | 38,5 | 21,8 | 39,7 |
| 2Bo1 | HMP | 69,3 | 10,7 | 20,0 |
| | HMP-oxalate | 48,0 | 13,0 | 49,0 |
| | R-Na | 39,5 | 56,4 | 4,1 |
| | R-Na opt | 39,3 | 10,9 | 49,8 |
| 2Bo2 | HMP | 77,9 | 6,8 | 15,3 |
| | HMP-oxalate | 43,0 | 11,0 | 46,0 |
| | R-Na | 32,4 | 20,1 | 47,5 |
| | R-Na opt | 33,4 | 16,5 | 50,1 |

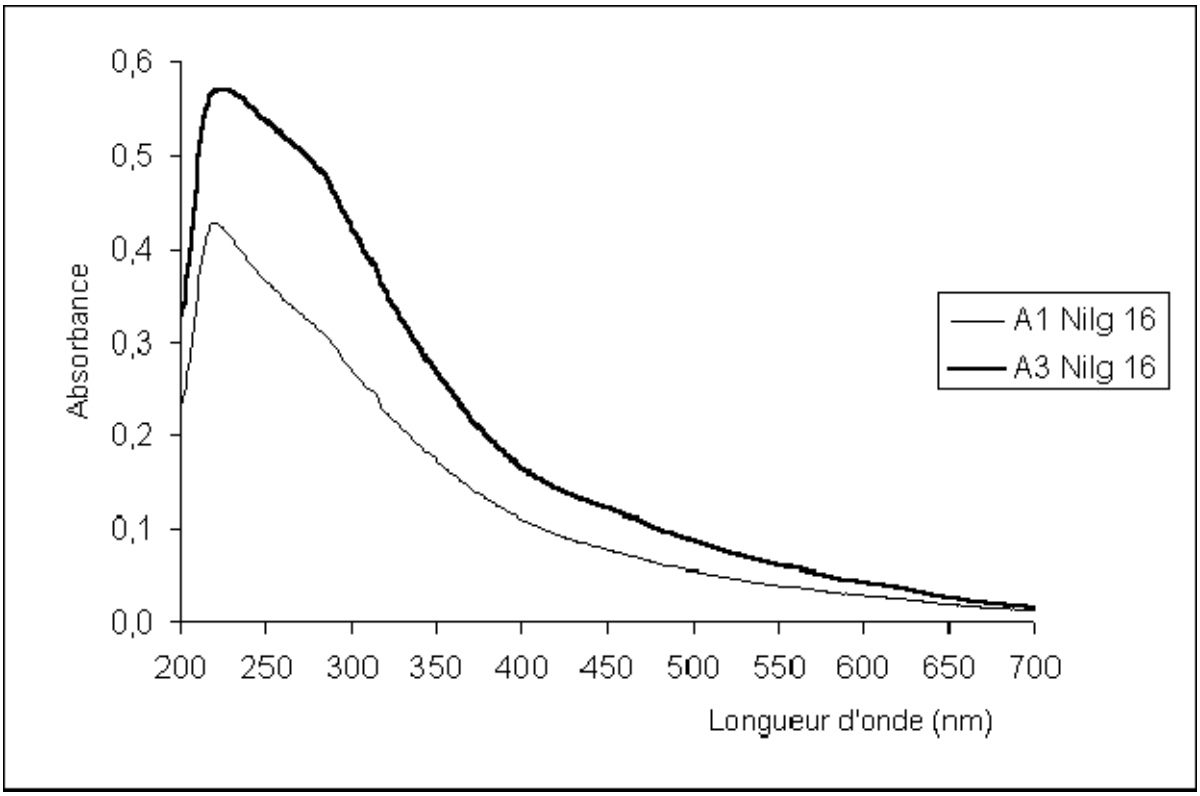
# ANNEXE VI

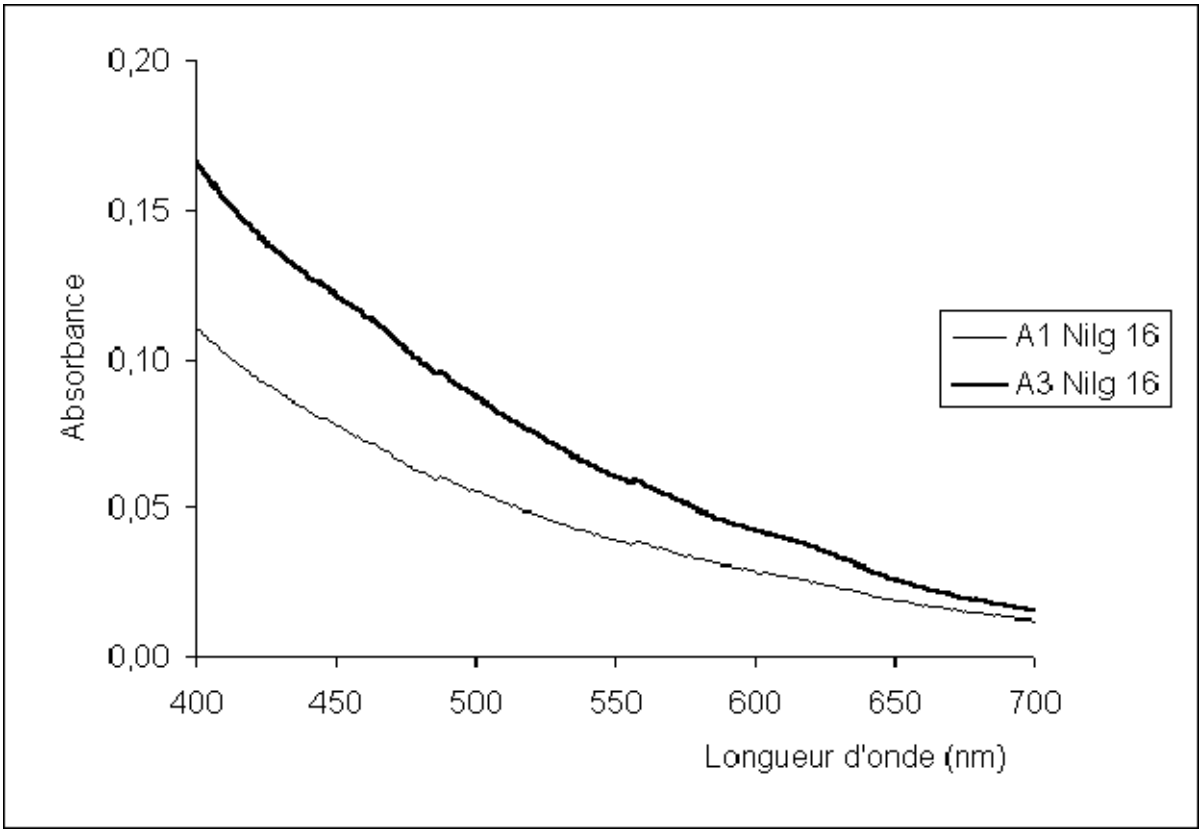
## DONNES UTILISEES POUR LE DIAGRAMME DE VAN KREVELEN

| Sol | C | H | O | H/C | O/C | Auteur |
|---|---|---|---|---|---|---|
| chernozem | 56,40 | 5,50 | 33,00 | 1,17 | 0,44 | Chen et al. (1978) |
| chernozem | 57,47 | 3,38 | 35,37 | 0,71 | 0,46 | Kononova (1966) |
| chernozem | 53,10 | 3,60 | 40,20 | 0,81 | 0,57 | Andreux (1978) |
| A1podzol | 56,90 | 5,20 | 34,90 | 1,10 | 0,46 | Chen et al. (1978) |
| A1 podzol | 51,70 | 5,30 | 41,30 | 1,23 | 0,60 | Andreux (1978) |
| Bh podzol | 49,70 | 4,40 | 44,10 | 1,06 | 0,67 | Andreux (1978) |
| Bh podzol | 57,90 | 5,10 | 34,10 | 1,06 | 0,44 | Chen et al. (1978) |
| Mollisol | 55,50 | 5,07 | 32,76 | 1,10 | 0,44 | Malcom (1990) |
| Mollisol | 57,99 | 3,78 | 33,69 | 0,78 | 0,44 | Malcom (1990) |
| A1 sol brun | 44,00 | 5,40 | 47,00 | 1,47 | 0,80 | Andreux (1978) |
| A12 sol brun | 54,40 | 4,90 | 35,50 | 1,08 | 0,49 | Barriuso (1985) |
| Andosols | | | | 0,75 | 0,50 | Yonebayashi & Hattori |
| non volcaniques | | | | 0,62 | 0,47 | (1988) |
| | | | | 0,67 | 0,52 | |
| Andosols volcaniques | | | | 0,65 | 0,47 | Yonebayashi & Hattori |
| | | | | 0,69 | 0,47 | (1988) |
| | | | | 0,97 | 0,51 | |
| | | | | 0,85 | 0,48 | |
| | | | | 0,69 | 0,51 | |
| | | | | 0,72 | 0,49 | |
| | | | | 0,46 | 0,46 | |
| Chernozem | | | | 1,16 | 0,50 | Yonebayashi & Hattori (1988) |

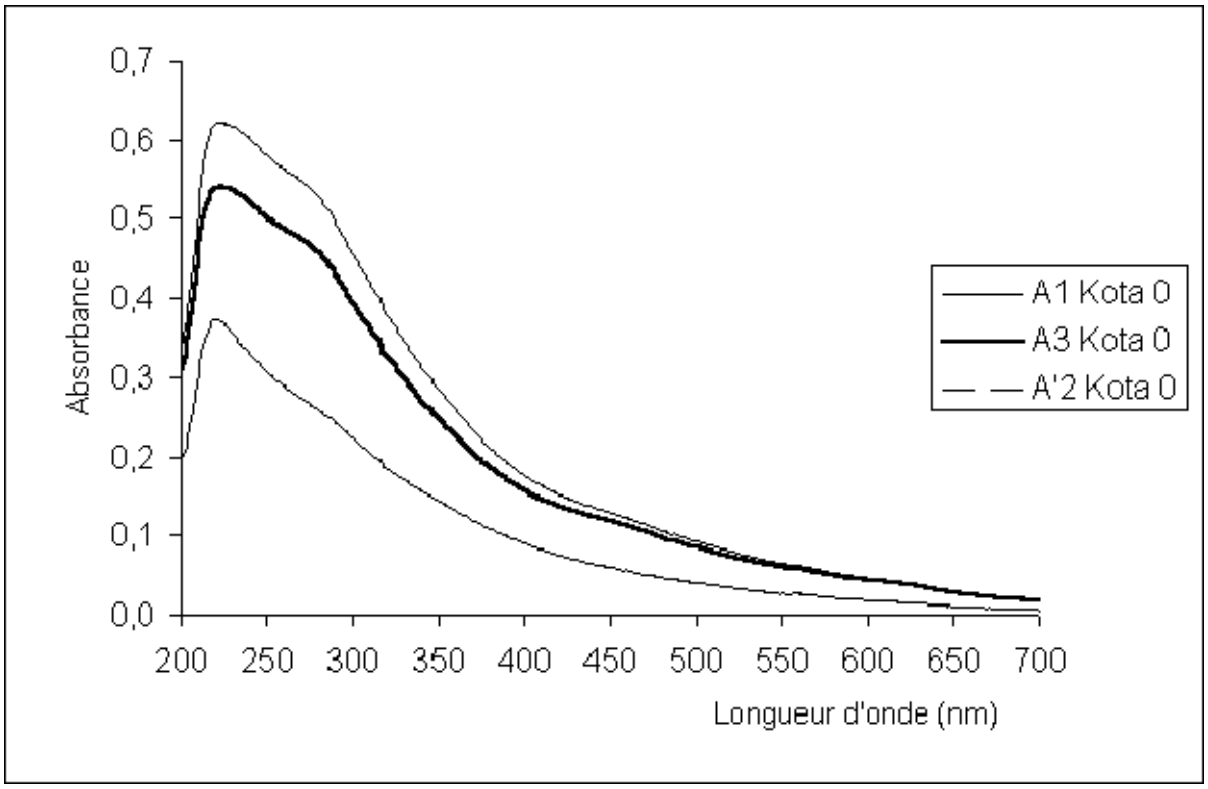
# ANNEXE VII

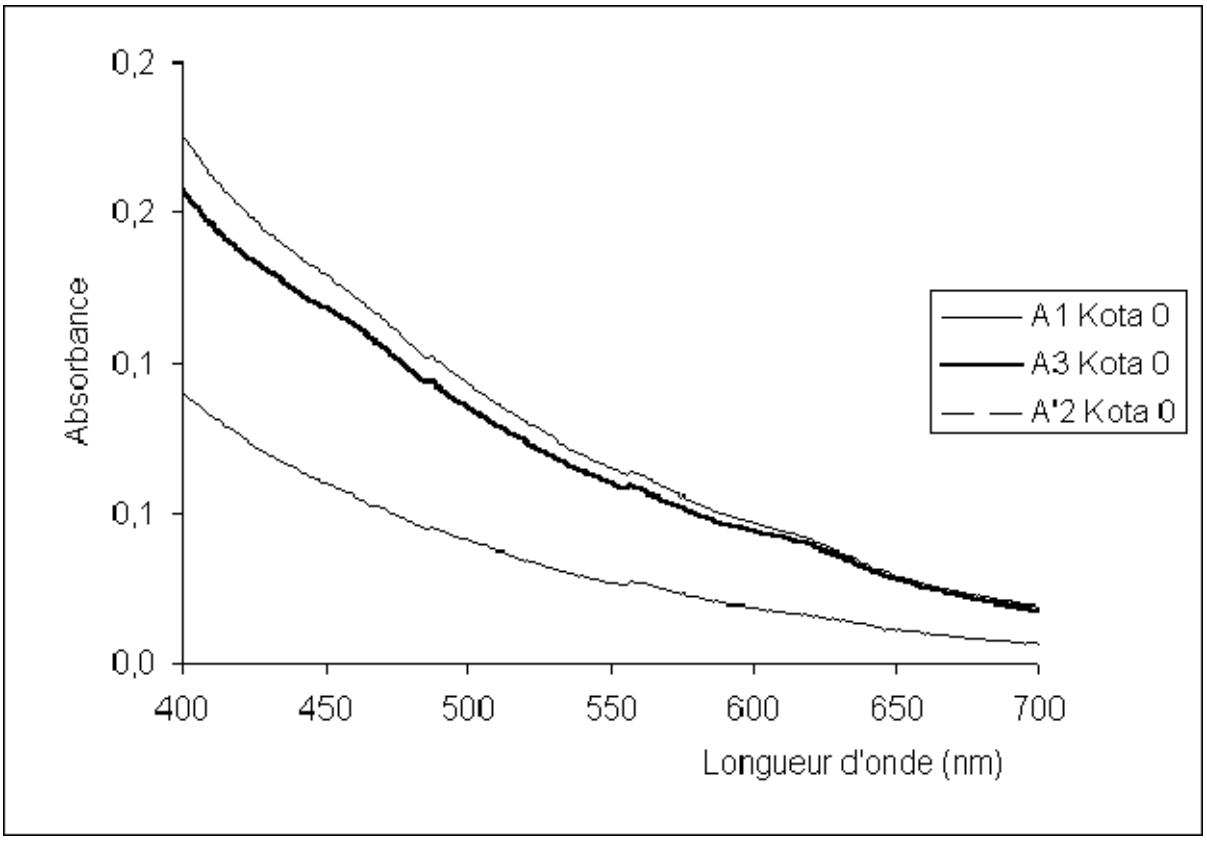
SPECTRES UV-VISIBLES DES AH DU PROFIL NILG 16



SPECTRES UV-VISIBLES DES AH DU PROFIL KOTA 0



# ANNEXE VIII

*Estimation de la proportion de carbone d'origine forestière dans les horizons de surface*

On peut calculer la proportion de carbone organique de la source A dans un mélange A + B pour lequel nous avons le $\delta^{13}C$ (Balesdent *et al*., 1990, Balesdent & Marioti, 1996) par la formule approximative suivante :

$$\delta = x\,\delta_a + (1-x)\delta_b \qquad (1)$$

Si l'on connait le carbone total de l'échantillon C, on a :

$$C = C_a + C_b$$

$$\text{soit, } C_a = x\,C \text{ et } C_b = (1-x)C$$

$$\text{d'ou, } x = \frac{Ca}{C}$$

et on peut écrire l'équation (1) sous la forme :

$$\delta = \frac{1}{C}(\delta_a - \delta_b)Ca + \delta_b \qquad (2)$$

L'équation (2) correspond à l'équation d'une droite en fonction de l'inverse de la teneur en carbone organique ($\frac{1}{C}$). L'intersection entre la doite obtenue avec les points expérimentaux et l'axe des ordonnées ($\frac{1}{C}$ = 0) correspond au $\delta^{13}C$ de la matière organique incorporée dans le sol ($\delta_b$). Lorsqu'on connait $\delta_b$ on peut résoudre l'équation (1) et estimer la proportion de carbone des fractions A et B dans le sol.

# ANNEXE IX

*Eléments en traces pour les profils Nilg 4 et Nilg 16*
(teneurs exprimées en µg/g de terre fine)

| | Zn | Cd | Pb | Co | Ni | Cr | Cu | Mo | Ti | $SO4^{2-}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nilg 4 | | | | | | | | | | |
| A1 | 120,8 | 23,4 | 77,2 | 28,0 | 113,6 | 194,8 | 58,4 | 34,8 | 1528 | 2260 |
| A2 | 120,6 | 27,6 | 84,2 | 63,2 | 120,4 | 230,0 | 65,2 | 36,8 | 1524 | 1350 |
| Bw | 95,8 | 37,6 | 104,0 | 22,4 | 82,4 | 374,0 | 61,2 | 43,0 | 1066 | 842 |
| 2Bo1 | 104,2 | 31,8 | 100,4 | 13,0 | 92,2 | 193,0 | 119,8 | 40,6 | 1226 | 566 |
| 2Bo2 | 76,6 | 34,2 | 91,4 | 10,0 | 48,8 | 238,0 | 72,6 | 41,4 | 1194 | 884 |
| Nilg 16 | | | | | | | | | | |
| A1 | 104,6 | 21,4 | 69,0 | 22,4 | 114,2 | 164,2 | 55,8 | 31,4 | 1724 | 2940 |
| A2 | 115,8 | 24,2 | 81,0 | 23,4 | 125,0 | 168,4 | 60,6 | 34,6 | 1898 | 2300 |
| A3 | 136,8 | 32,0 | 103,0 | 36,0 | 165,4 | 196,8 | 68,4 | 43,2 | 1904 | 1252 |
| A4 | 132,0 | 43,2 | 117,2 | 38,2 | 141,8 | 322,0 | 70,2 | 48,2 | 2100 | 1154 |
| Bw | 125,2 | 45,0 | 132,2 | 43,4 | 112,0 | 394,0 | 78,4 | 57,4 | 2100 | 972 |
| 2Bo1 | 129,8 | 57,2 | 160,6 | 32,0 | 19,4 | 404,0 | 62,6 | 77,0 | 1832 | 692 |
| 2Bo2 | 113,6 | 56,6 | 175,0 | 40,2 | 20,2 | 260,0 | 78,4 | 83,6 | 2380 | 796 |

université HENRI POINCARÉ NANCY 1

FACULTÉ DES SCIENCES

Monsieur **CANER Laurent**

**DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARE, NANCY-I**

en PEDOLOGIE

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le 14 février 2000 n° 353

Le Président de l'Université

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ, NANCY I
LE PRÉSIDENT

Cl. BURLET

3C-F9

## *Résumé*

Les sols humifères des “Hautes Terres” du massif des Nilgiri peuvent être considérés comme le résultat d'une évolution polycyclique : les altérites ferrallitiques correspondent à une ancienne pédogenèse sous climat tropical chaud et humide ; la pédogenèse actuelle n'expliquant que la formation des horizons humifères supérieurs.

Les sols les plus humifères sont caractérisés par la présence de grandes quantités d'associations organo-métalliques et vérifient les nouveaux critères d'appartenance aux Andosols des classifications des sols et sont, de plus, non-allophaniques.

Les Andosols des Nilgiri, développés sur un matériau ferrallitique ancien, présentent une pédogenèse originale. En l'absence de verres volcaniques et d'autres minéraux altérables dans le matériau ferrallitique de profondeur, les sources potentielles d'aluminium et de fer sont constituées par des oxydes. La gibbsite et les oxydes de fer, considérés comme minéraux ultimes de l'altération ferrallitique, sont instables en milieu acide et organique. La formation des associations organo-métalliques est due à l'acido-complexolyse de la gibbsite et des oxydes de fer. Du fait des fortes teneurs en oxydes, les associations organo-métalliques sont pourvues d'une forte charge métallique et s'accumulent dans le profil, ce qui conduit à l'apparition des propriétés andiques.

Les datations au $^{14}C$ et la détermination du $\delta^{13}C$ des horizons humifères ont mis en évidence que l'accumulation de matière organique était à relier à l'existence d'une période plus froide à la fin du Pléistocène sous une végétation graminéenne.

L'étude de ces sols présente un intérêt certain pour la compréhension des processus d'accumulation de carbone dans les sols à différentes époques, et montre que la caractérisation des associations organo-métalliques à différentes échelles permet de comprendre les mécanismes d'interaction entre la matière organique et les cations métalliques, clé de la stabilisation de la matière organique.



## *Abstract*

High elevation humiferous soils from the Nilgiri Hills may be considered as the result of a polycyclic genesis: the ferrallitic regoliths corresponding to an old pedogenesis under a tropical wet and hot climate; the present pedogenesis concerning only the surface humiferous horizons.

The most humiferous soils are marked by the presence of high amounts of organo-metallic complexes and verify the criteria of identification of Andosols in recent soils classifications and are moreover non-allophanic.

The Nilgiri Andosols developed on an ancient ferrallitic material present and original pedogenesis. In the absence of volcanic glasses and any other weatherable minerals the potential sources of aluminium and iron to form the organo-metallic complexes are the secondary oxides. Gibbsite and iron oxides, considered as stable minerals of ferrallitic weathering, are instable in acidic conditions and in presence of organic matter. Due to high amounts of oxides the organo-metalllic associations are provided with a substantial metallic charge which leads to the emergence of andic properties.

$^{14}C$ datings and $\delta^{13}C$ of soil organic matter revealed that the formation of the organic matter-rich horizons was related to the existence of a cold period at the transition Pleistocene / Holocene with grassland vegetation.

The study of these soils gives information on the processes of organic matter accumulation in soils at different periods and show that the characterisation of the organo-metallic complexes at different scales allows to understand the interactions of the organic matter with metallic-cations which is the key process of its stabilisation.