

## **Stocks et mécanismes de stabilisation du carbone dans les sols du páramo équatorien: impact du pâturage**

**Présenté par Noa Ligot**

Promoteurs : Prof. Pierre Delmelle (UCL/ELI/ELIE)  
Dr. Mathilde Paque (UCL/ELI/ELIE)

Lecteurs : Prof. Sophie Opfergelt (UCL/ELI/ELIC)  
Prof. Jean-Thomas Cornelis (ULG)

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention  
du diplôme de **Bioingénieur : sciences agronomiques**

## Résumé

Dans notre étude, nous nous sommes penchés sur les stocks et la stabilisation du carbone organique ( $C_{org}$ ) dans les sols volcaniques du bassin versant de Jatunhuayco dans les Andes équatoriennes centrales. Le site d'étude est situé à plus de 4000 m d'altitude dans une zone de volcanisme actif. Le páramo du bassin versant a été en partie dégradé en raison du pâturage par le bétail. L'impact de la dégradation de la végétation naturelle consécutive à cette pression anthropogénique sur les propriétés des sols, et plus particulièrement le stockage et la stabilisation du  $C_{org}$ , n'est pas connue.

Les sols échantillonnés sont des Andosols polygéniques vitriques. Les sols sont peu altérés en raison de leur développement sur des matériaux parentaux pyroclastiques récents (~900- 1100 ans). De plus, le climat froid rencontré aux altitudes élevées et les précipitations moyennes modérées ne favorisent pas l'altération chimique.

Nous montrons que les Andosols vitriques de Jatunhuayco renferment des stocks de  $C_{org}$  importants (entre 24,1-37,8 kg m<sup>-2</sup> à ~80 cm), comparables à ceux trouvés pour des Andosols allophaniques et non-allophaniques dans les páramos. Le pâturage ne semble pas avoir impacté les stocks de  $C_{org}$  dans les sols.

L'étude de la minéralogie secondaire des Andosols de Jatunhuayco a révélé des contenus en allophanes et en ferrihydrite faibles (respectivement, au maximum 2,9% et 1,2%). Ces teneurs faibles ne peuvent pas rendre compte de l'accumulation de  $C_{org}$  dans les sols. Nous démontrons que c'est la complexation organo-métallique qui est principalement à l'œuvre dans la stabilisation du  $C_{org}$ . Ce mécanisme est responsable de la stabilisation d'environ 40% du  $C_{org}$  présent dans les sols. L'aluminium est le cation le plus impliqué dans les complexes avec le  $C_{org}$ , suivi par le fer. Notre étude révèle aussi le rôle significatif du calcium dans la stabilisation du  $C_{org}$ . Nous n'avons pas pu mettre en évidence un quelconque effet du pâturage sur la stabilisation du  $C_{org}$  dans les sols.

Les Andosols vitriques du páramo de Jatunhuayco sont bien agrégés car les gros macro agrégats (>2 mm) dominent la distribution de taille des agrégats. A nouveau, le pâturage n'a pas altéré cette propriété. Nous mettons en évidence une allocation préférentielle du  $C_{org}$  dans la fraction correspondant aux micro-agrégats (250-53  $\mu$ m). L'allocation du  $C_{org}$  entre les différentes fractions d'agrégats est expliquée de manière satisfaisante par la stabilisation *via* des complexes avec les cations polyvalents. La stabilisation est plus importante dans les micro-agrégats (jusqu'à 55% du  $C_{org}$  est stabilisé par ce biais dans les horizons 2A), les macro-agrégats (2000-250 $\mu$ m) (40%) et enfin les plus gros macro-agrégats (35%).



## Remerciements

Mes premiers remerciements sont adressés à Pierre Delmelle. Merci d'avoir été présent et disponible tout au long de la réalisation du mémoire. Outre tes conseils judicieux, merci pour la relation humaine qui a accompagné ce travail, et ce, dès début septembre, lorsque nous étions sur le terrain.

Je souhaite également remercier Mathilde Paque pour sa disponibilité et son sourire chaque fois que je venais la consulter dans son bureau. Merci également pour ton aide tant pour les manipulations en laboratoire que pour tes recommandations avisées.

Merci aux lecteurs, Sophie Opfergelt et Jean-Thomas Cornelis pour le temps et l'attention qu'ils porteront à ce travail.

Je tiens également à remercier Anne Iserentant et Claudine Givron pour leur disponibilité en laboratoire et leur intérêt pour mon travail.

Je n'oublie pas toutes les personnes qui ont également contribué à ce travail : Charline et Loïc, sans qui les fosses auraient été creusées moins vite sur le terrain, Marlone, dont la documentation m'a aidée à comprendre le site d'étude, Gabi, dont les inventaires Excel des éruptions équatoriennes m'ont été utiles.

Merci également aux partenaires EPMAS et FONAG pour nous avoir accompagnés sur le terrain et accueillis dans la réserve du Volcan Antisana le temps nécessaire à l'échantillonnage.

Enfin, je tiens à remercier mes parents. Maman merci pour tes délicates attentions et ton oreille attentive. Papa merci pour ton assiduité dans la relecture.



## Table des matières

|                                                                             |            |
|-----------------------------------------------------------------------------|------------|
| Résumé.....                                                                 | i          |
| Remerciements.....                                                          | ii         |
| Table des matières.....                                                     | iii        |
| Table des illustrations .....                                               | iiii       |
| <b>1. Introduction .....</b>                                                | <b>1</b>   |
| <b>2. Etat de l'art .....</b>                                               | <b>3</b>   |
| 2.1. Le carbone organique du sol (COS).....                                 | 3          |
| 2.2. Le cas des sols volcaniques .....                                      | 13         |
| 2.3. Les páramos.....                                                       | 27         |
| <b>3. Matériels et méthodes.....</b>                                        | <b>33</b>  |
| 3.1. Site d'étude.....                                                      | 33         |
| 3.2. Echantillonnage.....                                                   | 38         |
| 3.3. Analyses des échantillons .....                                        | 41         |
| 3.4. Analyses statistiques .....                                            | 46         |
| <b>4. Résultats .....</b>                                                   | <b>47</b>  |
| 4.1. Propriétés générales des sols.....                                     | 47         |
| 4.2. Teneurs totales en $C_{org}$ .....                                     | 56         |
| 4.3. Extractions sélectives .....                                           | 60         |
| 4.4. Agrégation du sol .....                                                | 65         |
| <b>5. Discussion .....</b>                                                  | <b>75</b>  |
| 5.1. Typologie des sols .....                                               | 75         |
| 5.2. Matériaux parentaux des sols.....                                      | 75         |
| 5.3. Etat d'altération des sols .....                                       | 77         |
| 5.4. Teneurs et stocks de carbone dans les sols.....                        | 81         |
| 5.5. Mécanismes physico-chimiques de stabilisation du $C_{org}$ du sol..... | 88         |
| 5.6. Protection physique du $C_{org}$ dans les agrégats .....               | 101        |
| <b>Conclusions et Perspectives.....</b>                                     | <b>107</b> |
| <b>Bibliographie .....</b>                                                  | <b>109</b> |



## Table des illustrations

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Figure 2-1: Cycle du C décrivant les flux de C entre l'atmosphère et les autres réservoirs principaux. La quantité de C stockée dans chaque réservoir est donnée en [Pg(1Pg=1053g)] de C et les flux des cycles courts, dont la flèche indique le sens de déplacement, sont données en Pg an<sup>-1</sup> (Grotzinger and Jordan, 2014 ; d'après les chiffres de l'IPCC).</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 3  |
| <i>Figure 2-2: Facteurs importants pour définir la stabilité biologique des matériaux organiques du sol. Les facteurs décrivant l'aptitude biologique définissent si la forme de MOS sera décomposée ou pas. Alors que les facteurs décrivant la capacité biologique définissent le rythme auquel la décomposition se fera (Baldock, 2007).</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 5  |
| <i>Figure 2-3: Fractionnement du C que l'on retrouve sur un site d'échantillonnage (adapté de Baldock and Broos, 2012)</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 6  |
| <i>Figure 2-4: Modèle de continuum du sol pour le devenir des apports organiques au sol et les contrôles écosystémiques du sol sur ce devenir. Les flèches pointillées désignent principalement le transfert abiotique, les lignes pleines désignent principalement le transfert biotique; les lignes plus épaisses indiquent des taux plus rapides; les grandes boîtes et les extrémités des coins illustrent des tailles de pool plus grandes; toutes les différences sont illustratives. Toutes les flèches représentent des processus qui sont fonction de la température, de l'humidité et du biote présent (Lehmanns and Kleber, 2015)</i>                                                                                                                                                                                                                                 | 8  |
| <i>Figure 2-5: Les quatre mécanismes de stabilisation du COS : récalcitrance (A), agrégation (B), complexation organométallique (C) et associations organo-minérales (D)</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 9  |
| <i>Figure 2-6: Modèle conceptuel de la dynamique de la MO du sol en pools mesurables et les processus du sol qui déterminent la dynamique de ces pools (Six et al., 2002)</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 10 |
| <i>Figure 2-7 : Distribution des Andosols dans le monde, représentée comme Andosol dominant, associé à d'autres typologies de sol ou comme inclusions. Seulement les grandes superficies d'Andosol sont représentées sur la carte à cause de la petite échelle. Les Andosols sont présents autour de la ceinture de feu pacifique, sur la côte ouest de l'Amérique du Sud, en Amérique centrale, dans les montagnes Rocheuses, en Alaska, au Japon, dans l'archipel des Philippines, en Indonésie, en Papouasie-Nouvelle-Guinée et en Nouvelle-Zélande.</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 14 |
| <i>Figure 2-8: Composition du verre volcanique et dissolution de l'Al et du Si pour former des minéraux secondaires, l'allophane dans cet exemple (Hiradate and Wada, 2005).</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 16 |
| <i>Figure 2-9: Succession de sols typique dans les zones volcaniques. Le développement du sol enfoui est interrompu par une couche de tephra assez épaisse à partir de laquelle le sol actuel est formé</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 17 |
| <i>Figure 2-10: Modèle d'un profil formé par pédogenèse 'upbuilding' sur 25.000 ans dans la région de Waikato en Nouvelle-Zélande. La pédogenèse est régressive lorsque la couche de téphra est trop épaisse et un nouveau sol est formé (Lowe and Tonkin, 2010).</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 18 |
| <i>Figure 2-11: Effet des conditions de lessivage du Si et de l'Al sur la formation des minéraux secondaires lors de l'altération des matériaux volcaniques. ± indique que le minéral peut être formé. Le cadre mauve réfère au cas où la disponibilité en Al et Si est faible, menant à la formation de gibbsite. Le cadre brun réfère au cas où la concentration en Al en solution est faible à cause de la formation de complexes organo-aluminiques. Le cadre bleu réfère au cas où les minéraux faiblement cristallins sont formés car l'Al est disponible en solution, le sol est allophanique, l'halloysite est formée quand les concentrations en Si en solution sont importantes. Le cadre jaune réfère au cas où les concentrations en Si sont très importantes menant à la formation d'halloysite, d'allophanes 1 :1 et de silice amorphe (Delmelle et al., 2015)</i> | 21 |
| <i>Figure 2-12: Diagramme schématique de la hiérarchie des agrégats à l'échelle submicronique et de leurs composants pour un Andosol allophanique Le modèle est basé sur le fractionnement des particules selon leur taille après des traitements de dispersion à des degrés (Asano and Wagai, 2014)</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 26 |
| <i>Figure 2-13: Distribution des páramos en Amérique du Sud (Poulenard, 2000)</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 28 |
| <i>Figure 2-14: : Páramo d'Oceta avec des rosettes typiques et une végétation de type pajonal (Christina, 2014)</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 29 |



|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure 3-2: Altitude dans l'unité hydrographique de Jatunhuayco et délimitation en quatre bassins sous-versants (Yandry Jumbo, 2017)                                                                                                                                                                                                                                                               | 33 |
| Figure 3-1: Localisation générale du volcan Antisana (nom entouré en rouge) dans le continent sud-américain (Localisation des glaciers de WGMS, 2012; Rabatel et al., 2013; DEM dem: USGS-EROS, 1996 visualisation par UNEP/GRID-Sioux Falls)                                                                                                                                                      | 33 |
| Figure 3-3 Niveau de dégradation de l'écosystème dans l'hacienda Antisana (délimitée par un trait mauve en haut de la carte) localisée à l'ouest du volcan Antisana et dans laquelle se situe l'UHI (Ministerio del Ambiente, 2013)                                                                                                                                                                | 34 |
| Figure 3-4: En arrière-plan, le volcan Antisana, la zone sableuse aussi appelée arenal est visible au centre de la photo. Dans le fond de vallée, les zones vertes claires entourant l'arenal sont appelées humedal. La photo a été prise d'une zone humide où la végétation est dégradée, la fragmentation en touffes éparées des arbustes et pailles de pajonal est également visible en bordure | 35 |
| Figure 3-5: Degré de dégradation de la végétation dans l'unité hydrographique de Jatunhuayco (Yandry Jumbo, 2017)                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 36 |
| Figure 3-6: Le centre de la photo montre une zone d'humedal de fond de vallée pâturée (tâches noires) avec présence d'un enclos, la végétation est rase et des zones de discontinuité sont observables par les changements de couleur                                                                                                                                                              | 37 |
| Figure 3-7: Au premier plan, le pajonal est intact, au milieu l'arenal (le même que sur la Fig.3-4) et à gauche, une zone rectangulaire vert clair jaunâtre correspondant vraisemblablement à un ancien lieu de rassemblement du bétail                                                                                                                                                            | 37 |
| Figure 3-8: (de gauche à droite) Photo de Calamagrostis (poacée), Festuca andicola (poacée) et Azorella pedunculata (apiacée)                                                                                                                                                                                                                                                                      | 38 |
| Figure 3-9: (de gauche à droite) Photo de Werneria nubigena (astéracée) et Lachemilla orbiculata (rosacée)                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 38 |
| Figure 3-10: Localisation des sites d'échantillonnage dans l'unité hydrographique de Jatunhuayco: les deux sites 'non dégradés' (ANT3 et ANT5) sont représentés en vert, les deux sites 'dégradés' (ANT2 et ANT4) sont représentés en rouge, le site ANT6 est représenté en mauve et le site ANT7 en bleu (Yandry Jumbo, 2017)                                                                     | 39 |
| Figure 3-11 : Site ANT2                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 40 |
| Figure 3-12: Site ANT3                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 40 |
| Figure 3-17: Diagramme des opérations de l'expérience d'isolation par la taille des différentes fractions du sol                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 45 |
| Figure 4-1: Variation des pH (H <sub>2</sub> O et KCl) au sein des profils des six sites                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 49 |
| Figure 4-2: Variation de la densité apparente [g cm <sup>-3</sup> ] au sein des profils des six sites                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 50 |
| Figure 4-3: Variation de la rétention en phosphate au sein des profils des six sites                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 50 |
| Figure 4-4: Variation de la CEC, de la somme des bases et du TSB au sein des profils des six sites                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 51 |
| Figure 4-5 : Evolution du TRB au sein des profils des six sites                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 52 |
| Figure 4-6: Teneur en C et rapport C/N au sein des profils des six sites                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 57 |
| Figure 4-7: Pourcentage en allophanes et ferrihydrites dans les horizons des six sites                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 61 |
| Figure 4-8: Pourcentage massique des différentes fractions de sol des horizons analysés (horizons 1A en haut et 2A en bas)                                                                                                                                                                                                                                                                         | 66 |
| Figure 4-9: Rapport C/N dans les différentes fractions des horizons analysés (horizons 1A en haut et 2A en bas)                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 68 |
| Figure 4-10: Teneurs en Corg dans les différentes fractions dont le Corg associé aux sables ont été retirés (horizons A en haut et 2A en bas)                                                                                                                                                                                                                                                      | 70 |
| Figure 4-11: Teneurs en Al <sub>p</sub> , Fe <sub>p</sub> et Ca <sub>p</sub> dans les différentes fractions d'agrégats des horizons 1A avec -1 des agrégats > 2µm ; -2 les agrégats 2000-250 µm ; -3 les agrégats 250-53 µm et -4 les agrégats < 53 µm                                                                                                                                             | 72 |
| Figure 4-12: : Teneurs en Al <sub>p</sub> , Fe <sub>p</sub> et Ca <sub>p</sub> dans les différentes fractions d'agrégats des horizons 2A avec -1 des agrégats > 2µm ; -2 les agrégats 2000-250 µm ; -3 les agrégats 250-53 µm et -4 les agrégats < 53 µm                                                                                                                                           | 73 |
| Figure 4-13: Teneurs en C <sub>p</sub> dans les différentes fractions (horizons A en haut et 2A en bas)                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 74 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figure-5-1: Diagramme TAS: les horizons 1C ( marqueur vide) et 3C (marquer plein), ainsi que les téphra du Quilotoa (marqueur ligné verticalement) et les téphra du Pichincha (marqueur ligné horizontalement) sont reportés                                                                                                                                                                        | 77  |
| Figure 5-2: Répartition des différentes formes de Fe suivant les extractions sélectives réalisées. (Fet-Fed)/Fet correspond au % de Fe dans les minéraux silicatés cristallins ; (Fed-Feo)/Fed correspond au % de Fe dans les oxydes cristallisés; (Feo-Fep)/Fet correspond au % de Fe dans les minéraux peu cristallins inorganiques ; Fep/Fet correspond au % de Fe dans les complexes organiques | 78  |
| Figure 5-3: Corrélation entre les teneurs en $C_{org}$ et en MO dans les différents horizons                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 82  |
| Figure 5-4 :Teneurs en $C_{org}$ dans les profils des six sites avec les sites dégradés (courbe en tirets), les sites non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 et ANT7 (pointillé).                                                                                                                                                                                                         | 83  |
| Figure 5-5 : Horizon O du site ANT7                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 84  |
| Figure 5-6 : Premiers centimètres du profil du site ANT5                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 84  |
| Figure 5-7: Stock de C dans les horizons 1A, 2A et 3A (représentés par les pointillés) ainsi que dans chaque sol (de surface et enfouis)                                                                                                                                                                                                                                                            | 85  |
| Figure 5-8: Profils du site ANT6 (à gauche) et du site ANT7 (à droite)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 87  |
| Figure 5-9: Teneur en $Al_p$ dans les profils des sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et des sites ANT6 et ANT7 (courbe en pointillé)                                                                                                                                                                                                                                  | 90  |
| Figure 5-10: Teneur en $Fe_p$ dans les profils des sites dégradés (courbe en tiret) et non dégradés (courbe continue)                                                                                                                                                                                                                                                                               | 91  |
| Figure 5-11:Teneur en $Ca_p$ dans les profils des sites dégradés (courbe en tiret) et non dégradé (courbe continue)                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 92  |
| Figure 5-12: Pourcentages atomiques Fep (courbe continue), $Al_p$ (courbe pointillée) et $Cap$ (courbe en tiret) sur les sites ANT2 (marqueurs carrés) et ANT3 (marqueur en losange)                                                                                                                                                                                                                | 93  |
| Figure 5-13: Pourcentages atomiques du Fep (courbe continue), $Al_p$ (courbe pointillée) et $Cap$ (courbe en tiret) sur les sites ANT3 (marqueurs en ronds) et ANT5(marqueur en croix)                                                                                                                                                                                                              | 94  |
| Figure 5-14: Pourcentages atomiques du Fep (courbe continue), $Al_p$ (courbe pointillée) et $Cap$ (courbe en tiret) sur les sites ANT6 (marqueurs avec une barre) et ANT7(marqueur en triangle)                                                                                                                                                                                                     | 94  |
| Figure 5-15: Corrélation entre le Ca échangeable et le $Cap$                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 96  |
| Figure 5-16: Corrélation entre le $C_{org}$ et le $C_p$ pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 et ANT7 (courbe pointillée)                                                                                                                                                                                                                     | 97  |
| Figure 5-17: Corrélation entre le $C_{org}$ et l' $Al_p$ pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 (courbe pointillée irrégulière) et ANT7 (courbe en tiret en pointillé)                                                                                                                                                                         | 98  |
| Figure 5-18: Corrélation entre le $C_{org}$ et le Fep pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 (courbe pointillée irrégulière) et ANT7 (courbe en tiret en pointillé)                                                                                                                                                                            | 98  |
| Figure 5-19: Corrélation entre le $C_{org}$ et l' $Cap$ pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 (courbe pointillée irrégulière) et ANT7 (courbe en tiret en pointillé)                                                                                                                                                                          | 99  |
| Figure 5-20: Distribution moyenne dans les horizons A et 2A du $C_{org}$ total (%) entre les différentes fractions, en considérant le $C_{org} > 50 \mu m$ (à gauche) et sans le considérer (à droite)                                                                                                                                                                                              | 103 |
| Figure 5-21: Concentration massique moyenne des quatre fractions des cations (Al, Fe, Ca, Mg et Mn) extraits par pyrophosphate dans les horizons 1A (à gauche) et 2A (à droite). La variabilité a été calculée entre les quatre fractions d'un même sol et moyennée pour être rapportée sur la figure                                                                                               | 106 |



## 1. Introduction

En général, les Andosols allophaniques et non-allophaniques sont les sols les plus représentatifs des páramos andins. Ces écosystèmes stockent de grandes quantités de carbone organique ( $C_{org}$ ), parmi les plus élevées au monde. Le climat froid aux hautes altitudes n'est pas propice à la dégradation de la matière organique (MO). Par ailleurs, les propriétés minéralogiques et physico-chimiques uniques des Andosols favorisent la stabilisation du  $C_{org}$ . Les mécanismes de stabilisation communément invoqués sont (i) les interactions de la MO avec les surfaces des minéraux secondaires faiblement cristallins (allophanes et ferrihydrite), (ii) la complexation de la MO avec des cations polyvalents et (iii) la protection physique de la MO au sein des agrégats de tailles diverses. Le premier mécanisme est vraisemblablement prépondérant dans les Andosols allophaniques, tandis que le second domine dans les Andosols non allophaniques. Les phénomènes d'agrégation sont une constante au sein des Andosols.

Dans les Andes, les páramos ont et sont toujours exploités par l'homme à des fins agricoles (élevage et culture). Outre la capacité des sols des páramos à stabiliser le  $C_{org}$ , ils offrent de nombreux services écosystémiques. Le service le plus important offert aux populations locales est sans doute la capacité des sols à réguler les flux et la qualité de l'eau. De grandes métropoles comme Quito en Equateur sont alimentées par les eaux des páramos. Le páramo constitue également un écosystème unique dans lequel le taux d'endémisme atteint 60%. Il est d'un grand intérêt de comprendre la manière dont les sols du páramo répondent aux pressions anthropogéniques. Plus particulièrement, il existe très peu de données sur l'évolution du stock de  $C_{org}$  dans les Andosols des páramos anthropisés. Le corollaire est qu'il faut également décrire les mécanismes de stabilisation du  $C_{org}$  du sol dans ces écosystèmes.

Pour répondre à ces questions, nous étudions les sols du páramo du bassin versant de Jatunhuayco situé dans les Andes centrales équatoriennes. La végétation naturelle du bassin versant est en partie dégradée en raison du pâturage par le bétail. Les objectifs de ce mémoire sont : (i) caractériser les propriétés générales des sols; (ii) déterminer le stock de  $C_{org}$  dans les sols et (iii) identifier les mécanismes de stabilisation du  $C_{org}$  qui sont à l'œuvre dans les sols. En vue de mieux comprendre l'impact du pâturage et du changement de végétation sur les propriétés du sol, en particulier le  $C_{org}$ , des sites sous couvert végétal dégradé et non dégradé sont comparés.

La recherche est réalisée en plusieurs étapes. Dans un premier temps, nous décrivons les sols échantillonnés en établissant leur typologie et leur état d'altération. Dans un second temps, nous quantifions le stock total de  $C_{org}$  dans le sol. Finalement, nous investiguons les mécanismes potentiels de stabilisation du  $C_{org}$  du sol.



## 2. Etat de l'art

### 2.1. Le carbone organique du sol (COS)

#### Le cycle biogéochimique global du carbone

Le cycle global du C est beaucoup étudié, notamment en raison de l'effet de serre lié à la présence de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) et de méthane ( $\text{CH}_4$ ) dans l'atmosphère. Les changements climatiques et l'acidification des océans actuels sont deux problèmes globaux directement liés à l'augmentation des concentrations atmosphériques de ces gaz.

Sur terre, le carbone (C) comme tout élément est présent en quantité fixe. Il est présent dans des molécules organiques ou minérales. Ce sont les plantes et les microbes qui permettent la conversion d'un type de molécule à l'autre. Trois réservoirs de C sont en relation directe avec le réservoir atmosphérique : (i) le C inorganique et le C organique fossilisé du réservoir géologique, (ii) le C organique et majoritairement inorganique des océans et (iii) le C organique terrestre de surface (Grotzinger and Jordan, 2014) (Fig. 2-1). Le réservoir géologique (croûte et manteau) est, en termes de quantité de C, le plus important. Il est suivi du réservoir océanique. Dans le réservoir terrestre, le sol agit comme une source et un puits de C ; il joue un rôle clé puisqu'il contient 1,25 fois plus de C que l'atmosphère et la biomasse terrestre réunis.

Des millions d'années sont nécessaires au C géologique pour éventuellement être réémis dans l'atmosphère *via* le volcanisme et le métamorphisme. Au contraire, les échanges de C entre les réservoirs terrestres et océanique d'une part, et l'atmosphère d'autre part, sont dynamiques ; sur une base annuelle, des flux significatifs de C sont échangés (Fig. 2-1). En particulier, les échanges de C entre la biosphère et l'atmosphère à travers la photosynthèse (input) et la respiration (output) représentent les flux les plus importants du cycle global.

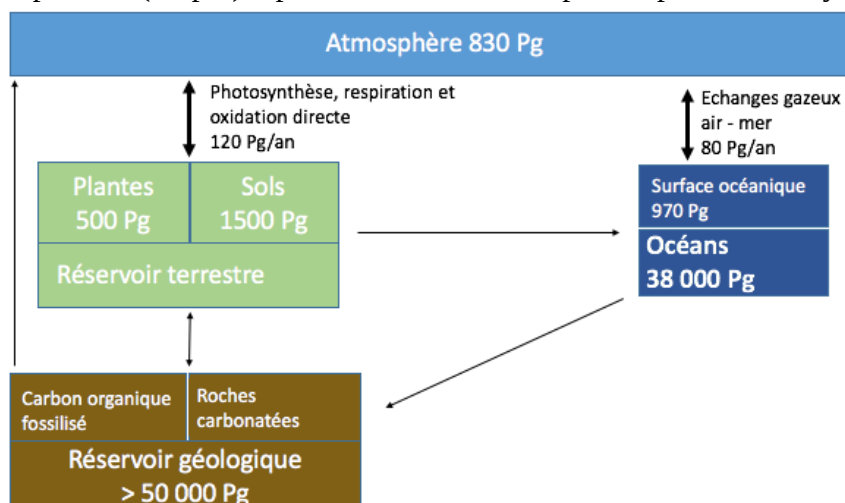


Figure 2-1: Cycle du C décrivant les flux de C entre l'atmosphère et les autres réservoirs principaux. La quantité de C stockée dans chaque réservoir est donnée en [Pg(1Pg=1053g)] de C et les flux des cycles courts, dont la flèche indique le sens de déplacement, sont données en  $\text{Pg an}^{-1}$  (Grotzinger and Jordan, 2014 ; d'après les chiffres de l'IPCC).

### Le réservoir de carbone dans le sol

Les sols stockent trois fois plus de C que la biomasse terrestre (Grotzinger and Jordan, 2014). Dans les sols calcaires développés sur des matériaux sédimentaires, le C est présent sous forme oxydée inorganique dans la calcite ( $\text{CaCO}_3$ ). Lors des réactions de dissolution, les ions carbonates sont emportés vers le réservoir océanique. Ce C ne réagit pas directement avec l'atmosphère (Grotzinger and Jordan, 2014). Plus fréquemment, la majorité du C du sol est sous forme organique car il provient de la décomposition de la biomasse. L'apport de biomasse végétale fraîche au sol équivaut à un flux de C organique annuel d'environ 61 Pg (Lehmann and Kleber, 2015). C'est le C organique du sol (COS) terrestre qui est directement en interactions avec l'atmosphère (Fig. 2-1).

La matière organique du sol (MOS) est définie comme *'la somme de tous les matériaux organiques trouvés dans le sol ou à la surface du sol, peu importe la source, s'ils sont vivants ou morts, ou l'état de décomposition, en excluant les plantes vivantes au-dessus de la surface'* (Baldock and Broos 2012) Dans le sol, la MO est en interaction avec les solutés, elle est mélangée avec la phase minérale et est en contact avec la phase gazeuse. Elle représente en moyenne 5% de la composition volumique du sol et 5% de la proportion massique (Baldock and Broos, 2012).

Le C représente la majorité de la masse de la MOS mais l'oxygène, l'hydrogène, l'azote et le soufre peuvent également en représenter une part significative (Baldock and Broos, 2012). Empiriquement, on a montré que le COS représente en moyenne environ 58% en masse de la MOS (Baldock and Broos, 2012).

### Dynamique du carbone organique du sol

La dynamique du C dans le sol est définie par les interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Les plantes fixent le C à travers la photosynthèse et une partie retourne à l'atmosphère sous forme de  $\text{CO}_2$  via la respiration et les feux. Le taux de respiration dépend de l'état de la plante mais également de facteurs environnementaux tels que la température, le niveau d'oxygène et de  $\text{CO}_2$  aux alentours de la cellule végétale (Sinha, 2014). La sénescence transforme une partie de la biomasse vivante en litière. La couverture végétale est la principale porte d'entrée du C dans le sol et donc un facteur important à considérer dans la dynamique du C dans le sol. En plus de la litière, le C est apporté par exsudation racinaire et par les tissus ou déchets animaux.

Le sol interagit en surface avec les plantes et l'atmosphère grâce à l'activité des micro-organismes qui utilisent les tissus organiques comme source d'énergie et de C (Baldock and Broos, 2012). Les bactéries, les champignons, les algues et les protozoaires ont différents modes nutritifs qui permettent, en opérant successivement, le cycle et la transformation des nutriments dans le sol. La première étape, la décomposition, est l'altération du matériel organique originel. Elle permet aux communautés de décomposeurs d'immobiliser et d'assimiler les nutriments nécessaires à leur croissance. Les résidus organiques sont ensuite

minéralisés par les organismes chimio-hétérotrophes grâce à une oxydation enzymatique. La minéralisation transforme les résidus organiques en molécules inorganiques utilisables par les plantes et la réaction produit du CO<sub>2</sub> en conditions aérobies.

Baldock (2007) indique que la stabilité biologique de la MOS est dictée par l'aptitude et la capacité biologique. (Fig. 2-2). L'aptitude biologique détermine si une molécule organique peut être décomposée ou pas. Elle est représentée par trois facteurs : la récalcitrance chimique de la molécule en question, sa protection par la matrice du sol et l'aptitude biologique. La récalcitrance chimique reflète simplement que certaines formes moléculaires (p.ex. la lignine, les graisses) sont plus difficiles à altérer que d'autres. La protection par la matrice du sol reflète le fait qu'une molécule organique puisse au travers d'interactions physico-chimiques avec les composants minéraux du sol ne pas être accessible aux enzymes extracellulaires. L'aptitude biologique fait référence à la présence d'ADN codant pour l'enzyme nécessaire à la décomposition du composé moléculaire.

Le contrôle par la capacité biologique réfère aux processus affectant le taux de décomposition. Cela est défini par l'ensemble de facteurs gouvernant les processus biologiques comme la température, le contenu en eau et le niveau trophique (nutriments et oxygène) ainsi que la durée d'exposition aux conditions favorables.

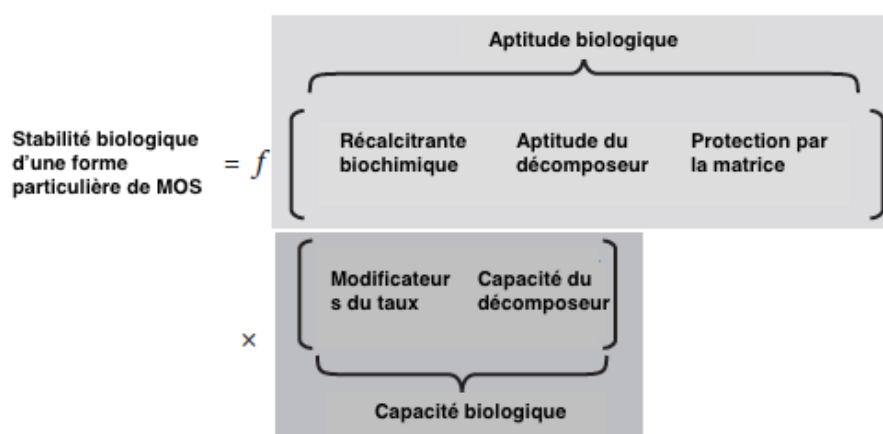


Figure 2-2: Facteurs importants pour définir la stabilité biologique des matériaux organiques du sol. Les facteurs décrivant l'aptitude biologique définissent si la forme de MOS sera décomposée ou pas. Alors que les facteurs décrivant la capacité biologique définissent le rythme auquel la décomposition se fera (Baldock, 2007).

La MOS ne se comporte pas de manière homogène, ses composants présentent des taux de décomposition différents (Baldock and Broos, 2012). Ainsi, on sépare la MOS en différentes fractions (Fig. 2-3). La MO dissoute (MOD) contient des structures moléculaires variées solubilisées dans la solution du sol. Opérationnellement, elle est définie comme la MOS passant à travers un filtre avec une porosité de 0,45 µm. Étant donné que tous les substrats doivent passer par la phase aqueuse avant d'être utilisés par les communautés microbiennes, la MOD est un bon indicateur de la disponibilité instantanée de la MO. Par



contre, à cause de sa nature très mobile, elle indique mal la disponibilité en MO à plus long terme. La fraction qui indique le mieux cette disponibilité est la MO particulaire (MOP) qui est composée de débris organiques dont la taille varie de 0,53 à 2 mm. La fraction organique restante (lorsque l'on retire la MOP et MOD de la MOS) est l'humus (<0,53 nm). Cette fraction est considérée comme le produit final de la décomposition microbienne, mais continue à être minéralisée lentement (Baldock and Broos, 2012 ; Lehmann and Kleber, 2015). L'humus est un composé colloïdal de couleur brun foncé et de composition complexe, très modifié par rapport au matériau organique initial ou synthétisé par les microbes (Baldock and Broos, 2012).

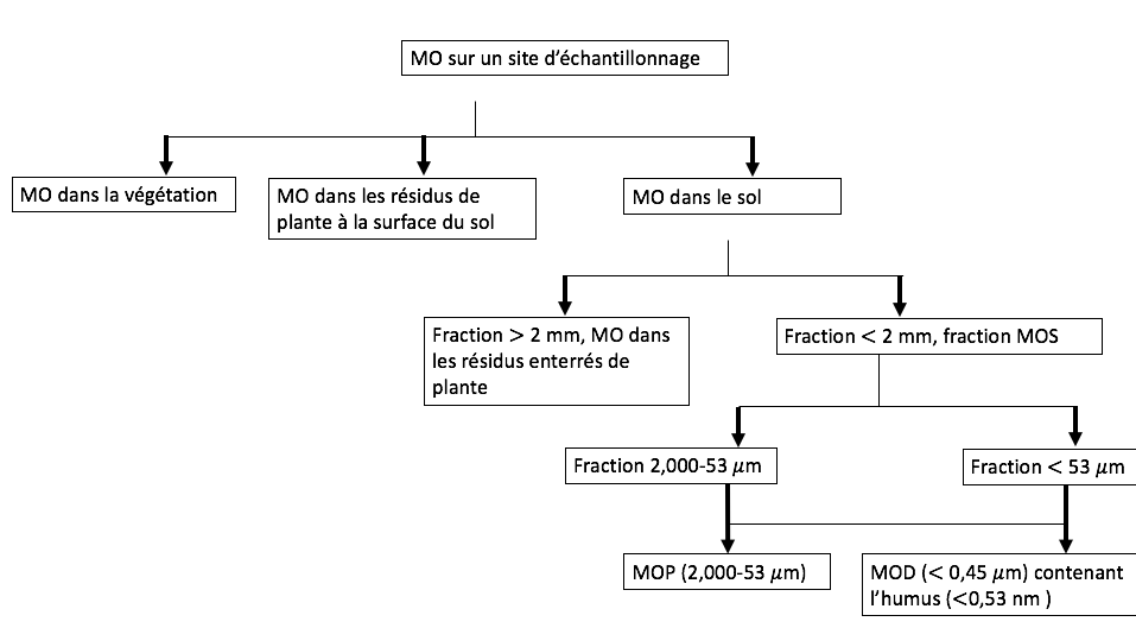


Figure 2-3: Fractionnement du C que l'on retrouve sur un site d'échantillonnage (adapté de Baldock and Broos, 2012)

La disponibilité en nutriments de la MOP est donnée par le rapport C/Nutriments (p.ex. C/N) (Baldock and Broos, 2012). Lorsque le rapport est élevé ( $C/N > 40$ ), les nutriments sont immobilisés dans la structure carbonée et la décomposition est plus lente. Le rapport idéal pour une minéralisation nette de l'azote vaut 20 (White, 2006). Avec la décomposition, le rapport diminue et la MOS minéralisée présente un rapport faible. Avec la minéralisation, l'affinité de la MO pour les surfaces minérales augmente et la fraction organique minéralisée devient plus résistante à la décomposition (Lehmann and Kleber, 2015). La MO résistante est composée de matériaux hautement carbonisés dont le temps de résidence dans le sol est élevé (le charbon de bois, les résidus de plante calcinés, le graphite et le charbon).

Un des objectifs du fractionnement de la MOS est de quantifier l'allocation de la MOS en des matériaux qui sont disponibles de manière différenciée pour la décomposition. Dans la plupart des modèles de simulation, le COS est représenté en une fraction avec un taux de renouvellement (turnover) rapide (annuel), modéré (dizaines d'années) et lent (millénaires), ainsi que les composants inertes ou passifs (Baldock and Broos, 2012)

### Stabilisation du carbone organique du sol

La communauté scientifique n'est pas unanime quant au destin des apports organiques au sol. Quatre modèles différents existent (Lehmann and Kleber, 2015). Le plus vieux est celui de l'humification, aujourd'hui abandonné. Il définit l'humification comme la synthèse depuis les produits de décomposition en gros composés noirs. Le concept plus récent de la préservation sélective suggère que les apports organiques sont composés d'une fraction labile et d'une autre fraction récalcitrante, qui sont utilisés de manière préférentielle par les micro-organismes. Cependant, il a été prouvé que sous des conditions adaptées, les décomposeurs sont capables de décomposer les composés présumés persistants plus rapidement que prévu (Lehmann and Kleber, 2015). Les conditions adaptées sont celles qui permettent l'aptitude et la capacité biologique dans le modèle de Baldock (2007). Le modèle de décomposition progressive conceptualise la MOS comme une gamme de fragments organiques et de produits microbiens de toutes tailles en des états de décomposition variés. Enfin, le modèle qui est actuellement suggéré est celui du sol comme un continuum, opposé à l'idée de discrétiser le C en différentes fractions avec des temps de résidence associés. La MOS existerait comme un continuum de fragments qui sont continuellement traités par les décomposeurs pour en faire des plus petites molécules organiques.

Ce dernier modèle de continuum questionne l'approche traditionnelle de l'étude de la MOS qui consiste à classifier l'humus suivant la solubilité dans des solutions très acides et alcalines, menant à une « boîte noire » de composés résultant des extractions (Lehmanns and Kleber, 2015). La nomenclature humique est également un problème car elle varie d'un domaine à l'autre. La stabilisation du C dans le sol ne devrait donc pas être liée à sa composition chimique ou moléculaire uniquement. Comme l'illustre la figure 2-4, le macro-environnement du sol doit être considéré pour expliquer les temps de résidence du C dans le sol. En effet, c'est l'environnement direct qui régule l'activité des décomposeurs qui oxydent la MO. A la suite de cette oxydation, la solubilité des molécules organiques dans l'eau augmente tout comme la protection, grâce à une activité plus importante vis-à-vis des surfaces minérales et l'incorporation dans les agrégats du sol.

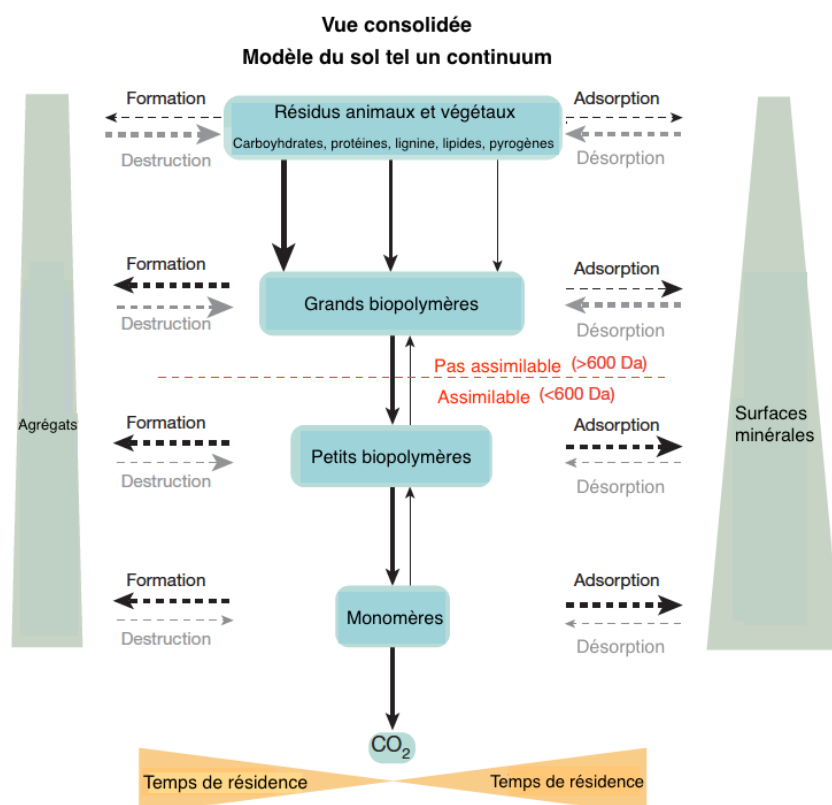


Figure 2-4: Modèle de continuum du sol pour le devenir des apports organiques au sol et les contrôles écosystémiques du sol sur ce devenir. Les flèches pointillées désignent principalement le transfert abiotique, les lignes pleines désignent principalement le transfert biotique; les lignes plus épaisses indiquent des taux plus rapides; les grandes boîtes et les extrémités des coins illustrent des tailles de pool plus grandes; toutes les différences sont illustratives. Toutes les flèches représentent des processus qui sont fonction de la température, de l'humidité et du biote présent (Lehmanns and Kleber, 2015)

### Mécanismes de stabilisation

Dans cette section les mécanismes de stabilisation du COS liés à deux facteurs du contrôle par l'aptitude biologique (la résistance chimique et la protection par la matrice du sol) seront développés. La protection physique impacte également la capacité biologique.

La protection biochimique du COS résulte de la composition chimique complexe de la MO (Six et al., 2002). Cela peut être une propriété inhérente du matériau original, par exemple en raison de la présence de polyphénols ou de lignine (Fig. 2-5).

La condensation et l'insolubilité des structures organiques peuvent également émerger au cours de la décomposition (Six et al., 2002). En effet, la décomposition met à jour des charges électriques négatives sur la MO. Sous l'attraction électrostatique, celle-ci se complexifie par chélation avec les cations polyvalents de la solution du sol. Ces cations sont majoritairement l'aluminium ( $Al^{3+}$ ), le fer ( $Fe^{3+/2+}$ ) et dans le cas des sols neutres et alcalins le calcium ( $Ca^{2+}$ ). Les cations présents dans la solution du sol sont issus de l'altération des minéraux primaires. La chélation a lieu quand il y a beaucoup de MO et elle n'implique pas la phase minérale du sol (Fig. 2-5).

La protection chimique indique l'adsorption de la MO sur les minéraux secondaires du sol par l'intermédiaire de cations polyvalents (Six et al., 2002). Les argiles sont des minéraux secondaires réactifs en raison des surfaces spécifiques souvent importantes et électriquement chargées qu'ils développent. La texture du sol peut donc être un bon indicateur de la capacité du sol à stabiliser le C *via* ce type d'interactions. Les minéraux argileux ont néanmoins des surfaces spécifiques et des capacités d'échanges cationiques différentes, et donc des capacités de stabilisation variables (Fig. 2-5).

La protection physique consiste à l'incorporation du COS au sein d'agrégats de particules minérales. Elle rend la MO inaccessible pour les enzymes microbiennes. De plus, l'activité microbienne est réduite dans les macro-agrégats (taille  $> 250 \mu\text{m}$ ), et plus encore dans les micro-agrégats (taille  $< 250 \mu\text{m}$ ) car l'oxygène y diffuse moins que dans la porosité du sol (Six et al., 2002) (Fig. 2-5).

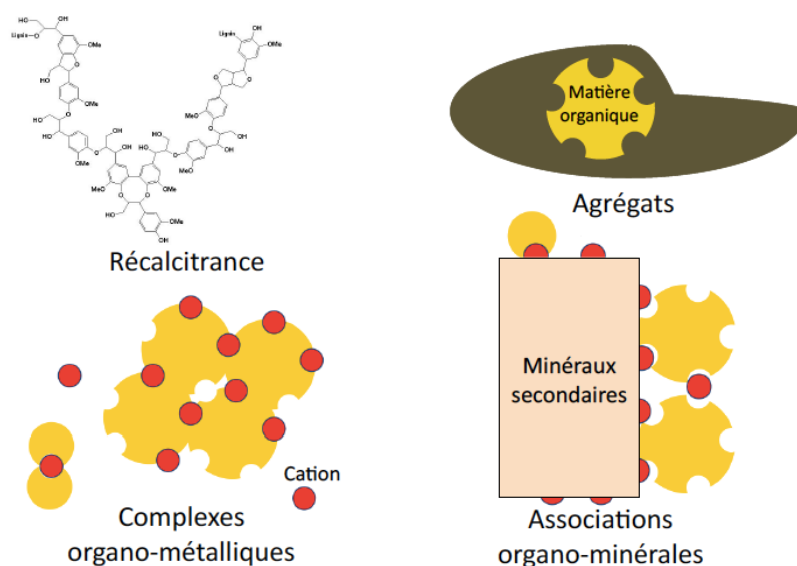


Figure 2-5: Les quatre mécanismes de stabilisation du COS : récalcitrance (A), agrégation (B), complexation organométallique (C) et associations organo-minérales (D)

La MO stabilisée dans le sol se trouve donc sous quatre états et sa dynamique dépend des processus du sol qui y sont liés. La figure 2-6 illustre les différents processus : la complexation organométallique, l'adsorption et la désorption des associations organo-minérales, le turnover des agrégats et la condensation de la MO récalcitrante (Six et al., 2002).

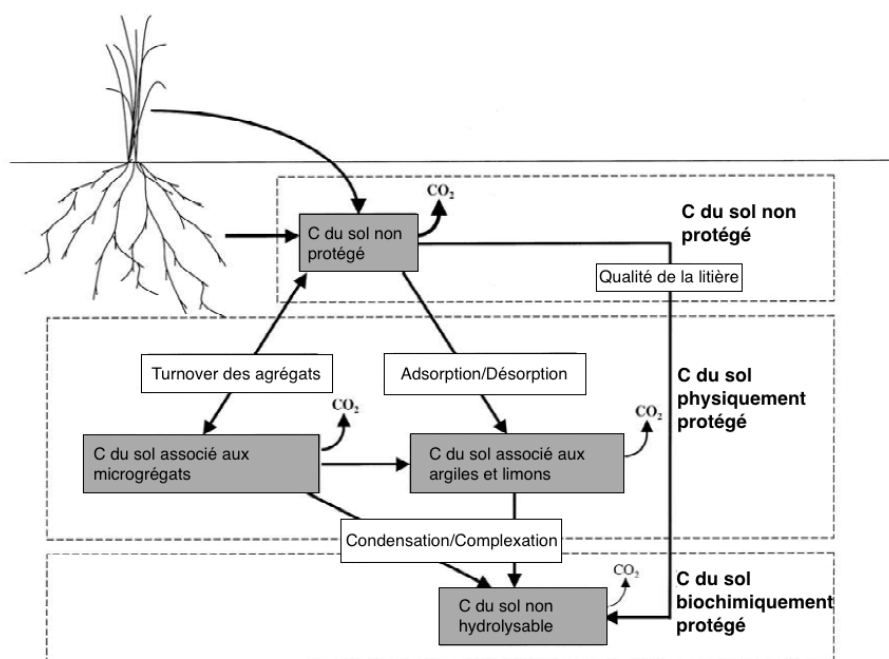


Figure 2-6: Modèle conceptuel de la dynamique de la MO du sol en pools mesurables et les processus du sol qui déterminent la dynamique de ces pools (Six et al., 2002)

La complexation organométallique dépend de la constante de stabilité des sites de complexation potentiel de la MO, du pH de la solution (au-dessus de pH 5, la formation d'hydroxydes d'aluminium entre en compétition avec la complexation, faute d'Al disponibles), de la concentration et de la spéciation des ions métalliques et de la concentration des autres espèces aqueuses compétitrices (Shoji, 1994).

Les interactions organo-minérales sont principalement définies par la nature chimique de la MO (groupes fonctionnels, taille etc.) et le type de minéraux argileux. En plus de la quantité d'argile, la surface spécifique est importante (Baldock and Broos, 2012). Il existe une large gamme de variation de la surface spécifique au sein de la fraction argileuse : kaolinite ( $15\text{-}20\text{ m}^2\text{ g}^{-1}$ ) < halloysite ( $20\text{-}60\text{ m}^2\text{ g}^{-1}$ ) < illite ( $80\text{-}100\text{ m}^2\text{ g}^{-1}$ ) < montmorillonite ( $280\text{-}500\text{ m}^2\text{ g}^{-1}$ ) < oxydes de fer amorphes (ferrihydrite) ( $305\text{-}412\text{ m}^2\text{ g}^{-1}$ ) < allophanes et imogolites ( $700\text{-}1500\text{ m}^2\text{ g}^{-1}$ ) (Nelson and Hendricks, 1943).

L'humidité du sol, les épisodes de sécheresse et humidité influencent la formation d'agrégats (Ghezzehei, 2012). Il existe quatre niveaux hiérarchiques d'agrégation, les particules des niveaux inférieurs sont plus denses et plus résistantes que celles des ordres supérieurs (Six, 2004) : le lien entre les particules d'argiles primaires en domaines d'argiles (< 2  $\mu\text{m}$ ), le lien des domaines d'argiles entre eux et/ou de particules de limon formant des clusters (2-20  $\mu\text{m}$ ), le lien des clusters créant des micro-agrégats (20-250  $\mu\text{m}$ ), et le lien de micro-agrégats stables formant des macro-agrégats (>250  $\mu\text{m}$ ). Tous les niveaux ne sont pas nécessairement présents dans tous les sols mais il est fort probable de les retrouver dans les sols riches en MO.

A l'échelle des domaines d'argile, l'agrégation est dictée par la minéralogie du sol (les phyllosilicates sont les éléments constitutifs primaires) et les propriétés chimiques contrôlant la dispersion. Holmgren et Flanagan (1977) expliquent que quatre mécanismes sont impliqués dans la dispersion : l'hydratation et la désaération (liés à l'équilibre énergétique de l'eau), le gonflement (lié aux différences de concentrations ioniques entre l'agrégat et la solution) et finalement la dispersion proprement dite lors du relâchement. Les clusters sont formés quand le sable et les particules de limon sont liés *via* des particules colloïdales<sup>1</sup> (domaines d'argile, oxydes d'Al et de Fe et colloïdes organiques). Les micro-agrégats sont formés lorsque les clusters et les particules de limon sont liés par des agents organiques persistants (p.ex., la MO humifiée et les complexes avec des cations métalliques polyvalents), les oxydes et les aluminosilicates hautement désordonnées. Certains auteurs suggèrent que les micro-agrégats soient formés dans les macro-agrégats par le processus de fragmentation (Oades, 1984). Les macro-agrégats sont formés depuis les micro-agrégats liés par des agents liants faibles tels que les racines, les fragments de résidus végétaux, les hyphes de champignons et les composés organiques labiles dérivés des exsudats de microorganismes et de racines.

#### Perturbations du COS

A l'échelle globale, le cycle terrestre de surface du C est supposé équilibré car les flux sortants, la respiration des plantes et des racines, sont égaux au flux entrant, la photosynthèse (Grotzinger and Jordan, 2014). Cependant, des actions anthropiques peuvent perturber l'équilibre en augmentant le flux annuel de gaz carbonique et de méthane vers l'atmosphère.

Le processus de respiration sur les pools de C du sol ayant un turnover actif à modéré est à l'origine de l'émission de CO<sub>2</sub> (et dans une moindre mesure de CH<sub>4</sub>) depuis les surfaces terrestres. Le processus dépend de nombreux facteurs, parmi eux la température annuelle moyenne et l'utilisation du sol (Tian et al., 2016). C'est pour cette raison que les impacts du changement climatique et les changements d'occupation du sol sur le COS seront développés dans la suite de ce mémoire.

#### Le changement climatique

Le changement climatique se marquera par l'augmentation de la température moyenne de surface et la diminution des précipitations totales. Cela pourrait induire une modification des apports de biomasse au sol. En effet, une couverture végétale différente, plus adaptée au nouveau contexte local pourrait remplacer l'originale (GIEC, 2002).

---

<sup>1</sup> Les particules colloïdales sont définies comme ayant un rayon sphérique équivalent plus petit que 1  $\mu\text{m}$  (van Olphen, 1977)

Un nouvel équilibre du C présent dans le sol pourrait également voir le jour (GIEC, 2002). La décomposition des molécules organiques serait accélérée sous l'effet de la température car l'activité microbienne est stimulée. La décomposition est également accélérée dans des conditions plus sèches. Les sols en zones humides qui sont saturés en permanence ou une grande partie de l'année, pourraient connaître des épisodes de non-saturation qui affecteront la dynamique de séquestration du C et les émissions de CH<sub>4</sub>. De tels effets sont déjà visibles aux hautes latitudes dans l'hémisphère nord (Gouttevin, 2012). Dans les prévisions futures, la production de CH<sub>4</sub> des tourbières augmente à cause de la température (IPCC, 2001). Ces tourbières sont justement connues pour accumuler énormément de C, entre 12 et 60%, car la décomposition y est faible (Andriess, 1988). En changeant les conditions d'humidité et de température de ces zones, le risque est grand de réactiver le C qui y est stocké depuis longtemps.

#### *Les changements d'utilisation et d'occupation du sol*

Les termes occupation et usage des sols renvoient à deux définitions distinctes. Le terme occupation des sols correspond à une description purement physique de l'espace. Il désigne l'occupation physique observée de la surface terrestre (Di Gregorio and Jansen, 1997). Le terme utilisation des sols correspond à une gestion anthropique des différents types d'occupation des sols.

Pour la décennie 2006-2015, les pertes de C depuis les sols à travers les changements d'occupation du sol sont estimées à  $1 \pm 0,5$  Pg de C par an (Le Quéré et al., 2016). Houghton et al. (2012) considèrent que les sources et puits de C liés à l'occupation et à la couverture du sol sont significatifs à l'échelle globale du cycle du C.

Selon Houghton and Goodale (2004), à la suite des intérêts politiques concernant les stocks de C (Protocole de Kyoto), la définition des changements d'utilisation du sol devrait inclure tous les effets anthropiques sur le stockage de C terrestre, tels que les formes variées de gestion des forêts et de l'agriculture ainsi que l'exploitation et la conversion de la terre. Ces mêmes auteurs considèrent neuf types de changements d'utilisation et de gestion du sol : le changement net en terre cultivée, le changement net en terre de pâturage, la récolte de bois et la repousse, le changement de culture, la plantation, la suppression des feux, l'envahissement des ligneux, les autres changements surfaciques forestiers (dégradation et restauration) et la gestion du sol.

Les processus régissant la dynamique du COS sont perturbés par ces changements d'utilisation et de gestion du sol. Il existe un effet direct lié à la variation de la biomasse au-dessus du sol. Cela conduit à une dynamique nouvelle des apports par la litière et par les exsudats racinaires. Il existe également des effets indirects liés aux changements des conditions physico-chimiques du sol. Comme il a été expliqué à la section 2.1, la stabilité du C dans le sol dépend de l'environnement du sol.



L'aptitude biologique peut être modulée par la présence dans le sol du décomposeur qui possède les enzymes adéquates. Les nombres et types de microorganismes varient d'un sol à l'autre en fonction de nombreux facteurs dont le pH, le contenu en MO, la température, la texture, l'humidité et l'aération (Chen et al., 2003). Tous ces facteurs, sauf la texture, sont susceptibles de changer avec l'utilisation du sol.

La protection par la matrice du sol est également un élément clé à considérer par rapport à la stabilisation du C. La disponibilité en cations pour la complexation organométallique et organo-minérale est fonction du pH (Shoji, 1994). L'agrégation est, elle, fortement influencée par la présence de mucilage et de racines ainsi que la dynamique de l'eau du sol qui varie avec l'utilisation du sol (Poulenard et al., 2003). La présence de végétaux est également cruciale pour contenir le phénomène naturel d'érosion du sol qui engendre une perte de C (Baldock and Broos, 2012).

Le taux de décomposition peut être affecté par le biais de la température, du contenu en eau et du niveau trophique (nutriments et oxygène). Si le sol est plus exposé suite à la diminution en densité de la couverture végétale, la respiration microbienne sera plus importante (Houghton and Goodale, 2004). Le contenu en eau et en oxygène varie en fonction de la porosité du sol. Et le contenu en élément de la solution du sol est influencé par la nature du couvert végétal (Shoji, 1994).

## 2.2. Le cas des sols volcaniques

Le terme « sol volcanique » est communément utilisé pour désigner les sols formés sur des dépôts volcaniques, qu'il s'agisse de laves ou des matériaux pyroclastiques, en particulier les retombées de téphra (McDaniel et al. 2012). Ce sont les caractéristiques physiques, chimiques et minéralogiques du sol volcanique qui permettent de classer celui-ci comme 'Andosol'. La Base de Référence Mondiale pour les Ressources en Sols (World Reference Base for Soil Resources, ou WRB) de la FOA indique qu'un Andosol doit posséder un horizon diagnostique andique ou vitrique (FAO, 2014). Le sol est un Andosol<sup>2</sup> s'il contient un ou plusieurs horizons avec des propriétés andiques ou vitriques soit d'une épaisseur de plus de 30 cm dans les premiers 100 cm et commençant dans les premiers 25 cm, ou dans plus de 60% de l'épaisseur s'il y a des matériaux consolidés entre 25 et 50 cm. Les propriétés andiques sont établies si le sol contient moins de 25% en poids de C organique et lorsque le pourcentage  $Al_{ox} + \frac{1}{2} Fe_{ox} \geq 2 \%$ <sup>3</sup>, la densité apparente est inférieure à  $0,9 \text{ g cm}^{-3}$  et la rétention en phosphate  $\geq 85\%$ . Les propriétés vitriques sont développées lorsque l'altération est moindre (Dahlgren et al., 2004). Le sol doit contenir plus de 10% de verre volcanique et d'autres minéraux primaires dans la fraction fine ( $<2 \text{ mm}$ ), ou moins de 10% d'argiles dans la

---

<sup>2</sup> Il ne peut y avoir d'horizon argique, ferralique, petroplinthique, pisoplinthique, plinthique ou spodique sauf à plus de 50 cm de la surface du sol minéral

<sup>3</sup>  $Al_{ox}$  et  $Fe_{ox}$  désignent l'Al et le Fe extraits par l'oxalate d'ammonium à pH 3 (cfr section 3.3)



fraction fine, ou une densité apparente  $> 0,9 \text{ g cm}^{-3}$ , ou un pourcentage  $\text{Al}_{\text{ox}} + \frac{1}{2} \text{Fe}_{\text{ox}} \geq 0,4 \%$ , ou une rétention en phosphate  $\geq 25\%$ .

La grande majorité des sols volcaniques sont des Andosols. La racine du mot Andosol vient du Japonais, *an*, qui veut dire noir, et *do*, qui veut dire sol (FOA, 2014). En effet, les sols volcaniques sont connus pour accumuler de grandes quantités de MO, ils sont d'ailleurs parmi les plus productifs du monde (Shoji et al., 1994). Les Andisols représentent environ 1% de la surface terrestre (Leamy, 1984) mais stockent au moins 5% du C organique total et possèdent un potentiel agronomique important en nourrissant 10% de la population mondiale (Ping, 2000). Cette performance est possible grâce aux bonnes propriétés physiques que le sol permet pour la croissance de la plante ainsi qu'une excellente fertilité liée à l'ajout récurrent de nutriments potentiels présents dans les éjectas volcaniques (Shoji et al., 1993 ; Dahlgren et al., 2004).

Les Andisols sont distribués préférentiellement dans les régions où le volcanisme est actif ou récemment éteint car ce sont des sols généralement jeunes, on les retrouve dans une grande gamme de climats (Fig. 2-7).

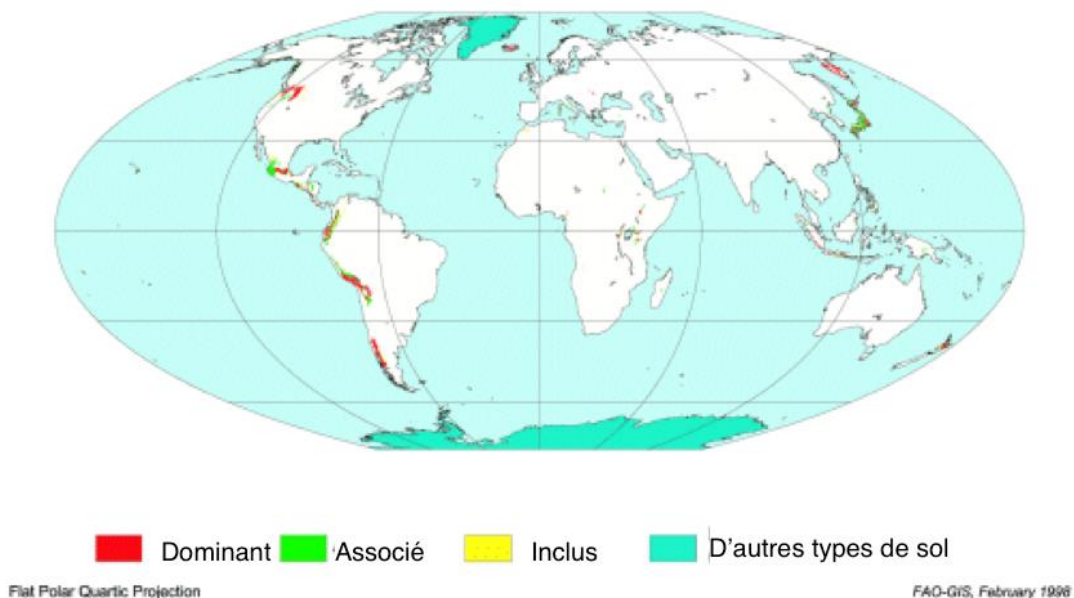


Figure 2-7 : Distribution des Andosols dans le monde, représentée comme Andosol dominant, associé à d'autres typologies de sol ou comme inclusions. Seulement les grandes superficies d'Andosol sont représentées sur la carte à cause de la petite échelle. Les Andosols sont présents autour de la ceinture de feu pacifique, sur la côte ouest de l'Amérique du Sud, en Amérique centrale, dans les montagnes Rocheuses, en Alaska, au Japon, dans l'archipel des Philippines, en Indonésie, en Papouasie-Nouvelle-Guinée et en Nouvelle-Zélande.

Les Andosols, de par leur productivité agronomique et à cause de la nécessité de produire plus pour nourrir une population mondiale sans cesse croissante, sont sujets à une exploitation qui s'intensifie. On observe dans les zones volcaniques des changements d'utilisation du sol qui finissent par dégrader l'état originel de l'écosystème. La dégradation des sols est définie par la FAO comme *'un changement dans l'état de santé du sol qui entraîne une diminution de la capacité de l'écosystème à fournir des biens et services pour ses bénéficiaires'* (FAO, 2018).

#### Formation et propriétés des sols volcaniques

La charge caillouteuse des sols volcaniques est souvent dominée par le verre volcanique qui s'altère rapidement pour former une fraction colloïdale dominée par des matériaux nanocristallins<sup>4</sup> (allophanes et ferrihydrite principalement), de l'imogolite qui présente un ordre cristallin à courtes et longues distances, ainsi que des complexes Al/Fe-MO. Dans la suite, nous appellerons l'allophe, la ferrihydrite et l'imogolite sous la dénomination de minéraux faiblement cristallins. La présence de ces colloïdes dans les Andosols est responsable de leurs propriétés physiques et chimiques uniques. La présence d'allophanes peut être vérifiée sur le terrain à l'aide du test de Fieldes et Perrott (1966) utilisant le fluorure de sodium. Un pH  $\geq$  9,5 (et observable grâce à un indicateur coloré) révèle la présence d'allophanes et/ou de complexes organo-aluminiques. Le facteur clé donnant lieu aux caractéristiques chimiques et physiques des Andosols est la charge variable associée à une surface spécifique importante de la fraction colloïdale. Les propriétés caractéristiques communes de la plupart des Andosols sont une faible densité, une forte rétention du phosphore et de l'eau et une capacité d'échange cationique mesurée (CEC<sub>m</sub>) importante, de l'ordre de 20 à plus de 50 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> (McDaniel et al., 2012).

#### Pédogenèse

Cinq facteurs sont utilisés pour expliquer le développement des propriétés du sol : le climat, les organismes, la topographie, le matériau parental et le temps. Ce sont les propriétés du matériau parental qui influencent en premier lieu la genèse du sol. Les caractéristiques importantes sont les propriétés minérales comme la cristallinité, la composition chimique, la surface réactive définie par la taille des grains ainsi que la porosité du matériau parental.

La majorité des matériaux parentaux sur lesquels sont formés les Andosols sont des dépôts pyroclastiques aériens (dépôts de téphra, scories) ou issus des écoulements pyroclastiques (ignimbrites). Ils sont produits par les éruptions volcaniques explosives (Shoji et al., 1993, Dahlgren et al., 2004). Une fois émis dans l'atmosphère par une éruption, les téphra peuvent être dispersés sur de grandes distances. Les matériaux pyroclastiques sont typiquement composés de verre volcanique, un matériel aluminosilicaté amorphe comprenant des tétraèdres de silice peu liés entre eux, et des minéraux primaires silicatés, principalement

---

<sup>4</sup> Les minéraux nanocristallins sont définis comme ayant au moins une dimension nanométrique (1-100nm) (Hochella, 2008)

des aluminosilicatés (plagioclases, pyroxènes), mais aussi du quartz (dans le cas où le magma source est riche en silice) et dans une moindre mesure, des oxydes de fer et du titane. Les proportions de verre et de minéraux varient en fonction du type de magma associé à l'éruption. La composition du magma varie du basalte, pauvre en silice ( $\leq 57\%$   $\text{SiO}_2$ ) et plus riche en Al, Fe et Mg, à la rhyolite riche en silice ( $\geq 77\%$   $\text{SiO}_2$ ) mais relativement pauvre en Al, Fe et Mg, en passant par des compositions intermédiaires dites andésitiques et dacitiques (57-77%  $\text{SiO}_2$ ) (Bas et al., 1986).

Le verre volcanique est la source principale de Si et d'Al nécessaire à la formation de la fraction colloïdale typique des sols volcaniques (allophane, ferrihydrite, imogolite et complexes Al/Fe-OM). Les quantités d'Al et de Fe varient en fonction de la composition du verre volcanique issu du magma originel comme le montre la figure 2-8. La formation des minéraux secondaires pendant l'altération du matériau parental dépend des concentrations de chaque ion en solution et des cinétiques de précipitation ou de cristallisation des produits potentiels. La disponibilité de l'Al principalement et du Si est déterminante pour la minéralogie développée.

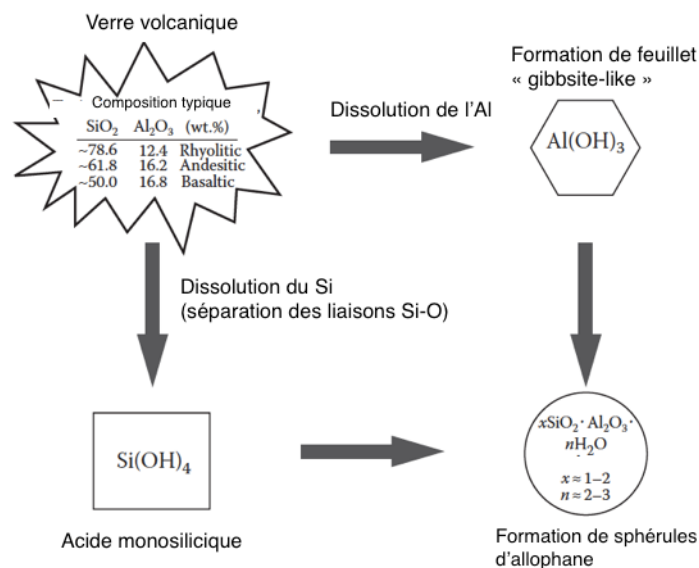


Figure 2-8: Composition du verre volcanique et dissolution de l'Al et du Si pour former des minéraux secondaires, l'allophane dans cet exemple (Hiradate and Wada, 2005).

Comme le verre n'est pas cristallin, il faut une énergie moindre pour casser les liaisons chimiques de son réseau silicaté. Dès lors, le verre montre une faible résistance à l'altération chimique. De plus, les dépôts de matériaux pyroclastiques sont fréquemment poreux, ce qui favorise la lixiviation des éléments mis en solution par l'altération (Dahlgren et al., 2004). La solution du sol est donc rapidement saturée en Si et en Al conduisant à la formation de minéraux non-cristallins ou peu cristallins dont la nucléation est plus rapide que celle des minéraux cristallins thermodynamiquement plus stables mais moins solubles (Stumm, 1992).

Le processus de pédogenèse depuis les téphra est appelé « andosolisation » (Shoji et al., 1993).

Le développement de l'horizon A dans les sols volcaniques résulte principalement de l'altération due aux acides organiques et carboniques (Shoji et al., 1993). C'est un horizon d'accumulation de la MO, stabilisée par complexation avec le Fe et l'Al libres en solution et issus de l'altération. Les complexes organométalliques sont dominants à un  $\text{pH} \leq 5$ . Le développement de l'horizon B résulte principalement de l'altération chimique des minéraux du matériau parental volcanique par l'acide carbonique, avec un minimum de translocation des produits de l'horizon A (Fe, Al et C dissout) (Shoji et al., 1993). On parle d'altération *in situ*. Dans l'horizon B, les minéraux faiblement cristallins formés de manière préférentielle dominent à des  $\text{pH} \geq 5$ . Dans l'horizon A, ce sont les complexes Al/Fe-OM qui dominent et l'incorporation préférentielle d'Al dans ces composés diminue la disponibilité de l'Al en solution. Ceci empêche ou retarde la formation des allophanes, il s'agit de l'effet anti-allophanique exercé par la MO lors du développement des sols volcaniques. On notera que la présence d'allophane n'exclut pas la formation de complexes organo-aluminiques mais indique plutôt que la capacité de complexation de la MO est saturée (Dahlgren et al., 2004).

Dans les zones proches de volcans dont l'activité est intermittente les profils sont communément polygéniques, causant l'enfouissement du sol par des couches de matériaux pyroclastiques successives (Dahlgren et al., 2004). La figure 2-9 montre une succession typique des sols dans les zones volcaniques.

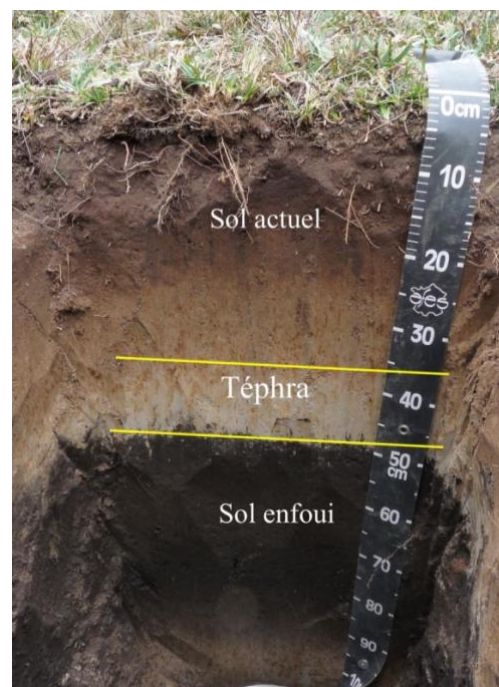


Figure 2-9: Succession de sols typique dans les zones volcaniques. Le développement du sol enfoui est interrompu par une couche de tephra assez épaisse à partir de laquelle le sol actuel est formé

En plus des mécanismes classiques 'top-down' de formation du sol où le matériau parental est altéré par un front d'altération se déplaçant vers le bas pour former les horizons de sous-sol, une pédogenèse de type 'upbuilding' a lieu dans les sols volcaniques lorsque de nouveaux matériaux sont ajoutés à la surface du sol (Shoji et al., 1993 ; Lowe and Tonkin, 2010). Selon la quantité de téphra apportés au sol, deux scénarios sont possibles. Dans le premier, le dépôt est relativement faible et les téphra sont rapidement incorporés (p.ex., via la bioturbation) dans le profil existant. Dans le deuxième cas, le dépôt de téphra est épais et celui-ci isole partiellement ou complètement le sol de surface sous-jacent de la plupart des processus pédogénétiques. Un nouveau sol se développera en surface sur le matériau parental fraîchement déposé. Les deux scénarios sont schématisés à la figure 2-10 dans un exemple de profil d'Andosol multi-séquences où la formation du sol est continue jusqu'à l'addition d'une couche de téphra trop épaisse que pour pouvoir être incorporée dans le sol avec le temps.

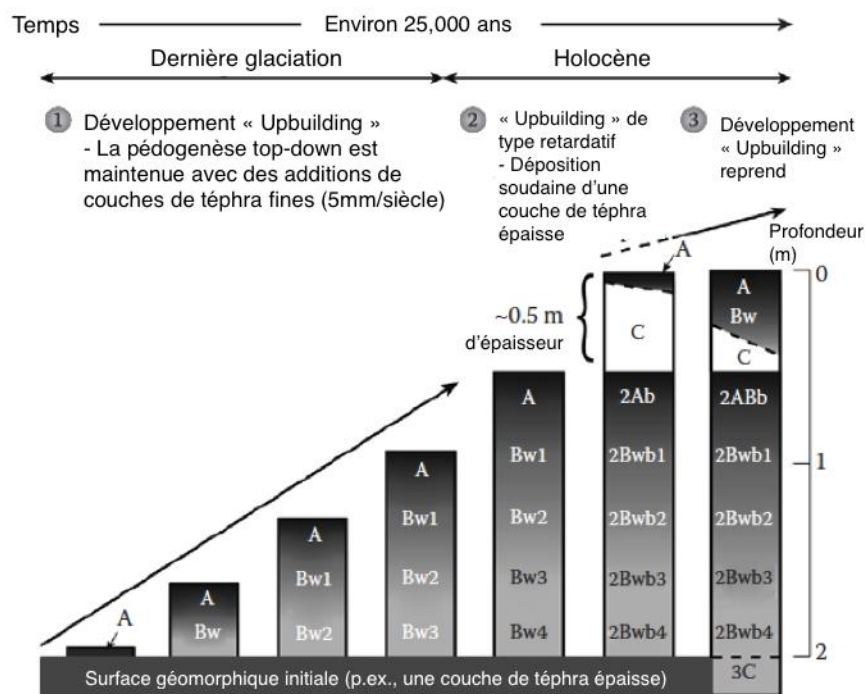


Figure 2-10: Modèle d'un profil formé par pédogenèse 'upbuilding' sur 25.000 ans dans la région de Waikato en Nouvelle-Zélande. La pédogenèse est régressive lorsque la couche de téphra est trop épaisse et un nouveau sol est formé (Lowe and Tonkin, 2010).

L'addition de nouveau matériau rajeunit le sol. Le taux de formation du sol est influencé par la nature du matériau parental et régulé par l'effet combiné du climat et de la végétation, plus rapide dans les climats chauds et humides (Shoji et al., 1993). Dans un environnement humide, il faut 200 à 300 ans pour observer l'apparition de caractéristiques andiques depuis un dépôt de téphra.

## Minéralogie

La composition des colloïdes des sols formés sur les matériaux volcaniques varie largement en fonction de la composition du matériau parental, du degré de développement du sol, du pH, du régime de température et d'humidité du sol et de l'accumulation de MO (Dahlgren et al., 2004). Dans les Andisols, une large gamme de minéraux argileux peut être rencontrée (gibbsite, kaolinite, vermiculite, smectite, oxydes de Fe cristallins tels l'hématite et la goethite) mais les constituants de plus grand intérêt sont les allophanes, l'imogolite, la ferrihydrite et les complexes Al/Fe-MO car ce sont eux qui confèrent les propriétés andiques.

Les allophanes, structurés sur de petites distances, apparaissent comme des sphères creuses de 3,5 à 5 nm de diamètre et de composition chimique  $(1-2)\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (2-3)\text{H}_2\text{O}$ . Ce sont des aluminosilicates hydratés dont la rapport atomique Al:Si varie de 1:1 à 2:1, permettant de distinguer d'une part les allophanes riches en Si et d'autre part ceux riches en Al (Fig. 2-11). (Shoji et al., 1993). Les allophanes peuvent être formés assez rapidement, quelques mois selon Parfitt (2009). Ils peuvent persister pour des centaines de milliers d'années dans les conditions le permettant (disponibilité d'acide silicique en solution, des espèces d'Al et l'opportunité de coprecipitation) (McDaniel and al., 2012). La teneur en allophane dans l'horizon B varie de 2% dans les sols peu altérés ou dominés par des complexes organométalliques, jusqu'à plus de 40% dans les Andosols bien développés.

Les imogolites, mieux structurées que les allophanes, apparaissent comme des tubules creuses de 0,7 à 2 nm de diamètres et sont de composition chimique  $(\text{OH})\text{SiO}_3 \cdot \text{Al}_2(\text{OH})_3$ . Elles sont formées, comme les allophanes riches en Al, dans des environnements plus pauvres en Si (Fig. 2-11). Tout comme les allophanes, l'imogolite intervient dans les associations organo-minérales car ce sont des matériaux qui développent des surfaces spécifiques parmi les plus grandes (700-1500 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup> ; Parfitt, 2009) (Churchman and Lowe, 2012).

Les oxydes ferriques non cristallins sont la forme qui capture le plus de Fe issu de l'altération des minéraux ferromagnésiens (p.ex., les amphiboles et les pyroxènes) car il y est plus stable que dans les complexes organiques (Shoji et al., 1993). La ferrihydrite ( $\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) est l'oxyhydroxyde dominant (Shoji et al., 1993). Elle est très réactive et possède une surface spécifique élevée (305-412 m<sup>2</sup> g<sup>-1</sup> ; Nelson and Hendricks, 1943). Les anions silicate et phosphate, et la MO peuvent s'y adsorber, empêchant la cristallisation de formes plus stables. La ferrihydrite est métastable et avec le temps, elle peut être convertie en oxydes de fer cristallins tels que la goethite ou l'hématite (Shoji et al., 1993).

Les complexes organométalliques sont accumulés dans les horizons de surface. Les complexes Al-MO sont formés tant que l'Al est disponible dans la solution du sol (Fig. 2-11).

L'halloysite ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) est également un aluminosilicate 1:1 hydraté commun dans les sols volcaniques. L'halloysite pourrait être formée à partir des allophanes. Cependant, ce mécanisme est maintenant abandonné, et on considère que c'est la



concentration en silicium (Si) en solution qui dictera soit la précipitation d'allophanes (aux faibles concentrations de Si), soit la précipitation d'halloysite (aux hautes concentrations en Si) (Joussein et al., 2005). L'halloysite est donc l'aluminosilicate dominant dans les environnements secs où le Si est concentré (Fig. 2-11). Herbillon et al. (1989) classifient l'halloysite à la frontière entre les argiles à faible et haute<sup>5</sup> activité.

La silice amorphe d'origine pédogénique ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) est un composant transitoire dans les sols volcaniques jeunes où le Si libre est présent en grande concentration dans la solution du sol (Fig. 2-11). Elle n'a pas d'influence significative sur les propriétés du sol (Shoji et al., 1993). Les événements climatiques, comme les sécheresses ou le gel, contribuent à concentrer la solution du sol. La formation de la silice est conséquente à celle des complexes organo-aluminiques qui prélèvent l'Al et pas le Si.

Des minéraux argileux de type 2 :1 peuvent également être présents dans les sols volcaniques, bien qu'ils soient généralement moins abondants que les minéraux secondaires aluminosilicatés faiblement cristallins. Ces phyllosilicates peuvent être des minéraux primaires (les micas dont la muscovite  $\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  et la biotite  $\text{K}(\text{MgFe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , la chlorite  $(\text{Fe,Mg,Al})_6(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ ) et/ou des minéraux secondaires (kaolinite  $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ , illite  $\text{K}_{0,75}\text{Al}_2(\text{Si}_{3,25}\text{Al}_{0,75})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  et les argiles gonflantes comme la vermiculite  $\text{X}(\text{Al,Mg})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  et la smectite  $\text{X}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ) (Shoji et al., 1993 ; Dahlgren et al., 2004). L'origine des argiles 2 :1 dans les Andosols n'est pas unique et demeure mal comprise. Elles peuvent provenir de dépôts éoliens indépendants de l'éruption, de pédogenèse in situ ou de la présence de roches hydrothermalisées (et altérées) et fragmentées entraînées dans les produits de l'éruption volcanique qui formeront le matériau parental. On leur attribue un effet anti-allophanique dans le cas où ils capturent de l'Al dans leur réseau cristallin lors de la pédogenèse (Ndayiragije and Delvaux, 2003).

Les Andosols dominés dans les horizons de surface par les allophanes et présentant des imogolites et des ferrihydrites sont appelés Andosols allophaniques. Dans le second groupe, celui des Andosols non-allophaniques, ce sont les complexes organométalliques qui dominent la fraction colloïdale. Les minéralogies différentes entre ces deux groupes mènent à des propriétés physiques et chimiques très différentes, notamment l'acidité importante des Andisols non-allophaniques.

La disponibilité en Al est le facteur critique régulant la formation des Andosols allophaniques. La formation des andosols non-allophaniques est favorisée si le matériau parental est pauvre en bases (Shoji et al., 1993). Ce sera souvent le cas des téphra rhyolitiques, dacitiques et plus rarement, andésitiques. Dans les conditions acides inférieures

---

<sup>5</sup> Les argiles à haute activité ont une CEC supérieure à  $24 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  en raison de la grande surface spécifique qu'ils développent

où les pH sont inférieurs à cinq, les complexes organo-aluminiques exercent un effet anti-allophanique. Des précipitations plus importantes que 1000 mm sont également favorables au développement des Andosols non-allophaniques. En revanche, la formation des Andosols allophaniques est favorisée sur des téphra andésitiques et basaltiques. Les précipitations inférieures à 1000 mm limitent le lessivage et sont également favorables.

Avec le temps, et plus l'altération augmente, plus les minéraux faiblement cristallins sont consommés pour la transformation en minéraux cristallins comme l'halloysite, la kaolinite ou la gibbsite (Fig. 2-11). La disparition des minéraux faiblement cristallins du sol modifie les propriétés du sol car les minéraux formés n'ont pas les mêmes caractéristiques que leurs précurseurs. La surface spécifique de la kaolinite par exemple est 50 fois moins importante que celle de la ferrihydrite ; la différence est encore plus importante lorsque l'on considère les minéraux allophaniques et l'imogolite. Des changements importants de la minéralogie du sol conduisent à la transition des Andosols en d'autres types de sol, déjà observée par Hewitt and Witty (1988). McDaniel et al. (2012) proposent que dans des environnements vieux, le résultat de l'altération mène à la transformation en d'Ultisols ou d'Oxisols. De manière générale, dans les régions volcaniques actives, les propriétés andiques des sols persistent en raison des dépôts plus ou moins fréquents de téphra issus des éruptions. Les téphra constituent un réservoir d'Al qui pourra être disponible pour la formation des allophanes, de l'imogolite et des complexes organo-métalliques (Dahlgren, 2004).

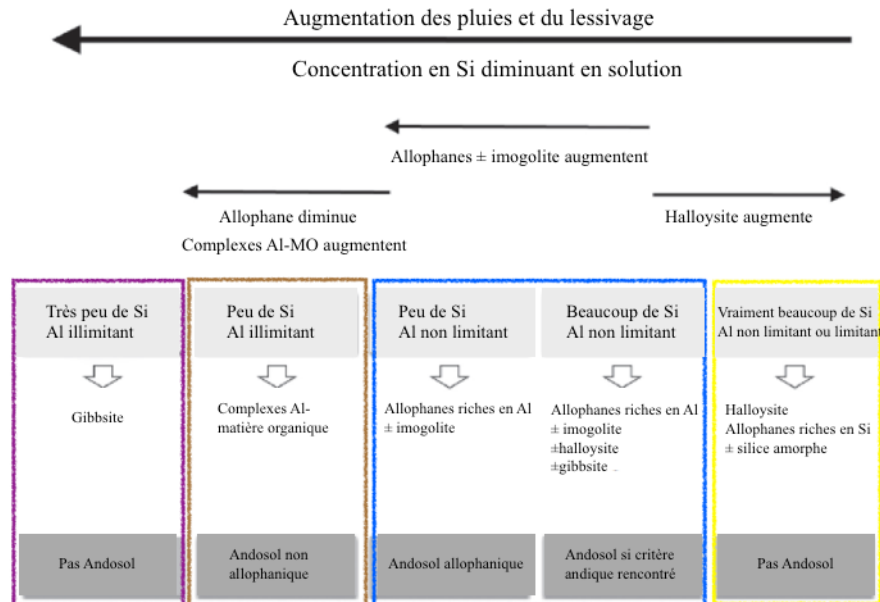


Figure 2-11: Effet des conditions de lessivage du Si et de l'Al sur la formation des minéraux secondaires lors de l'altération des matériaux volcaniques. ± indique que le minéral peut être formé. Le cadre mauve réfère au cas où la disponibilité en Al et Si est faible, menant à la formation de gibbsite. Le cadre brun réfère au cas où la concentration en Al en solution est faible à cause de la formation de complexes organo-aluminiques. Le cadre bleu réfère au cas où les minéraux faiblement cristallins sont formés car l'Al est disponible en solution, le sol est allophanique, l'halloysite est formée quand les concentrations en Si en solution sont importantes. Le cadre jaune réfère au cas où les concentrations en Si sont très importantes menant à la formation d'halloysite, d'allophanes 1 :1 et de silice amorphe (Delmelle et al., 2015)



### Propriétés physico-chimiques

Les caractéristiques physico-chimiques importantes des Andosols sont l'accumulation de MO dans le sol, l'acidité, la charge variable et la sorption spécifique du phosphate (Shoji et al., 1994).

Les sols formés sur des matériaux volcaniques présentent des teneurs en C organique les plus importantes parmi tous les sols minéraux (Eswaran et al., 1993). L'accumulation de MO est plus importante dans les sols non allophaniques (jusque trois fois plus importante que dans les sols allophaniques ; McDaniel et al., 2012). Cette accumulation a principalement lieu dans la litière et l'horizon A.

L'accumulation de C s'explique par le fait que les sols volcaniques et plus particulièrement les Andosols, sont performants pour stabiliser la MOS. En reprenant le modèle de Baldock (2007), le premier contrôle de la stabilité est celui de l'aptitude biologique. La protection par la matrice du sol est remarquable dans les Andosols. Trois mécanismes déjà explicités précédemment interviennent. Les surfaces spécifiques importantes des oxyhydroxydes de Fe, des allophanes et de l'imogolite procurent à ces minéraux secondaires une capacité de stabilisation de la MO importante grâce aux réactions de sorption (Baldock et Nelson, 2000). La complexation organométallique est assurée par les cations multivalents de Fe et d'Al, abondants suite à l'altération. La protection physique est selon Huygens et al. (2005) le mécanisme le plus important dans les sols volcaniques. Les Andosols développent des agrégats résistants à l'eau grâce à des processus ayant lieu à différentes échelles. La macro-agrégation résulte de la présence de MO particulaire tandis que la micro-agrégation est possible grâce aux charges positives des oxyhydroxydes de Fe et aux oxydes d'Al qui cimentent les phases du sol chargées négativement entre elles (MO et argile) (McDaniel et al., 2012).

Le deuxième facteur contrôlant de la stabilité de la MOS est la limitation de la capacité biologique. Les composés allophaniques, en adsorbant le phosphore, rendraient celui-ci indisponible pour le métabolisme microbien, qui est dès lors ralenti (Brahim, 1987). Tokashiki et Wada (1975) suggèrent également que l'activité biologique puisse être ralentie dans un environnement plus acide (Andosol non-allophanique) à cause de la toxicité aluminique imposée aux microorganismes. Cet effet n'a cependant pas été démontré. Les sols volcaniques sont connus pour présenter un haut niveau d'agrégation (Kilbertus, 1980). Le domaine des argiles, les clusters (2-20  $\mu\text{m}$ ) et dans une moindre mesure les micro-agrégats, sont protégés des bactéries car ils sont peu poreux et les bactéries sont incapables d'entrer dans les pores plus petits que 3  $\mu\text{m}$ . Les micro-agrégats retiennent également beaucoup l'eau et les conditions anaérobies pourraient inhiber la décomposition dans les agrégats (Shoji et al., 1993).

En plus d'être performants dans le contrôle de la stabilité de la MOS, l'enfouissement des sols par des téphra volcaniques participe également à l'accumulation de la MO puisque l'horizon A se retrouve enterré et partiellement ou totalement isolé des processus de surface (diminution de l'aération, de l'activité racinaire et de la faune) (McDaniel et al., 2012).

Dans leur étude sur la biochimie des associations organo-minérales le long d'un gradient temporel sur les îles d'Hawaï, Mikutta et al. (2009) ont montré que les propriétés des associations organo-minérales changent au cours du temps car les différents minéraux (primaires et secondaires) présents dans le sol se lient de manière préférentielle avec certaines molécules organiques. Au stade initial, les associations organo-métalliques sont composées de minéraux primaires à faible surface spécifique (olivine, pyroxène, feldspath) et de petites quantités de MO liée. Durant la seconde phase d'altération (20,000 à 400,000 ans), les minéraux faiblement cristallins sont formés (ferrihydrite, allophanes) et les associations organo-minérales augmentent significativement. Enfin, au-delà de 400,000 ans, les minéraux métastables faiblement cristallins sont progressivement transformés en kaolinite et en (hydr)oxydes de Fe et d'Al et conséquemment, le sol retient des quantités moindres de MO.

Le  $pH_{H_2O}$  des Andosols varie typiquement entre 4,8 et 6 (Shoji et al., 1994). Dans les sols non-allophaniques, c'est l'hydrolyse des ions aluminium des phyllosilicates qui est la première source d'acidité ( $Al^{3+} + H_2O \rightarrow AlOH^{2+} + H^+$  :  $Al^{3+}/AlOH^{2+}$   $pK_A$  5 ;  $AlOH^{2+}/AlOH_2^+$   $pK_a$  = 11,3;  $AlOH_2^+/AlOH_3$   $pK_a$  = 17,3)<sup>6</sup>. Ces sols sont plus acides que les sols allophaniques et l'abondance d'Al en solution aux pH acides peut mener à une toxicité aluminique. Dans les sols allophaniques peu organiques, la dissociation des groupements silanols ( $\equiv SiOH/\equiv SiO^-$   $pK_A$  8,5) libère des protons alors que dans ceux riches en MO, c'est la dissociation de groupe carboxyle<sup>7</sup> ( $-COOH/-COO^-$   $pK_a$  3-5).

La capacité d'échange cationique (CEC) des Andosols allophaniques est dominée par les charges variables des allophanes, de l'imogolite et des oxyhydroxides de fer alors que les sols non-allophaniques ont des charges variables dues à la présence de complexes organométalliques et de phyllosilicates et des charges fixes sur certains minéraux argileux. Les charges variables négatives des Andosols proviennent des groupements  $\equiv SiO^-$  des allophanes et des phyllosilicates et des groupements  $-COO^-$  et hydroxyles ( $-OH^-$ ) des cycles phénols associés à la MO. Par ailleurs, les charges variables positives sont trouvées sur les ferrihydrites ( $=FeOH_2^+$ ), les allophanes ou dans l'espace inter-foliaire des phyllosilicates ( $=AlOH^+$ ).

---

<sup>6</sup> La chaîne d'hydrolyse est habituellement formulée :  $[Al(H_2O)_6]^{3+} \rightleftharpoons [Al(H_2O)_{6-n}OH^n]^{(3-n)+} + nH^+$  (Sarpola, 2007)

<sup>7</sup> Le  $pK_a$  des groupements hydroxyles des cycles phénoliques est plus élevé, il est compris entre 7 et 11 (Bloom and Skjellberg, 2012)

Le nombre de charges variables est fonction du pH et de la force ionique de la solution, ils influencent la CEC et la capacité d'échange anionique (CEA) du sol (Okuma and Wada, 1984). Il existe un point appelé le point isoélectrique (PI), correspondant au pH de la solution pour lequel la charge de surface d'un minéral est nulle. Si le pH est supérieur au point isoélectrique, la charge de surface est négative alors que s'il est inférieur, elle est positive. La MO a une charge négative dans une large gamme de pH puisque son PI vaut 2,5 à 3. Si les constituants du sol présentent des charges variables, la CEC du sol augmente à des pH plus élevés que le point isoélectrique moyen du mélange des constituants du sol. De même, la CEA du sol augmente à des pH plus bas que le point isoélectrique moyen du mélange des constituants du sol. La CEC est la mesure de la quantité d'ions qui peut être adsorbée, comme fraction échangeable, sur les charges négatives du sol. Comme dans les Andosols et particulièrement les Andosols allophaniques, la fraction colloïdale présente beaucoup de charges variables, la plupart de la CEC est dépendante du pH. De ce fait, la CEC mesurée à pH 7 est artificiellement haute. Les cations échangeables sont le  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  et les anions échangeables sont le  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ . Ils sont retenus au complexe d'échange par des attractions électrostatiques de manière préférentielle (Shoji et al., 1993).

Les métaux lourds montrent une affinité importante pour les charges variables négatives des allophanes et de la MO. Tandis que les ions fluorures et phosphate sont sorbés de manière spécifique par la ferrihydrite et les sites chargés positivement des allophanes. La sorption diffère de l'échange ionique car des liens covalents sont formés, la réaction n'est pas complètement réversible. Le pic de sorption du phosphate se situe à un pH de 3-4 et diminue avec l'augmentation du pH (Shoji et al., 1993).

### Propriétés physiques

Du point de vue agronomique, les Andosols possèdent d'excellentes propriétés physiques attribuables à l'abondance de minéraux faiblement cristallins et/ou de MO formant des agrégats stables dans l'eau et assurant une bonne structure au sol. L'agrégation cause une faible densité du sol, une porosité importante, une grande surface spécifique et une rétention en eau élevée (beaucoup d'Andosols présentent une teneur en eau massique plus grande que 100%, même à des succions de 1500kPa) (McDaniel et al., 2012). Les Andosols humides sont sujets à la thixotropie<sup>8</sup> et subissent des changements irréversibles de leurs propriétés physiques lorsqu'ils sont séchés (rétention en eau, dispersion des argiles, limite de liquidité, limite de plasticité, floculation et agrégation irréversibles menant à une diminution de la surface et une perte de CEC (Shoji et al., 1993). Les horizons de surface ont une structure granulaire forte et parfois « blocky subangulaire ». De nombreuses études s'intéressent à

---

<sup>8</sup> La thixotropie indique que sous l'effet d'une force de cisaillement, le sol passe de l'état de gel à un comportement de fluide, lorsque la force est retirée, le sol retrouve certaines ou l'entièreté de ses forces selon sa sensibilité (McDaniel et al., 2012)

l'impact de changement d'utilisation du sol sur la stabilité des agrégats et son effet sur la dynamique du C organique.

### *Densité*

En comparaison des autres types de sol minéraux, les Andosols montrent des densités apparentes extrêmement basses, généralement inférieures à  $0,9 \text{ g cm}^{-3}$ . Cette densité faible reflète le développement d'une structure poreuse du sol ainsi que la faible densité apparente de la MO et du verre volcanique (Dahlgren et al., 2004). En général les pores texturaux sont observés dans les plus petits agrégats ( $<0,23 \text{ mm}$ ) alors que les macropores structurels sont observés dans les plus gros agrégats ( $>0,25 \text{ mm}$ ) (Mangalassery et al., 2013). Cette structure est favorisée par les teneurs élevées en allophanes et en MO. Shoji et al. (1993) ont prouvé que des valeurs inférieures à  $0,9 \text{ g cm}^{-3}$  indiquent des teneurs en allophanes et en C organique plus grandes que 5 et 3%. Cependant, la compaction liée à la culture mécanisée et le pâturage détruisent la structure des pores (l'espace des plus grands pores), augmentant ainsi la densité apparente. D'un autre côté, la densité apparente faible du sol diminue la capacité de charge du sol et le rend sensible à l'érosion hydrique et éolienne lorsque le couvert végétal est dégradé (MacDaniel et al., 2012).

### *Agrégation*

La protection physique fait référence à des mécanismes à grande échelle (p.ex. la limitation biologique qui a lieu dans les Cryosols) mais également à petite échelle. La protection à petite échelle peut prendre différentes formes : des interactions hydrophobes arrangeant les substrats en micelles, l'inclusion du COS dans des minéraux ou assemblages de minéraux cogénétiques, l'intercalage dans les phyllosilicates et occlusion dans les agrégats pédogéniques. La formation d'agrégats est le processus à l'échelle micro le plus répandu et la relation entre le processus d'agrégation et la stabilité et l'accumulation du C a de nombreuses fois été démontrée (Rowley et al., 2017).

Dans la théorie de la formation des agrégats contrôlée par la biologie, le COS frais agit comme un noyau de formation des agrégats. La structure du sol est arrangée suivant une hiérarchie spatiale (macro-agrégats et micro-agrégats) dans laquelle les micro-agrégats sont constitutifs des macro-agrégats (Grotzinger, 2012). Les micro-agrégats sont considérés comme plus stables (plus d'agents liants et moins de porosité) que les macro-agrégats et offrent par conséquent une meilleure stabilité au C. Les composants abiotiques de l'environnement jouent également un rôle dans l'agrégation du sol. Les cations polyvalents font flocculer les particules de sol chargées négativement. Les minéraux faiblement cristallins et les oxydes de Fe cristallins augmentent la stabilité des agrégats en les liant (« cimentant »). Certains auteurs ont rapporté que les sols dominés par les agents inorganiques comme les oxydes de Fe (p.ex les Ferralsols) ne présentaient pas de structure hiérarchisée comme énoncée dans la théorie biologique.

Pour rendre compte de la hiérarchie des agrégats dans les Andosols, il est nécessaire d'utiliser des techniques de séparation très énergétiques (sonication) et de travailler à l'échelle du micron. La figure 2-12 présente un modèle conceptuel de la hiérarchie des agrégats. Après une forte dispersion du sol, il apparaît que les fractions plus grandes ( $2-53\ \mu\text{m}$ ) sont dominées par les minéraux primaires cristallins alors que les fractions les plus petites ( $< 2\ \mu\text{m}$ ) sont dominées par des composés enrichis en minéraux faiblement cristallins et en complexes organométalliques (Asano and Wagai, 2014). Dans leur étude sur les Andosols allophaniques, Asano and Wagai (2014) ne trouvèrent aucune différence de teneur en C parmi les fractions  $> 2\ \text{mm}$  à  $< 53\ \mu\text{m}$  obtenues par tamisage dans l'eau. Cependant, après une dispersion forte des particules, la concentration en C augmente à mesure que la taille des particules diminue. Cette différence s'explique par l'abondance d'agents liants (complexes organo-métalliques et associations organo-minérales) dans toutes les fractions obtenues par tamisage humide. Selon ces auteurs, la présence de micro- et macro-agrégats physiquement stables est due à des composés submicroniques, composés d'argiles, à des cations polyvalents métalliques ( $\text{Fe}^{3+/2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ), et de MO liée qui cimentent les autres minéraux primaires et secondaires ainsi que les détritux végétaux.

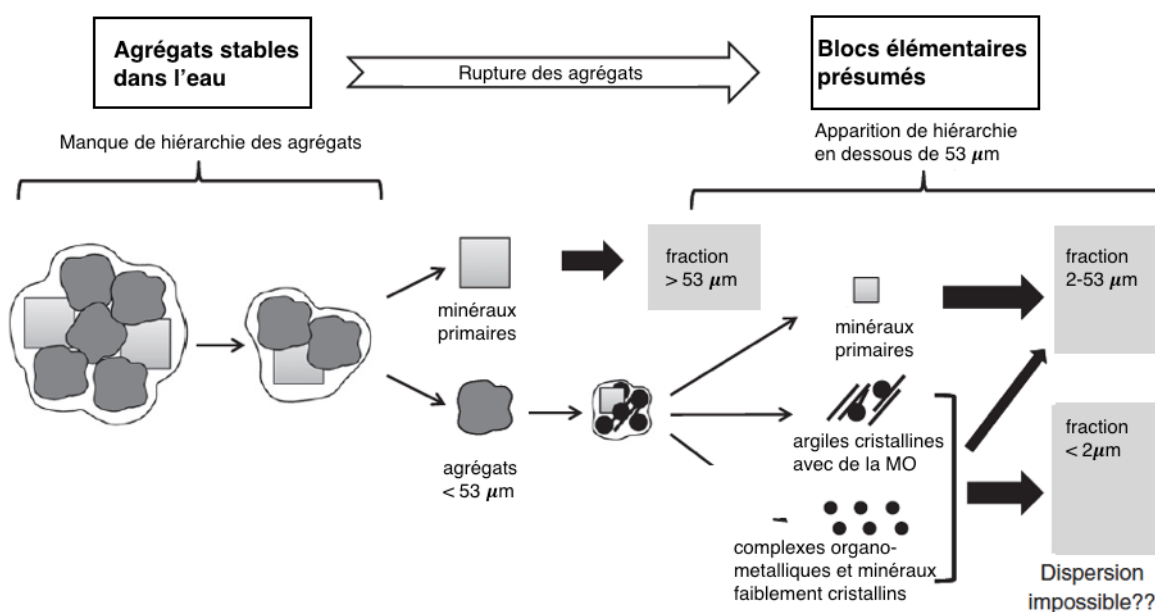


Figure 2-12: Diagramme schématique de la hiérarchie des agrégats à l'échelle submicronique et de leurs composants pour un Andosol allophanique. Le modèle est basé sur le fractionnement des particules selon leur taille après des traitements de dispersion à des degrés (Asano and Wagai, 2014)

Dans la littérature, nous trouvons que dans les Andosols riches en Al, l'aggrégation est promue par deux mécanismes de sorption principaux (Huygens et al., 2005). Le premier mécanisme, la complexation organo-métallique, agit comme un agent liant entre les agrégats. Cela implique qu'un groupement fonctionnel de la MOS soit sorbé à un allophane chargé négativement par l'intermédiaire d'un ion métallique de coordination. D'autres types de liaisons que l'échange de ligands peuvent intervenir (p.ex., les forces de van der Waals, les

ponts hydrogènes et les « cation bridging »<sup>9</sup>). Ce mécanisme devrait être plus important dans les sols Andosols allophaniques (Huygens et al., 2005). Le second mécanisme implique l'attraction électrostatique entre un ion d'Al chargé positivement et un minéral argileux chargé négativement (p.ex., les allophanes). Selon ces auteurs, les mécanismes impliqués dans l'agrégation sont renforcés à pH faible car l'Al constitutif des allophanes (qui seraient alors dissous) est à disposition des associations organométalliques. De plus, le nombre de charges variables positives augmente sur les oxydes d'Al et les allophanes.

#### Rétention en eau

Les Andosols peuvent retenir une grande quantité d'eau grâce à leur porosité. L'eau hygroscopique est contenue dans les micropores des minéraux faiblement cristallins et dans la MO. L'eau capillaire est retenue dans les mésopores (30-75 $\mu$ m) alors que l'eau gravitationnelle se trouve dans les macropores (>75  $\mu$ m). Ce sont les micropores (5-30  $\mu$ m) et les mésopores qui participent à la capacité de rétention en eau très importante des Andosols (Dahlgren et al., 2004). Le contenu en eau diminue lorsque la densité du sol augmente comme lors du surpâturage. La dynamique du C pourrait être différente dans les différentes fractions d'agrégats à cause de l'hétérogénéité de distribution de l'air et de l'eau (Grotzinger, 2012). En effet, les conditions du milieu influencent l'activité biologique.

### 2.3. Les páramos

#### Contexte

Le mot espagnol páramo souffre de l'absence d'une définition précise et acceptée unanimement. Tous les auteurs qui réfèrent au páramo le désignent comme un étage sub-alpin des Andes septentrionales entre la forêt naturelle, aujourd'hui remplacée par la culture, et les neiges permanentes (Poulenard, 2000). Il existe une tendance à diviser les habitats sud-américains de haute altitude en trois zones : le páramo, la Puna et la steppe sud-andéenne. (Arroyo et al., 2010). Le páramo s'étend de 11°N au Venezuela jusque 8°S au Pérou comme l'indique la figure 2-13. (Luteyn, 1999) Il couvre 63.600 km<sup>2</sup> dans les latitudes équatoriales, beaucoup moins que la Puna et les steppes sud-andéennes (Arroyo et al., 2013). Les páramos s'étendent du nord au sud en suivant l'axe principal de la cordillère andine, ils sont assez bien fragmentés et s'étendent de 3000 à 4800 mètres d'altitude environ (Poulenard et al., 2003). Globalement, les páramos occupent en Équateur une surface de quelques 25 000 km<sup>2</sup> (INEFAN, 1996) soit 9 %<sup>10</sup> de la surface du pays.

---

<sup>9</sup> Cette réaction permet l'interaction entre deux surfaces chargées négativement (p.ex., les phyllosilicates et les anions organiques) via un cation dont l'enveloppe d'hydratation est conservée ou déplacée (Iskrenova-Tchoukova et al., 2010)

<sup>10</sup> L'étendue de la superficie varie de 12.000 à 25.000 km<sup>2</sup> selon les sources.

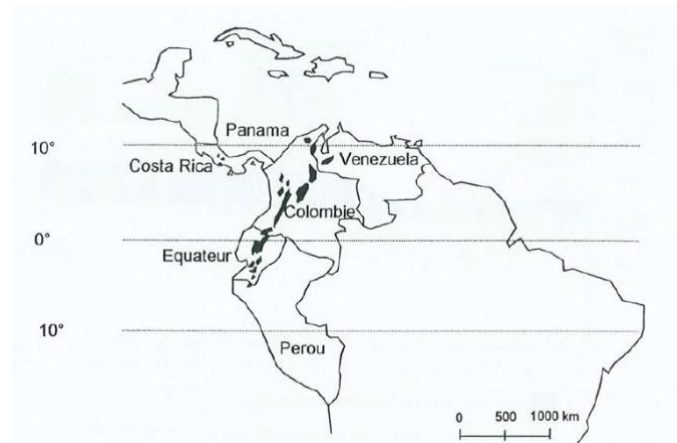


Figure 2-13: Distribution des páramos en Amérique du Sud (Poulenard, 2000)

L'écosystème des páramos bénéficie d'un climat équatorial de haute altitude. Les climats locaux sont fortement liés à l'altitude et la topographie. Les températures sont marquées par une régularité annuelle mais un différentiel jour/nuit important. La température diminue avec l'altitude et en moyenne la température de l'air est inférieure à 8°C pour l'essentiel de la superficie (Poulenard, 2000). Le gradient pluviométrique dépend de l'exposition du versant, de la latitude qui amplifie la saison sèche et de l'environnement géographique. Les páramos équatoriens sont, à quelques exceptions près, des milieux humides avec une forte nébulosité qui explique que l'humidité relative de l'air est toujours supérieure à 80 % (INEFAN, 1996).

La végétation typique de cet écosystème est caractérisée par des adaptations aux conditions extrêmes (radiation ultraviolette intense, changement brusque de l'insolation, variations de température diurne/nocturne) et également une résistance à la sécheresse car l'eau du sol n'est pas toujours disponible pour la plante. Le degré d'endémisme s'élevant à 60% résulte de l'adaptation de la flore à la diversité des macro-environnements (Luteyn, 1999). La végétation est habituellement divisée en trois ceintures (Podwojewski et Poulenard, 2004). Le « super-páramo » est l'environnement périglaciaire où la végétation est éparse et adapté au gel et aux radiations solaires. Le páramo « type » est dominé par des graminées en touffes, des poacées et des bambous nains (appelés « pajonal ») qui couvrent 70% de la surface du sol. Des rosettes typiques et des buissons complètent le paysage, ceux-ci sont associés à des conditions particulières de l'environnement (Fig. 2-14). Dans le « sub-páramo », les buissons et arbres sont plus fréquents que dans l'étage supérieur.





Figure 2-14: : Páramo d'Oceta avec des rosettes typiques et une végétation de type pajonal (Christina, 2014)

### Les sols des páramos

Dans les páramos, le sol évolue en relation avec les températures basses, le contenu en eau important et la disponibilité en aluminium depuis le matériau parental. Les propriétés du sol permettent une séquestration du C et une rétention en eau importante, les sols sont des éponges temporisant les flux en aval. Les Andosols sont le type de sol le plus étendu dans les páramos, présents dans le centre et le nord de l'Equateur (Podwojewski et Poulenard, 2004). Les páramos équatoriens sont des écosystèmes particulièrement intéressants car ils se situent dans une zone où 14 volcans ont été actifs durant l'Holocène (Poulenard et al., 2003). De plus, les conditions dans lesquelles se forment les Andosols équatoriens permettent une accumulation en C remarquable de l'ordre de 8 à 12% pour les Andosols allophanique et jusqu'à 30% pour les Andosols non allophaniques (McDaniel et al., 2011 ; Shoji et al., 1993). Le temps de résidence du C y est bien plus important que dans d'autres sols (Parfitt, 2009). Comme beaucoup de zones de páramos sont actuellement utilisées par l'homme pour l'élevage ou la culture, cet écosystème est idéal pour étudier la dynamique et la stabilisation du C sous différents couverts végétaux (Poulenard, 2003).

### Perturbations et dégradations des páramos

L'occupation des Andes par les humains remonte à 10.000 ans. Pendant la période inca (XV<sup>ème</sup> siècle), les zones froides des páramos étaient déjà utilisées pour l'élevage extensif des camélidés à des charges pastorales faibles (De Nino et Viennot, 1993). La conquête espagnole bouleversa le système agraire en introduisant l'élevage bovin et ovin et en modifiant les pratiques culturelles. Les exploitations regroupées en haciendas se spécialisèrent pour certaines productions menant à de fortes charges pastorales dans le cas de la production de laine par exemple, c'est le cas des alentours du Chimborazo, le plus haut volcan d'Equateur (Poulenard et al., 2003). C'est depuis 3.000 ans que l'agriculture et l'élevage sont



pratiqués à grande échelle. Au cours du dernier siècle, la population équatorienne a décuplé, obligeant une augmentation de la production (De Nino et Viennot, 1993). Fin du XX<sup>ème</sup> siècle, les réformes agraires obligèrent la redistribution des terres, augmentant le nombre de propriétaires fonciers, particulièrement dans les zones de forte pente et de haute altitude. Poussées par un besoin de produire, les exploitations paysannes s'élèvent jusqu'à 4.000 mètres d'altitude (De Nino et Viennot, 1993). On peut distinguer deux types de mises en usage du sol : la culture et l'élevage. Les frontières agricoles remontèrent jusque dans le subpáramos, alors que l'élevage extensif a conquis l'essentiel du páramo proprement dit. Il est en général associé au brûlis afin d'obtenir des repousses appétentes et nutritives pour les troupeaux (Poulenard et al., 2003). Le brûlis est tellement généralisé que certains auteurs considèrent qu'il n'existe pas de páramo n'ayant jamais brûlé (Hofstede et al., 1998). Le páramo herbacé serait d'origine anthropique et les différents étages correspondraient à des végétations à différentes étapes de régénération.

Le brûlis a un double effet sur le stock de carbone. Le premier est qu'il améliore la stabilité du C. En effet, lorsqu'elle est carbonisée, la MO devient résistante et son temps de résidence dans le sol augmente. Néanmoins, le deuxième effet du brûlis est qu'il provoque une perte de biodiversité, un appauvrissement du sol et la mise en place de successions végétales régressives<sup>11</sup> (Peyre, 2015). Le piétinement détruit la structure en touffes des grandes graminées et la structure du sol. Visuellement, la végétation est fragmentée et il y a moins de touffes (Verweij, 1995). Cela implique la mise à nu du sol qui résulte en une érosion et un ruissellement accrus. Les effets directs sur le sol sont une moindre isolation par la végétation, une augmentation des déjections et l'augmentation de la densité du sol qui se traduit par une diminution du contenu en eau.

En référence au modèle de la stabilité biologique de la MOS (Baldock, 2007). Il apparaît clairement que la capacité biologique puisse augmenter dans le contexte des páramos dégradés par le pâturage, pour mener à une accélération potentielle du taux de décomposition. En effet, la diminution du taux d'humidité liée à la compaction et à la plus forte insolation en surface, l'augmentation de la température de surface du sol suite à la perte de couvert végétal et l'amélioration du contenu nutritif de la litière liée aux déjections sont trois facteurs favorisant les processus biologiques. De plus, la protection par la matrice du sol assurée principalement par la protection physique au sein des agrégats dans les sols volcaniques pourrait être modulée par la dégradation des páramos. En effet, l'environnement des agrégats se retrouve modifié et peut affecter la dynamique de ceux-ci. Hofstede et al. (1995) ont trouvé une interrelation entre la teneur en C, la densité apparente et le contenu en eau du sol dans les páramos colombiens pâturés de manière extensive. Ils n'impliquèrent cependant que les

---

<sup>11</sup> La succession est dite régressive lorsqu'elle conduit à une simplification de la composition et de la structure des biocénoses.

caractéristiques physiques du sol (densité, teneur en eau) et pas les caractéristiques chimiques (pH) dans l'augmentation du taux de respiration du C sous cette utilisation du sol.

A l'inverse, Andrade et al. (1995) suggèrent que l'activité bovine extensive dans les terres d'altitude de colombienne a un impact positif sur le stockage de C dans le sol. La défoliation de la végétation augmenterait la dynamique racinaire conduisant à l'incorporation de C dans le sol. La compaction du sol qui n'est pas significative dans ce cas de culture extensive serait compensée par une meilleure structuration liée aux apports organiques.



### 3. Matériels et méthodes

#### 3.1. Site d'étude

Le site d'étude est le bassin sous-versant est de l'unité hydrographique de Jatunhuayco (UHJ) située dans la réserve écologique de l'Antisana en Equateur (Fig. 3-2). L'Antisana est un stratovolcan de la cordillère des Andes situé dans la province de Napo (Fig. 3-1). Le volcan est considéré comme potentiellement actif et sa dernière éruption remonte à la période entre 1590 et 1600 (Instituto Geofísico - EPN, 2017). Le volcan est surmonté d'un glacier et le sommet enneigé culmine à 5.753 mètres. La réserve de l'Antisana a été créée en 1993 dans le but de protéger la faune et la flore unique de ce páramo arbustif, herbacé d'almohadillas (plus humide) et de pajonal. Elle s'étend sur une superficie de 120.000 hectares et l'altitude varie entre 1.400 et 5.704 mètres (Ministerio del Ambiente, 2002). Plusieurs cours d'eau prennent leurs sources dans la réserve et alimentent les rivières Coca et Napo. Le complexe hydrologique qu'est la réserve, dont le lagon de Mica, est utilisé pour approvisionner en eau la partie sud de Quito, situé à 30 km au nord-ouest. Il existe également des marais dans lesquels l'eau s'accumule pendant la saison des pluies formant des lagon saisonniers.



Figure 3-2: Localisation générale du volcan Antisana (nom entouré en rouge) dans le continent sud-américain (Localisation des glaciers de WGMS, 2012; Rabatel et al., 2013; DEM dem: USGS-EROS, 1996 visualisation par UNEP/GRID-Sioux Falls)

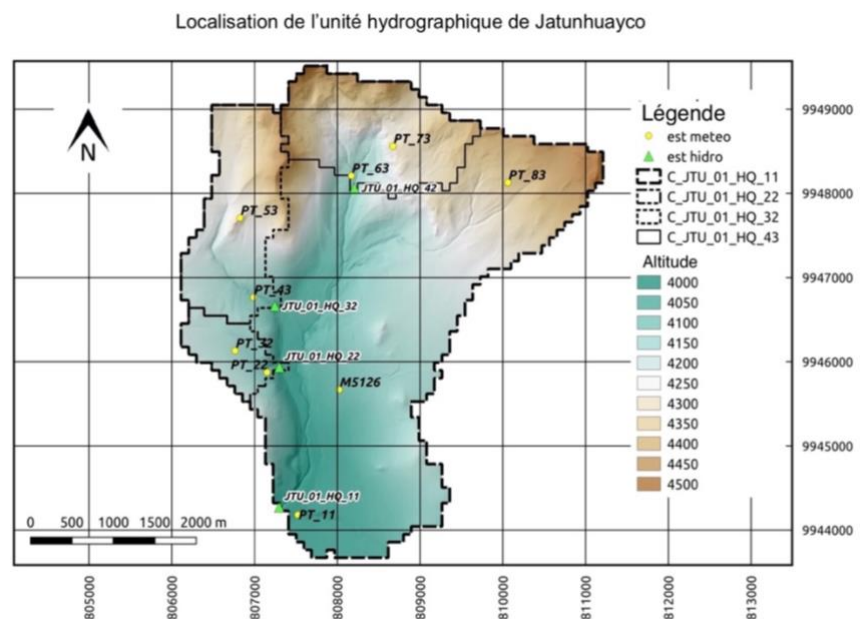


Figure 3-1: Altitude dans l'unité hydrographique de Jatunhuayco et délimitation en quatre bassins sous-versants (Yandry Jumbo, 2017)

L'unité hydrographique de Jatunhuayco est située sur le territoire des ethnies pré Inca et faisait partie de l'hacienda Antisana-Contadero présentant un total de 7549,5 hectares situés à l'ouest du volcan Antisana (Fig. 3-3). Cela ne fait que quelques années que la réserve de l'Antisana n'appartient plus à des propriétaires fonciers et que l'activité principale n'est plus l'industrie textile. Il est reconnu par les groupes scientifiques locaux que les transformations des écosystèmes naturels sont dues à l'action de l'homme, menant à une fragmentation des zones continues naturelles (Ministerio del Ambiente, 2013). Dans l'hacienda de l'Antisana, les terres ont été utilisées pendant environ plus de 100 ans pour le pâturage intensif, causant différents niveaux de dégradation (Fig. 3-3). Il est connu que plus de dix mille moutons, bovins et chevaux étaient gardés (Ministerio del Ambiente, 2013). La gestion a été accompagnée de la construction d'enclos pour bovins dans les zones basses et de brûlis de paille afin de fournir de la nourriture au bétail. Dans l'UHI, les zones où la végétation est dégradée et où l'absence de couvert végétal a mené à l'érosion du sol (zones sableuses) témoignent de cette gestion intensive (Fig. 3-4). Aujourd'hui, il n'y a plus de moutons mais nous avons observé des chevaux sauvages, des daims et des lapins. Les communautés avoisinantes vivent de l'agriculture et de l'élevage.

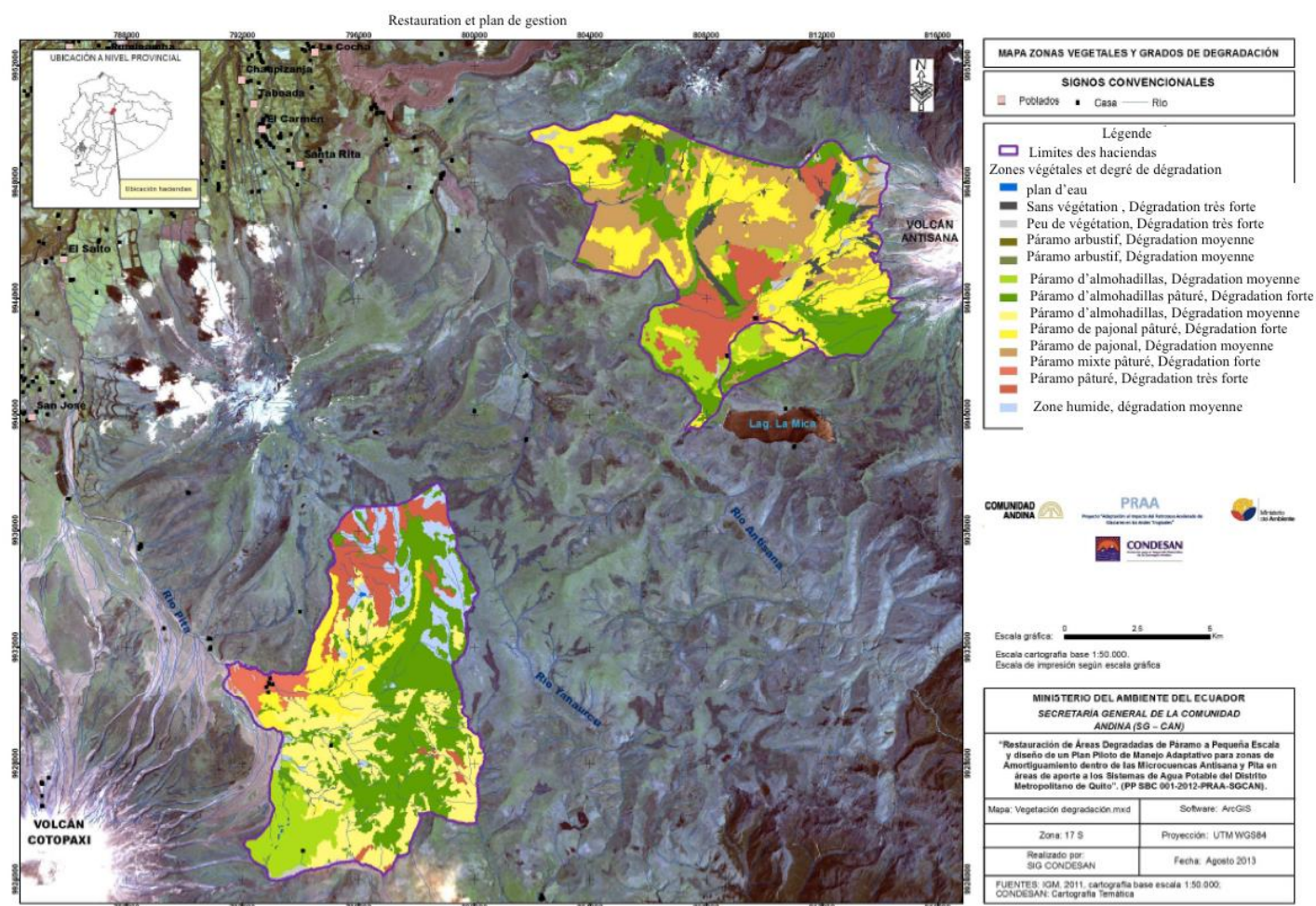


Figure 3-3 Niveau de dégradation de l'écosystème dans l'hacienda Antisana (délimitée par un trait mauve en haut de la carte) localisée à l'ouest du volcan Antisana et dans laquelle se situe l'UHI (Ministerio del Ambiente, 2013)





*Figure 3-4: En arrière-plan, le volcan Antisana, la zone sableuse aussi appelée arenal est visible au centre de la photo. Dans le fond de vallée, les zones vertes claires entourant l'arenal sont appelées humedal. La photo a été prise d'une zone humide où la végétation est dégradée, la fragmentation en touffes éparses des arbustes et pailles de pajonal est également visible en bordure*

Comme la réserve fournit une partie de l'eau de Quito et que la dégradation du sol cause une modification des propriétés hydriques, le projet de 'Restauration à petite échelle des zones de páramo dégradées et design d'un plan pilote adapté à des zones dans le micro bassin de l'Antisana et de Pita qui contribuent au système d'eau potable pour le district métropolitain de Quito' a été financé. Dans la réserve, nous avons eu accès à la zone correspondant à l'unité hydrographique pilote de Jatunhuayco. La zone fait 1.688 hectares, s'élève de 4.000 à 4.500 mètres (Fig. 3-2) et appartient à l'entreprise métropolitaine publique de l'eau potable et assainie de Quito (EPMAPS) (Andrés, 2016). Les enquêtes en matière de récupération des páramos dégradés qui y ont lieu sont assurées par la fondation pour la protection de l'eau (FONAG). FONAG est une alliance de personnes et d'institutions attachées à la nature qui, avec les communautés, protègent, soignent et réhabilitent les bassins d'eau qui alimentent en eau le district métropolitain de Quito (Fonag, 2017).

L'UHJ présente un niveau de dégradation important suggéré par la perte de couverture végétale (Fig. 3-5), l'érosion, la compaction du sol et l'altération des fonctions hydriques. Les tensions qui causent la dégradation sont le gel, la pluie, les vents et le pâturage intensif (Andrés, 2016). Dans l'UHJ, quatre types de végétation de páramo sont identifiés : les zones humides aussi appelées humedals qui dominent dans les plaines (Fig. 3-6), le páramo arbustif, le páramo d'almohadillas et le páramo de pajonal qui domine dans les collines (Fig. 3-7). Pajonal est un terme espagnol dérivé de la paille, qui est utilisé pour désigner les formations

dominées par les herbes vivaces présentes à l'avant-plan de la figure 3-7 (Izco et al., 2007). L'effet de le surpâturage se présente de la même manière dans la végétation de pajonal et dans la végétation des zones humides. Ces deux types d'environnements de páramo, avec des caractéristiques différentes en termes de composition de la végétation originale, finissent par être transformés en un seul type de couverture (Ministerio del Ambiente, 2013). Dans les premiers stades de pâturage, il y a une diminution à la fois des couvertures de *Calamagrostis fibrovaginalis* et *Festuca andicola* ainsi que de leur hauteur, ne dépassant pas 60 cm, la fragmentation profite aux espèces comme *Azorrella pedunculata* (Fig. 3-8). Les *Calamagrostis* et les *Festucas* appartiennent à la famille des poacées. Ce sont des plantes vivaces, soit des plantes qui résistent plusieurs années (minimum deux ans). Elles se développent « en touffes » denses (Ostria, 1987). Leur système racinaire est fasciculé, il n'y a pas de racine principale et le système se développe de manière horizontale. L'*Azorella* est une apiacée en rosette qui forme des coussins de végétation dense au ras du sol, son système racinaire montre une structure primaire à deux faisceaux ligneux, et une structure secondaire.

Les effets du pâturage peuvent être évidents quand ils ont eu une intensité significative, parmi lesquels le compactage des sols, l'homogénéisation de la couverture végétale, c'est-à-dire les processus de perte de la structure horizontale et verticale de la végétation. Par exemple, en conséquence, des espèces telles que *Werneria nubigena* et *Lachemilla orbiculata* peuvent dominer (Fig. 3-9). Les *Lachemilla* sont des rosacées. Ce sont des plantes herbacées vivaces disposées en rosette avec un système racinaire pivotant.

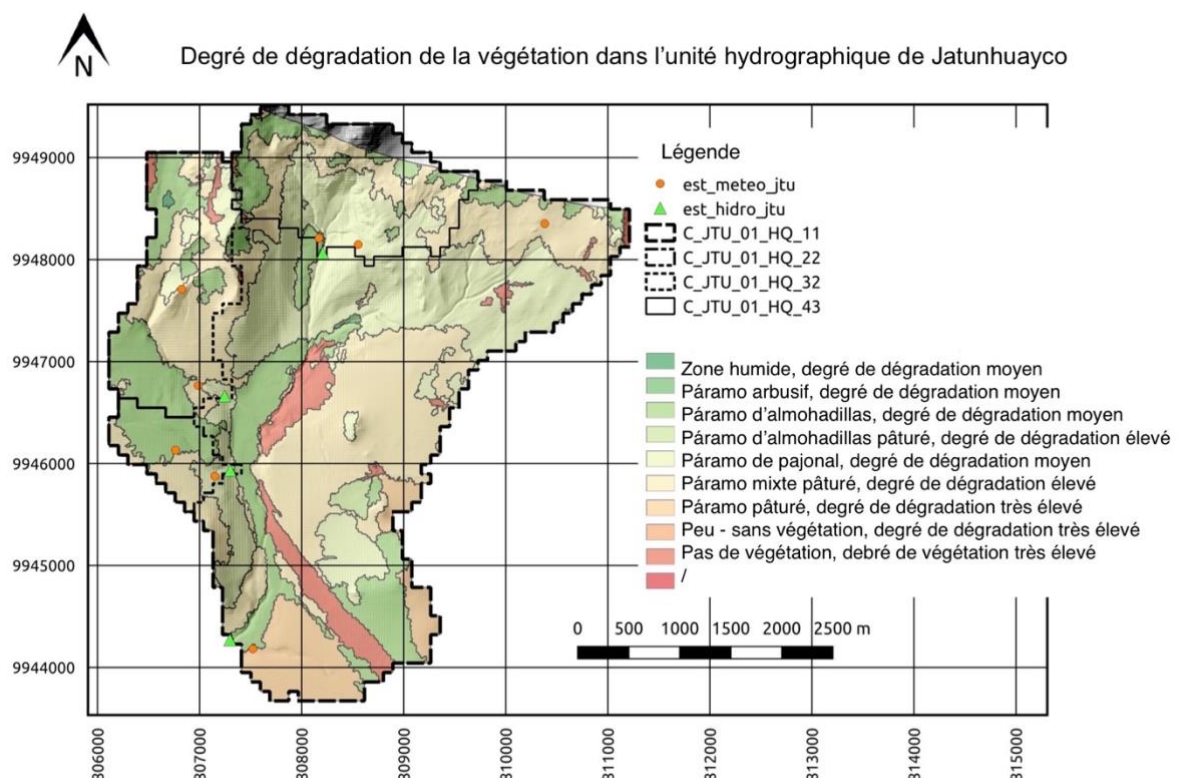


Figure 3-5: Degré de dégradation de la végétation dans l'unité hydrographique de Jatunhuayco (Yandry Jumbo, 2017)



*Figure 3-6: Le centre de la photo montre une zone d'humedal de fond de vallée pâturée (tâches noires) avec présence d'un enclos, la végétation est rase et des zones de discontinuité sont observables par les changements de couleur*



*Figure 3-7: Au premier plan, le pajonal est intact, au milieu l'arenal (le même que sur la Fig.3-4) et à gauche, une zone rectangulaire vert clair jaunâtre correspondant vraisemblablement à un ancien lieu de rassemblement du bétail*





Figure 3-8: (de gauche à droite) Photo de *Calamagrostis* (poacée), *Festuca andicola* (poacée) et *Azorella pedunculata* (apiacée)



Figure 3-9: (de gauche à droite) Photo de *Werneria nubigena* (astéracée) et *Lachemilla orbiculata* (rosacée)

Le climat de l'UHI est caractérisé par des vents puissants, des pluies de courte ou longue durée et une humidité relative moyenne de 90% (Andrés, 2016). Au soleil, la température atteint 25°C et vaut 7°C en moyenne pendant la journée (Andrés, 2016). Les précipitations dans la zone d'échantillonnage ont varié entre 1.300 à 1.500 mm en 2014 et diminuent avec l'altitude (EPMAPS-Q et FONAG, 2014). Les mois de mars, avril, mai, juin, ainsi que ceux de juillet et août ont tendance à être plus arrosés.

L'altitude diminue du nord au sud et une cuvette formant le lit de la rivière Jatunhuayco traverse la zone en diagonale du nord-est au sud-ouest. La topographie influence le dépôt et l'érosion des cendres. En effet, au sein du bassin versant, la dernière couche de téphra n'a pas la même épaisseur partout.

### 3.2. Echantillonnage

Nous avons premièrement identifié les zones du bassin versant où la végétation était dégradée et celles où elle semblait préservée. Durant l'échantillonnage, nous avons également considéré différents facteurs en plus de l'état de la végétation : le développement de sol, à savoir continu si la première couche de téphra a été érodée ou discontinu si la couche de téphra est présente et épaisse, le type de páramo (humedal/pajonal), la pente et l'altitude.

Des sondages à la tarière nous ont permis d'identifier six sites d'échantillonnage dont la localisation dans le bassin versant est illustrée à la figure 3-10. Nous avons creusé une fosse jusqu'à la deuxième couche de téphra visible afin d'identifier et de décrire les différents horizons (Annexe 1). Tous les horizons ont été prélevés séparément (500 g environ). Des kopeckis perturbés de 100 cm<sup>3</sup> ont été prélevés dans tous les horizons (sauf dans les horizons O et C) afin de déterminer la densité apparente des sols.

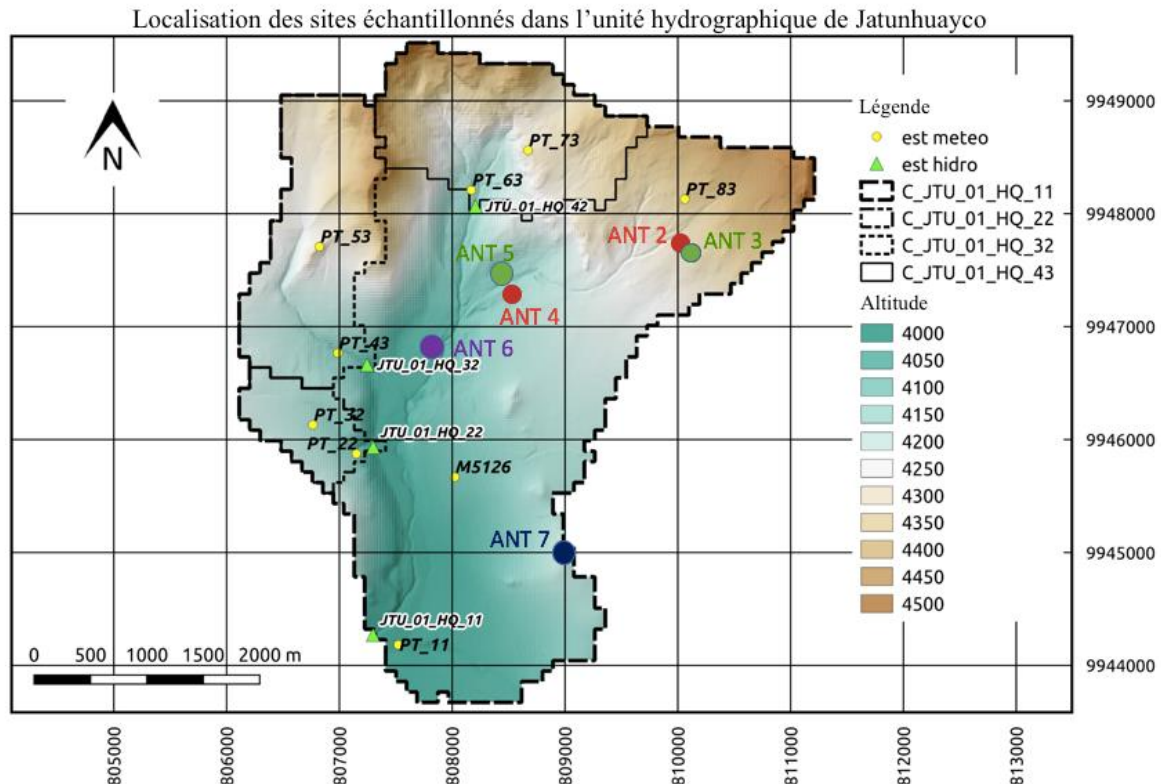


Figure 3-10: Localisation des sites d'échantillonnage dans l'unité hydrographique de Jatunhuayco: les deux sites 'non dégradés' (ANT3 et ANT5) sont représentés en vert, les deux sites 'dégradés' (ANT2 et ANT4) sont représentés en rouge, le site ANT6 est représenté en mauve et le site ANT7 en bleu (Yandry Jumbo, 2017)

Nous avons décidé d'échantillonner les sites par paire afin de comparer les deux sites d'une paire (Fig. 3-10). Les deux sites sont comparables quant à leur altitude, leur pente et le développement du sol mais la couverture du sol diffère entre les deux sites de la paire.

Ainsi les sites ANT2 et ANT3 ont une pente d'approximativement 5% et ont été prélevés à 40 mètres l'un de l'autre, à la même hauteur dans la pente. Leur altitude vaut 4.311 m. Ils présentent un développement de sol discontinu. La végétation du site ANT2 est dégradée, il fait partie d'une zone classée comme étant sans végétation avec un degré de dégradation élevé. La végétation du site ANT3 fait partie d'une zone de végétation de pajonal non dégradée (Fig. 3-11 et -12).

Les sites ANT4 et ANT5 ont également des conditions altitudinales (4.148 et 4.152 m) et de pente (14%) comparables. Ils sont situés en milieu de pente et dans le deuxième quart de pente respectivement. Les sites présentent un développement de sol continu. Le site ANT4 se trouve à la limite entre le páramo de pajonal dont le degré de dégradation est moyen et le páramo pâturé dont le degré de dégradation est très élevé, le sol a été échantillonné dans la



zone dégradée. La végétation du site ANT5 fait partie d'une zone de végétation de pajonal non dégradée (Fig. 3-13 et -14).

Les deux derniers sites (ANT 6 et 7) présentent une végétation dégradée (Fig. 3-15 et -16). Le site ANT6 se situe dans une zone de páramo arbustif dont le degré de dégradation est moyen, contrairement aux autres sites est un humedal. Il présente un développement de sol discontinu et est situé en fond de vallée à 4.068 mètres d'altitude.

Le site ANT7 a été échantillonné dans une zone de páramo d'almohadillas dont le degré de dégradation est moyen. Il se situe en haut du plateau du bassin versant à 4.209 mètres, la pente y est de 10% et le développement du sol est continu.



Figure 3-11 : Site ANT2



Figure 3-12: Site ANT3



Figure 3-13: Site ANT4

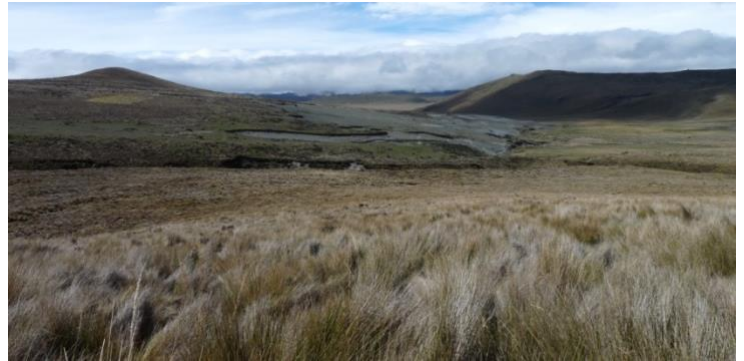


Figure 3-14: Site ANT5



Figure 3-15: Site ANT6



Figure 3-16: Site ANT7

### 3.3. Analyses des échantillons

Pour les analyses, nous travaillons sur des sols séchés 20 heures à l'air ambiant. Comme le souligne Poulenard et al. (2003), les Andosols sont sujets à des changements physiques irréversibles en séchant, c'est pour cette raison que nous avons limité le temps de séchage à 20 heures. Les sols sont ensuite tamisés à deux millimètres. Les sols ont dans un premier temps été caractérisés afin d'en définir le type. Cela comprend une caractérisation physico-chimique commune à tous les sols ainsi que des extractions sélectives. Par la suite, des analyses plus poussées sur certains horizons de sol ont été réalisées en étudiant l'agrégation des horizons A et 2A.

Afin de vérifier la répétabilité des analyses, des duplicatas et triplicatas ont été insérée aléatoirement dans les séries d'analyses élémentaires à l'exception de la densité apparente, du pH et de la rétention en phosphate. Les duplicatas et triplicatas sont présentés en annexe, accompagnés des écarts-types (Tableaux A-1, -2 et -3).

#### Propriétés générales

Les propriétés utiles à la caractérisation des sols sont listées dans cette section. Elles sont accompagnées d'une brève explication et de la source du protocole suivi.

#### *Densité apparente*

La densité apparente est mesurée à partir d'échantillons non-structurés récoltés dans des kopeckis de 100cm<sup>3</sup> dont la masse est déterminée avant et après 48 h au four à 105°C (Klute, 1986).

#### *pH et conductivité électrique*

Le pH<sub>H2O</sub> et la conductivité sont mesurés dans une solution sol:eau de rapport massique 1 :5 après 4 agitations espacées d'un pas de 20 minutes. Le pH<sub>KCL</sub> nécessite une solution 1M de KCl (Pansu and Gautheyrou, 2006).

#### *Rétention en phosphate*

La rétention en phosphate a été mesurée en suivant le protocole de Blakemore et al. (1981). Le PO<sub>4</sub> est dosé par ICP-AES après avoir agité le sol et la solution (rapport molaire 1 :5) à pH 4,6±0,05 pendant 24 heures.

#### *Capacité d'échange cationique (CEC)*

La CEC n'a pas été mesurée dans les matériaux parentaux. Elle a été déterminée à l'aide d'une solution non tamponnée, en suivant un mode opératoire adapté de la méthode établie par Hendershot and Duquette (1986). L'évolution des concentrations en cations en solution après les quatre extractions sont présentées en annexe ainsi que le protocole suivi (Tableau 4-4 ; Annexe 4). La manipulation permet également de doser les bases échangeables

et ainsi calculer le taux de saturation en bases en divisant la somme des cations échangeables par la CEC :

$$TSB = (Ca_{ech}^{2+} + Mg_{ech}^{2+} + Na_{ech}^{+} + K_{ech}^{+}) * \frac{100}{CEC}$$

Equation 3-1 : Taux de saturation en base

#### Composition élémentaire et teneur en MO

Les teneurs totales (mg kg<sup>-1</sup>) en éléments ont été dosées en solution de HNO<sub>3</sub> par ICP-AES après fusion à 1000°C au métaborate et au tétraborate de lithium. Les teneurs peuvent être exprimées en pourcentage d'oxyde de l'élément. Ces teneurs totales ont permis de calculer le taux de réserve en base (TRB) qui est par définition la somme des teneur totales en K, Mg, Na et Ca (Pansu and Gautheyrou, 2006)

La perte au feu (PAF) à 500°C permet de doser la MO, la PAF à 1000°C d'éliminer l'eau structurée<sup>12</sup>. La somme de la PAF à 500°C, de la PAF à 1000°C et des oxydes doit valoir 100% du sol analysé et séché à 105°C.

#### C organique et azote

Les teneurs (%) en azote total et en C total (C<sub>org</sub>) ont été mesurées à l'aide d'un analyseur élémentaire Vario EL Cube. Il est nécessaire que l'échantillon soit homogène et les sols ont donc été broyés. Chaque horizon a été analysé deux fois et les résultats présentés dans les tableaux sont issus d'une moyenne (l'écart type vaut au maximum 0,53%). Nous assumons que le C total soit uniquement organique car le pH des sols est inférieur à 7 et que par conséquent, les carbonates ne peuvent précipiter. Le pourcentage en C<sub>org</sub> a permis de calculer le stock total en C organique du sol (STC) par mètre carré (kg m<sup>-2</sup>) dans un sol d'une épaisseur d (m), selon la formule utilisée par Tonneijck et al. (2010) :

$$STC = \sum_{i=1}^k {}^b_{s,i}\rho C_i D_i (1 - S_i)$$

Equation 3-2 : Stock total en C sur le profil

où  $k$  est le nombre d'horizons jusqu'à la profondeur  $d$ ,  ${}^b_{s,i}\rho$  est la densité apparente sèche (kg m<sup>-3</sup>) de l'horizon  $i$  du sol  $s$ ,  $C_i$  est la teneur en C dans l'horizon  $i$  (kg kg<sup>-1</sup>),  $D_i$  est l'épaisseur de l'horizon  $i$  (m) et  $S_i$  est la charge caillouteuse ( $\geq 2$ mm) de l'horizon  $i$  (kg kg<sup>-1</sup>). Nous avons mesuré la densité apparente sèche  ${}^b_{s,i}\rho$  (kg m<sup>-3</sup>) des horizons en laboratoire.

#### Extractions sélectives au pyrophosphate, à l'oxalate et au dithionite-citrate

L'extraction au pyrophosphate de sodium est réalisée avec 0,4 g de sol et 40 ml de solution. L'Al<sub>p</sub> et le Fe<sub>p</sub> sont dosés par ICP-AES après agitation durant 16h et centrifugation

<sup>12</sup> Ainsi que les carbonates (absents) et les composées volatiles soufrés et halogénés (négligés)

(Bascomb, 1968). L' $Al_p$  et  $Fe_p$  sont extraits des complexes organométalliques. Le C est dissous lors de l'extraction car le pH est basique ( $\sim 7,5$ ). Ce C a également été dosé ( $C_p$ ).

L'extraction à l'oxalate d'ammonium est réalisée sur 0,4 g de sol par 40 ml de solution. L' $Al_o$ , le  $Si_o$  et le  $Fe_o$  sont dosés par ICP-AES après agitation durant 4h à l'obscurité et centrifugation (Blakmore et al., 1981). L' $Al_o$ , le  $Si_o$  et le  $Fe_o$  sont dissous des formes peu cristallines d'aluminium, de silice et de fer (ferrihydrite, allophane)<sup>13</sup> et l'oxalate libère la MO des association organo-minérales sans la dissoudre car le pH est acide (pH=3).

Ces extractions ont permis de calculer les teneurs massiques en allophanes et en ferrihydrite (%). Le contenu en allophanes a été calculé en utilisant la formule proposée par Parfitt et Wilson (1985) et plus tard simplifiée par Mizota (1989) :

$$\%allophanes = \left( \frac{100}{-5,1 * \frac{Al_o - Al_p}{Si_o} + 23,4} \right) * \%Si_o$$

*Equation 3-3 : Formule du calcul de la teneur en allophanes*

Dans la partie résultats et discussion, nous incluons les imogolites dans le terme 'allophanes'.

Le contenu en ferrihydrite a été calculé selon la formule de Childs et al. (1991) :

$$\%ferrihydrite = \%Fe_o * 1,7$$

*Equation 3-4 : Formule du calcul de la teneur en ferrihydrite*

L'extraction au dithionite citrate bicarbonate (DCB) est réalisée dans 0,75 g de sol par 30 ml de citrate chauffé à 75°C mélangé à du dithionite de sodium. Après 4 cycles de centrifugation dont 3 lavages au NaCl, le  $Fe_d$  et le  $Al_d$ <sup>14</sup> sont dosés dans le surnageant par ICP-AES (Mehra et Jackson, 2013). Le  $Fe_d$ <sup>15</sup> est extrait des oxydes cristallins (hématite, goethite) et peu cristallins (ferrihydrite), des complexes organométalliques et du fer échangeable. La solution DCB dissout partiellement la MO à cause du pH basique (pH $\sim 8$ ). Le tableau 3-1 présente les différentes fractions de Fe obtenues suites aux extractions sélectives.

<sup>13</sup> L'imogolite n'est pas totalement dissoute en un seul traitement et les phyllosilicates sont très faiblement attaqués, sauf si leur niveau de désordre est important. Dans les Andosols, l'oxalate peut extraire autant que le DCB (Shoji et al., 1993)

<sup>14</sup> L' $Al_d$  est extrait des formes complexées de la MO mais les allophanes et imogolites sont peu attaqués



Tableau 3-1: Différentes fractions de Fe obtenues suite aux extractions sélectives

|                                  |                                                     |
|----------------------------------|-----------------------------------------------------|
| Fe <sub>p</sub>                  | Fe dans les complexes organiques                    |
| Fe <sub>o</sub>                  | Fe dans les minéraux peu cristallins (ferrihydrite) |
| Fe <sub>d</sub> -Fe <sub>o</sub> | Fe dans les oxydes cristallins                      |
| Fe <sub>t</sub> -Fe <sub>d</sub> | Fe dans les silicates cristallisés                  |

Les extractions sélectives permettront de calculer des ratios qui seront utilisés dans la discussion. La somme  $Al_{ox} + \frac{1}{2} Fe_{ox}$  est un critère de classification du sol. Le calcul  $(Al_o - Al_p) / Si_o$  permet d'estimer le rapport Al/Si des allophanes et imogolites. Le rapport  $Fe_d/Fe_t$  est indicateur du niveau d'altération tandis que le rapport  $Fe_o/Fe_d$  sera également calculé. Le rapport  $Al_p/Al_o$  est utilisé pour distinguer les sols allophaniques et non allophaniques. La capacité de complexation de la matière humique est évaluée par le rapport  $(Al+Fe)_p/C_p$  et le rapport  $(Al+Fe+Ca)_p/C_p$ . Le rapport  $C_p/C_t$  sera également discuté.

#### Fractionnement du sol selon la taille des agrégats

L'agrégation a été étudiée sur les horizons A et 2A des sites. Le protocole de séparation des agrégats a été adapté de Six et al., (1998) et est représenté par un diagramme à la figure 3-15. L'équivalent de 80 g de sol sec<sup>16</sup> ont été submergés dans de l'eau déminéralisée sur un tamis de 2 mm pendant 5 minutes à température ambiante. Pour les horizons A et 2A des sites ANT4, l'équivalent de 50 g ont été utilisés car la teneur en eau importante imposait d'utiliser une trop grande quantité de sol frais. Ensuite, un mouvement de haut en bas répété 50 fois a permis de séparer les agrégats (en immergeant et émergeant le filet du tamis dans une bassine d'eau déminéralisée). Les particules en suspension sur le tamis ont été rincées et récupérées quantitativement dans un récipient. Le sol ayant passé les mailles du premier tamis a été transféré dans un tamis de 250  $\mu m$  avec lequel les opérations réalisées pour le tamis de 2 mm ont été répétées. La fraction traversant les mailles de 250  $\mu m$  a été transférée dans le dernier tamis de 53  $\mu m$  avec lequel les mêmes opérations ont été réalisées afin de récupérer séparément la fraction sur le tamis et celle ayant traversé les mailles. Quatre fractions sont obtenues : les agrégats > 2 mm, les macro-agrégats (250 - 2000  $\mu m$ ), les micro-agrégats libres (250 – 53  $\mu m$ ) et la fraction granulométrique des limons et argiles (< 53  $\mu m$ ). Ces fractions ont ensuite été séchées à 60°C au four et pesées.

<sup>16</sup> Nous n'utilisons pas de sol séché à l'air car les sols volcaniques montrent une floculation irréversible et des changements de distribution des agrégats en séchant (Wells and Theng, 1988)



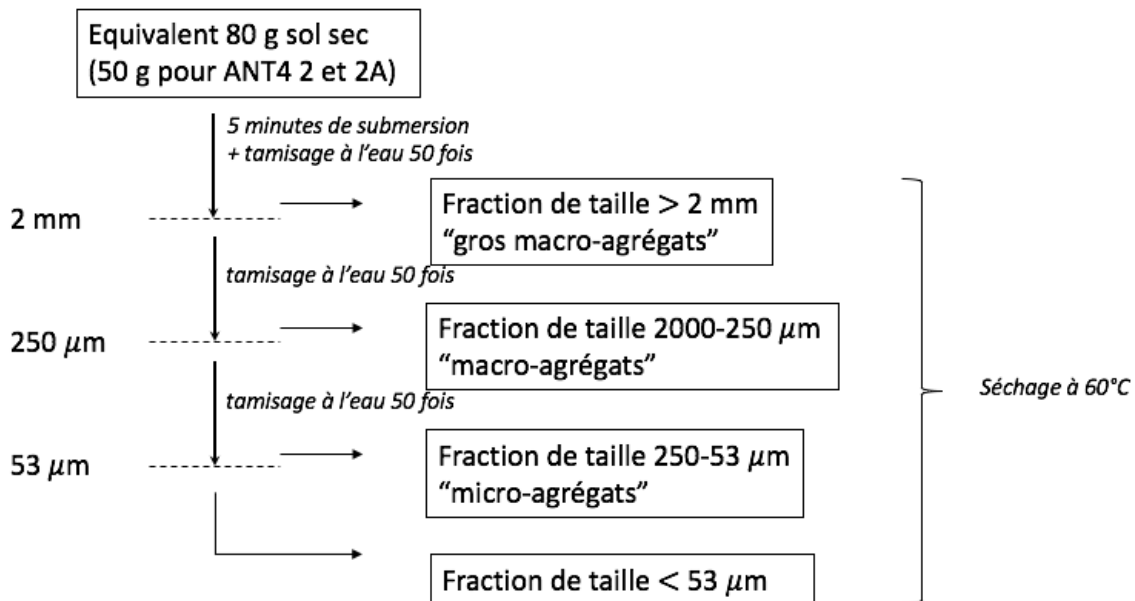


Figure 3-13: Diagramme des opérations de l'expérience d'isolation par la taille des différentes fractions du sol

Les particules sableuses de même taille que les macro-agrégats et les micro-agrégats ne peuvent pas être considérées comme telles (Six et al., 2000) Il est donc nécessaire de corriger le poids des agrégats > 2mm, des macro-agrégats et des micro-agrégats.

Pour quantifier la fraction de sable dans chaque classe d'agrégats nous avons séparé les sables par ultrasons après avoir fait agiter une nuit une quantité donnée de sol de chaque fraction avec de l'eau déminéralisée afin de casser les gros agrégats (Six et al., 1998). Après récupération sur un tamis de 50 µm, le sable de chaque fraction d'agrégats a été séché à 105°C afin d'être pesé pour calculer le pourcentage de sables de chaque fraction par la formule suivante :

$$\% \text{ sable de la fraction} = 100 * \frac{\text{poids du sable séché à } 105^{\circ}\text{C}}{\text{équivalent à } 105^{\circ}\text{C du sol de la fraction considérée}}$$

Equation 3-5 : Calcul du pourcentage en sable d'une fraction d'agrégats

Les teneurs (%) en azote total, en C total ( $C_{org}$ ) de même que les cations extraits ( $\text{mg kg}^{-1}$ ) et le C dissout par la solution de pyrophosphate ont été quantifiés dans chaque fraction préalablement broyée. Les teneurs en C sont issues de la moyenne de deux mesures (l'écart type vaut au maximum 0,30%), les triplicatas de l'extraction au pyrophosphate sont présentés en annexe (Tableau 4-5). Nous avons calculé les concentrations de ces éléments pour un sol sans sable ( $\text{kg}_{ss}$ ) car les teneurs en sables entre les sites et entre les fractions varient. La formule utilisée est la même pour tous les éléments et est uniquement présentée pour le contenu en  $C_{org}$  (Paul et al., 2008) :

$$C_{org}(\text{g kg}_{ss}^{-1}) = \frac{C_{org}(\text{g kg}^{-1}) * 1000}{1000 - \text{sable}(\text{g kg}^{-1})}$$

Equation 3-6 : Calcul des teneurs en C pour un sol sans sable

Comme de la matière organique  $> 50 \mu\text{m}$  (particulaire ; Baldock and Broos, 2012) était présente dans la fraction des sables, nous avons dosé le C dans les sables. Cela permet de déduire la teneur en C dans les sables à la teneur en C mesurée dans chaque fraction d'agrégat ( $C_{\text{org}} (\text{g kg}^{-1})$ ) et ainsi obtenir le  $C_{\text{org}} (\text{g kg}^{-1}_{\text{ss}})$  présent dans la fraction de sol  $< 50 \mu\text{m}$ .

### 3.4. Analyses statistiques

Dans la partie du mémoire traitant des résultats et de la discussion certaines statistiques simples seront utilisées. Les moyennes seront présentées avec leurs écarts moyens calculés grâce à la fonction ECART.MOYEN dans Microsoft Excel. L'écart moyen représente la moyenne des écarts absolus des observations par rapport à leur moyenne arithmétique. Les corrélations entre variables seront analysées en implémentant une courbe de tendance entre les variables dans Microsoft Excel. L'interception de la droite ne sera pas définie et le coefficient de détermination ( $r^2 (0 ; 1)$ ) sera également calculé par le Software. Le coefficient de détermination mesure l'adéquation entre un modèle issu d'une régression linéaire et les données observées qui ont permis de l'établir. Microsoft Excel permet également d'effectuer une analyse de corrélation entre les variables et de calculer le coefficient de corrélation ( $r (-1 ; 1)$ ) entre les deux variables.

## 4. Résultats

### 4.1. Propriétés générales des sols

Les propriétés générales (densité apparente,  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\text{pH}_{\text{KCl}}$ , rétention en phosphate,  $\text{CEC}_{\text{BaCl}_2}$ , TSB, composition élémentaire et TRB) des sols échantillonnés dans le bassin versant de Jatunhuayco sont reprises au tableau 4-1. Les compositions élémentaires des sols sont compilées dans en annexe (Tableau A-6).

#### Densité apparente

La densité apparente des sols varie entre 0,58 et 1,3  $\text{g cm}^{-3}$  (Fig. 4-2). Elle a tendance à augmenter avec la profondeur mais elle diminue dans les horizons organo-minéraux 2A et 3A. Chaque site montre une première augmentation lorsqu'on atteint le premier dépôt de téphra. Une deuxième augmentation est mesurée dans l'horizon 2B et une troisième dans l'horizons 3B. Tous les horizons 1A présentent une  $\rho_b \leq 0,9 \text{ g cm}^{-3}$  ainsi que les horizons 1C et 2A du site ANT5.

#### $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ et $\text{pH}_{\text{KCl}}$

Quel que soit le site considéré, le  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  varie peu dans le sol de surface et augmente légèrement dans le sol enterré (Fig. 4-1). Il est de 5,9 et 5,0 dans tous les horizons, sauf pour le site ANT7 qui montre une valeur neutre dans l'horizon 1A. Le  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  suit la même tendance que le  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  mais les valeurs sont plus basses et varient de 4,3 à 5,3, excepté pour le site ANT7 où le pH est de 6,2 dans l'horizon 1A (Fig. 4-1). Le delta pH ( $\text{pH}_{\text{KCl}} - \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ ) est négatif et varie entre -0,3 et -1,1. Il a tendance à prendre de plus grandes valeurs dans les horizons A.

#### Rétention en phosphate

Pour l'ensemble des sols échantillonnés, la rétention en phosphate augmente ou reste *grosso modo* constante jusque dans l'horizon 1C où elle diminue (Fig. 4-3). Elle varie de 43 à 63% si on ne considère pas les horizons C où la rétention atteint 20% au minimum et 50% au maximum. La rétention en phosphate est plus élevée d'en moyenne  $12,6 \pm 3,8 \%$  ( $n=9$ ) dans les horizons enterrés 2A et 3A que dans les horizons 2B et 3B, sauf dans l'horizon 2B du site ANT7. A l'exception de l'horizon 2C du site ANT6, tous les horizons de sol montrent une rétention en phosphate  $\geq 25\%$ .

#### $\text{CEC}_{\text{BaCl}_2}$ et TSB

En général, la  $\text{CEC}_{\text{BaCl}_2}$  varie de 18 à 32  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  dans l'horizon 1A, sauf pour le site ANT7 qui présente une valeur plus élevée (57  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ ). Elle a tendance à diminuer avec la profondeur, jusqu'à 6  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  comme minimum dans l'horizon 3C (Fig. 4-4). La  $\text{CEC}_{\text{BaCl}_2}$  est plus élevée (de  $5,5 \pm 4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  en moyenne,  $n=9$ ) dans les horizons A enfouis (2A et

3A) que dans les horizons B enfouis (2B et 3B). Les horizons 3A présentent les valeurs les plus élevées parmi celles des horizons enterrés et valent entre 7 et 23  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ .

Pour tous les sites, la somme des bases échangeables ( $55\text{-}1,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ ) est largement dominée par le Ca (70%). Elle est réduite de moitié dans l'horizon 1B ou 1C et continue à diminuer avec la profondeur, mis à part la faible augmentation notée systématiquement dans l'horizon 3A (Fig. 4-4).

Le TSB, dominé par le Ca) vaut entre 69 et 32% dans l'ensemble des horizons et diminue de moitié dans l'horizon 1B ou 1C (Fig. 4-4). Hormis une augmentation observée dans l'horizon 3A, il varie peu dans les sols enfouis.

#### Composition élémentaire et TRB

Les compositions élémentaires des horizons 1C et 3C des six sites de l'étude sont représentées en annexe (Figs. A-7 et -8) . La composition élémentaire molaire de l'horizon 1C est la suivante ( $n=5$ ) : Si  $62 \pm 1,1\%$  ; Al  $18 \pm 0,5\%$  ; Na  $8 \pm 0,1\%$  ; Ca  $4 \pm 0,3\%$  ; Fe  $3 \pm 0,3\%$  ; Mg  $3 \pm 0,3\%$  et K  $2 \pm 0,1\%$ . La composition élémentaire molaire de l'horizon 3C est la suivante ( $n=4$ ) : Si  $58 \pm 1,9$  ; Al  $18 \pm 0,1\%$  ; Na  $7 \pm 0,1\%$  ; Ca  $4 \pm 0,3\%$  ; Fe  $5 \pm 0,6\%$  ; Mg  $4 \pm 1,1\%$  et K  $3 \pm 0,5\%$ . Le pourcentage en  $\text{SiO}_2$  augmente à mesure que l'on se rapproche du matériau parental (Tableau A-7). Il varie de 45 à 66% tout horizon compris. Les horizons 1C et 3C contiennent systématiquement plus de  $\text{SiO}_2$ , les teneurs moyennes sont respectivement de  $64 \pm 1,9\%$  et  $61 \pm 1,7\%$  ( $n=5$  ,  $n= 4$ ).

Le TRB varie entre 300 et 456  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  dans l'horizon A et a tendance à augmenter avec la profondeur (Fig. 4-5). Quel que soit le site considéré, l'horizons 1C présente un TRB compris dans une faible gamme de valeurs (382-395  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ ). Il en va de même pour l'horizon 3C (433- 445  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ ), à l'exception du site ANT2 qui montre un TRB nettement plus élevé (583  $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ ). L'évolution du TRB avec la profondeur est comparable pour tous les sites. Dans le premier horizon enfoui, le TRB augmente dans l'horizon 2A (de 16 à 26%) et continuer à augmenter dans l'horizon 2B (augmentation de 7 à 16%), pour ensuite diminuer dans l'horizon 3A du deuxième sol enfoui (diminution de 6 à 26 %). En moyenne, le Ca ( $37 \pm 4\%$ ) domine le TRB dans tous les horizons. Il est suivi par le Na ( $28 \pm 4\%$ ), le Mg ( $26 \pm 3\%$ ) et le K ( $9 \pm 2\%$ ) ( $n=40$ ).

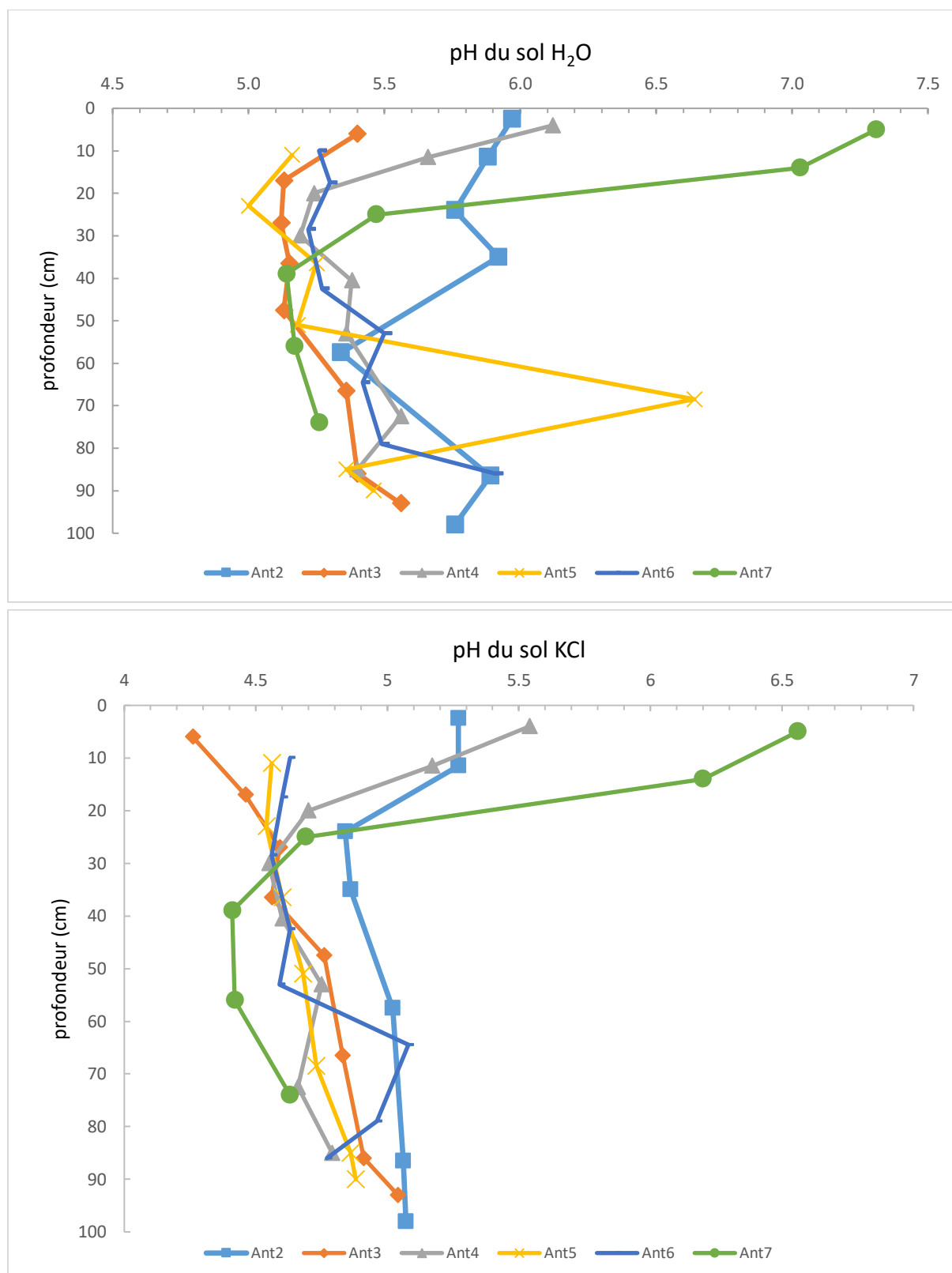


Figure 4-1: Variation des pH (H<sub>2</sub>O et KCl) au sein des profils des six sites

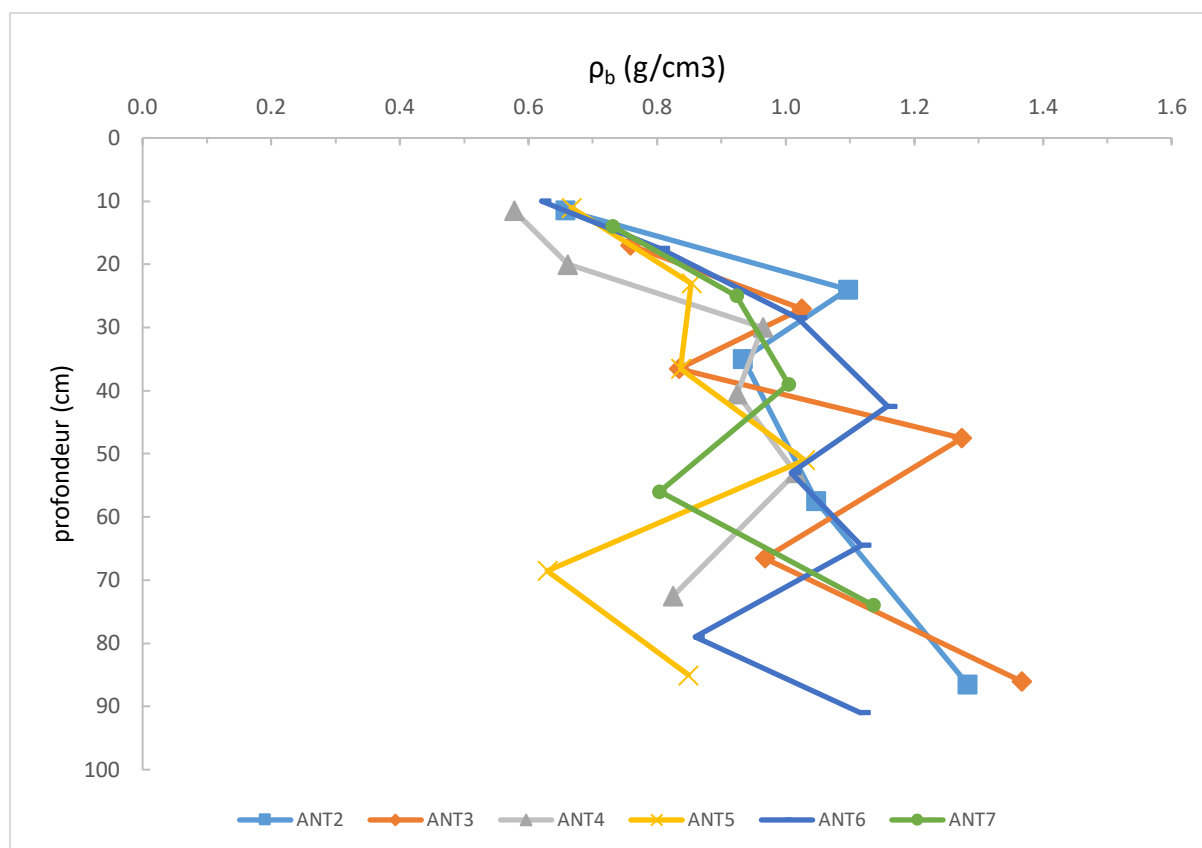


Figure 4-2: Variation de la densité apparente [ $\text{g cm}^{-3}$ ] au sein des profils des six sites

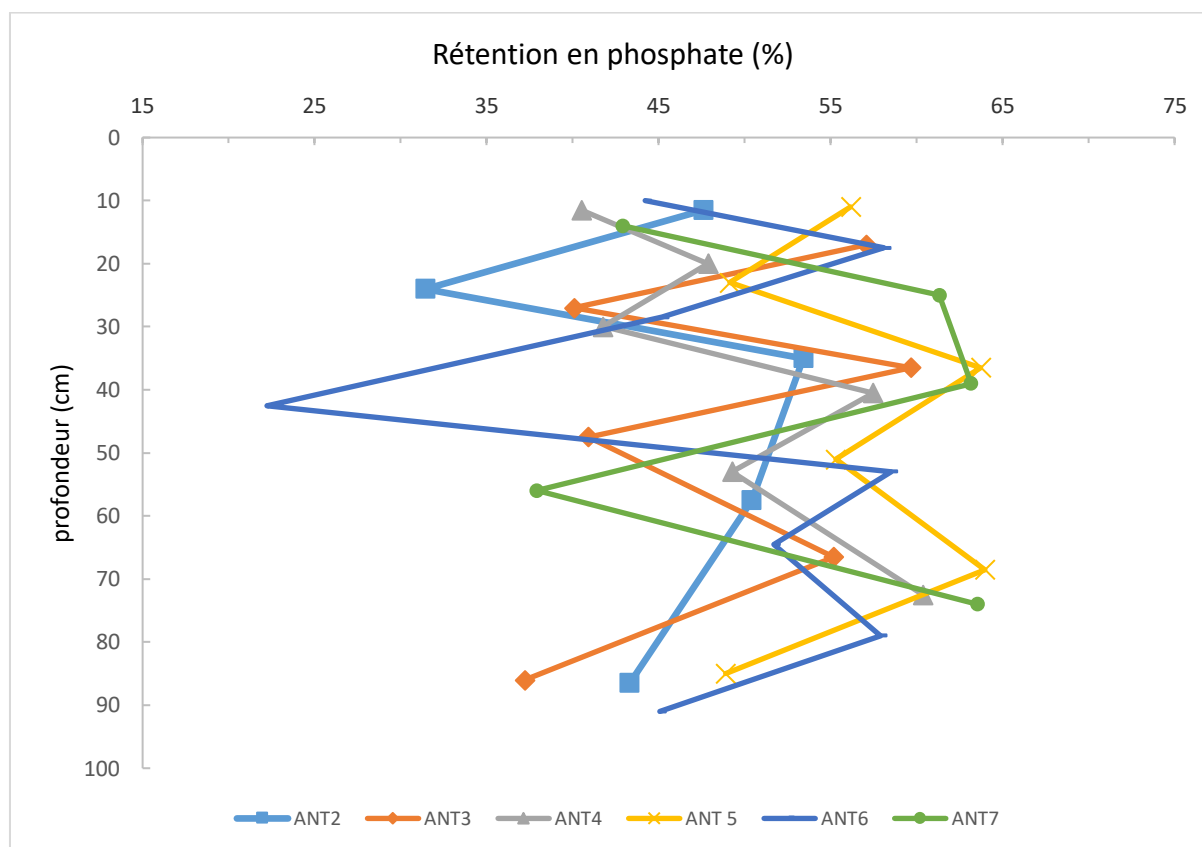


Figure 4-3: Variation de la rétention en phosphate au sein des profils des six sites



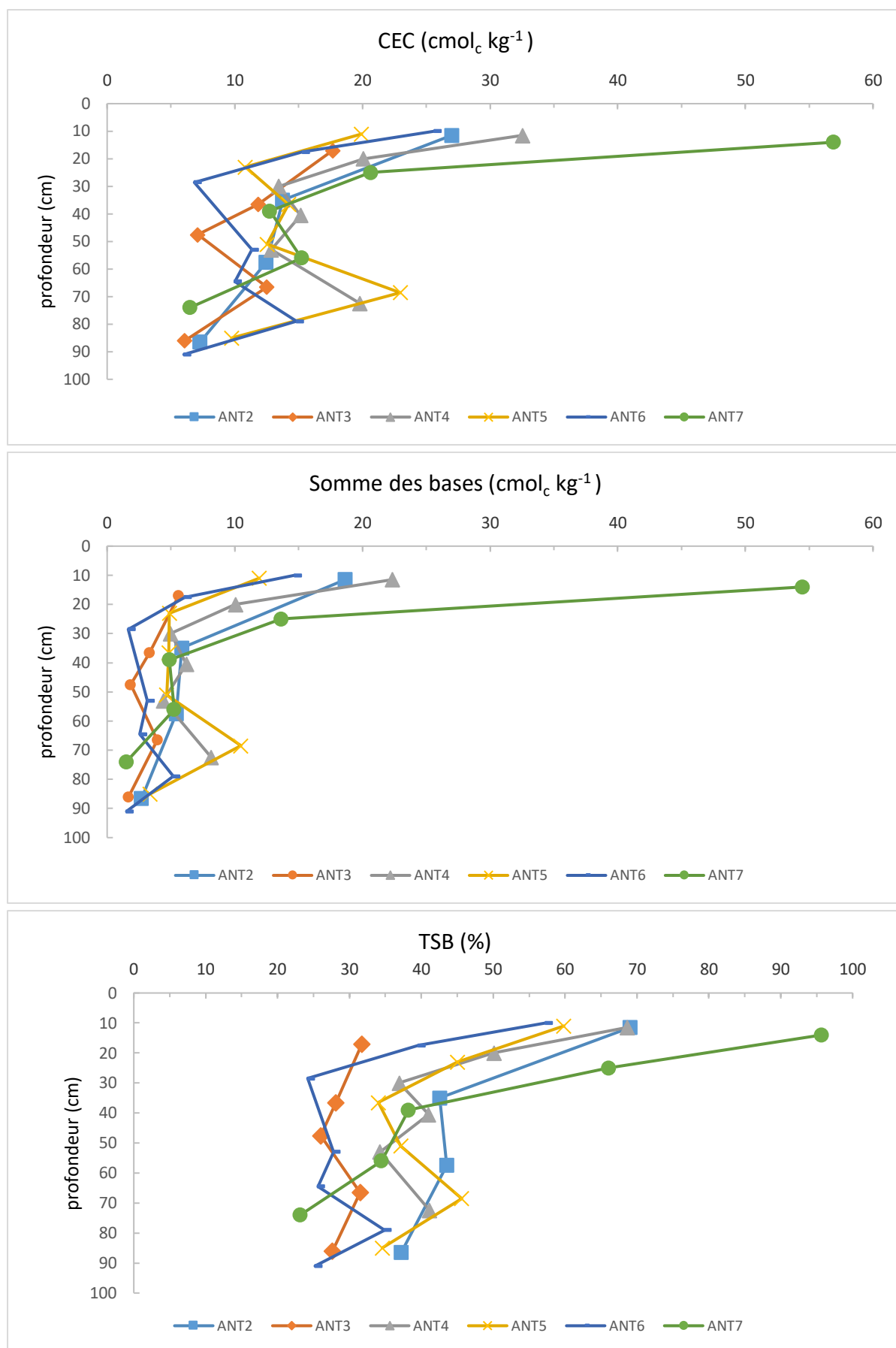


Figure 4-4: Variation de la CEC, de la somme des bases et du TSB au sein des profils des six sites

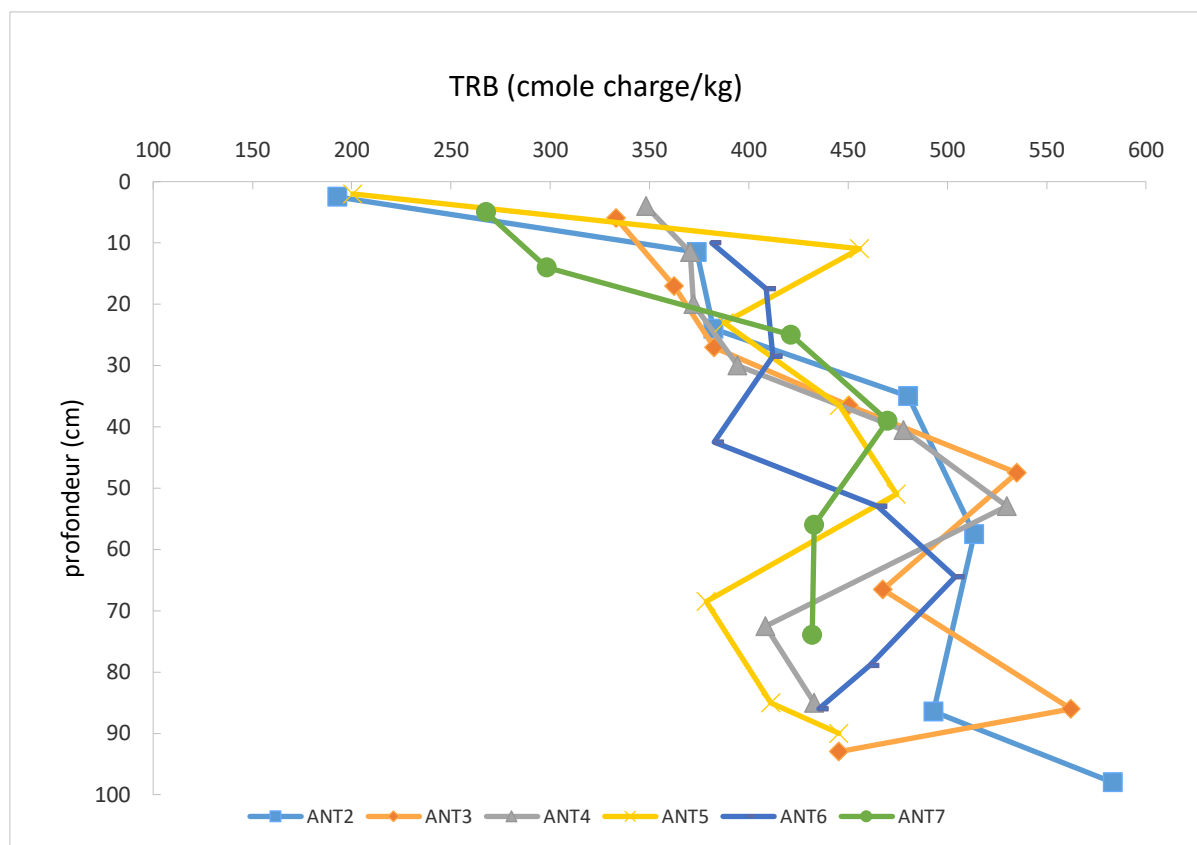


Figure 4-5 : Evolution du TRB au sein des profils des six sites



Tableau 4-1: Résultats des analyses de caractérisation physico-chimique

| Site | Horiz. | Prof.<br>(cm) | $\rho_a$<br>(g*cm <sup>-3</sup> ) | Teneur en eau<br>mesurée à 105 °C<br>(%) | pH <sub>H2O</sub> | pH <sub>KCL</sub> | %P<br>rétention | CEC<br>(cmol <sub>c</sub> *kg <sup>-1</sup> ) | TSB<br>(%) | TRB<br>(cmol <sub>c</sub> *kg <sup>-1</sup> ) |
|------|--------|---------------|-----------------------------------|------------------------------------------|-------------------|-------------------|-----------------|-----------------------------------------------|------------|-----------------------------------------------|
| ANT2 | 1A     | 5-18          | 0,66                              | 44                                       | 5,9               | 5,3               | 48              | 27,0                                          | 69,1       | 374                                           |
|      | 1C     | 18-30         | 1,10                              | 25                                       | 5,8               | 4,8               | 31              | /                                             | /          | 382                                           |
|      | 2A     | 30-40         | 0,93                              | 32                                       | 5,9               | 4,9               | 53              | 13,8                                          | 42,6       | 480                                           |
|      | 2B     | 40-75         | 1,05                              | 26                                       | 5,3               | 5,0               | 50              | 12,5                                          | 43,6       | 513                                           |
|      | 3B     | 75-98         | 1,28                              | 19                                       | 5,9               | 5,1               | 43              | 7,3                                           | 37,2       | 493                                           |
|      | 3C     | 98-..         | /                                 | 4                                        | 5,8               | 5,1               | /               | /                                             | /          | 583                                           |
| ANT3 | 1A     | 12-22         | 0,76                              | 45                                       | 5,1               | 4,5               | 57              | 17,7                                          | 31,7       | 362                                           |
|      | 1C     | 22-32         | 1,03                              | 25                                       | 5,1               | 4,6               | 40              | /                                             | /          | 382                                           |
|      | 2A     | 32-41         | 0,83                              | 31                                       | 5,2               | 4,6               | 60              | 11,8                                          | 28,1       | 450                                           |
|      | 2B     | 41-54         | 1,27                              | 20                                       | 5,1               | 4,8               | 41              | 7,1                                           | 26,0       | 535                                           |
|      | 3A     | 54-79         | 0,97                              | 33                                       | 5,4               | 4,8               | 55              | 12,5                                          | 31,5       | 468                                           |
|      | 3B     | 79-93         | 1,37                              | 20                                       | 5,4               | 4,9               | 37              | 6,1                                           | 27,6       | /                                             |
|      | 3C     | 93-..         | /                                 | 8                                        | 5,6               | 5,0               | /               | /                                             | /          | 445                                           |
| ANT4 | 1A     | 8-15          | 0,58                              | 47                                       | 5,7               | 5,2               | 41              | 32,6                                          | 68,6       | 370                                           |
|      | 1AB    | 15-25         | 0,66                              | 41                                       | 5,2               | 4,7               | 48              | 20,1                                          | 50,1       | 372                                           |
|      | 1C     | 25-35         | 0,96                              | 32                                       | 5,2               | 4,6               | 42              | 13,4                                          | 36,9       | 394                                           |
|      | 2A     | 35-46         | 0,92                              | 31                                       | 5,4               | 4,6               | 57              | 15,1                                          | 41,0       | 478                                           |
|      | 2B     | 46-60         | 1,02                              | 27                                       | 5,4               | 4,8               | 49              | 12,9                                          | 34,3       | 530                                           |
|      | 3A     | 60-85         | 0,83                              | 39                                       | 5,6               | 4,7               | 60              | 19,8                                          | 41,2       | 408                                           |
|      | 3C     | 85-...        | /                                 | 14                                       | 5,4               | 4,8               | /               | /                                             | /          | 433                                           |
| ANT5 | 1A     | 4-18          | 0,67                              | 44                                       | 5,2               | 4,6               | 56              | 19,9                                          | 59,8       | /                                             |
|      | 1C     | 18-28         | 0,85                              | 30                                       | 5,0               | 4,5               | 49              | 10,8                                          | 45,0       | 388                                           |
|      | 2A     | 28-45         | 0,84                              | 35                                       | 5,3               | 4,6               | 64              | 14,2                                          | 34,0       | 446                                           |
|      | 2B     | 45-57         | 1,03                              | 30                                       | 5,2               | 4,7               | 55              | 12,5                                          | 37,1       | 474                                           |
|      | 3A     | 57-80         | 0,63                              | 44                                       | 6,6               | 4,7               | 64              | 23,0                                          | 45,6       | 378                                           |

|          |                |       |      |    |     |     |    |      |      |        |
|----------|----------------|-------|------|----|-----|-----|----|------|------|--------|
|          | 3B             | 80-90 | 0,85 | 29 | 5,4 | 4,9 | 49 | 9,8  | 34,6 | 411    |
|          | 3C             | 90-.. | /    | 4  | 5,5 | 4,9 | /  | /    | /    | 445    |
| ANT6     | 1A1            | 6-14  | 0,62 | 43 | 5,3 | 4,6 | 44 | 25,6 | 57,3 | 381    |
|          | 1A2            | 14-21 | 0,81 | 35 | 5,3 | 4,6 | 58 | 15,3 | 39,6 | 409    |
|          | 1BC            | 21-36 | 1,02 | 21 | 5,2 | 4,6 | 45 | 6,8  | 24,2 | 412    |
|          | 1C             | 36-49 | 1,16 | 16 | 5,3 | 4,6 | 22 | 11,3 | 27,8 | 382    |
|          | 2A             | 49-57 | 1,01 | 29 | 5,5 | 4,6 | 59 | 10,0 | 25,6 | 465    |
|          | 2B             | 57-72 | 1,12 | 23 | 5,4 | 5,1 | 52 | 14,8 | 34,9 | 504    |
|          | 3A             | 72-86 | 0,86 | 33 | 5,5 | 5,0 | 58 | 6,0  | 25,2 | 461    |
|          | 3BC            | 86-.. | 1,12 | 13 | 5,9 | 4,8 | 45 | /    | /    | 435    |
|          |                |       |      |    |     |     |    |      |      |        |
| ANT7     | 1A             | 10-18 | 0,73 | 43 | 7,0 | 6,2 | 43 | 56,9 | 95,7 | /      |
|          | 1AB            | 18-32 | 0,92 | 37 | 5,5 | 4,7 | 61 | 20,6 | 66,1 | 421    |
|          | 1B             | 32-46 | 1,00 | 27 | 5,1 | 4,4 | 63 | 12,8 | 38,2 | 470    |
|          | 2A             | 46-66 | 0,80 | 33 | 5,2 | 4,4 | 38 | 15,2 | 34,4 | 433    |
|          | 2BC            | 66-82 | 1,14 | 18 | 5,3 | 4,6 | 64 | 6,5  | 23,2 | 432    |
|          |                |       |      |    |     |     |    |      |      |        |
| Moyennes | 3A             |       |      |    |     |     |    |      |      | 429±35 |
|          | 3C (sans ANT2) |       |      |    |     |     |    |      |      | 441±5  |

## 4.2. Teneurs totales en $C_{org}$

Les teneurs totales en C organique, le rapport C/N, ainsi que les stocks de C dans les sols sont présentés dans le tableau 4-2.

### Teneurs en $C_{org}$ et stock en carbone

La teneur en  $C_{org}$  varie entre 12,6 et 37,2% dans l'horizon O et de 8,4 à 17,6% dans l'horizon 1A. L'évolution du  $C_{org}$  avec la profondeur est grosso modo identique pour tous les sites échantillonnés (Fig. 4-6). Dans le sol de surface, la concentration en  $C_{org}$  diminue avec la profondeur et l'horizon C marque une rupture car les concentrations chutent à des valeurs beaucoup plus faibles (1-3%). Le  $C_{org}$  ré-augmente dans les horizons 2A et 3A (3-8 %) et diminue à nouveau dans l'horizon 3B (1,2-2,5 %).

Le stock de C total est présenté dans le tableau 4. Les sites ANT2 et ANT3 ont des stocks similaires valant respectivement 25 et 24 kg C m<sup>-2</sup>. Avec 22 kg C m<sup>-2</sup>, le site ANT6 a un stock comparable. Les sites ANT4 et ANT5 ont des stocks plus importants s'élevant respectivement à 34 et 36 kg C m<sup>-2</sup>. Le site ANT7 (38 kg C m<sup>-2</sup>) est semblable aux sites ANT4 et ANT5.

### Rapport C/N

Le rapport C/N varie entre 14,7 et 23,3 dans la litière et entre 11,5 et 13,5 dans l'horizon 1A. Des valeurs nettement plus faibles sont mesurées dans l'horizon 1C (Fig. 4-6). Le rapport augmente à nouveau dans les horizons 2A et 3A jusqu'à des valeurs quasi similaires à celles du sol de surface. Les horizons 2B et 3B montrent des valeurs C/N systématiquement inférieures à celles des horizons A enfouis.

.

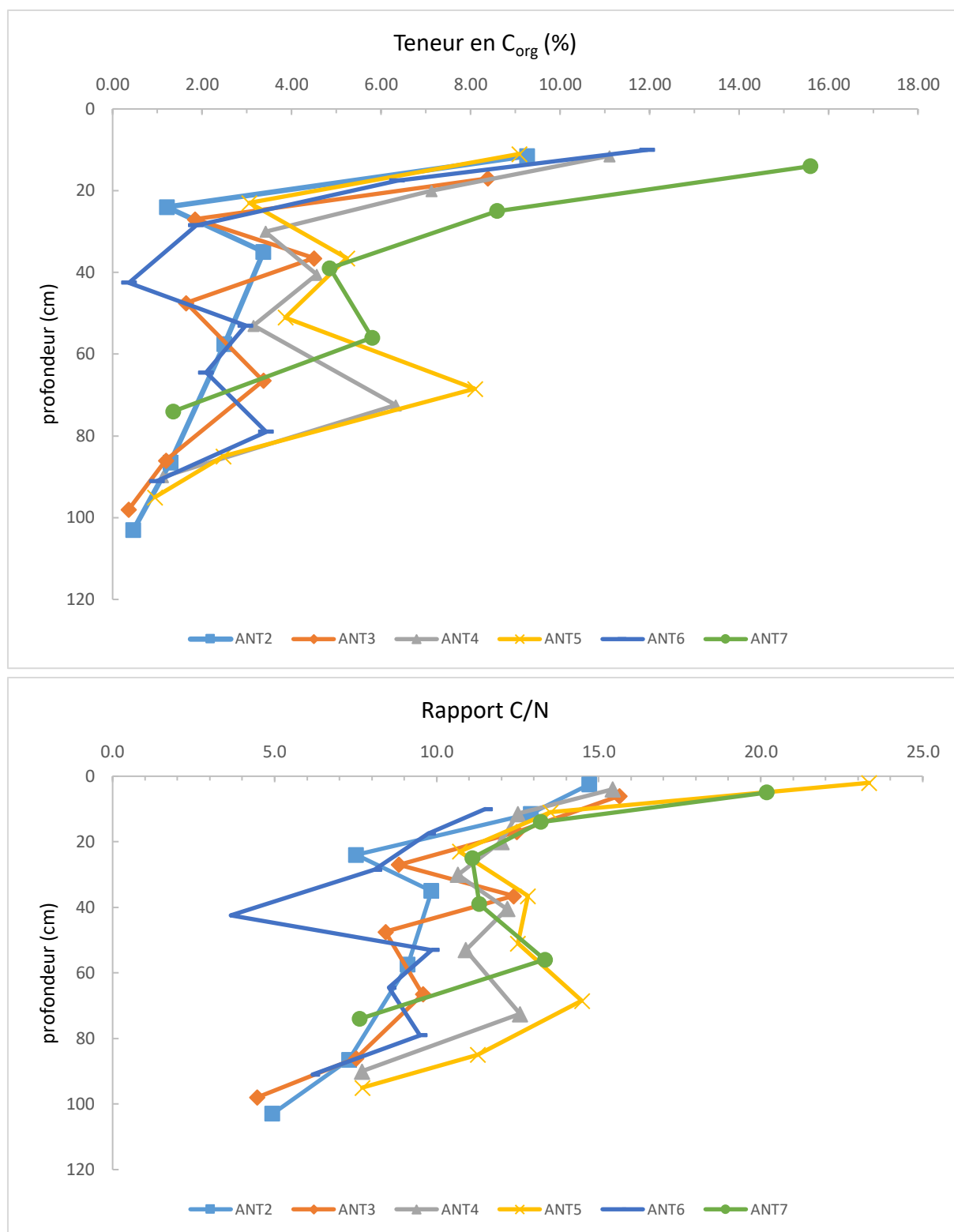


Figure 4-6: Teneur en C et rapport C/N au sein des profils des six sites



Tableau 4-2: Résultat des analyses de teneur en  $C_{org}$ , du rapport C/N et du stock en carbone

| Site | Horizon | Profondeur (cm) | $C_{org}$ | C/N  | $C_{stock}$           |
|------|---------|-----------------|-----------|------|-----------------------|
|      |         |                 | (%)       |      | (kg m <sup>-2</sup> ) |
| ANT2 | O       | 0-5             | 33,2      | 14,7 | /                     |
|      | 1A      | 5-18            | 9,3       | 12,9 | 7,8                   |
|      | 1C      | 18-30           | 1,2       | 7,5  | 1,6                   |
|      | 2A      | 30-40           | 3,4       | 9,8  | 3,1                   |
|      | 2B      | 40-75           | 2,5       | 9,1  | 8,9                   |
|      | 3B      | 75-98           | 1,3       | 7,3  | 3,6                   |
|      | 3C      | 98-..           | 0,5       | 4,9  | /                     |
|      |         | 5-98            |           |      | 25                    |
| ANT3 | O       | 0-12            | 12,6      | 15,6 | /                     |
|      | 1A      | 12-22           | 8,4       | 12,5 | 6,2                   |
|      | 1C      | 22-32           | 1,8       | 8,8  | 1,9                   |
|      | 2A      | 32-41           | 4,5       | 12,4 | 3,3                   |
|      | 2B      | 41-54           | 1,6       | 8,4  | 2,6                   |
|      | 3A      | 54-79           | 3,4       | 9,6  | 7,9                   |
|      | 3B      | 79-93           | 1,2       | 7,5  | 2,2                   |
|      | 3C      | 93-..           | 0,4       | 4,5  | 0,0                   |
|      |         | 12-93           |           |      | 24                    |
| ANT4 | O       | 0-8             | 17,9      | 15,4 | /                     |
|      | 1A      | 8-15            | 11,1      | 12,5 | 4,4                   |
|      | 1AB     | 15-25           | 7,1       | 12,0 | 4,7                   |
|      | 1C      | 25-35           | 3,4       | 10,7 | 3,3                   |
|      | 2A      | 35-46           | 4,6       | 12,2 | 4,6                   |
|      | 2B      | 46-60           | 3,1       | 10,9 | 4,3                   |
|      | 3A      | 60-85           | 6,3       | 12,6 | 12,7                  |
|      | 3C      | 85-...          | 1,1       | 7,7  | /                     |
|      |         | 8-85            |           |      | 34                    |
| ANT5 | O       | 0-4             | 46,9      | 23,3 | /                     |
|      | 1A      | 4-18            | 9,1       | 13,5 | 8,2                   |
|      | 1C      | 18-28           | 3,1       | 10,7 | 2,6                   |
|      | 2A      | 28-45           | 5,2       | 12,8 | 7,4                   |
|      | 2B      | 45-57           | 3,9       | 12,5 | 4,6                   |
|      | 3A      | 57-80           | 8,1       | 14,5 | 11,5                  |
|      | 3B      | 80-90           | 2,5       | 11,3 | 2,1                   |
|      | 3C      | 90-..           | 0,9       | 7,7  | /                     |
|      |         | 4-90            |           |      | 36                    |
| ANT6 | O       | 0-6             |           | /    | /                     |
|      | 1A1     | 6-14            | 12,0      | 11,5 |                       |
|      | 1A2     | 14-21           | 6,4       | 9,7  | 5,9                   |
|      | 1BC     | 21-36           | 1,9       | 8,1  | 3,4                   |

|         |     |       |      |          |      |
|---------|-----|-------|------|----------|------|
|         | 1C  | 36-49 | 0,4  | 3,6      | 2,7  |
|         | 2A  | 49-57 | 3,0  | 9,8      | 0,5  |
|         | 2B  | 57-72 | 2,1  | 8,5      | 2,3  |
|         | 3A  | 72-86 | 3,4  | 9,5      | 3,4  |
|         | 3BC | 86-.. | 1,0  | 6,2      | /    |
|         |     | 6-86  |      |          | 22   |
| ANT7    | O   | 0-10  | 37,2 | 20,2     | /    |
|         | 1A  | 10-18 | 15,6 | 13,2     | 2,6  |
|         | 1AB | 18-32 | 8,6  | 11,1     | 9,0  |
|         | 1B  | 32-46 | 4,9  | 11,3     | 11,0 |
|         | 2A  | 46-66 | 5,8  | 13,3     | 6,6  |
|         | 2BC | 66-82 | 1,4  | 7,6      | 8,8  |
|         |     | 10-82 |      |          | 38   |
| Moyenne | O   |       |      | 16,8±3,3 |      |
|         | 1A  |       |      | 12,4±0,9 |      |
|         | 2A  |       |      | 11,8±1,3 |      |
|         | 3A  |       |      | 11,5±2,0 |      |

### 4.3.Extractions sélectives

Les résultats des extractions sélectives (pyrophosphate, oxalate et dithionite-citrate) et les estimations des teneurs en allophanes et en ferrihydrite sont fournies dans le tableau 4-3.

#### Teneurs en $Al_p$ , $Fe_p$ , $Ca_p$ , $Al_o$ , $Fe_o$ , $Si_o$ et $Fe_d$

La teneur en  $Al_p$  varie de 0,6 à 6,9 g kg<sup>-1</sup>, elle est maximale dans les horizons 1A, 2A ou 3A et minimale dans le deuxième matériau parental (Tableau 4-3). La teneur en  $Fe_p$  varie de 0,3 à 4,6 g kg<sup>-1</sup> elle est également minimale dans l'horizon 3C, augmente dans les horizons organo-minéraux et est maximale dans les horizons 1A1 ou 1A2. La teneur en  $Ca_p$  varie de 0,1 à 10,6, elle est maximale dans les horizons 1A et est inférieure à l'unité sur tout le reste du profil excepté quelques horizons 2A et 3A. La teneur en  $Al_o$  varie de 1,6 à 13 g kg<sup>-1</sup> elle est plus importante dans les horizons organo-minéraux avec les maxima dans les horizons 2A et 3A (jusqu'à 12 et 13 g kg<sup>-1</sup> pour ANT4 et ANT5 respectivement). La teneur en  $Fe_o$  varie de 1,5 à 8,6 g kg<sup>-1</sup> les minimas sont atteints dans l'horizon 1C et les valeurs les plus élevées dans les horizons organo-minéraux et l'horizon 2B pour le site ANT2. La teneur en  $Si_o$  varie de 0,2 à 5 g kg<sup>-1</sup>, elle augmente avec la profondeur et diminue dans l'horizon 3C, les minimas ont lieu dans les horizons 1A sauf pour le site ANT7 et les maxima dans les horizons 2A ou 3A. La teneur en  $Fe_d$  varie de 2,4 à 8,9 g kg<sup>-1</sup> avec les minimas dans les horizons 1C ou 2C et les maxima dans les horizons organo-minéraux.

#### Contenu en allophanes et ferrihydrite

Le pourcentage en allophanes varie de 0,5% dans l'horizon 1A jusqu'à 2,5% dans le deuxième sol enfoui de certains sites (Fig. 4-7). La teneur en allophane a tendance à augmenter avec la profondeur, le pourcentage double après l'horizon 1C de chaque site. Elle diminue légèrement (0,5% maximum) dans l'horizon 2B (ANT3, ANT4, ANT5 et ANT6) et augmente de manière plus prononcée (de 0,5 à 1,5%) dans l'horizon 3A. Le site ANT6 présente des pourcentages particulièrement bas dans le sol de surface (0,1 dans les horizons 1A1 et 1A2) alors que le site ANT7 atteint des valeurs de 1,6% en surface.

Le pourcentage en ferrihydrite varie entre 0,3 et 1,2% sur l'ensemble des sites (Fig.4-7). Il reste relativement constant en fonction de la profondeur et atteint les valeurs les plus basses dans les horizons 1C et 3C.

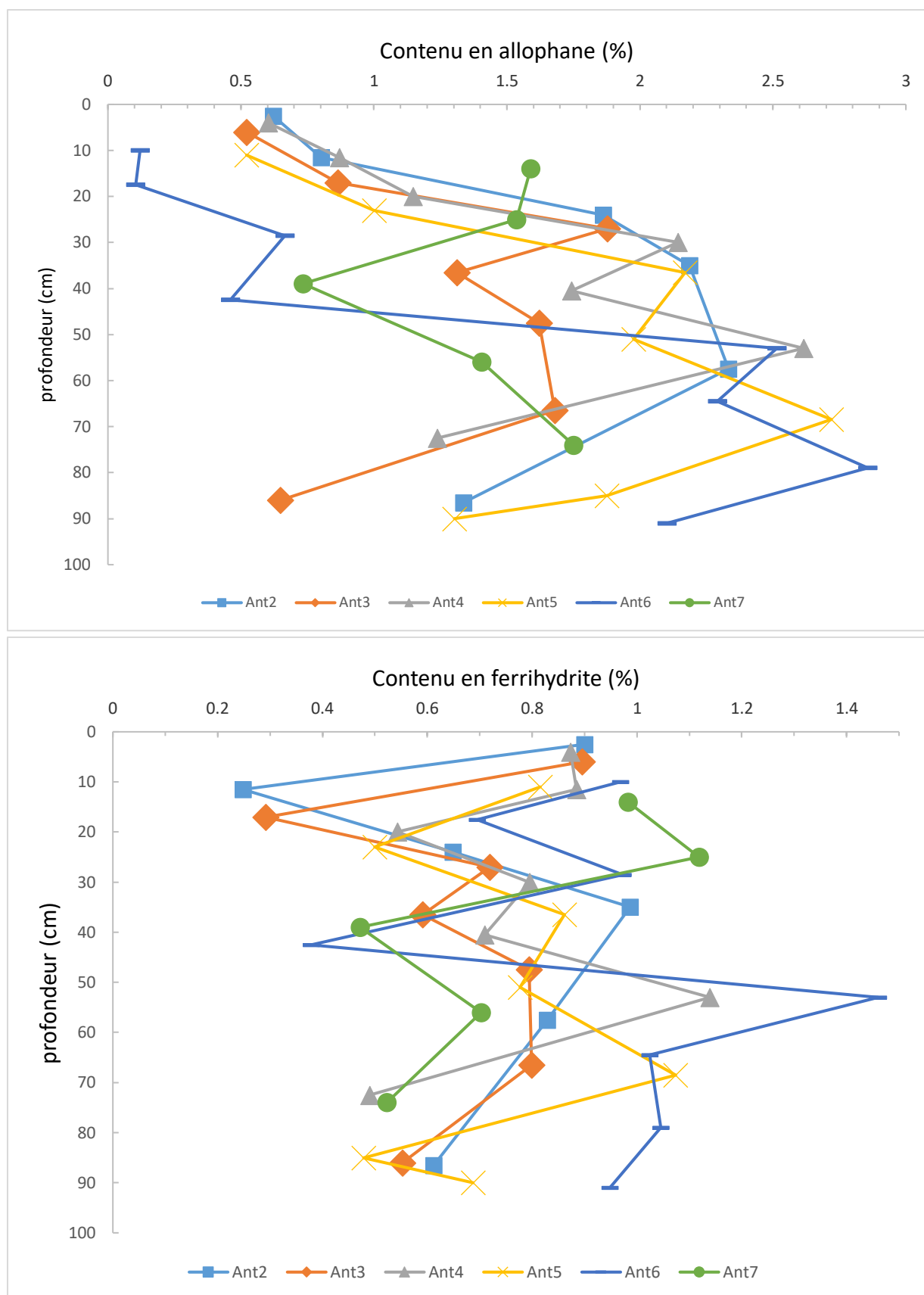


Figure 4-7: Pourcentage en allophanes et ferrihydrites dans les horizons des six sites



Tableau 4-3 : Résultats des extractions sélectives au pyrophosphate, à l'oxalate et au DCB, et estimations des teneurs en allophanes et en ferrihydrite

| Site | Horizon | Profondeur<br>(cm) | Al <sub>p</sub>       | Fe <sub>p</sub> | Ca <sub>p</sub> | Al <sub>o</sub>   | Fe <sub>o</sub> | Si <sub>o</sub> | Fe <sub>d</sub> | (Al <sub>o</sub> -Al <sub>p</sub> ) /<br>Si <sub>o</sub> | Al <sub>o</sub> + ½ Fe <sub>o</sub><br>(%) | %<br>allophanes | %<br>ferrihydrites |
|------|---------|--------------------|-----------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------------------------------------------------|--------------------------------------------|-----------------|--------------------|
|      |         |                    | (g*kg <sup>-1</sup> ) |                 |                 |                   |                 |                 |                 |                                                          |                                            |                 |                    |
| ANT2 | 1A      | 5-18               | 4,1                   | 2,9             | 3,2             | 5,6               | 5,3             | 1,0             | 6,6             | 1,4                                                      | 0,82                                       | 0,6             | 0,90               |
|      | 1C      | 18-30              | 1,6                   | 0,5             | 0,4             | 3,4               | 1,5             | 1,3             | 3,2             | 1,3                                                      | 0,41                                       | 0,8             | 0,25               |
|      | 2A      | 30-40              | 3,4                   | 1,8             | 0,9             | 8,0               | 3,8             | 2,8             | 5,9             | 1,7                                                      | 0,99                                       | 1,9             | 0,65               |
|      | 2B      | 40-75              | 2,8                   | 2,1             | 0,9             | 7,9               | 5,8             | 3,5             | 6,7             | 1,5                                                      | 1,08                                       | 2,2             | 0,99               |
|      | 3B      | 75-98              | 1,6                   | 1,3             | 0,4             | 7,0               | 4,9             | 3,7             | 5,3             | 1,5                                                      | 0,95                                       | 2,3             | 0,83               |
|      | 3C      | 98-..              | 0,7                   | 0,4             | 0,2             | 3,7               | 3,6             | 2,2             | 3,3             | 1,4                                                      | 0,56                                       | 1,3             | 0,61               |
| ANT3 | 1A      | 12-22              | 5,6                   | 2,9             | 0,9             | 6,7               | 5,3             | 0,9             | 6,3             | 1,4                                                      | 0,94                                       | 0,5             | 0,90               |
|      | 1C      | 22-32              | 2,2                   | 0,7             | 0,2             | 4,1               | 1,7             | 1,4             | 3,5             | 1,3                                                      | 0,50                                       | 0,9             | 0,29               |
|      | 2A      | 32-41              | 4,1                   | 1,7             | 0,6             | 8,7               | 4,2             | 2,9             | 6,0             | 1,6                                                      | 1,08                                       | 1,9             | 0,72               |
|      | 2B      | 41-54              | 1,9                   | 0,9             | 0,3             | 5,0               | 3,5             | 2,0             | 3,8             | 1,5                                                      | 0,67                                       | 1,3             | 0,59               |
|      | 3A      | 54-79              | 3,7                   | 2,6             | 0,8             | 7,3               | 4,7             | 2,7             | 6,8             | 1,3                                                      | 0,97                                       | 1,6             | 0,79               |
|      | 3B      | 79-93              | 1,6                   | 1,6             | 0,3             | 5,3               | 4,7             | 2,8             | 5,1             | 1,3                                                      | 0,76                                       | 1,7             | 0,80               |
|      | 3C      | 93-..              | 0,7                   | 0,3             | 0,1             | 1,9               | 3,3             | 1,2             | 2,3             | 1,1                                                      | 0,35                                       | 0,6             | 0,55               |
| ANT4 | 1A      | 8-15               | 4,1                   | 2,8             | 4,6             | 5,5               | 5,1             | 1,0             | 6,1             | 1,4                                                      | 0,81                                       | 0,6             | 0,87               |
|      | 1AB     | 15-25              | 4,5                   | 2,8             | 1,9             | 6,5               | 5,2             | 1,4             | 6,1             | 1,3                                                      | 0,91                                       | 0,9             | 0,88               |
|      | 1C      | 25-35              | 3,1                   | 1,5             | 0,9             | 5,7               | 3,2             | 1,9             | 4,5             | 1,4                                                      | 0,73                                       | 1,1             | 0,54               |
|      | 2A      | 35-46              | 3,8                   | 2,1             | 1,2             | 9,1               | 4,7             | 3,2             | 6,2             | 1,6                                                      | 1,14                                       | 2,1             | 0,80               |
|      | 2B      | 46-60              | 2,9                   | 1,7             | 0,8             | 6,9               | 4,2             | 2,8             | 5,1             | 1,4                                                      | 0,90                                       | 1,7             | 0,71               |
|      | 3A      | 60-85              | 5,9                   | 3,0             | 1,5             | 12,1              | 6,7             | 4,1             | 6,9             | 1,5                                                      | 1,55                                       | 2,6             | 1,14               |
|      | 3C      | 85-...             | 1,4                   | 0,7             | 0,3             | 4,2               | 2,9             | 2,0             | 3,3             | 1,4                                                      | 0,57                                       | 1,2             | 0,49               |
| ANT5 | 1A      | 4-18               | 6,3                   | 3,9             | 1,9             | 7,4               | 4,8             | 0,9             | 4,8             | 1,3                                                      | 0,98                                       | 0,5             | 0,82               |
|      | 1C      | 18-28              | 3,5                   | 1,3             | 0,4             | 6,0 <sup>63</sup> | 2,9             | 1,5             | 4,2             | 1,7                                                      | 0,75                                       | 1,0             | 0,50               |
|      | 2A      | 28-45              | 5,0                   | 2,5             | 0,9             | 10,4              | 5,1             | 3,2             | 8,9             | 1,7                                                      | 1,29                                       | 2,2             | 0,86               |
|      | 2B      | 45-57              | 3,7                   | 2,0             | 0,9             | 8,3               | 4,6             | 3,2             | 5,1             | 1,5                                                      | 1,06                                       | 2,0             | 0,78               |

# Résultats

|         |               |       |          |          |      |      |     |     |     |           |             |     |      |
|---------|---------------|-------|----------|----------|------|------|-----|-----|-----|-----------|-------------|-----|------|
|         | 3A            | 57-80 | 6,9      | 3,4      | 2,1  | 12,9 | 6,3 | 4,5 | 5,8 | 1,3       | 1,61        | 2,7 | 1,07 |
|         | 3B            | 80-90 | 2,2      | 1,1      | 0,6  | 6,4  | 2,8 | 3,1 | 4,3 | 1,4       | 0,78        | 1,9 | 0,48 |
|         | 3C            | 90-.. | 1,1      | 0,8      | 0,2  | 4,0  | 4,0 | 2,1 | 3,7 | 1,4       | 0,60        | 1,3 | 0,69 |
| ANT6    | 1A1           | 6-14  | 3,5      | 4,0      | 2,7  | 3,7  | 5,7 | 0,2 | 6,7 | 1,4       | 0,66        | 0,1 | 0,97 |
|         | 1A2           | 14-21 | 4,5      | 4,5      | 1,0  | 3,1  | 4,1 | 0,4 | 7,1 | -3,3      | 0,52        | 0,1 | 0,70 |
|         | 1BC           | 21-36 | 2,6      | 3,3      | 0,3  | 3,8  | 5,7 | 1,2 | 6,6 | 1,1       | 0,67        | 0,7 | 0,97 |
|         | 1C            | 36-49 | 0,6      | 1,1      | 0,1  | 1,6  | 2,2 | 0,8 | 3,4 | 1,1       | 0,27        | 0,5 | 0,38 |
|         | 2A            | 49-57 | 2,8      | 2,9      | 0,5  | 8,4  | 8,6 | 4,2 | 8,6 | 1,3       | 1,27        | 2,5 | 1,46 |
|         | 2B            | 57-72 | 2,0      | 1,9      | 0,4  | 7,0  | 6,0 | 3,8 | 7,1 | 1,3       | 1,00        | 2,3 | 1,02 |
|         | 3A            | 72-86 | 3,2      | 2,7      | 0,9  | 9,1  | 6,2 | 5,0 | 7,4 | 1,2       | 1,21        | 2,9 | 1,05 |
|         | 3BC           | 86-.. | 1,3      | 1,5      | 0,3  | 5,8  | 5,6 | 3,6 | 6,3 | 1,3       | 0,86        | 2,1 | 0,95 |
|         |               |       |          |          |      |      |     |     |     |           |             |     |      |
| ANT7    | 1A            | 10-18 | 3,6      | 2,9      | 10,6 | 7,5  | 5,8 | 2,4 | 5,8 | 1,6       | 1,04        | 1,6 | 0,98 |
|         | 1AB           | 18-32 | 5,6      | 4,6      | 1,6  | 8,9  | 6,6 | 2,6 | 7,0 | 1,2       | 1,22        | 1,5 | 1,12 |
|         | 1B            | 32-46 | 4,5      | 3,3      | 0,5  | 4,7  | 2,8 | 1,7 | 6,1 | 0,1       | 0,61        | 0,7 | 0,47 |
|         | 2A            | 46-66 | 5,9      | 3,2      | 0,7  | 8,4  | 4,1 | 2,6 | 6,2 | 0,9       | 1,04        | 1,4 | 0,70 |
|         | 2BC           | 66-82 | 1,9      | 1,1      | 0,3  | 5,9  | 3,1 | 2,8 | 3,6 | 1,5       | 0,75        | 1,8 | 0,52 |
| Moyenne | sur le profil |       | 3,26±1,4 | 2,15±1   |      |      |     |     |     | 1,29±0,33 | 0,94 ± 0,08 |     |      |
|         | 1A            |       | 4,65±0,8 | 3,46±0,7 |      |      |     |     |     |           |             |     |      |
|         | 2A            |       | 4,17±0,8 | 2,36±0,5 |      |      |     |     |     |           |             |     |      |
|         | 3A            |       | 4,92±1,5 | 2,96±0,3 |      |      |     |     |     |           |             |     |      |
|         | 1C            |       |          |          |      |      |     |     |     |           | 0,53 ± 0,17 |     |      |
|         | 3C            |       |          |          |      |      |     |     |     |           | 0,52 ± 0,08 |     |      |



#### 4.4. Agrégation du sol

Les résultats de distribution en masse de la taille des agrégats, des teneurs en  $C_{org}$  ( $g\ kg^{-1}_{sol}$ ,  $g\ kg^{-1}_{ss}$ ,  $g\ kg^{-1}_{sable}$ ), du rapport C/N ainsi que des teneurs en cations et en carbone dosés après l'extraction au pyrophosphate :  $Al_p$ ,  $Fe_p$ ,  $Ca_p$  et  $C_p$  ( $g\ kg^{-1}_{ss}$ ) sont rassemblés dans le tableau A-8.

##### Distribution en masse de la taille des agrégats

Après la manipulation, nous avons perdu en moyenne 0,6%<sup>17</sup> en masse de sol. Les distribution en masse du sol entre les différentes fractions d'agrégats dans les horizons 1A et les horizons 2A sont les mêmes mais elles seront décrites de manière séparée (Fig. 4-8).

Dans les horizons 1A, la fraction des agrégats  $> 2\ mm$  constitue la majorité en masse des agrégats du sol, variant entre 46 et 71% excepté pour l'horizon ANT7 1A (36%) (Fig. 4-8). Les agrégats compris entre 2000 et  $250\ \mu m$  sont la deuxième fraction la plus importante, ils présentent entre 17 et 27% des agrégats du sol, sauf pour l'horizon ANT7 A où ils sont majoritaires (53%). Les agrégats compris entre 250 et  $53\ \mu m$  contribuent pour 5 à 17% des agrégats (et 24% pour l'horizon ANT6 A1) et sont plus présents que les agrégats  $< 53\ \mu m$  qui comptent pour 2 à 6%.

Dans les horizons 2A la fraction des agrégats  $> 2\ mm$  est également majoritaire, variant de 51 à 58% (Fig. 4-8). Les horizons 2A ont une fraction massique moins importante que les horizons 1A pour la fraction  $> 2\ mm$  excepté pour les horizons ANT 4 2A et ANT7 2A. La différence varie de -10 à -17% et elle est supérieure de 5 et 21% pour les horizons ANT4 2A et ANT7 2A. Les agrégats compris entre 2000 et  $250\ \mu m$  représentent la deuxième fraction la plus importante et contribuent pour 23 à 36 % La fraction comprise entre 2000 et  $250\ \mu m$  est en moyenne plus élevée de 12 % dans les horizons 2A que dans les horizons A, à l'exception des horizons ANT3 2A et ANT4 2A. Les agrégats compris entre 250 et  $53\ \mu m$  comptent pour 7 à 12%, ils sont plus présents que les agrégats  $< 53\ \mu m$  qui comptent pour 3 à 6%.

---

<sup>17</sup> Pour 9 horizons sur 14 nous récupérons plus en masse que le poids du sol fractionné, nous pensons qu'en séparant les différentes fractions, plus d'eau peut être retenue. Au maximum 3% en masse sont récoltés en plus et 1,08 au maximum sont perdus par rapport au poids du sol fractionné.

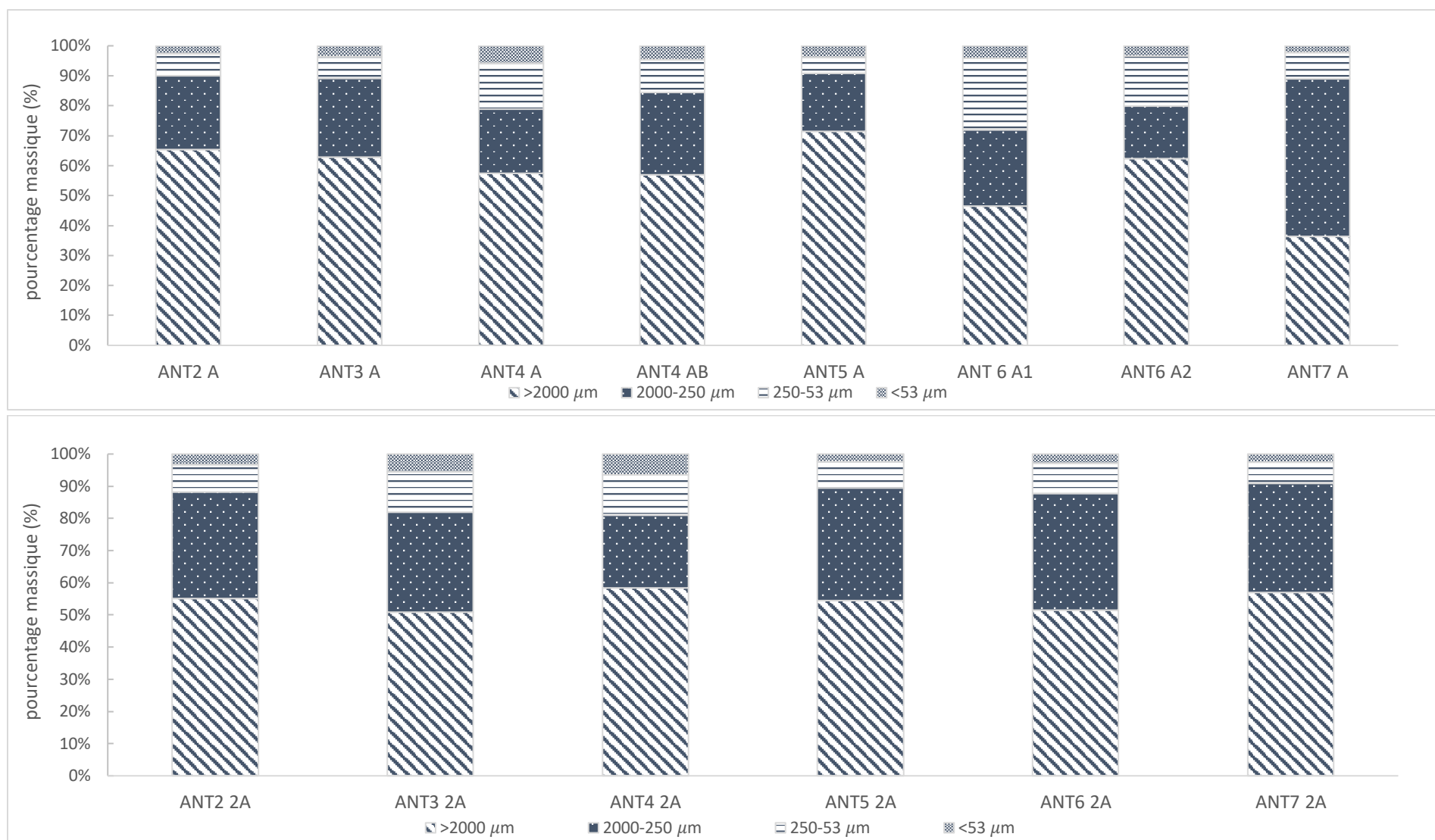


Figure 4-8: Pourcentage massique des différentes fractions de sol des horizons analysés (horizons 1A en haut et 2A en bas)

### Rapport C/N dans les différentes fractions

Lorsque nous pondérons le rapport C/N de chaque fraction d'agrégat par le pourcentage massique de cette fraction, nous clôturons bien<sup>18</sup> le rapport C/N de l'horizon. Le rapport C/N est peu variable entre les différents horizons et entre les différentes fractions d'un même horizon (Fig. 4-9). Le rapport minimum (ANT6 1A1, < à 53  $\mu\text{m}$ ) vaut 9,1 et le rapport maximum (ANT5 1A, > à 2 mm) vaut 14,7. Le rapport a tendance à diminuer avec la taille des agrégats sauf pour les horizons ANT2 2A et ANT4 2A qui montrent la tendance inverse. Le rapport maximal et minimal peut se retrouver dans la même fraction en fonction des différents sites.

---

<sup>18</sup> En moyenne, nous surestimons le rapport de l'horizon de 0,64

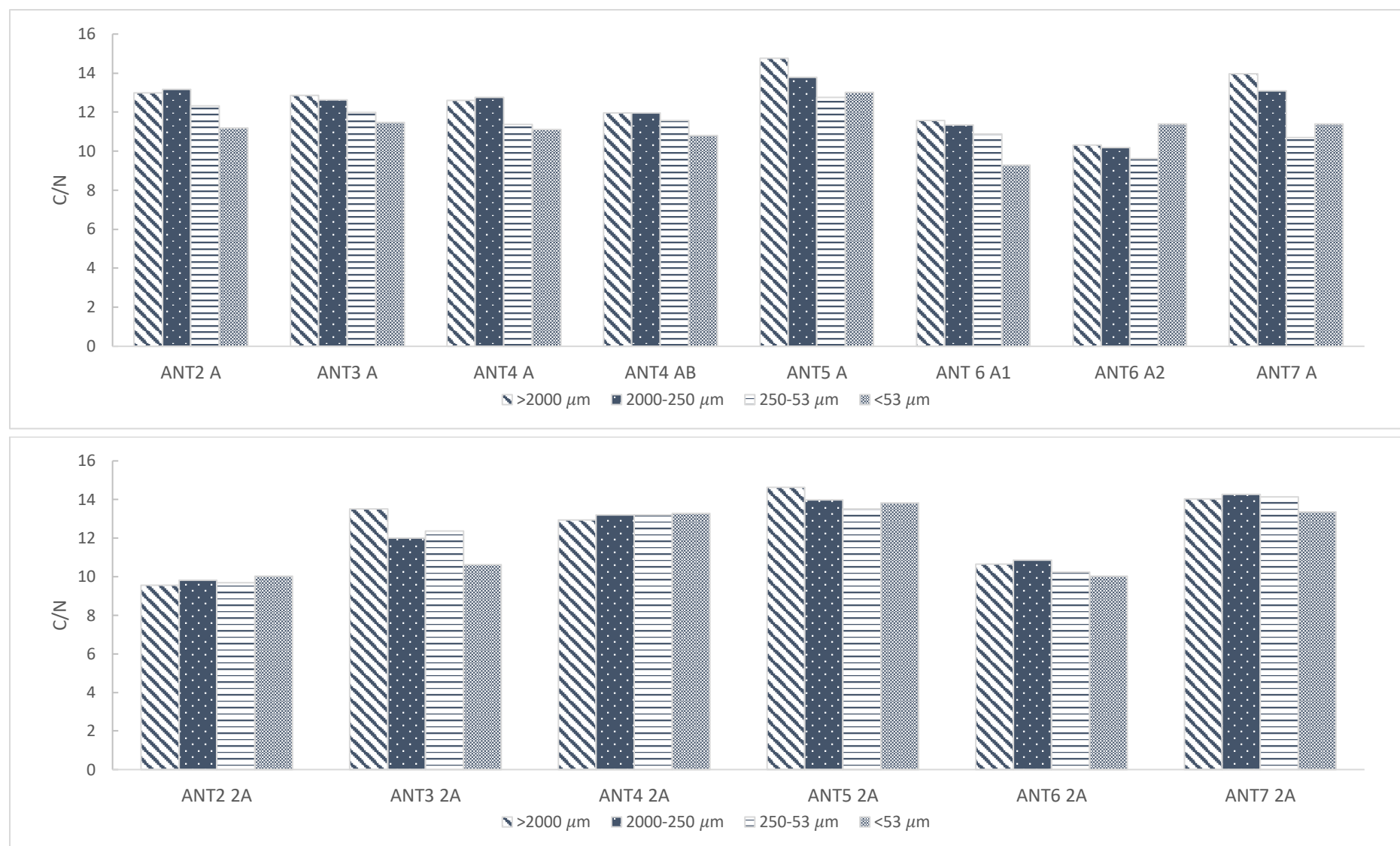


Figure 4-9: Rapport C/N dans les différentes fractions des horizons analysés (horizons 1A en haut et 2A en bas)

### Teneurs en $C_{org}$ dans les différentes fractions

Lorsque nous pondérons les teneurs en  $C_{org}$  de chaque fraction par le pourcentage massique de cette fraction d'agrégats, nous clôturons bien la teneur en  $C_{org}$  de l'horizon. Nos résultats sont cohérents : nous surestimons de maximum 0,7% et sous-estimons de maximum 0,8% les teneurs en C dans les horizons. Lorsque nous prenons en compte le pourcentage de sable présent dans chaque fraction et le  $C_{org}$  dosé dans les sables, nous clôturons le  $C_{org}$  à 100% en moyenne (nous surestimons de maximum 0,7% et sous-estimons de 0,8% maximum).

Les horizons entre eux présentent de grandes différences de teneurs en C et les différences sont encore plus marquées lorsque l'on compare les fractions d'un même horizon (Fig. 4-10). La fraction la plus enrichie en C du site le plus enrichi (ANT7 A, 2000-250  $\mu m$ ) a une teneur de 1138,8 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub>, celle de la fraction la moins enrichie du site le moins enrichi (ANT6 2A, 250-53  $\mu m$ ) se chiffre à 44,1 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub>. Les résultats pour les horizons 1A et 2A seront présentés séparément.

Dans les horizons 1A, la fraction comprise entre 250 et 53  $\mu m$  est la plus enrichie en C sauf pour les horizons ANT3 1A et ANT7 1A où la fraction comprise entre 2000 et 250  $\mu m$  contient le plus de C (Fig. 4-10). Les moyennes des teneurs en C de chaque fraction (n=14) sont respectivement : 205,0±55,2 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction > à 2 mm ; 374,6±219,4 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction 2000-250  $\mu m$  ; 479,1±251,1 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction 250-53  $\mu m$  et 162,7±31,7 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction < à 53  $\mu m$ .

Dans les horizons 2A, la fraction comprise entre 250 et 53  $\mu m$  est la plus enrichie tous sites compris (Fig. 4-10). La teneur en C y varie entre 83,6 et 472,4 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub>. Les moyennes de chaque fraction (n=14) sont respectivement : 104,1±23,7 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction > à 2 mm ; 107,0±34,0 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction 2000-250  $\mu m$  ; 231,6,1±83,6 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction 250-53  $\mu m$  et 95,8±21,6 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub> pour la fraction < à 53  $\mu m$ . Les moyennes de C de chaque fraction des horizons 2A sont deux fois plus faibles que celles des horizons A. Au sein d'un même horizon 2A, les teneurs en C des fractions > 2 mm, 2000-250  $\mu m$  et < 53  $\mu m$  sont relativement semblables (les écarts-moyens varient de 0,5 à 19,8 g kg<sup>-1</sup><sub>ss</sub>).

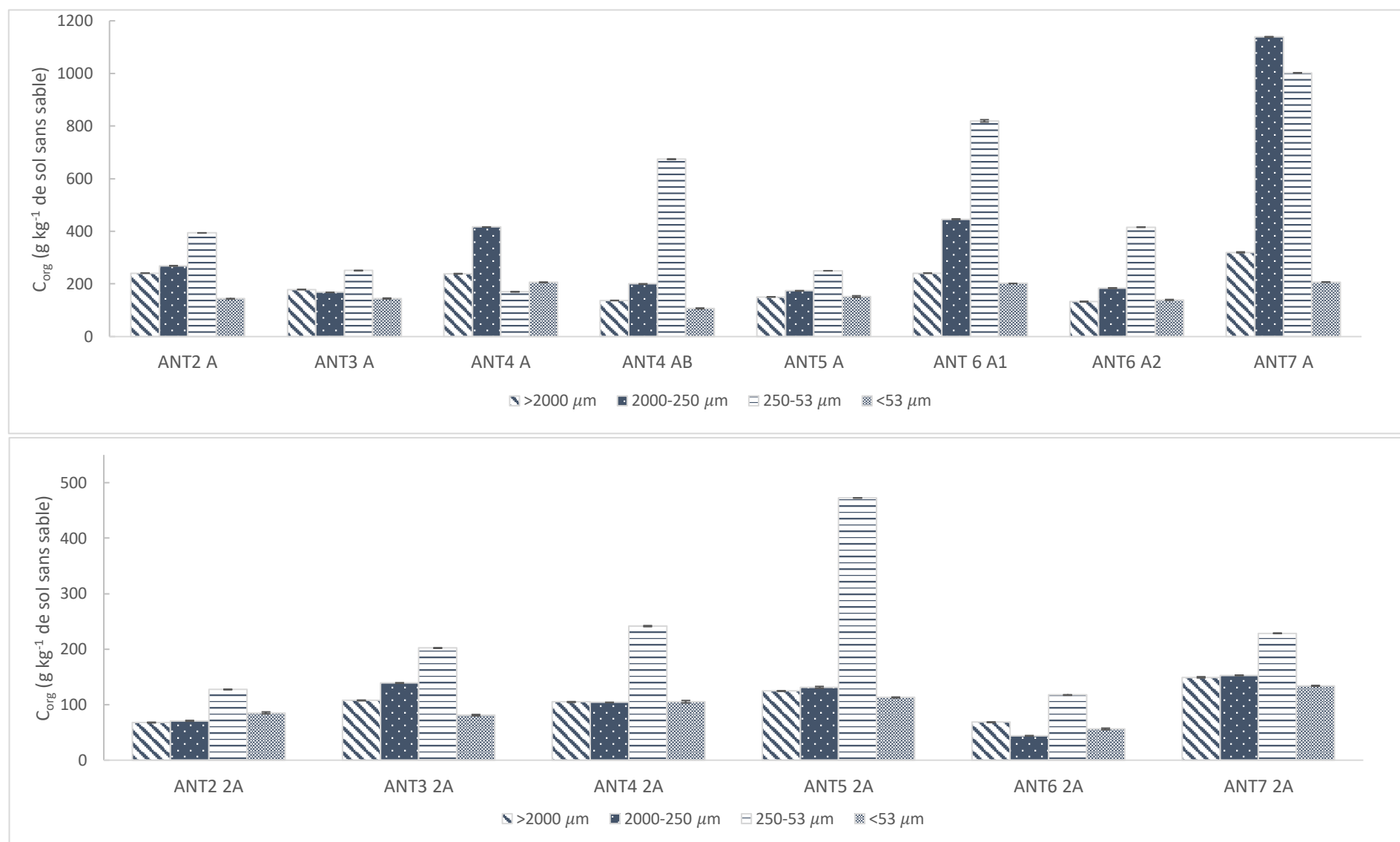


Figure 4-10: Teneurs en Corg dans les différentes fractions dont le Corg associé aux sables ont été retirés (horizons A en haut et 2A en bas)

## Extractions au pyrophosphate dans les différentes fractions

### *Aluminium et Fer extrait au pyrophosphate*

Les tendances des cations  $Al_p$  et  $Fe_p$  sont semblables dont les horizons 1A et 2A (Fig. 4-11 ; Fig.4-12). Les résultats seront présentés dans l'ordre des teneurs en cation croissantes, les moyennes sont calculées sur 14 échantillons. La fraction  $< 53 \mu m$  contient les teneurs en cations les plus faibles (dans les horizons 1A :  $5 \pm 1,2 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour l' $Al_p$  et  $4,5 \pm 0,9 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour le  $Fe_p$  et dans les horizons 2A :  $7 \pm 1,1 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour l' $Al$  et  $5,1 \pm 0,9 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour le  $Fe_p$ ). Dans les horizons 1A, la fraction  $> 2 \text{ mm}$  contient le double des teneurs de la fraction  $< 53 \mu m$  ( $10,6 \pm 1,5 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour l' $Al_p$  et  $9,8 \pm 1,5 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour le  $Fe_p$ ) tandis que dans les horizons 2A les teneurs augmentent également dans la fraction  $> 2 \text{ mm}$  comparativement à la fraction  $< 53 \mu m$  ( $11,0 \pm 1,8 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour l' $Al_p$  et  $8,3 \pm 1,3 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour le  $Fe_p$ ). Les teneurs en cations dans la fraction 2000-250  $\mu m$  sont globalement plus importantes que dans les fractions  $< 53 \mu m$  et  $> 2 \text{ mm}$  et les horizons 1A ont des teneurs plus importantes que les horizons 2A ( $18,5 \pm 4,9 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour l' $Al$  et  $18,8 \pm 8$  pour le Fe contre  $14,3 \pm 3,6 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  et  $10,1 \pm 2,1 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$ ). La fraction 250-53  $\mu m$  est celle qui contient le plus d'A  $Al_p$  et  $Fe_p$  (en moyenne dans les horizons 1A :  $27,0 \pm 4,9 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour l' $Al_p$  et  $24,4 \pm 8,9 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour le  $Fe_p$  et dans les horizons 2A  $38,8 \pm 14,8 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour l' $Al$  et  $27,1 \pm 10,1 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour le  $Fe_p$ ) sauf pour l'horizon ANT4 1A pour lequel c'est la fraction 2000-250  $\mu m$

### *Calcium extrait au pyrophosphate*

La tendance des teneurs en  $Ca_p$  au sein des différentes fractions est la même que celle de l' $Al_p$  et du  $Fe_p$  : la fraction 250-53  $\mu m$  présente les teneurs les plus importantes et la fraction  $< 53$  les plus basses (Fig. 4-11 ; Fig. 4-12). Pour le  $Ca_p$ , les différences de teneurs entre les horizons 1A et 2A sont beaucoup plus importantes que pour le Fe et l' $Al$ . En effet, les teneurs en  $Ca_p$  dans l'horizon 2A sont particulièrement faibles ( $2 \pm 0,6 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  en moyenne pour les fractions  $> 2 \text{ mm}$ , 2000-250  $\mu m$  et  $< 53$  et  $7,2 \pm 2,8 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour la fraction 250-53  $\mu m$ ). Dans les horizons 1A, le  $Ca_p$  est contenu en moyenne en mêmes quantités que le  $Fe_p$  ( $3,9 \pm 2 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour la fraction  $> 2 \text{ mm}$ ,  $8,6 \pm 6,1 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour la fraction 2000-250  $\mu m$ ,  $21,3 \pm 21 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour la fraction 250-53  $\mu m$  et  $22,2 \pm 15,6 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  pour la fraction  $< 53 \mu m$ ). Les écarts-moyens reflètent les différences entre les horizons, l'horizon ANT3 1A, ANT5 1A, ANT6 2A contiennent peu de  $Ca_p$  alors que l'horizon ANT7 A en contient énormément (jusque  $105,5 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  dans la fraction 2000-250  $\mu m$ )

### *Carbone dosé après l'extraction au pyrophosphate*

Les tendances de teneurs en  $C_p$  sont exactement les mêmes que pour les cations extraits au pyrophosphate (Fig. 4-13). Les teneurs moyennes sont inférieures dans les horizons 2A. La fraction  $< 53 \mu m$  contient le moins de  $C_p$  ( $25,1 \pm 4,7 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  dans les horizons 2A et  $31,2 \pm 5,6 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  dans les horizons 1A) alors que la fraction 250-53  $\mu m$  en contient le plus ( $120,0 \pm 46,0 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  dans les horizons 2A et  $173,8 \pm 74,4 \text{ g kg}^{-1}_{ss}$  dans les horizons 1A) excepté dans les horizons ANT4 1A et ANT7 1A où c'est la fraction 2000-250  $\mu m$ .



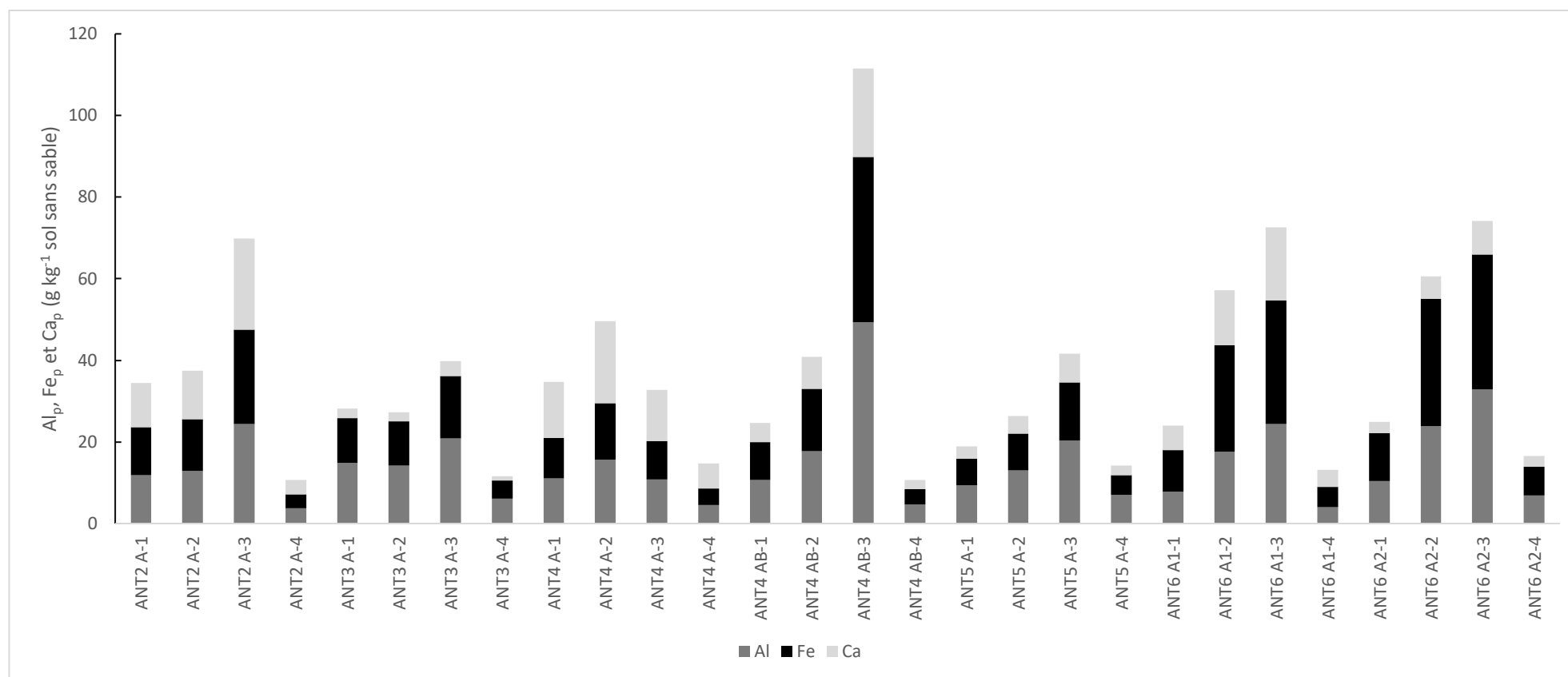


Figure 4-11: Teneurs en  $Al_p$ ,  $Fe_p$  et  $Ca_p$  dans les différentes fractions d'agrégats des horizons 1A avec -1 des agrégats  $> 2\mu m$  ; -2 les agrégats  $2000-250\mu m$  ; -3 les agrégats  $250-53\mu m$  et -4 les agrégats  $< 53\mu m$

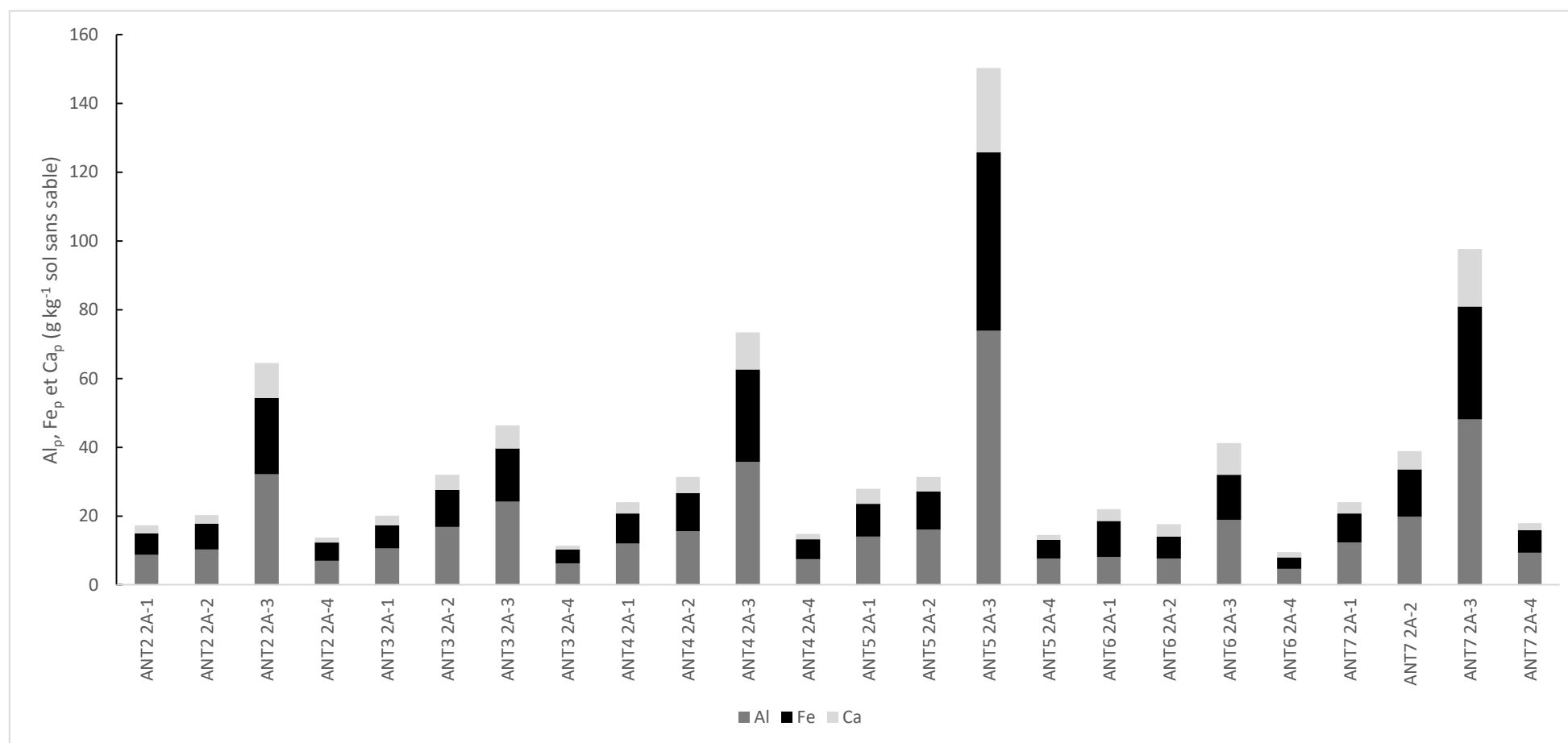


Figure 4-12: Teneurs en  $Al_p$ ,  $Fe_p$  et  $Ca_p$  dans les différentes fractions d'agrégats des horizons 2A avec -1 des agrégats  $> 2\mu m$  ; -2 les agrégats  $2000-250\mu m$  ; -3 les agrégats  $250-53\mu m$  et -4 les agrégats  $< 53\mu m$

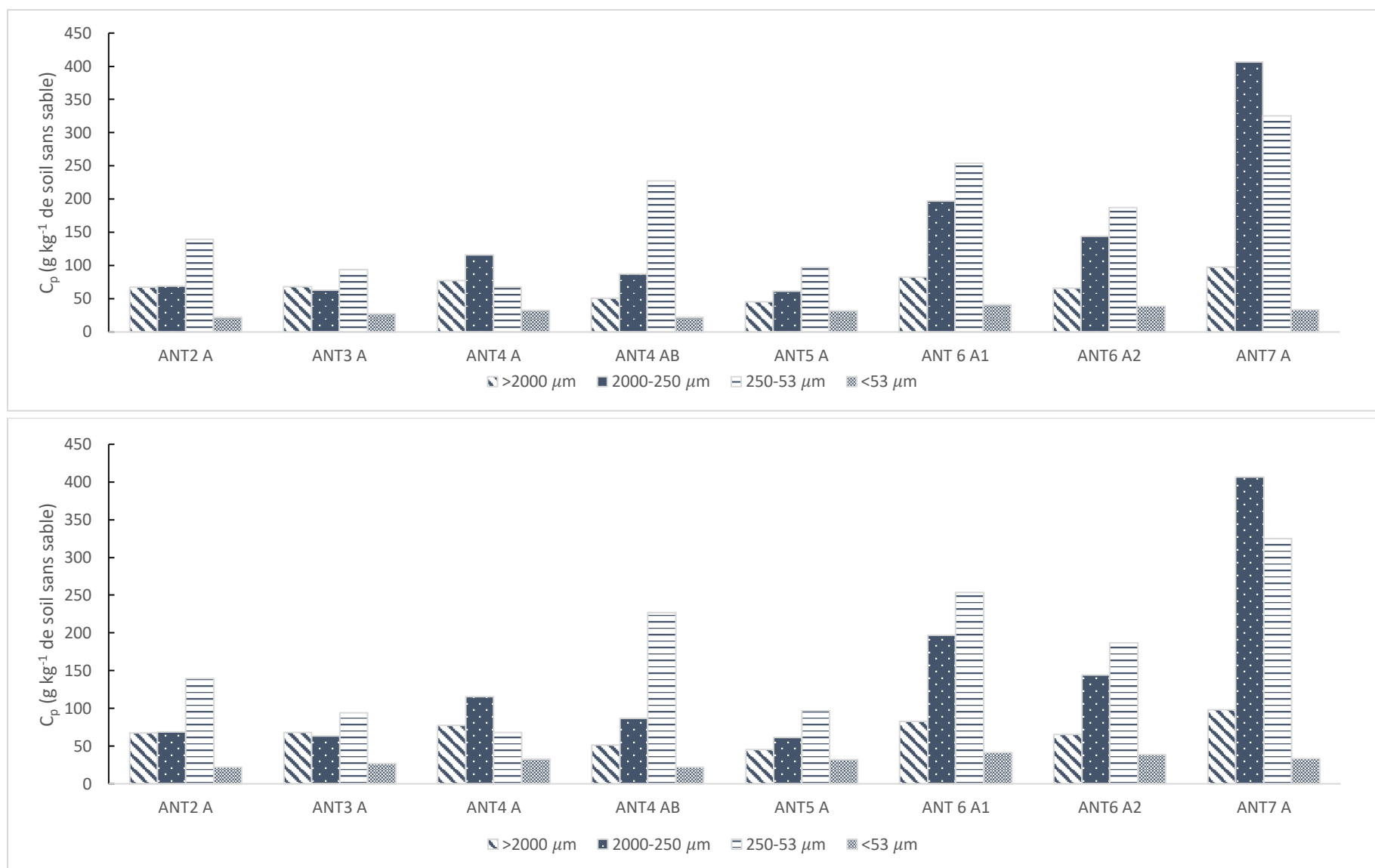


Figure 4-13: Teneurs en  $C_p$  dans les différentes fractions (horizons A en haut et 2A en bas)

## 5. Discussion

### 5.1. Typologie des sols

Les profils de sol de l'Antisana correspondent à des Andosols avec des propriétés vitriques. Nous utilisons les critères énoncés par Dahlgren et al. (2004) et listés en annexe 8. Sur au moins 30 cm de sol la densité apparente est supérieure à  $0,9 \text{ g cm}^{-3}$ , la somme  $[\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0]$  est supérieure à 0,4 % et la rétention en phosphate est supérieure à 25%. Nous n'avons pas vérifié la première condition qui est que  $\geq 10\%$  de verre volcanique et d'autres minéraux primaires soient présents dans la fraction de terre fine.

Un horizon présentant des propriétés vitriques présente un stade d'altération moins avancé qu'un horizon andique (Shoji et al., 1993). Par conséquent, les andosols vitriques contiennent typiquement moins de minéraux faiblement cristallins (allophanes, imogolites et ferrihydrites) que les andosols andiques (FAO, 2014). Au sein des différents profils, la somme  $[\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0]$  reste plus ou moins constante, et donc rien ne justifierait le « clustering » de profils (Tableau 6). Sans tenir compte des matériaux parentaux,  $[\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0]$  vaut en moyenne  $0,94 \pm 0,08\%$  ( $n = 31$ ). En comparaison du sol de surface, des valeurs légèrement plus élevées sont calculées pour le sol enfoui. Dans les horizons 1C et 2C,  $[\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0]$  vaut respectivement  $0,53 \pm 0,17\%$  ( $n = 5$ ) et  $0,52 \pm 0,08\%$  ( $n = 4$ ).

### 5.2. Matériaux parentaux des sols

La nature du matériau parental, le climat, la topographie, la végétation et le temps sont les cinq facteurs qui gouvernent la formation du sol. Le climat est un facteur important dans la formation des Andosols, l'humidité du sol et les régimes de température sont notamment utilisés pour différencier les différents sous-ordres (McDaniel et al., 2012). Cependant, le climat est identique pour nos sites dans le bassin versant de Jatunhuayco car ils sont situés sur le versant ouest du volcan et les précipitations n'ont varié que de 200 mm sur l'année 2014 au sein de l'unité hydrographique de Jatunhuayco (Yandry Jumbo, 2017). Les sols ont *a priori* des âges identiques. Par ailleurs, les sols des sites dégradés et non dégradés ont été échantillonnés sur des pentes semblables, ceci afin de s'affranchir du facteur topographique. Dès lors, nous nous concentrons exclusivement dans les sections qui suivent sur l'impact du matériau parental et de la végétation sur les propriétés des sols étudiés.

Les sols du bassin versant de Jatunhuayco sont polygéniques (Fig. 2-9). Le sol formé à partir de la première couche de téphra est le sol de surface tandis que les autres sols sont les sols enfouis. La réserve naturelle de l'Antisana se situe dans une zone où l'activité volcanique est fréquente. Le volcan Quilotoa est situé à environ 90 km au sud-ouest du bassin versant et sa dernière grande éruption s'est produite il y a ~900 ans. Celle-ci a déposé des téphra fins de composition dacitique jusqu'à des distances de ~160 km (Mothes and Hall., 2008). Ces matériaux sont caractérisés notamment par la présence de biotite et de verre volcanique (~40% en poids, taille du grain comprise entre 1 et 0,1 mm) (Mothes and Hall., 2008). Hall et al. (2016) ont identifié à ~70 cm d'épaisseur des scories issues de la dernière éruption du

volcan Antisana dans un secteur situé au nord-ouest du volcan. Bryant et al. (2006) renseignent que la composition des matériaux issus des éruptions de l'Antisana prend une large gamme et est andésitique à dacitique. Il est possible que cette éruption soit à l'origine de l'horizon 2C actuellement absent. Hall et al. (2016) identifient également les matériaux présents à ~95 cm d'épaisseur comme étant issus de l'éruption du Pichincha daté de 1,100 ans. La composition des téphra est andésitique (Chiaradia, 2009).

Dans les sols échantillonnés à l'Antisana, les téphra du Quilotoa forment une couche facilement identifiable de par sa couleur blanchâtre et la présence de biotite (Fig. 2-10). Son épaisseur varie entre 15 et 20 cm et elle est située sous 30-50 cm de sol de surface. La densité apparente de ce dépôt est élevée ( $1,984 \text{ g cm}^{-3}$ ). Il s'agit de l'horizon 1C. Le sol enterré sous l'horizon 1C

Le matériau parental du deuxième sol enterré n'a pas pu être identifié. En ce qui concerne, le troisième sol enfoui, le matériau parental pourrait être un dépôt issu du volcan Pichincha.

Au contraire des sites ANT3 et ANT4, le développement du sol des sites ANT4 et ANT5 peut être qualifié de continu, tout du moins jusqu'à l'horizon 3A. En d'autres mots, le dépôt de téphra du Quilotoa n'a pas interrompu le développement du sol. En effet, les limites de l'horizon 1C y sont diffuses (Figs. A 4 et 5) et la MO apporte une structure blocky ainsi qu'une couleur plus foncée que dans les profils où le développement est « discontinu ». Les photos des profils sont présentées dans l'annexe 1 du document.

En raison de l'altération chimique, les horizons C ne peuvent pas être considérés comme du matériau parental frais. Néanmoins, lorsque l'altération est encore peu prononcée, la composition des horizons C peut renseigner sur l'origine du matériau parental. Le diagramme TAS (Total Alkalis vs Silica ; Bas et al., 1986) est souvent utilisé pour classer les roches magmatiques extrusives (Bas et al., 1986). Dans ce diagramme (Fig. 5-1), les téphra des horizons 1C des sites ANT2, ANT3 et ANT6 montrent une composition dacitique, alors que ceux des sites ANT4 et ANT5 sont andésitiques. Les compositions dacitiques confirment les téphra du Quilotoa comme matériau parental. Les matériaux andésitiques des sites ANT4 et ANT5 pourraient correspondre aux produits d'éruptions mineures du volcan Antisana situé à proximité. Les horizons 3C qui sont toujours andésitiques sont certainement issus du volcan Pichincha.

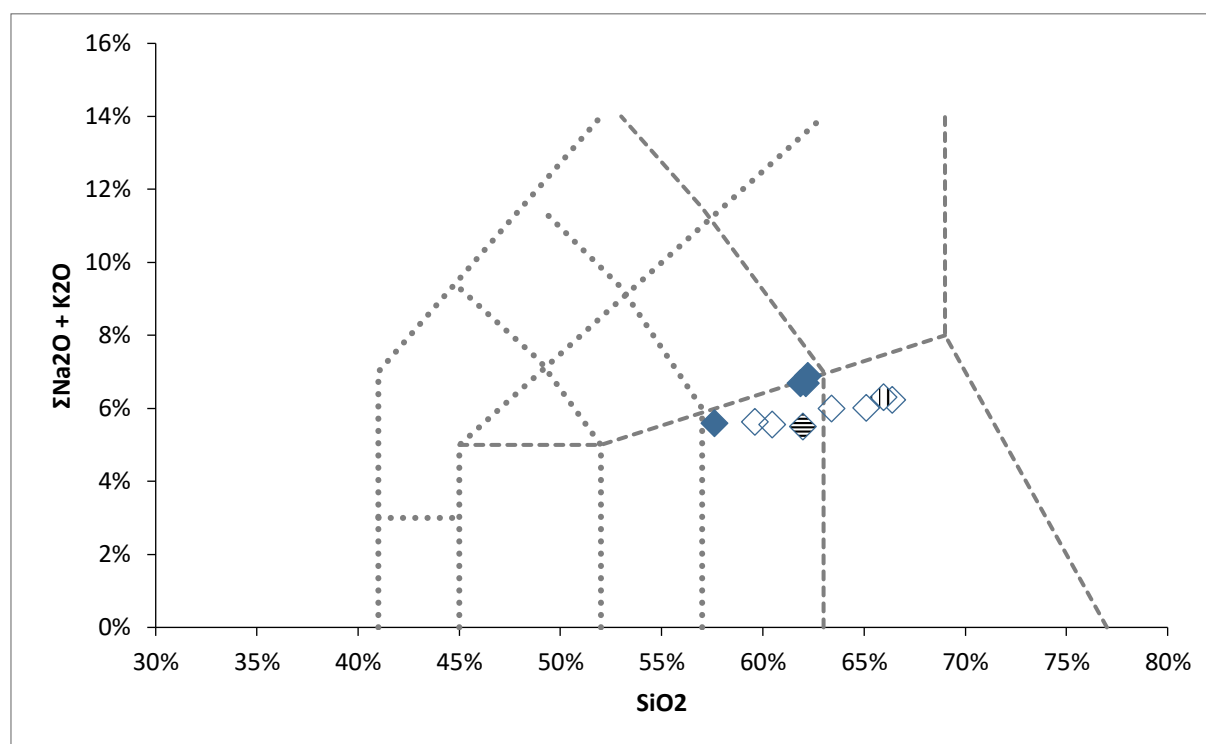


Figure-5-1: Diagramme TAS: les horizons 1C (marqueur vide) et 3C (marqueur plein), ainsi que les téphra du Quilotoa (marqueur ligné verticalement) et les téphra du Pichincha (marqueur ligné horizontalement) sont reportés

### 5.3. Etat d'altération des sols

#### Le TRB comme indice d'altération

Les valeurs du TRB dans les sols renseignent sur le degré d'altération du sol (WRB, 2006). Le TRB des horizons du sol dépend de la composition initiale du matériau parental à partir duquel il s'est formé et de l'altération chimique, qui dicte la mise en solution des cations alcalins et alcalino-terreux. Au sein de chaque profil de sol, nous observons une augmentation du TRB avec la profondeur (Fig. 4-5, Tableau 5-1). Les valeurs du TRB sont identiques dans tous les horizons 1C ( $386 \pm 4,2 \text{ cmol}_{\text{charge}} \text{ kg}^{-1}$ ,  $n=6$ ). Ceci suggère un degré d'altération similaire du matériau parental « Quilotoa ». Les TRB des horizons 1A oscillent entre 362 et 409  $\text{cmol}_{\text{charge}} \text{ kg}^{-1}$  ( $n=6$ ). Ces valeurs sont inférieures à celles des horizons 2A et 2B. Les horizons organo-minéraux sont donc plus altérés que les horizons minéraux B. Le TRB des horizons 3A diminue ( $429 \pm 35,4 \text{ cmol}_{\text{charge}} \text{ kg}^{-1}$ ,  $n=4$ ). A l'exclusion du site ANT2 (TRB = 583  $\text{cmol}_{\text{charge}} \text{ kg}^{-1}$ ), les TRB des horizons 3C sont proches ( $441 \pm 5 \text{ cmol}_{\text{charge}} \text{ kg}^{-1}$ ,  $n=3$ ) (Tableau 5-1). Il semblerait qu'un matériau parental local et distinct, possiblement plus mafique, soit à l'origine du second sol enterré du site ANT2. Sur le terrain nous avons également observé une différence de texture et de couleur entre les horizons 3C du site ANT2 (couleur ocre et grains noirs) et ANT3 (sable jaune fin).

Le TRB ne varie pas assez entre les horizons 1A des sites dégradés ANT2, ANT4 et ANT6 et le site non dégradé ANT3 pour que l'on puisse conclure d'un quelconque effet de la dégradation de la végétation sur l'état d'altération (Tableau 5-1).

### Le rapport $Fe_d/Fe_t$ comme indice d'altération

Puisque l'altération met en solution les cations retenus dans les minéraux, l'augmentation du degré d'altération est accompagnée d'une augmentation des concentrations en  $Fe_d$ , c'est à dire le Fe qui ne se trouve pas dans les silicates cristallisés. Le rapport  $Fe_d/Fe_t$  renseigne dès lors sur le degré d'altération du sol (Poulenard, 2000). Les valeurs  $Fe_d/Fe_t$  les plus élevées sont rencontrées dans l'horizon 1A (à l'exception du site ANT5 ; Tableau 5-1). Dans tous les sols étudiés le rapport  $Fe_d/Fe_t$  est plus élevé dans les horizons organo-minéraux ; il diminue dans les horizons minéraux (la diminution varie de 0,03 à 0,1 ce qui est significatif comparativement à la valeur assez faible du rapport moyen sans les horizons 1C et 3C  $0,18 \pm 0,04$   $n=32$ ) (Tableau 5-1). Ces résultats sont en accord avec l'évolution du TRB dans les sols.

Les Andosols que nous avons échantillonnés sont jeunes et peu altérés, la figure 5-2 illustre qu'en moyenne  $82 \pm 0,04\%$  ( $n=40$ ) du Fe se trouve dans les minéraux silicatés cristallisés (Fig. 5-2). Ce résultat soutient le fait que les sols soient des Andosols vitriques.

Le rapport  $Fe_o/Fe_d$  donne une idée du degré de cristallinité des oxydes de Fe dans le sol. Selon Mizota (1989) si le rapport est supérieur à 0,75, il est indicateur d'Andosols jeunes, contenant peu d'oxydes cristallins. En moyenne, tous les sols (horizons A et B) ont un rapport  $Fe_o/Fe_d$  supérieur ou égal à 0,75. Ces Andosols sont donc jeunes, ce qui corrobore leurs propriétés vitriques. Comme le rapport  $Fe_o/Fe_d$  est supérieur à 0,5, le Fe libéré par l'altération (approximé par  $Fe_d$ ) est principalement intégré dans les minéraux faiblement cristallins et les complexes organométalliques (approximés par  $Fe_o$ ) (Fig. 5 -2)

La figure 5-2 ne suggère pas d'allocation différenciée du Fe entre les minéraux silicatés cristallins, les oxydes cristallins, les oxydes mal cristallisés et les complexes organométalliques entre les sites dégradés ANT2 et ANT4 et les sites non dégradés ANT3 et ANT5.

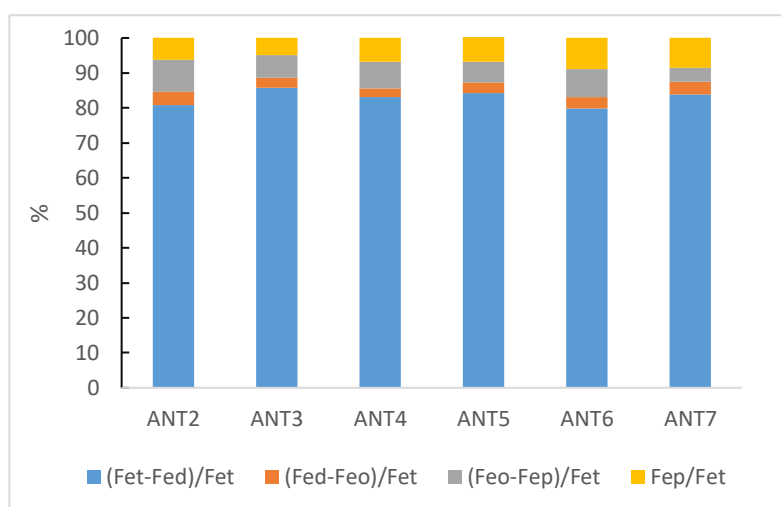


Figure 5-2: Répartition des différentes formes de Fe suivant les extractions sélectives réalisées.  $(Fet-Fed)/Fet$  correspond au % de Fe dans les minéraux silicatés cristallins ;  $(Fed-Feo)/Fed$  correspond au % de Fe dans les oxydes cristallisés ;  $(Feo-Fep)/Fet$  correspond au % de Fe dans les minéraux peu cristallins inorganiques ;  $Fep/Fet$  correspond au % de Fe dans les complexes organiques

Tableau-5-1: Indices d'altération : ratio  $F_{ed}/F_{et}$  et TRB ainsi que les ratios  $Al_p/Al_o$  et  $Fe_o/F_{ed}$ 

| Site    | Horizon                       | Profondeur (cm) | TRB (cmol <sub>c</sub> *kg <sup>-1</sup> ) | $Fe_d/Fe_t$ | $Fe_p/Fe_o$ | $Al_p/Al_o$ |
|---------|-------------------------------|-----------------|--------------------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| ANT2    | 1A                            | 5-18            | 374                                        | 0,34        | 0,54        | 0,75        |
|         | 1C                            | 18-30           | 382                                        | 0,14        | 0,35        | 0,47        |
|         | 2A                            | 30-40           | 480                                        | 0,26        | 0,46        | 0,42        |
|         | 2B                            | 40-75           | 513                                        | 0,16        | 0,36        | 0,36        |
|         | 3B                            | 75-98           | 493                                        | 0,12        | 0,27        | 0,23        |
|         | 3C                            | 98-..           | 583                                        | 0,08        | 0,10        | 0,19        |
| ANT3    | 1A                            | 12-22           | 362                                        | 0,21        | 0,55        | 0,83        |
|         | 1C                            | 22-32           | 382                                        | 0,14        | 0,38        | 0,54        |
|         | 2A                            | 32-41           | 450                                        | 0,14        | 0,41        | 0,47        |
|         | 2B                            | 41-54           | 535                                        | 0,10        | 0,26        | 0,37        |
|         | 3A                            | 54-79           | 468                                        | 0,17        | 0,56        | 0,51        |
|         | 3B                            | 79-93           | /                                          | 0,12        | 0,33        | 0,31        |
|         | 3C                            | 93-..           | 445                                        | 0,07        | 0,09        | 0,35        |
| ANT4    | 1A                            | 8-15            | 370                                        | 0,21        | 0,54        | 0,75        |
|         | 1AB                           | 15-25           | 372                                        | 0,22        | 0,53        | 0,70        |
|         | 1C                            | 25-35           | 394                                        | 0,16        | 0,46        | 0,54        |
|         | 2A                            | 35-46           | 478                                        | 0,15        | 0,44        | 0,42        |
|         | 2B                            | 46-60           | 530                                        | 0,11        | 0,41        | 0,43        |
|         | 3A                            | 60-85           | 408                                        | 0,19        | 0,45        | 0,49        |
|         | 3C                            | 85-...          | 433                                        | 0,10        | 0,25        | 0,32        |
| ANT5    | 1A                            | 4-18            | /                                          | 0,14        | 0,80        | 0,84        |
|         | 1C                            | 18-28           | 388                                        | 0,15        | 0,43        | 0,59        |
|         | 2A                            | 28-45           | 446                                        | 0,21        | 0,50        | 0,48        |
|         | 2B                            | 45-57           | 474                                        | 0,13        | 0,44        | 0,45        |
|         | 3A                            | 57-80           | 378                                        | 0,17        | 0,54        | 0,53        |
|         | 3B                            | 80-90           | 411                                        | 0,13        | 0,39        | 0,34        |
|         | 3C                            | 90-..           | 445                                        | 0,11        | 0,20        | 0,26        |
| ANT6    | 1A1                           | 6-14            | 381                                        | 0,22        | 0,71        | 0,93        |
|         | 1A2                           | 14-21           | 409                                        | 0,22        | 1,11        | 1,43        |
|         | 1BC                           | 21-36           | 412                                        | 0,24        | 0,58        | 0,67        |
|         | 1C                            | 36-49           | 382                                        | 0,15        | 0,50        | 0,41        |
|         | 2A                            | 49-57           | 465                                        | 0,20        | 0,33        | 0,34        |
|         | 2B                            | 57-72           | 504                                        | 0,17        | 0,31        | 0,28        |
|         | 3A                            | 72-86           | 461                                        | 0,18        | 0,45        | 0,35        |
|         | 3BC                           | 86-..           | 435                                        | 0,19        | 0,26        | 0,22        |
| ANT7    | 1A                            | 10-18           | /                                          | 0,24        | 0,50        | 0,48        |
|         | 1AB                           | 18-32           | 421                                        | 0,18        | 0,69        | 0,64        |
|         | 1B                            | 32-46           | 470                                        | 0,14        | 1,19        | 0,96        |
|         | 2A                            | 46-66           | 433                                        | 0,16        | 0,78        | 0,71        |
|         | 2BC                           | 66-82           | 432                                        | 0,11        | 0,36        | 0,31        |
| Moyenne | Sur le profil (sans 1C et 3C) |                 |                                            | 0,18±0,04   |             |             |
|         | Horizons 1A, 2A et 3A         |                 |                                            |             | 0,55±0,07   | 0,61±0,21   |
|         | Horizons 1B, 2B, 3B, 1C et 3C |                 |                                            |             |             | 0,41±0,13   |
|         | Sol de surface (sans C)       |                 |                                            |             | 0,7±0,18    | 0,83±0,17   |
|         | Sols enfouis (sans C)         |                 |                                            |             | 0,42±0,09   | 0,41±0,08   |



### Minéralogie secondaire

Une étude qualitative de la minéralogie par diffractométrie aux rayons X (DRX) des différents horizons des sols de Jatnahuyacu a été réalisée conjointement par Charline Onderet (mémoire 2018). Les analyses révèlent la présence de phyllosilicates dans les horizons organo-minéraux de surface (1A) de tous les sites ainsi que dans horizons 1C. Ces argiles sont des kaolinites et/ou des halloysites, ainsi que des argiles gonflantes (smectites et vermiculites). Ces dernières ont pu être formées par altération des amphiboles présentes dans le matériau parental volcanique (Churchman and Lowe, 2011). En revanche, les horizons 2A ne contiennent pas d'argiles. Les hydroxides et oxyhydroxides de Fe secondaires sont également absents dans les sols examinés.

La teneur en allophanes estimée dans nos sols est faible (maximum 2,9%, Tableau 4-3). A titre de comparaison, des Andosols bien développés peuvent présenter jusqu'à 40% d'allophanes dans les horizons B (McDaniel et al., 2012 ; Shoji et al., 1993). Nos résultats se trouvent dans la même gamme de valeurs que d'autres études sur des Andosols vitriques échantillonnés dans des páramos d'Equateur (Bartoli et al., 2007 ; Poulenard, 2000 ; Tonneijck et al., 2010). Le rapport Al/Si des allophanes vaut en moyenne  $1,29 \pm 0,33$  ( $n=40$ ) indiquant que la minéralogie des allophanes est dominée par des allophanes riches en Si (Shoji et al., 1994). Le pourcentage massique en ferrihydrite dans nos sols est également faible, il vaut au maximum 1,2% (Tableau 4-3).

Les faibles teneurs en allophanes et ferrihydrite des sols de Jatunhuayco peuvent sembler surprenantes. En effet, les valeurs de pH observées (typiquement 5- 7, Tableau 4-1) sont en théorie propices à la formation de ces minéraux secondaires (Shoji et al., 1993 ; Dahlgren et al., 2004). Au contraire, l'incorporation de l'Al et du Fe dans la matière organique est favorisée par des  $\text{pH} < 5$ , typiquement dans les horizons enrichis en matière organique. Il s'agit de l'effet anti-allophanique de la matière organique. Ainsi, l'horizon B d'un Andosol contient typiquement plus d'allophanes que l'horizon A. Cet effet n'est pas non plus visible dans nos sols (Tableau 4-3).

Le caractère vitrique (peu altéré) des Andosols de Jatunhuayco explique probablement les faibles teneurs en allophanes et de ferrihydrite. Comme les sols sont encore peu altérés, les minéraux primaires et le verre volcanique dominant la minéralogie. Poulenard (2000) a étudié la diversité des Andosols en Equateur. Il a également observé des teneurs en allophanes plus faibles (entre 2 et 4%) dans les sols formés sur des téphra jeunes (300 et 1000 ans) que dans les sols formés sur des téphra plus vieux (3000 ans). La différence d'âge entre les téphra jeunes et plus vieux se situe, selon lui, « *dans la phase clef de la pédogenèse sur téphra volcanique pendant laquelle les Andosols passeraient de l'état vitrique à leur pleine maturité* ».

La  $CEC_{BaCl_2}$  varie de 18 à 32  $cmol_c\ kg^{-1}$  dans l'horizon 1A des sols échantillonnés (Tableau 4-1 ; Fig. 4-4), elle vaut entre 20 à plus de 50  $cmol_c\ kg^{-1}$  dans les Andosols ( $CEC_{mesurée}$  ; McDaniel et al., 2012). Les faibles teneurs en allophanes et en ferrihydrite ne peuvent expliquer la haute valeur de CEC observée et on en déduit que la MO est responsable de la plupart de la capacité d'échange développée dans le sol.

Dans nos sols, nous remarquons des teneurs en allophanes plus importantes dans les sols enfouis que dans les sols de surface (Tableau 5-1). La matière organique, présente abondamment dans le sol de surface, empêche la formation des allophanes ; c'est l'effet anti-allophanique. Ceci suggérerait que les sols enfouis sont plus altérés. L'apport d'Al par lixiviation dans les horizons enterrés est peu probable car les pH des sols ne permettent pas la mise en solution de l'Al. L'augmentation des teneurs en allophane avec la profondeur est également observée par Poulenard (2000) dans différents Andosols équatoriens.

Le rapport  $Al_p/Al_o$  est utilisé pour séparer les Andosols allophaniques ( $Al_p/Al_o < 0,5$ ) des Andosols non-allophaniques ( $Al_p/Al_o \geq 0,5$ ) (Shoji et al., 1993). La moyenne du rapport des horizons du sol de surface vaut  $0,83 \pm 0,17$  ( $n=10$ ), ce qui qualifierait les sols comme des Andosols non-allophaniques (Tableau 4-3). Tandis que la moyenne des horizons des sols enfouis vaut  $0,41 \pm 0,08$  ( $n=13$ ), ce qui les qualifierait d'Andosols allophaniques.

Finalement, nous n'avons pas pu détecter de différences significatives dans la minéralogie secondaire entre les sols sur sites dégradés et ceux sur sites non dégradés (Tableau 4-3). Il semble donc que le changement de végétation occasionné par le pâturage n'a pas eu d'effet sur l'altération du sol.

#### 5.4. Teneurs et stocks de carbone dans les sols

##### Teneur en $C_{org}$

Les teneurs en  $C_{org}$  et MO dans nos sols sont fortement corrélées ( $r^2 = 0,997$  ; Fig. 5-3). Ceci est cohérent avec la relation empirique selon laquelle le  $C_{org}$  constitue environ 58% en masse de la MO (Baldock and Broos, 2012). Par ailleurs, ce résultat démontre que le C du sol comprend uniquement du  $C_{org}$  et que les carbonates sont absents.

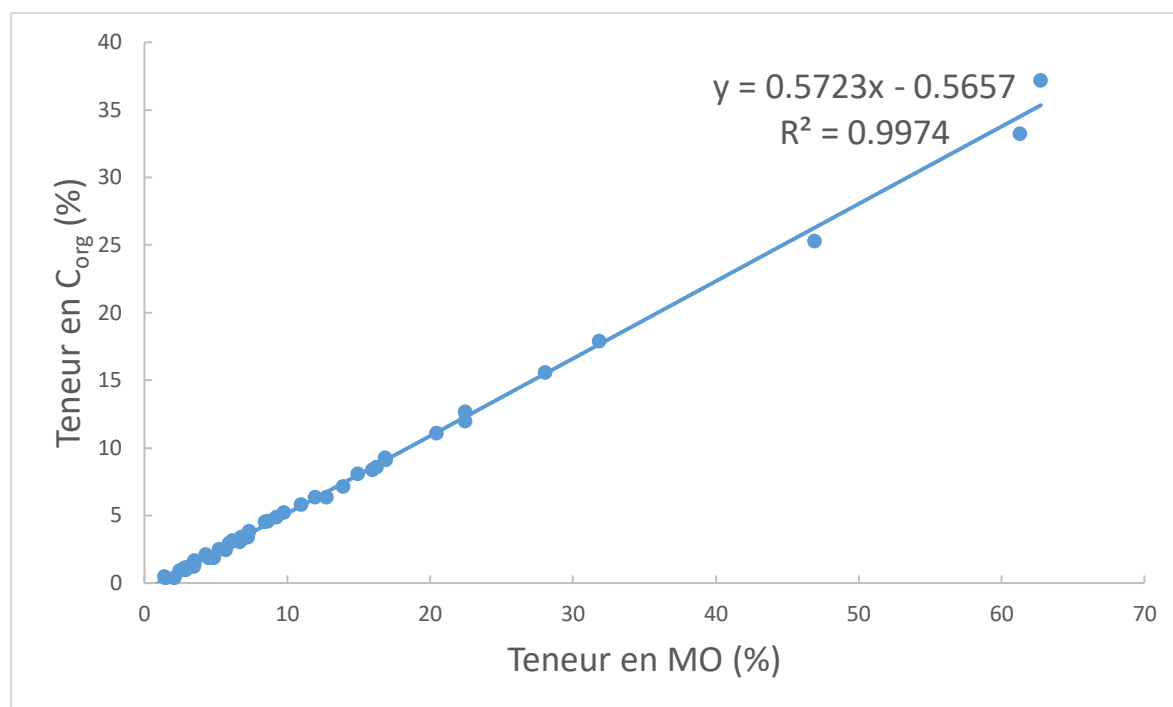


Figure 5-3: Corrélation entre les teneurs en  $C_{org}$  et en MO dans les différents horizons

Il existe également une très bonne corrélation entre le  $C_{org}$  et la  $CEC_{BaCl_2}$  ( $r^2=0,85$ ). Comme nous l'avons suggéré dans la section 5.3, la MO est responsable des CEC élevées observées.

Les profils de teneur en  $C_{org}$  présentés à la figure 5-4 sont typiques des Andosols. Les teneurs en C sont très élevées (8,4 à 17,6%) en surface et diminuent avec la profondeur jusqu'à des valeurs de 1 à 3 % dans l'horizon 1C (Tableau 4-2). L'accumulation observée en surface est plus faible que celle parfois observée dans les Andosols non allophaniques (jusque 30% de C ; McDaniel et al., 2012), mais elle est du même ordre que celle rencontrée dans les Andosols allophaniques (entre 8 et 12% ; Shoji et al., 1993).

La distribution du  $C_{org}$  dans le profil confirme la présence des horizons organo-minéraux 2A et 3A enfouis sous des téphra. Certains horizons A enfouis contiennent presque autant de  $C_{org}$  que l'horizon A de surface (Fig. 5-4). Comme il n'y a plus d'apport de biomasse dans les horizons enfouis, l'accumulation que nous y observons est liée à la présence de  $C_{org}$  stable.

Les teneurs en  $C_{org}$  des sites dégradés (ANT2 et ANT4) ne sont pas significativement différentes des celles déterminées sur les sites ANT3 et ANT5 (Fig. 5-4).

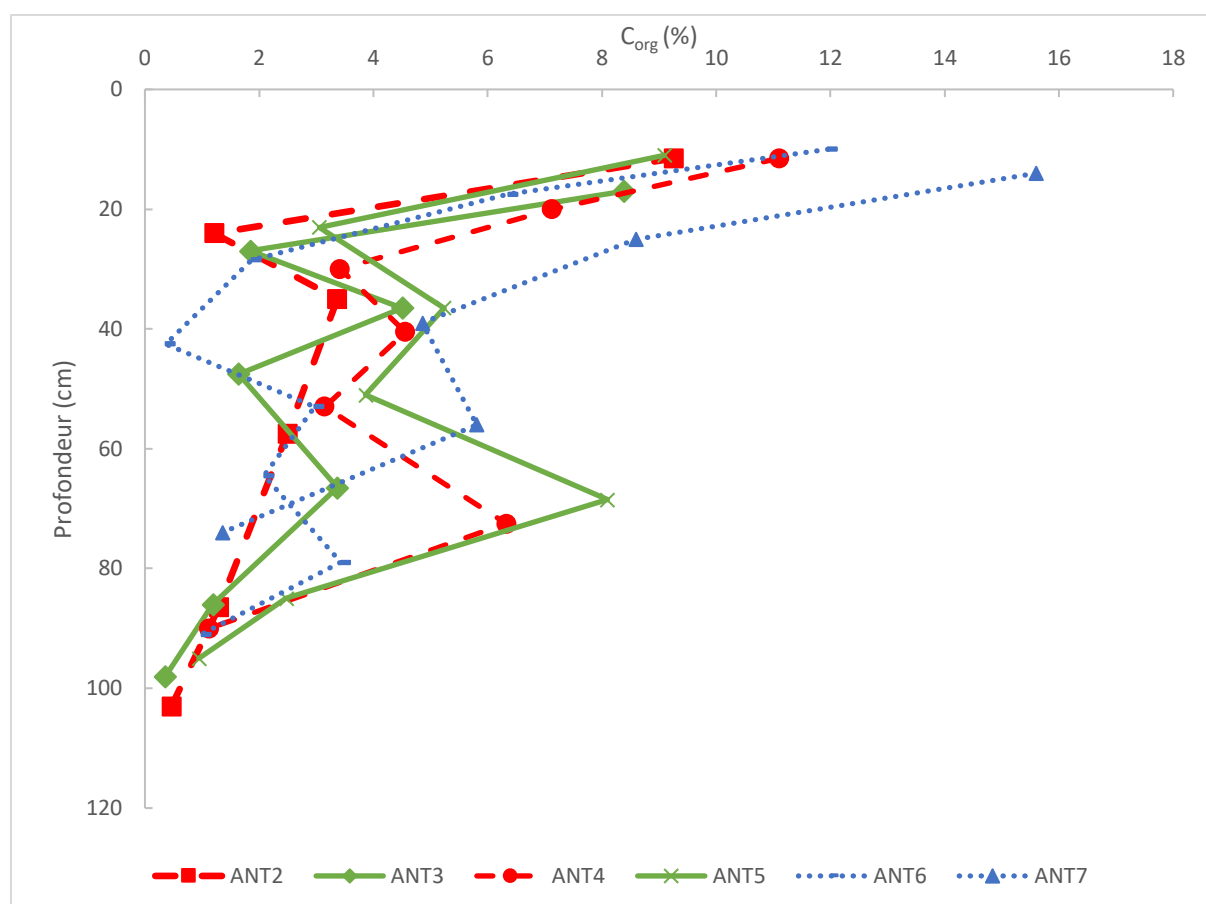


Figure 5-4 : Teneurs en  $C_{org}$  dans les profils des six sites avec les sites dégradés (courbe en tirets), les sites non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 et ANT7 (pointillé).

#### Rapport massique carbone/azote

Pour tous les sites, l'horizon O a un rapport C/N > 10 et les sites ANT5 et ANT7 montrent un rapport C/N > 20 (Tableau 4-2). Les variations de C/N entre les sites ne sont pas très importantes. Dans la litière et les horizons A, un rapport C/N > 10 témoigne d'une humification plus intense que la minéralisation. A l'Antisana, la minéralisation lente de la litière peut être due aux conditions environnementales qui ne favorisent pas l'activité microbienne. En effet, les températures moyennes dans la réserve sont comprises entre 4 et 7°C avec des températures pouvant être négatives la nuit (Yandry Jumbo, 2017). La moyenne du rapport C/N dans les litières des sols de notre étude ( $16,8 \pm 3,3$ ;  $n=5$ ) est dans la même gamme que celle obtenue par Bottner et al. (2006) pour les páramos vénézuélien ( $C/N = 15,3$ ). Le rapport diminue avec la profondeur et est plus élevé dans les horizons organo-minéraux ( $C/N = 12,4 \pm 0,9$  (horizons 1A;  $n=9$ );  $11,8 \pm 1,3$  (horizons 2A;  $n=6$ );  $11,5 \pm 2$  (horizons 3A;  $n=4$ )). La présence de racines et de résidus organiques est la cause de l'augmentation de la valeur du ratio C/N dans les horizons organo-minéraux, la MO est plus transformée par les microorganismes dans les horizons minéraux (rapport C/N inférieur aux horizons organo-minéraux; White, 2006). Cette tendance est retrouvée pour les différents páramos équatoriens étudiés par Poulénard (2000).

Minaya et al. (2015) indiquent des rapports C/N de la biomasse racinaire des rosettes et des plantes en coussins plus élevés que ceux mesurés dans le pajonal (23 contre 28). De plus, les horizons O couverts par les rosettes et les coussins contiennent plus de lignine, molécule théoriquement récalcitrante (Minaya et al., 2015). La valeur du ratio supérieure à 10 et la présence de lignine explique que la minéralisation soit lente. La végétation du site ANT7, qui est composée d'*Azorella* et de *Lachemilla*, forme un coussin extrêmement dense contenant les systèmes racinaires pivotant des plantes (Fig. 5-5). L'apport important de biomasse racinaire explique l'accumulation de C (62,8%) dans l'horizon ANT7 (Tableau 4-2).



Figure 5-5 : Horizon O du site ANT7

Le contenu en  $C_{org}$  dans la litière du site ANT5 est particulièrement élevé (47%) comparé au site ANT3 (13%). Pourtant ces deux sites sont couverts par une végétation de type pajonal dominé par des poacées. Le site ANT5 présentait néanmoins une végétation plus dense et plus haute (de ~20 cm). L'horizon O de ces sites montre une forte densité racinaire et de grosses racines descendent jusque dans les 10 premiers centimètres (Fig. 5-6). Les vers de terre étaient également abondants. La densité de végétation pourrait expliquer cette différence de contenu en  $C_{org}$  de la litière entre le site ANT3 et ANT5. Plus la végétation est dense, plus la quantité de biomasse provenant des parties aériennes mortes est importantes, et plus importants encore sont les apports racinaires.



Figure 5-6 : Premiers centimètres du profil du site ANT5

Il est difficile de tirer des conclusions quant à l'impact du pâturage sur la teneur de  $C_{org}$  dans l'horizon O. Le site pâturé ANT2 contient plus de  $C_{org}$  dans l'horizon O que le site ANT3 (Tableau 4-2). L'inverse est observé dans le cas des sites ANT4 (pâturé) et ANT5 (non pâturé). Nous remarquons néanmoins que dans les sites situés en pente (ANT4 et ANT5), c'est le site non dégradé qui contient plus de C dans l'horizon O. Les pertes de C liées à

l'érosion des sols ont déjà été rapportées par Henry et al. (2013) ; les faibles teneurs en C dans l'horizon ANT4 O pourraient être la conséquence de l'érosion.

#### Stock de C dans les sols

La figure 5-7 montre les stocks de C pour chaque site tel que calculés sur la hauteur totale du profil de sol correspondant (stock total de C, STC) et en utilisant l'équation 2-2. Les profils de sol ont été échantillonnés jusqu'à l'horizon 3C, soit à des profondeurs variant entre 72 et 93 cm (Table 4-2). Les contributions relatives de chaque horizon au stock total sont aussi indiquées. Les SCT varient dans une faible gamme de valeurs (24,1- 37,8 kg m<sup>-2</sup>). Comme attendu, ce sont les horizons organo-minéraux qui contribuent le plus au STC (Fig. 5-7).

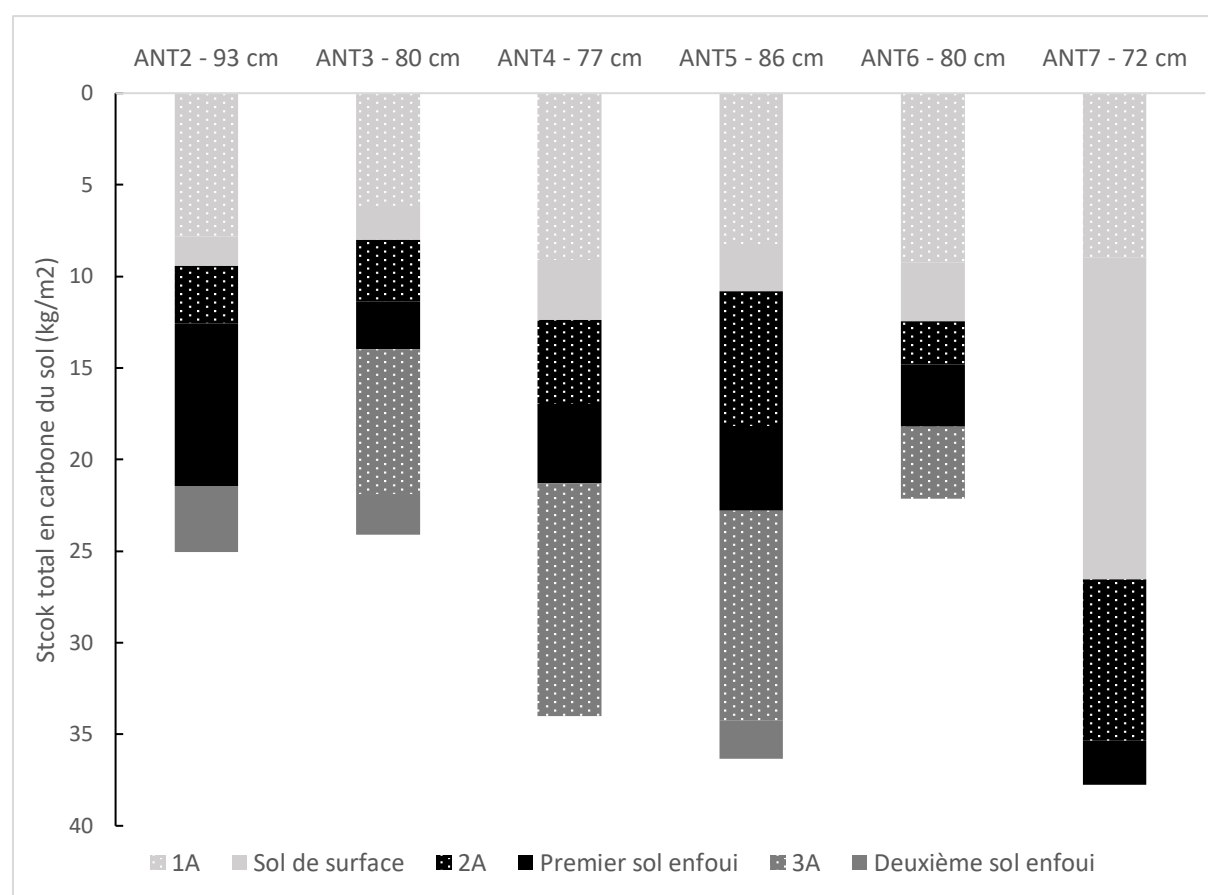


Figure 5-7: Stock de C dans les horizons 1A, 2A et 3A (représentés par les pointillés) ainsi que dans chaque sol (de surface et enfouis)

A titre de comparaison, Batjes (1996) indique que le stock de C dans le premier mètre dans des Andosols vitriques et humiques est respectivement de l'ordre de  $20,7 \pm 8,8$  kg m<sup>-2</sup> et  $29,4 \pm 6,2$  kg m<sup>-2</sup>. Tout comme pour le sols vitriques du páramos de Jatunhuayco, des valeurs nettement plus élevées (46-61 kg m<sup>-2</sup> à 82 cm de profondeur) que ces moyennes sont rapportées dans les sols du páramos<sup>19</sup> du nord de l'Equateur (Tonnejck, 2009). Hofstede et al.

<sup>19</sup> Altitude variant entre 3,700 et 4,000 mètres

(2003) font état de stocks comparables pour des sols de la même région. Les STC calculés par Henry et al. (2013) à un mètre de profondeur dans les páramos<sup>20</sup> du centre de l'Equateur sont plus importants ( $80,6 \pm 27,6 \text{ kg C m}^{-2}$ ), bien que d'autres auteurs s'accordent sur des valeurs comprises entre 35,6 et 47,9  $\text{kg C m}^{-2}$ . Des STC un peu inférieurs ( $\sim 30 \text{ kg C m}^{-2}$ ) sont rencontrés dans les páramos humides de Colombie (Escobar et al., 2013). Finalement, les tourbes des páramos<sup>21</sup> équatoriens renferment environ 24,5-27,9  $\text{kg m}^{-2}$  de C (Hribljan et al., 2016).

A Jatunhuayco, on notera que les sites perturbés et non-perturbés ne présentent pas des STC significativement différents (1  $\text{kg m}^{-2}$  en moins pour ANT3 par rapport à ANT2 et 2  $\text{kg m}^{-2}$  en plus pour ANT5 par rapport à ANT4). Ceci suggère que le changement du couvert végétal conséquent au pâturage n'a pas ou peu d'incidence sur le stockage de C dans le sol. Cependant, le stock de C dans l'horizon 1A augmente légèrement dans les sols pâturés (différence de 27% entre ANT3 et ANT2 et différence de 10% entre ANT4 et ANT5).

Podwojeski et al. (2002) ont investigué l'impact du surpâturage intense dans un páramo d'Equateur. Dans cette étude, le changement de végétation examiné est plus marqué, voire radical puisque le sol est mis à nu dans les zones les plus dégradées. Les auteurs rapportent une diminution du stock de carbone (15 premiers cm) de 2  $\text{kg C m}^{-2}$  dans le páramo sec et de 3  $\text{kg C m}^{-2}$  dans le páramo humide. Cependant, tout comme nous, Podwojeski et al. n'ont pas pu mettre en évidence un changement dans le stock de C dans les sites moins dégradés. A l'opposé de ces résultats, le stock de C de páramo colombien soumis au pâturage extensif est plus élevé (d'environ 8%) que celui déterminés dans les páramos qui ne sont pas pâturés (Castaneda et al., 2014). Dans ce cas, le pâturage stimulerait la production de biomasse racinaire. Nos données sur les sols de Jatunhuayco ne confirment pas ce processus.

Dans le páramo de la réserve naturelle de l'Antisana, Minaya et al. (2015) ont déterminé les teneurs en C et en N dans différents types de végétation et aussi dans les 30 premiers centimètres de sol sous ces végétations. Ils indiquent que le stock de C dans la végétation est trois fois plus important dans les « pailles » ( $3 \text{ kg C m}^{-2}$ ) que dans la végétation en « coussin »<sup>22</sup>, et deux fois plus que dans la végétation en rosette<sup>23</sup>. Néanmoins, le stock de C du sol ( $17 \text{ kg C m}^{-2}$ ) n'est pas significativement différent pour les différents types de végétation. Cette étude corrobore nos résultats qui indiquent des stocks de C similaires entre les sites dont la végétation est dominée par du pajonal (sites non-perturbés ANT3 et ANT4) et les sites où la végétation est plus rase et dominée par des *Azorella*, *Lachemilla* et *Werninia* (sites perturbés ANT2 et ANT5). Notre hypothèse est que le pâturage dans le bassin versant

<sup>20</sup> Altitude variant entre 3,600 et 3,850 mètres

<sup>21</sup> Altitude de 4,881 et 4,270 mètres respectivement

<sup>22</sup> La végétation en « coussin » correspond aux *Azorella* et *Lachemilla* dans la végétation du site étudié

<sup>23</sup> La seule rosette que nous ayons observé sur le site d'étude est la *Werninia nubigea*



de Jatunhuayco n'a pas été assez intensif que pour engendrer des modifications profondes dans la dynamique du C organique dans les sols.

Il existe une grande différence ( $\sim 16 \text{ kg m}^{-2}$ ) dans les STC des sites ANT6 et ANT7. Les deux sites présentent un degré de dégradation de la végétation moyen. Le STC le plus faible (tous sites confondus) est trouvé sur le site ANT 6, qui est aussi l'humedal de fond de vallée. Ce résultat est surprenant. Nous aurions pensé que la dégradation du C serait plus lente dans un sol qui est saturé une grande partie de l'année car l'humidité de l'air reste importante ( $\sim 80\%$  ; Yandry Jumbo, 2017) toute l'année. En effet, Podwojewski et al. (2002) indique que la teneur en C dans l'horizon de surface diminue en allant de la zone de páramo humide ( $100 \text{ g kg}^{-1}$ ) à la zone de páramo sec ( $70 \text{ g kg}^{-1}$ ), alors que les deux zones présentent la même densité de végétation. La couche de téphra du Quilotoa (horizon 1C) du site ANT6 est plus épaisse que pour les autres sites (horizon C épais de 13 cm ; contre  $10,5 \pm 0,75 \text{ cm}$  ;  $n=4$  pour l'horizons C mesuré aux autres sites, de plus présence d'un horizon 1BC absent sur les autres sites), vraisemblablement car les téphra ont été érodés des pentes avoisinantes et déposés dans le fond de vallée (Fig. 5-8). L'horizon 1C contient très peu de C ( $0,4\%$  ; contre  $1,5 \pm 0,3\%$   $n=2$  pour ANT2 et ANT3 et  $3,2 \pm 0,17$   $n=2$  pour ANT4 et ANT5) et dès lors contribue peu au STC (Tableau 4-2). Le site ANT7 quant à lui possède le STC le plus élevé (tous sites confondus). Nous n'y avons pas observé la couche de téphra du Quilotoa, probablement à cause de l'érosion éolienne et hydrique en haut du plateau. Dans l'unité de Jatunhuayco les différences observées entre les STC des sites semblent liées à la situation topographique du site, l'érosion faible ayant permis de maintenir un dépôt de téphra du Quilotoas qui ne contribue pas à l'accumulation de  $C_{\text{org}}$  *in situ*.



Figure 5-8: Profils du site ANT6 (à gauche) et du site ANT7 (à droite)



### 5.5. Mécanismes physico-chimiques de stabilisation du $C_{org}$ du sol

Comme indiqué précédemment (section 2.1), différents mécanismes sont évoqués pour expliquer la stabilisation du  $C_{org}$  dans les sols. Il s'agit de la récalcitrance de certaines molécules organiques, de l'adsorption des molécules organiques à la surface des minéraux secondaires (les associations organo-minérales), de la complexation des molécules aorganiques avec des cations multivalents (complexes organo-métalliques) et enfin de la protection physique de la MO au sein d'agrégats de particules de sol. La récalcitrance de la MO est aujourd'hui considérée comme n'étant pas la cause première de la stabilisation du  $C_{org}$  dans les sols (sauf quand il s'agit de MO carbonisée). Des travaux analytiques et expérimentaux récents ont en effet démontré que la structure moléculaire seule ne contrôle pas la stabilité de la MOS, mais que le contrôle biologique et les propriétés de l'environnement dominant (Schmidt et al., 2011 ; Lehmann and Kleber, 2015). Huygens et al. (2005) ont montré que la récalcitrance n'affectait pas la stabilisation du COS dans les Andosols du sud du Chili. Dès lors, nous n'aborderons pas dans notre discussion la récalcitrance de la MO.

#### Stabilisation du $C_{org}$ dans les associations organo-minérales

Dans les Andosols allophaniques, la stabilisation du  $C_{org}$  est souvent attribuée à la sorption de molécules organiques à la surface des allophanes et des ferrihydrites (ex., Dalhgren., 2004 ; Shoji et al., 1993 ; Matus et al., 2014 ; Wagai et al., 2018 ; Garrido et al., 2012). Ce mécanisme n'est sans doute pas prépondérant dans les sols du bassin versant de Jatunhuayco puisque ceux-ci sont des sols vitriques avec des teneurs faibles en minéraux faiblement cristallins (section 5.1). De fait, le contenu en  $C_{org}$  des sols (tant sur les sites dégradés que non dégradés) ne corrèle pas ou peu avec les teneurs en allophanes ( $r^2=0,14$  pour les sites dégradés ANT2 et ANT4 et  $r^2=0,003$  pour les sites non dégradés ANT3 et ANT5) ou en ferrihydrite ( $r^2=0,32$  pour les sites dégradés ANT2 et ANT4 et  $r^2=0,45$  pour les sites non dégradés ANT3 et ANT5) (Figs. A-9 et -10).

Dans des Oxisols, Souza et al. (2018) a démontré que les (hydr)oxydes d'Al et de Fe cristallins (goethite et hématite) sont également impliqués dans des associations organo-minérales. Les extractions sélectives ( $Fe_d$ -  $Fe_o$ ) suggèrent un contenu en oxydes de Fe cristallins de l'ordre de 3% (Fig. 5-2). Cependant, comme discuté *supra* (section 5.3), il ne s'agit vraisemblablement pas d'oxydes de Fe secondaires, mais bien de minéraux primaires (magnétite, titanomagnétite) associés au matériau parental volcanique. Les sols du bassin de Jatunhuayco sont trop jeunes que pour avoir pu former des oxydes de Fe cristallins secondaires (Shoji et al., 1993). Dès lors, nous excluons une stabilisation du  $C_{org}$  par association avec ces minéraux.

Il aurait pu être intéressant de faire une analyse granulométrie quantitative pour déterminer si une relation existe entre la teneur de la fraction argileuse et le  $C_{org}$ . Néanmoins, comme les sols sont vitriques et ne contiennent que très peu d'allophanes et de ferrihydrite, nous anticipons l'absence d'une telle relation<sup>24</sup>.

#### Stabilisation du $C_{org}$ dans les complexes organo-métalliques

Dans les Andosols non-allophaniques, les complexes organo-métalliques sont largement responsables de la stabilisation du  $C_{org}$  (Dalgren., 2004 ; Shoji et al., 1993 ; Garrido et al., 2012 ; Matus et al., 2006). Les concentrations en Al et Fe dans les solutions obtenues après extraction des échantillons de sol au pyrophosphate de Na représentent l'Al et le Fe du sol complexés à la matière organique. On remarquera d'emblée qu'il n'y a pas de différence significative de contenu en  $Al_p$  entre les sites dégradés et non-dégradés le long des profils de sol (Fig. 5-9).

Les concentrations plus élevées en  $Al_p$  sont mesurées dans les horizons organo-minéraux. La moyenne du contenu en  $Al_p$  sur les profils est de  $3,26 \pm 1,4 \text{ g kg}^{-1}$  ( $n=40$ ), alors que celle des horizons A, 2A et 3A vaut respectivement  $4,65 \pm 0,8 \text{ g kg}^{-1}$ ,  $4,17 \pm 0,8 \text{ g kg}^{-1}$  et  $4,92 \pm 1,5 \text{ g kg}^{-1}$  ( $n=9$ ,  $n=6$  et  $n=4$ ) (Tableau 4-3). On soulignera les concentrations en  $Al_p$  ne diminuent pas de manière monotone avec la profondeur en raison de la présence des horizons A enterrés. Dans ceux-ci, les teneurs en MO élevées favorisent à nouveau la complexation de l'Al. Les valeurs d' $Al_p$  dans nos sols tombent dans la même gamme que celles données par Poulenard (2000) et Podwojewski et al. (2002) pour des Andosols jeunes (300-1000 ans) ou vitriques d'Equateur. Cette différence entre les horizons de surface et les horizons minéraux s'explique simplement par l'abondance de la MO dans les horizons A, qui est aussi à l'origine de l'effet anti-allophanique. Lors de l'altération des minéraux primaires, aux pHs plus acides engendrés par la matière organique, l'Al va être complexé préférentiellement à la MO (Shoji et al. 1993 ; Dahlgren et al., 2004).

---

<sup>24</sup> Les sols contiennent en moyenne 60% de fraction sableuse

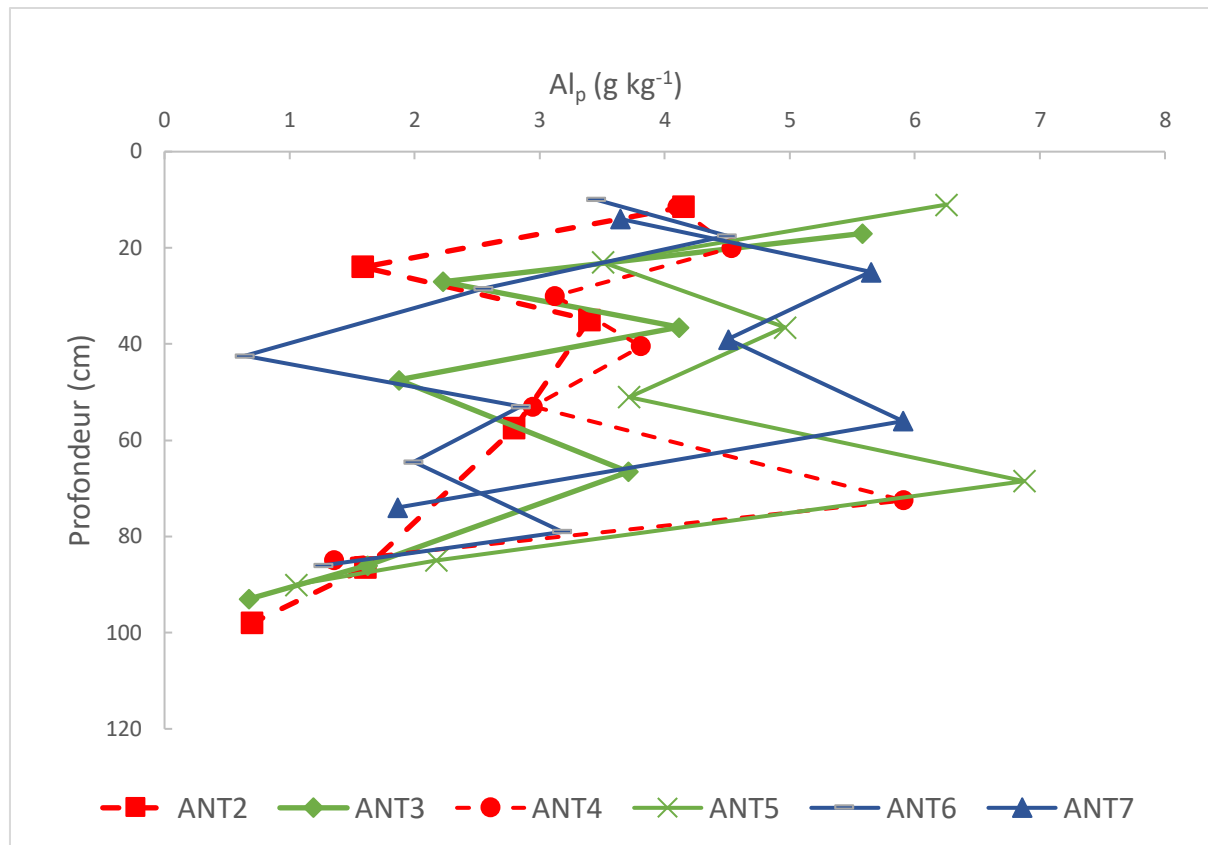


Figure 5-9: Teneur en  $Al_p$  dans les profils des sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et des sites ANT6 et ANT7 (courbe en pointillé)

Le rapport  $Al_p/Al_o$  peut être utilisé pour vérifier la prépondérance d'Al complexé à la MO vis-à-vis des formes liées au Si dans les minéraux faiblement cristallins (Poulenard, 2000). Le pyrophosphate extrait l'Al liée à la matière organique, sans agir sur les complexes minéraux. Quant à l'oxalate, c'est est un complexant organique puissant qui dissout les complexes inorganiques mal cristallisés d'Al ainsi que les complexes organiques extraits par le pyrophosphate (Blackmore et al., 1981 ; Bascomb, 1968). Lorsque le rapport  $Al_p/Al_o$  est supérieur à 0,5 on déduit que l'Al se trouve en plus grande concentration lié à la MO que dans les minéraux faiblement cristallins. Dans les horizons organo-minéraux (1A, 2A et 3A), le rapport  $Al_p/Al_o$  vaut en moyenne  $0,61 \pm 0,21$  ( $n=19$ ) ; il diminue dans les horizons B et C ( $0,41 \pm 0,13$   $n=21$  ; Tableau 5-1). Ce résultat confirme la dominance des formes d'Al impliquées dans les complexes avec la MO dans les horizons A. Tonneijck et al (2010) observent également que le rapport diminue de l'horizon 1A aux l'horizons 1B et 1C dans des sols du páramo nord-équatoriens. Dans les jeunes ( $<1.000$  ans) Andosols d'Equateurs, Poulenard (2000) spécifie une diminution lorsque l'on passe des horizons A aux horizons B et C mais également une diminution du sol de surface au sol enfoui, ce que nous observons également (Tableau 5-1).

La MO a généralement une plus grande affinité pour former des complexes avec l'Al qu'avec le Fe (Shoji et al., 1993). Néanmoins, les complexes organo-ferriques jouent aussi un rôle important dans la stabilisation du  $C_{org}$  (Shoji et al., 1993). Comme l'Al, les horizons organo-minéraux contiennent plus de  $Fe_p$  que les horizons minéraux (Figure 5-15), la teneur moyenne sur les profils est de  $2,15 \pm 1$  g/kg (n=40) alors que celle des horizons 1A, 2A et 3A vaut respectivement  $3,46 \pm 0,7$  g kg<sup>-1</sup> (n=9),  $2,36 \pm 0,5$  g kg<sup>-1</sup> (n=6) et  $2,96 \pm 0,3$  g kg<sup>-1</sup> (n=4). A nouveau, nous n'observons pas une décroissance monotone de  $Fe_p$  avec la profondeur, car la présence d'horizons A enterrés (riches en MO) est associée à des valeurs de  $Fe_p$  qui réaugmentent. Le contenu en  $Fe_p$  ne diffère pas entre les sites de végétation dégradée et non dégradée (Fig.5-10). Les concentrations en  $Fe_p$  dans les sols du bassin versant de Jatunhuayco sont semblables à celles rapportées par Poulenard (2000) dans son étude sur les profils polygéniques de sols volcaniques jeunes du páramo nord-équatorien.

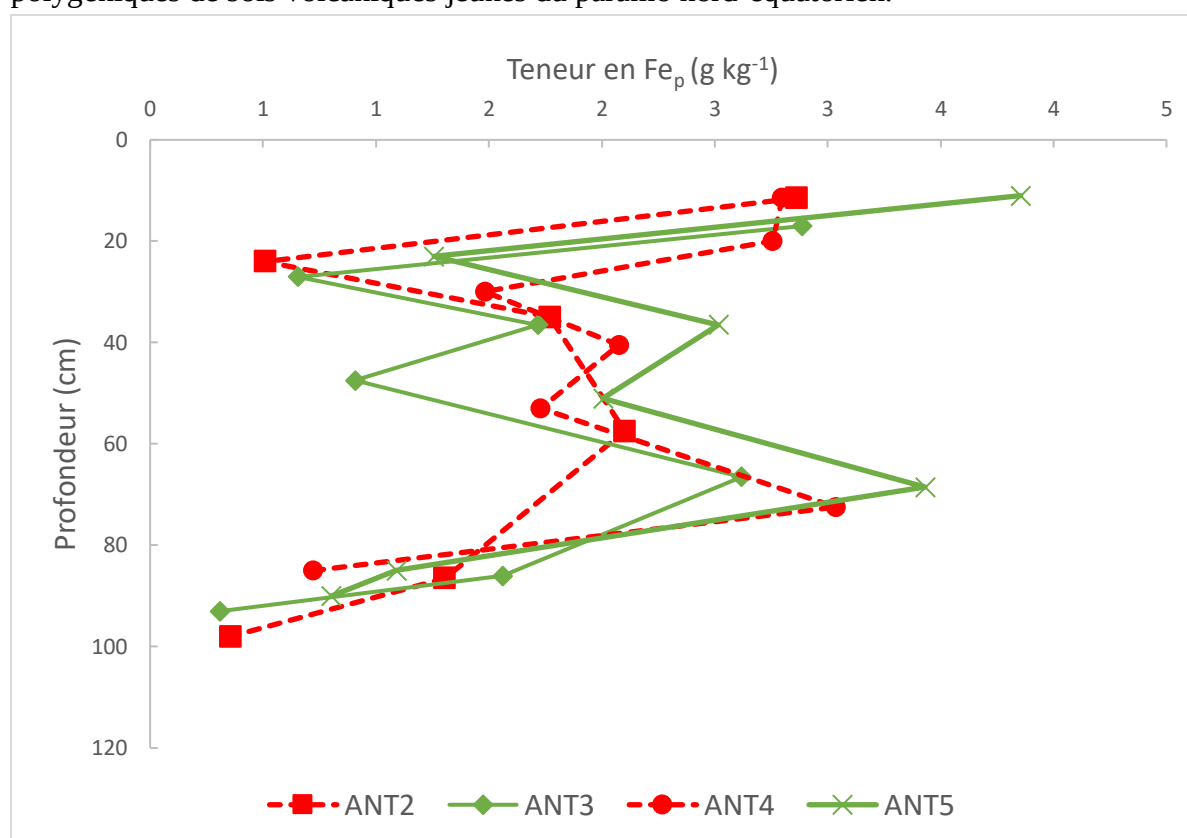


Figure 5-10: Teneur en  $Fe_p$  dans les profils des sites dégradés (courbe en tiret) et non dégradés (courbe continue)

Le rapport  $Fe_p/Fe_o$  rend partiellement compte du degré de complexation du Fe mal cristallisé avec la MO (Poulenard, 2000). Dans nos sols, ce rapport diminue avec la profondeur car la moyenne des sols de surface vaut  $0,7 \pm 0,18$  (n=10) et  $0,42 \pm 0,09$  (n=20) dans les sols enfouis (Table 5-1). Dans les horizons organo-minéraux (1A, 2A et 3A), le rapport  $Fe_p/Fe_o$  vaut en moyenne  $0,55 \pm 0,07$  (n=19), on déduit que le Fe se trouve en plus grande concentration lié à la MO que dans les minéraux faiblement cristallins. Dans les

Andosols jeunes d'Equateurs (<1.000 ans), Poulenard (2000) spécifie une diminution du sol de surface au sol enfoui.

Nous avons mesuré des concentrations non négligeables de Ca dans les extraits pyrophosphate des sols (Table 4-3). Tout comme l'Al et le Fe, le Ca est un cation qui peut être complexé par la MO, notamment dans les sols développés sur un matériau parental calcaire (Rowley et al., 2018). Le matériau parental volcanique contient généralement du Ca en concentration non négligeable, notamment en raison de la présence de verre volcanique et des plagioclases calciques (section 5-1). Conséquemment, le Ca dans les sols du bassin de Jatunhyacu pourrait contribuer à la stabilisation du  $C_{org}$ .

Comme pour l' $Al_p$  et le  $Fe_p$ , nous ne constatons pas de différences significatives dans les teneurs en  $Ca_p$  entre les sols des sites dont la végétation est dégradée et celle où elle ne l'est pas (Fig. 5-11). Ces résultats vont à l'encontre de l'étude de l'impact du surpâturage de sols formés sur des dépôts pyroclastiques récents au centre de l'Equateur, Podwojeski et al. (2002). Les auteurs indiquent une diminution notable des concentrations en cations impliqués dans les complexes avec le C ( $Al_p$ ,  $Fe_p$ ), suggérant un changement dans la micro-organisation des composants du sol. Notre hypothèse est que le pâturage n'a pas été assez intensif dans la réserve que pour affecter les mécanismes de stabilisation du C.

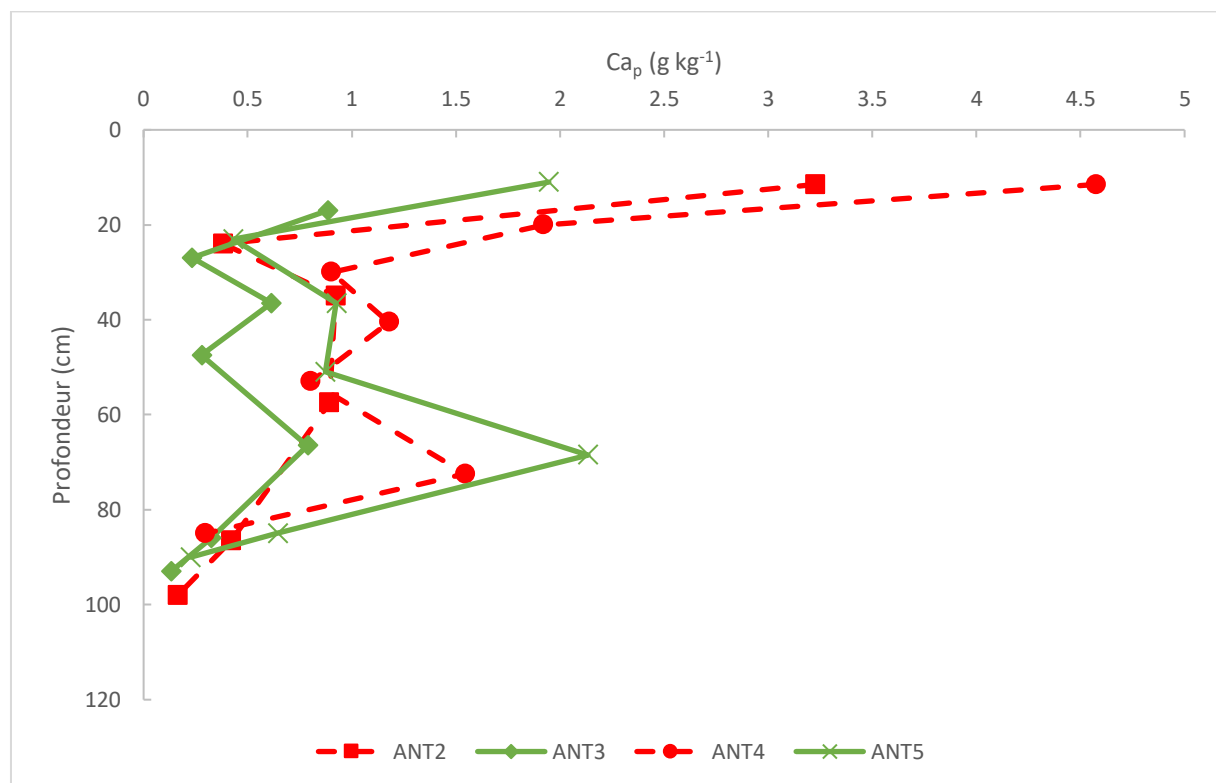


Figure 5-11: Teneur en  $Ca_p$  dans les profils des sites dégradés (courbe en tiret) et non dégradé (courbe continue)

De manière générale, l'Al est le cation largement dominant dans les extraits pyrophosphates (en moyenne<sup>25</sup>,  $Al_p \sim 64\%$ ,  $Fe_p \sim 21\%$  et  $Ca_p \sim 12\%$  ; Table 4-3). Ceci est en accord avec l'échelle d'affinité relative de l'Al, du Fe et du Ca pour la MO (Shoji et al., 1993). Néanmoins, dans certains horizons 1A, les concentrations en  $Ca_p$  excèdent celles d' $Al_p$  et de  $Fe_p$  (Figs. 5-12, -13 et-14). De plus, dans l'horizon 1A des sites ANT2, ANT4 et ANT7, les concentrations en  $Ca_p$  sont plus élevées que celles de  $Fe_p$ . Wada et al. (1987) mentionnent que les complexes organo-calciques pouvaient surpasser les complexes avec le Fe et l'Al dans l'horizon 1A de profil de sols humides développés sur des cendres volcaniques au Kenya. D'autres auteurs ont relié des concentrations de Ca importantes dans les horizons de surface de sols acides au cycle biologique de Ca<sup>26</sup> (Cailleau et al., 2004 ; Ferder and Hornbeck 1883 ; Grand and Lavkulich 2013 ; Likens et al. 1998 ; Groffman, 2006).

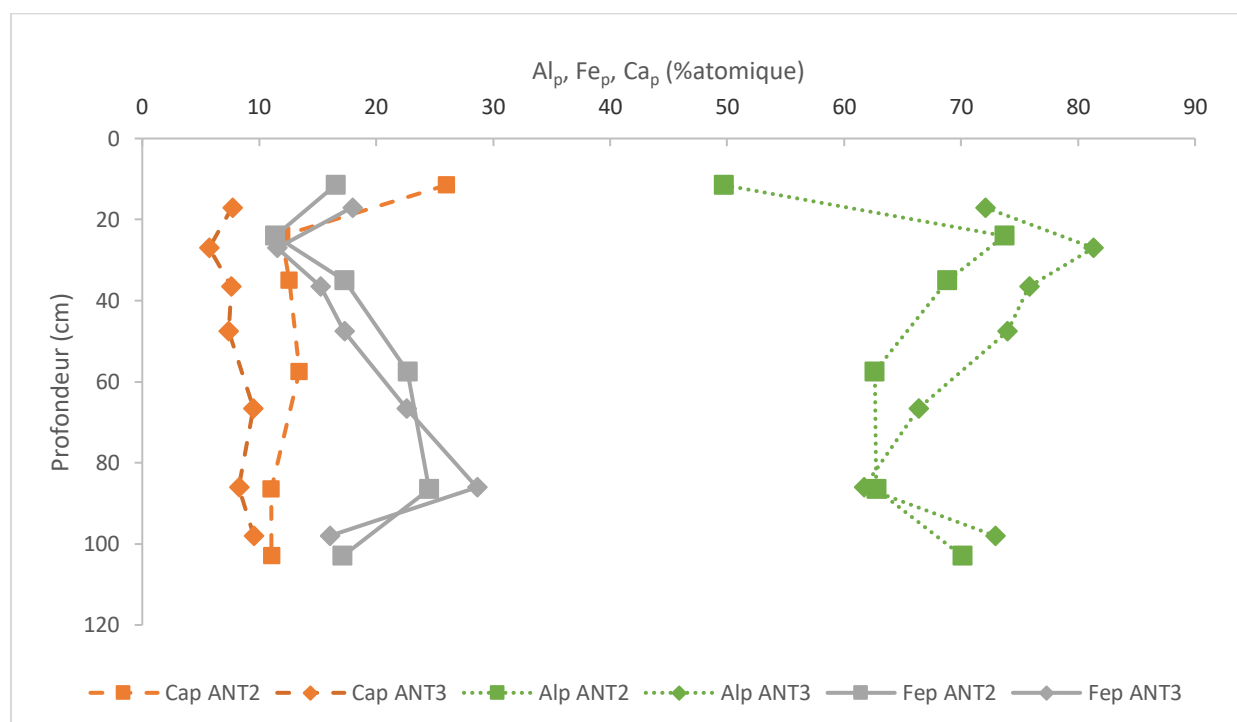


Figure 5-12: Pourcentages atomiques  $Fe_p$  (courbe continue),  $Al_p$  (courbe pointillée) et  $Ca_p$  (courbe en tiret) sur les sites ANT2 (marqueurs carrés) et ANT3 (marqueur en losange)

<sup>25</sup> Les écarts-moyens pour ces moyennes sont 7,5% ( $Al_p$ ), 5,3% ( $Fe_p$ ) et 5,1% ( $Ca_p$ ) (n=40)

<sup>26</sup> les études sont réalisées dans des forêts

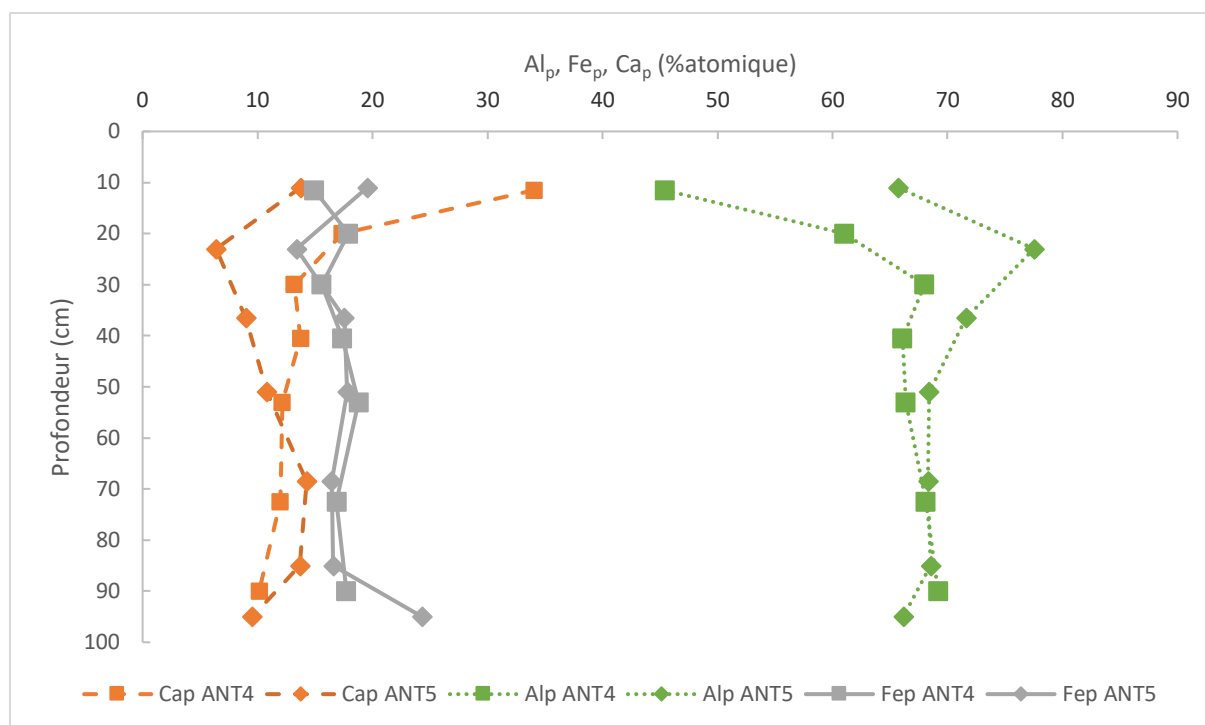


Figure 5-13: Pourcentages atomiques du Fep (courbe continue), Alp (courbe pointillée) et Cap (courbe en tiret sur les sites ANT3 (marqueurs en ronds) et ANT5 (marqueur en croix)

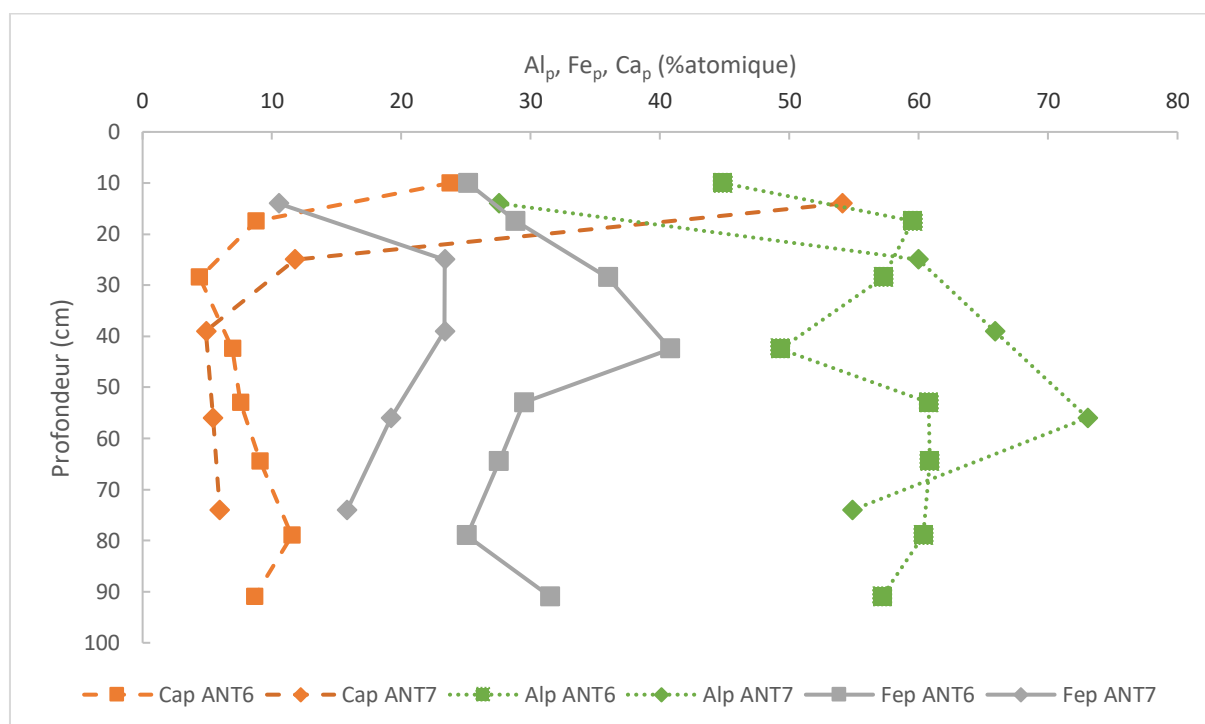


Figure 5-14: Pourcentages atomiques du Fep (courbe continue), Alp (courbe pointillée) et Cap (courbe en tiret sur les sites ANT6 (marqueurs avec une barre) et ANT7 (marqueur en triangle)

La concentration plus élevée en  $Ca_p$  dans l'horizon 1A par rapport à l'horizon 1C est peu marquée sur le site ANT2. Néanmoins, pour d'autres sites, la différence est notable : 5% pour ANT5, 15% pour ANT3, ANT4 et ANT6 et 40% pour ANT7 (le  $Ca_p$  représente 54% des cations extraits dans l'horizon 1A, surpassant l' $Al_p$  et le  $Fe_p$ ) (Figs. 41,42 et 43). Dans ces horizons A, on note que le  $Ca_p$  est corrélé positivement à la teneur en  $C_{org}$  ( $r^2=0,8$ ), au  $pH_{H_2O}$

( $r^2=0,92$ ) et au  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  ( $r^2=0,92$ ). Si nous excluons l'horizon ANT7A<sup>27</sup>, les corrélations sont moins bonnes mais restent significatives :  $C_{\text{org}}$  ( $r^2=0,52$ ),  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  ( $r^2 = 0,55$ ) et  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  ( $r^2 = 0,7$ ).

Nos résultats sont en adéquation avec le modèle proposé par Rowley et al. (2018). Ces auteurs arguent que dans les environnements acides, la complexation avec les ligands organiques des formes libres d' $\text{Al}^{3+}$  et de  $\text{Fe}^{3+}$  ainsi contrôle la stabilisation du  $C_{\text{org}}$  du sol. L'effet des cations  $\text{Ca}^{2+}$  serait localisé au sol de surface où sont accumulation est possible en raison du cycle biologique. A des valeurs de  $\text{pH} > 6$ , le Ca serait plus disponible pour complexer la MO et les processus d'agrégation du sol seraient également favorisés. L'horizon ANT7 1A pourrait refléter ces mêmes processus. En effet, il possède la concentration la plus élevée en  $\text{Ca}_p$  et il exhibe un  $\text{pH} > 6$ . C'est également un horizon caractérisé par des teneurs en  $C_{\text{org}}$  élevée en raison probablement de la densité racinaire.

Le  $\text{Ca}_p$  est corrélé positivement avec le  $\text{Ca}_{\text{éch}}$  ( $r^2 = 0,99$ ) (Fig. 5-15). Le rapport  $\text{Ca}_p/\text{Ca}_{\text{éch}}$  vaut en moyenne  $1,11 \pm 0,11$  ( $n=32$ ), il est inférieur à l'unité dans quelques horizons ce qui justifie l'écart moyen important (ANT5 C, ANT7 AB, B et 2A) (Tableau 5-2). Le fait que le rapport soit supérieur à l'unité signifie qu'un pool de Ca complexé mais non échangeable est solubilisé par le pyrophosphate de Na. Environ 13% du  $\text{Ca}_p$  correspondrait à du Ca complexé avec la MO. La différence entre les pools de  $\text{Ca}_{\text{éch}}$  et de Ca peu mobile traduit des forces de liaison avec la MO différentes. Le  $\text{Ca}_{\text{éch}}$  lié à la MO est adsorbé de manière non spécifique (complexe de sphère externe, avec enveloppe d'hydratation) alors que le Ca peu mobile l'est de manière spécifique (complexe de sphère interne, sans enveloppe d'hydratation) (Rowley et al., 2018). Des modèles prédisent que le  $\text{Ca}^{2+}$  pouvait lier la MO via les deux processus d'adsorption. Par exemple, Sutton et al. (2005) et Kalinichev and Kirkpatrick (2007) ont mis en évidence l'adsorption spécifique du Ca sur des groupes carboxyliques déprotonnés, et dans une moindre mesure avec des groupements phénoliques et d'autres groupements  $-\text{OH}$ . Sposito (2008) classe le Ca, au même titre que l'Al, dans la classe des cations faiblement polarisables qui peuvent théoriquement former des complexes de sphère interne avec des ligands portant des  $-\text{O}$  tels que les groupes carboxyliques.

---

<sup>27</sup> L'horizon ANT7 1A présente une concentration en Ca très importante et un pH plus élevé que les autres sites



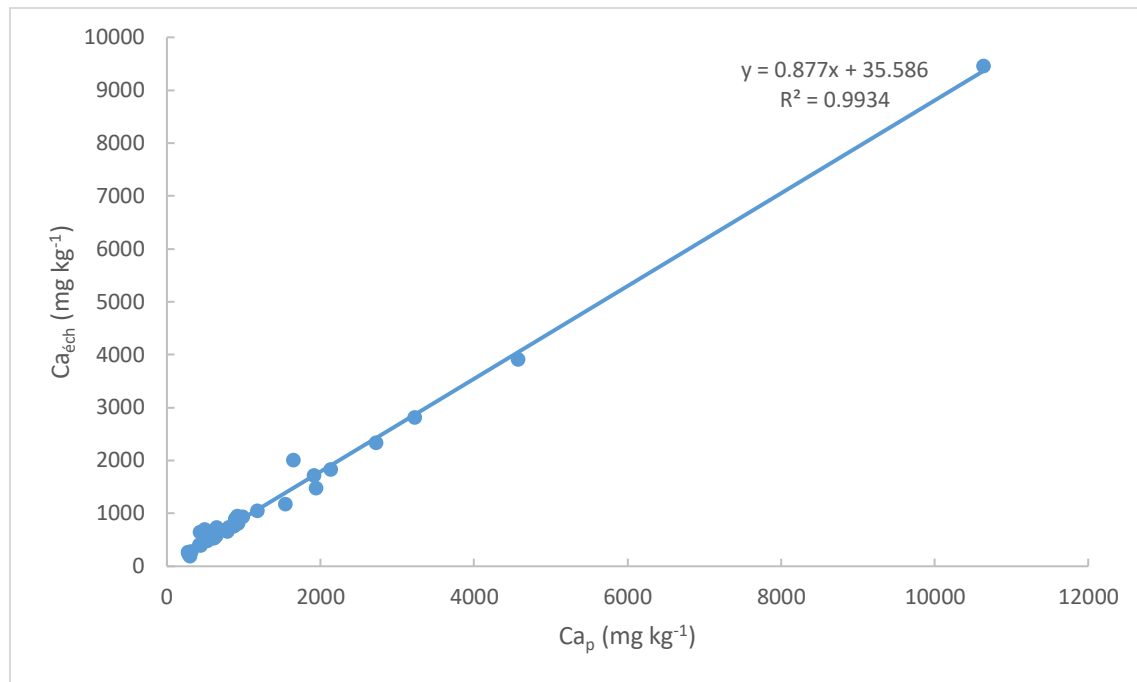


Figure 5-15: Corrélation entre le Ca échangeable et le Ca<sub>p</sub>

Rowley et al. (2018) souligne que l'extraction sélective du pool de Ca engagé dans des interactions de sphère interne, et correspondant à l'extraction au pyrophosphate pour l'Al et le Fe dans des sols acides, n'est pas simple car la plupart des agents chélatant sont insolubles (Ca-pyrophosphate et Ca-oxalate). Il est donc possible que le pool de Ca peu mobile extrait au pyrophosphate soit sous-estimé. Dans des sols forestiers acides et très peu saturé en bases, van der Heijden et al. (2017) ont montré que des quantités significatives de Ca provenant d'un pool non-cristallin (autant que le Ca<sub>éch</sub>) agissent comme un puits et une source de Ca. Bien que la solution extractive n'était pas sélective pour le C<sub>org</sub> du sol, ce résultat prouve l'existence de Ca sous une forme chimique autre que cristalline ou liée au complexe d'échange.

#### Importance de la stabilisation du C<sub>org</sub> dans les sols

Il existe une très bonne corrélation entre le C<sub>org</sub> et le C<sub>p</sub> tant pour les sites dégradés ( $r^2 = 0,85$ ) que non dégradés ( $r^2 = 0,95$ ) (Fig. 5-20). Sur base des valeurs du rapport C<sub>p</sub>/C<sub>t</sub> (Tableau 5-2), environ 38% (en moyenne) du C<sub>org</sub> serait stabilisé dans les complexes organo-métalliques. Cette estimation concorde avec les données de Tonnelijck (2010) pour des páramos du nord de l'Equateur. On notera que le pourcentage réel de C impliqué dans les complexes organo-métalliques est sans doute inférieur à 40% car une fraction inconnue du C extrait au pyrophosphate représente probablement du C<sub>org</sub> présent sous d'autres formes non complexées aux cations polyvalents (Mizota and Van Reeuwijk, 1989)

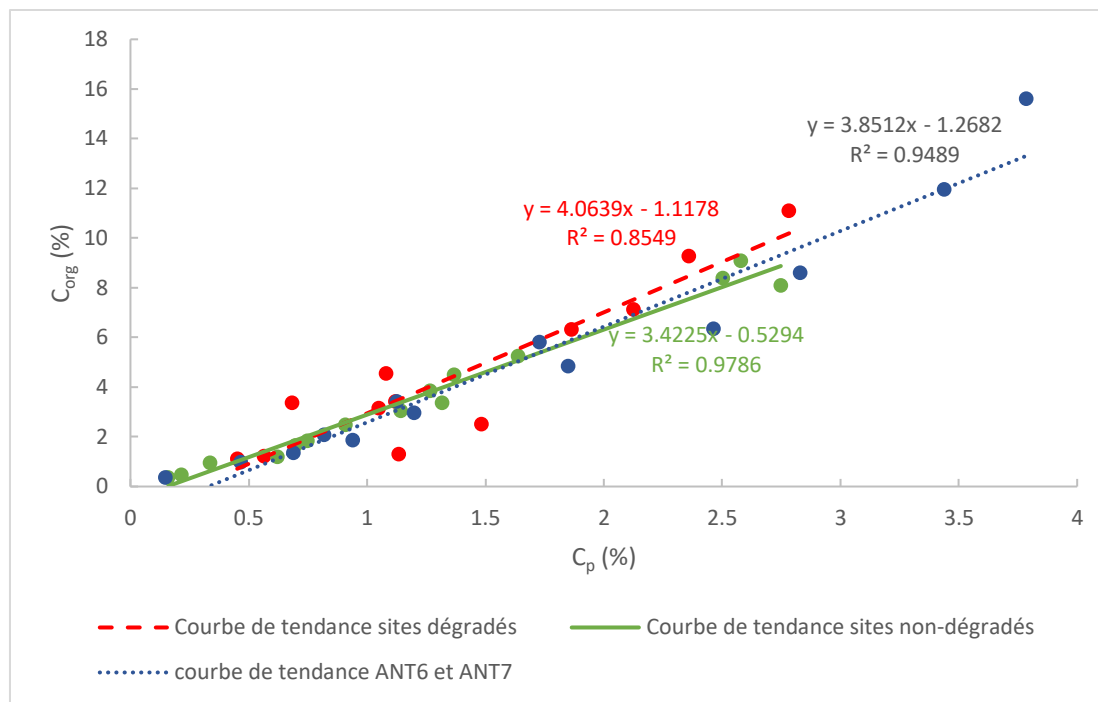


Figure 5-16: Corrélation entre le  $C_{org}$  et le  $C_p$  pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 et ANT7 (courbe pointillée)

Le rapport  $C_p/C_t$  a tendance à augmenter entre l'horizon A et les horizons minéraux B et C (l'augmentation va de quelques pourcents à 30% ; Tableau 5-2). Tonnelijck (2010) fait la même constatation. Cela suggère qu'une plus grande fraction de la MO présente dans l'horizon est stabilisée par les complexes dans les horizons minéraux comparativement à la MO dans les horizons organo-minéraux. La MO moins décomposée dans les horizons A est généralement sous forme particulaire (c'est une observation faite lors de la manipulation des agrégats, section 5.6). Cette forme particulaire de la MO est moins réactive chimiquement car elle possède moins de groupements fonctionnels disponibles pour chélater les cations polyvalents (Al, Fe et Ca). Ceci peut expliquer l'augmentation du rapport  $C_p/C_t$  dans les horizons minéraux. Les formes moins solubles de la MO sont sans doute stabilisées par les agrégats.

Les corrélations entre le  $C_{org}$  et les cations extraits par la solution de pyrophosphate ( $Al_p$ ,  $Fe_p$  et  $Ca_p$ ) sont positives et assez bonnes pour les sites dégradés, non dégradés et le site ANT6 (Fig. 5-17, 5-18 et 5-19). Cela suggère que plus il y a de MO, plus on forme des complexes organométalliques. Néanmoins, plusieurs sols (ANT7 1A, ANT6 1A, ANT4 1A et ANT2 1A) ne suivent pas ce comportement lorsque l' $Al_p$  ou le  $Fe_p$  sont considérés (Figs. 5-13 et 5-14). Par contre, la relation n'est pas détruite dans le cas du  $Ca_p$ . Cela pourrait signifier que lorsque le  $C_{org}$  est abondant, l' $Al_p$  et le  $Fe_p$  ne se trouvent plus en quantités suffisantes que pour pouvoir former des complexes et dès lors, le  $Ca_p$  pourra être chélaté.

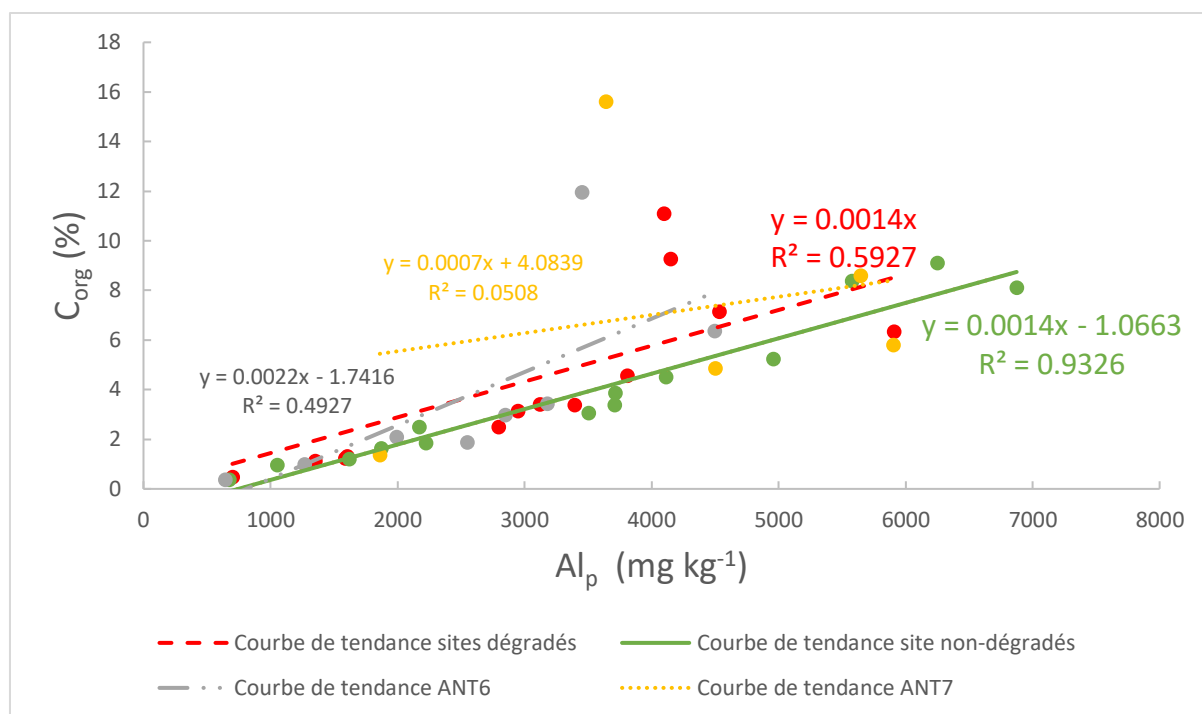


Figure 5-17: Corrélation entre le  $C_{org}$  et l' $Al_p$  pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 (courbe pointillée irrégulière) et ANT7 (courbe en tiret en pointillé)

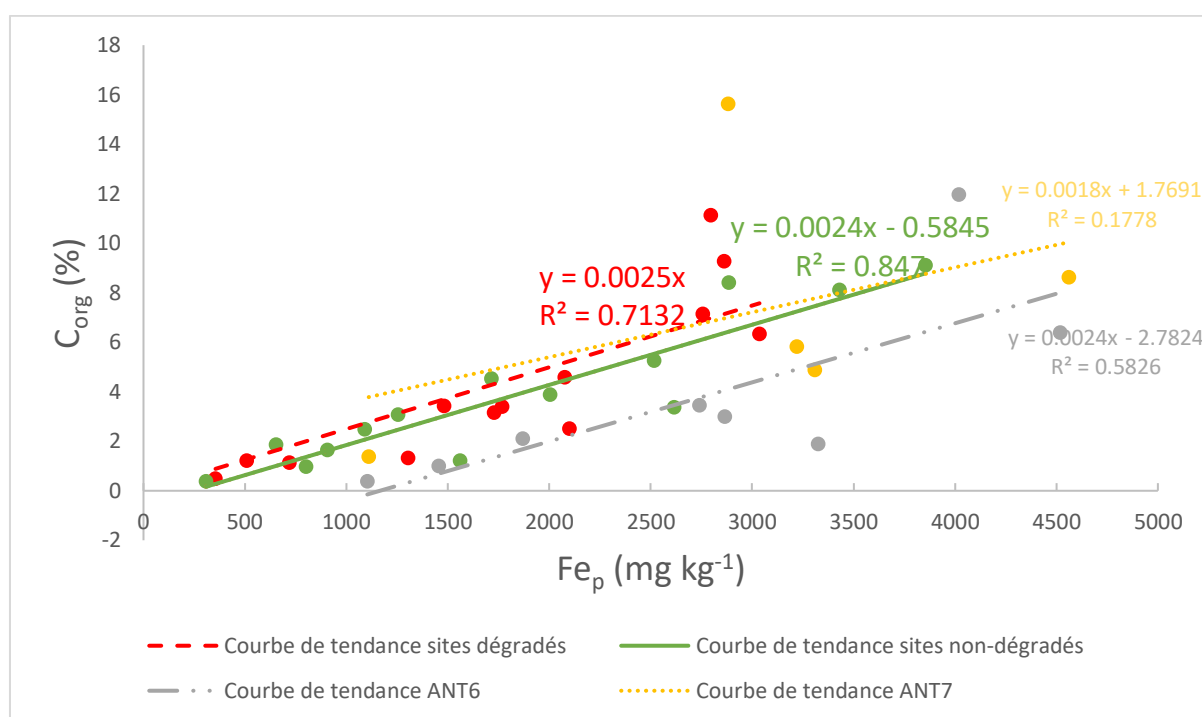


Figure 5-18: Corrélation entre le  $C_{org}$  et le  $Fe_p$  pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 (courbe pointillée irrégulière) et ANT7 (courbe en tiret en pointillé)

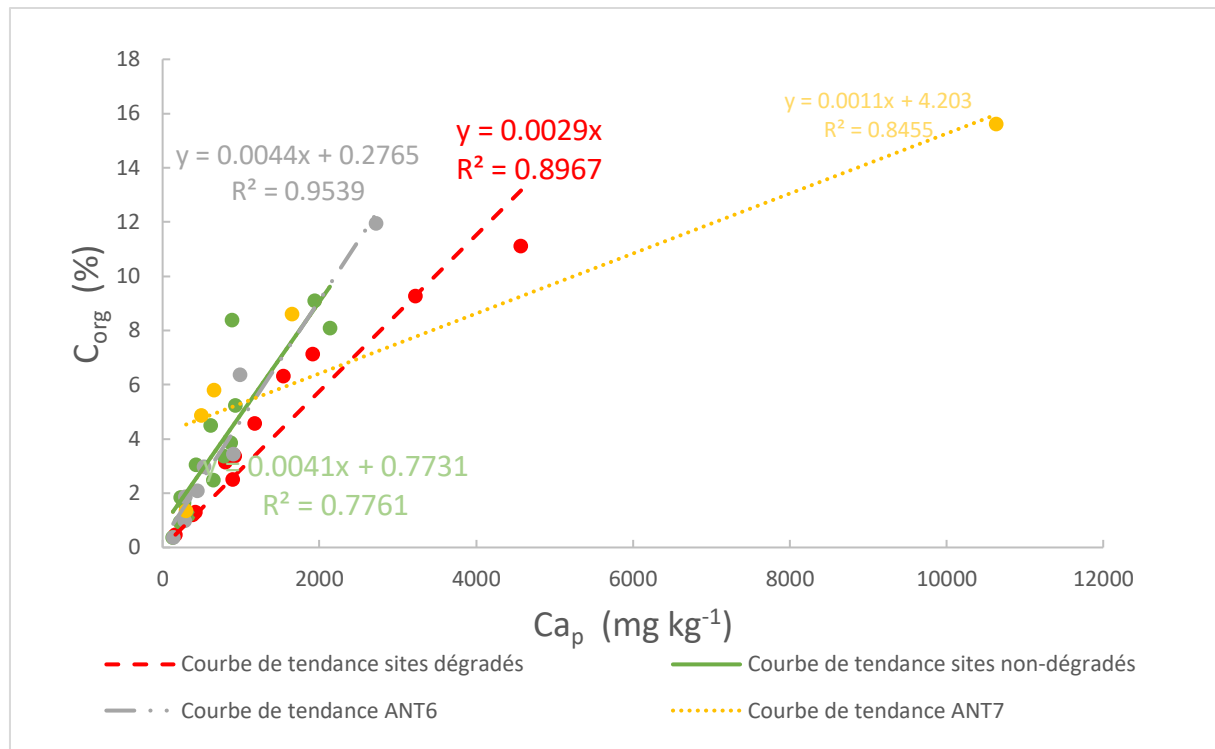


Figure 5-19: Corrélation entre le  $C_{org}$  et l' $Ca_p$  pour les sites dégradés (courbe en tiret), non dégradés (courbe continue) et les sites ANT6 (courbe pointillée irrégulière) et ANT7 (courbe en tiret en pointillé)

Les corrélations positives entre le  $C_{org}$  et le Ca extrait par le pyrophosphate de Na pourraient être un simple cas de co-occurrence car une augmentation du C s'accompagne d'une augmentation de la CEC (section 5.4) et donc une augmentation du  $Ca_{éch}$ . Néanmoins, l'effet stabilisateur des complexes organo-metalliques pour la MO du sol est largement accepté, tant avec l'Al et le Fe (Shoji et al., 1993 ; Dahlgren et al., 2004 ; Wagai et al., 2018 ; Garrido et al., 2012 ; Lehmanns and Kleber, 2015 ; Six et al., 2002) qu'avec le Ca (Rowley et al., 2018). La capacité de complexation de la MO (plus spécifiquement les substances humiques) peut être évaluée par le biais du rapport  $(Al+Fe)_p/C_p$ . Celui-ci varie typiquement entre 0,1 et 0,2 dans les Andosols (Shoji and Fujiwara, 1984). Pour des valeurs supérieures, l'Al devient disponible pour la précipitation des aluminosilicates faiblement cristallisés comme les allophanes et l'imogolite. Dans les horizons des sols du bassin versant de Jatunhuayco, le rapport  $(Al+Fe)_p/C_p$  vaut en moyenne  $0,16 \pm 0,03$  ( $n=40$ ) (Tableau 5-2). Nous en concluons que dans la majorité des horizons (les exceptions sont ANT2 2A, ANT3 3C et ANT6 C), la capacité de complexation de la MO n'est pas saturée. Etant donné la bonne corrélation qu'il existe entre le  $Ca_p$ , le  $C_p$  et le  $C_{org}$ , il pourrait être opportun d'utiliser un rapport modifié (qui tienne compte du pouvoir complexant du Ca) dans l'évaluation de la capacité de la MO à complexer les cations polyvalents. Ce rapport prendrait la forme :  $(Al+Fe+Ca)_p/C_p$ . Dans nos sols, le rapport  $(Al+Fe+Ca)_p/C_p$  vaut en moyenne  $0,18 \pm 0,03$  sur l'ensemble des horizons ( $n=40$ ) ; il excède 0,2 dans les horizons ANT2 2A, ANT3 3C, ANT4 2A, ANT5 3C, ANT6 BC et C.

Tableau 5-2 : Rapports  $C_p/C_t$ ,  $(Al+Fe)_p/C_p$  et  $(Al+Fe+Ca)_p/C_p$  ainsi que les moyennes et écart-moyens calculés sur l'ensemble des profils

| Site    | Horizon       | Profondeur (cm) | $C_p/C_t$       | $Ca_p/C_{éch}$  | $(Al+Fe)_p/C_p$ | $(Al+Fe+Ca)_p/C_p$ |
|---------|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------------------|
| ANT2    | 1A            | 5-18            | 0,25            | 1,15            | 0,10            | 0,15               |
|         | 1C            | 18-30           | 0,47            |                 | 0,14            | 0,17               |
|         | 2A            | 30-40           | 0,20            | 0,98            | 0,28            | 0,32               |
|         | 2B            | 40-75           | 0,59            | 1,00            | 0,11            | 0,13               |
|         | 3B            | 75-98           | 0,88            | 1,04            | 0,09            | 0,10               |
|         | 3C            | 98-..           | 0,46            |                 | 0,18            | 0,20               |
| ANT3    | 1A            | 12-22           | 0,30            | 1,06            | 0,12            | 0,13               |
|         | 1C            | 22-32           | 0,41            |                 | 0,15            | 0,16               |
|         | 2A            | 32-41           | 0,30            | 1,15            | 0,16            | 0,17               |
|         | 2B            | 41-54           | 0,43            | 1,05            | 0,15            | 0,16               |
|         | 3A            | 54-79           | 0,39            | 1,19            | 0,17            | 0,19               |
|         | 3B            | 79-93           | 0,52            | 1,16            | 0,17            | 0,19               |
|         | 3C            | 93-..           | 0,45            |                 | 0,23            | 0,25               |
| ANT4    | 1A            | 8-15            | 0,25            | 1,17            | 0,09            | 0,14               |
|         | 1AB           | 15-25           | 0,30            | 1,12            | 0,12            | 0,15               |
|         | 1C            | 25-35           | 0,33            | 1,09            | 0,15            | 0,18               |
|         | 2A            | 35-46           | 0,24            | 1,12            | 0,20            | 0,23               |
|         | 2B            | 46-60           | 0,33            | 1,10            | 0,16            | 0,18               |
|         | 3A            | 60-85           | 0,29            | 1,32            | 0,18            | 0,20               |
|         | 3C            | 85-...          | 0,40            |                 | 0,17            | 0,19               |
| ANT5    | 1A            | 4-18            | 0,28            | 1,32            | 0,14            | 0,16               |
|         | 1C            | 18-28           | 0,37            | 0,67            | 0,16            | 0,17               |
|         | 2A            | 28-45           | 0,31            | 1,14            | 0,17            | 0,18               |
|         | 2B            | 45-57           | 0,33            | 1,15            | 0,16            | 0,19               |
|         | 3A            | 57-80           | 0,34            | 1,16            | 0,14            | 0,16               |
|         | 3B            | 80-90           | 0,37            | 1,12            | 0,13            | 0,15               |
|         | 3C            | 90-..           | 0,36            |                 | 0,19            | 0,21               |
| ANT6    | 1A1           | 6-14            | 0,29            | 1,17            | 0,07            | 0,09               |
|         | 1A2           | 14-21           | 0,39            | 1,06            | 0,12            | 0,13               |
|         | 1BC           | 21-36           | 0,50            | 1,22            | 0,20            | 0,21               |
|         | 1C            | 36-49           | 0,41            |                 | 0,35            | 0,38               |
|         | 2A            | 49-57           | 0,40            | 1,09            | 0,16            | 0,17               |
|         | 2B            | 57-72           | 0,39            | 1,14            | 0,16            | 0,17               |
|         | 3A            | 72-86           | 0,33            | 1,10            | 0,18            | 0,20               |
|         | 3BC           | 86-..           | 0,47            | 1,27            | 0,19            | 0,21               |
| ANT7    | 1A            | 10-18           | 0,33            | 1,12            | 0,06            | 0,14               |
|         | 1AB           | 18-32           | 0,38            | 0,82            | 0,12            | 0,14               |
|         | 1B            | 32-46           | 0,30            | 0,72            | 0,15            | 0,16               |
|         | 2A            | 46-66           | 0,51            | 0,89            | 0,19            | 0,20               |
|         | 2BC           | 66-82           | /               | 1,60            | 0,16            | 0,17               |
| Moyenne | Sur le profil |                 | $0,38 \pm 0,08$ | $1,11 \pm 0,11$ | $0,16 \pm 0,03$ | $0,18 \pm 0,03$    |

## 5.6. Protection physique du $C_{org}$ dans les agrégats

Le  $C_{org}$  dans les agrégats se trouve sous forme particulaire ( $> 50 \mu m$ ) et dans les fractions plus fines que  $50 \mu m$  (Tableau 5-2). Les expériences réalisées pour étudier la protection physique du  $C_{org}$  dans les agrégats ont révélé que les horizons 1A contiennent de plus grandes concentrations de  $C_{org} > 50 \mu m$  comparativement aux horizons 2A pour les fractions  $> 2000 \mu m$  et  $2000-250 \mu m$ . C'est un signe que le  $C_{org}$  est plus transformé par les micro-organismes dans les horizons 2A.

Tableau 5-3: Répartition moyenne pour les horizons 1A et 2A du  $C_{org}$  dans les fractions inférieures et supérieures à  $50 \mu m$  dans les différentes fractions d'agrégats

|    |                      | $>2000 \mu m$ | $2000-250 \mu m$ | $250-53 \mu m$ | $<53 \mu m$ |
|----|----------------------|---------------|------------------|----------------|-------------|
| A  | $C_{org} > 50 \mu m$ | $48 \pm 3\%$  | $54 \pm 3\%$     | $48 \pm 7\%$   | 0%          |
|    | $C_{org} < 50 \mu m$ | $52 \pm 3\%$  | $46 \pm 3\%$     | $52 \pm 7\%$   | 100%        |
| 2A | $C_{org} > 50 \mu m$ | $27 \pm 7\%$  | $38 \pm 7\%$     | $54 \pm 4\%$   | 0%          |
|    | $C_{org} < 50 \mu m$ | $73 \pm 7\%$  | $62 \pm 7\%$     | $46 \pm 4\%$   | 100%        |

### Distribution des tailles des agrégats

Les résultats des séparations des agrégats en fonction de leur taille (Fig. 4-8) révèlent que la fraction  $> 2mm$  est dominante, viennent ensuite les macro-agrégats ( $2,000-250 \mu m$ ), les micro-agrégats ( $250-53 \mu m$ ) et enfin des fractions limoneuse et argileuse ( $< 53 \mu m$ ). Les sols échantillonnés sont donc bien agrégés car la majorité des agrégats résistant à l'eau présente une taille  $> 2mm$ . Des données similaires sont fournies par Paul et al. (2008) sur des sols Andosols allophaniques humides d'Equateur. Dans cette étude, les macro-agrégats ( $8,000-2,000 \mu m$  et  $2,000-250 \mu m$ ) dominent et la fraction  $< 53 \mu m$  contribue pour moins de 20%. La prépondérance des macro-agrégats sur les fractions granulométriques plus fines est également observée pour les Andosols du Chili (Huygens et al., 2005). Dans des sols allophaniques cultivés du Japon, Asano and Wagai (2013) mettent en évidence une nette dominance des macro-agrégats (la fraction  $2,000-250 \mu m$  représente 60,8% du sol, alors que la fraction  $> 2mm$  représente 19%).

On fera à nouveau remarquer que le pâturage ne semble pas avoir modifié l'agrégation des sols de l'unité hydrographique de Jatunhuayco ; les distributions des agrégats dans les sols sous couvert végétal non dégradé (ANT2/ANT3) et dégradé (ANT4/ANT5) ne montrent pas de différences particulières (Fig. 4-8). Paul et al. (2008) ont également conclu que l'utilisation du sol n'affectait pas la distribution de taille des agrégats. De même, Huygens et al. (2005) montrent que les diamètres de poids moyens dans des Andosols du sud du Chili sous pâture, ou couverts par la forêt originelle de *Nothofagus*, ne sont pas significativement différents.

### Teneurs en $C_{org}$ dans les agrégats en fonction de leur taille

Dans nos échantillons d'Andosols, les teneurs en  $C_{org}$  dans les différentes fractions d'agrégats varient ; ceci est révélé par les résultats des matériaux récoltés par le tamisage humide. Cela va à l'encontre des travaux de Huygens et al. (2005) et de Paul et al. (2008) dans lesquels toutes les fractions analysées (de  $> 2$  mm à  $< 53 \mu m$ ) montraient des concentrations en  $C^{28}$  similaires. En l'absence d'augmentation de la concentration en C avec la taille des agrégats (propriété utilisée comme un indicateur de la hiérarchie des agrégats dans d'autres ordres que les Andosols ; Elliot, 1986 ; Six et al., 1998), ces auteurs argumentent qu'il n'y a pas de hiérarchie apparente dans l'agrégation au sein des Andosols. Cependant, Asano and Wagai (2013) expliquent que l'absence de hiérarchie au plus haut niveau de séparation (tamisage humide) est due à l'abondance d'agents liants forts (complexes organo-métalliques et associations organo-minérales) dans toutes les fractions granulométriques d'agrégats qui assurent une cohésion telle que les matériaux organo-minéraux avec des caractéristiques différentes ne peuvent être séparés. Dans nos sols, nous déterminons des concentrations en  $C_{org}$  qui diffèrent au sein des différentes fractions granulométriques et l'explication de Asano and Wagai (2013) ne peut expliquer ce résultat. Il est possible que les agents liants forts ne soient pas retrouvés en mêmes proportions dans toutes les fractions. La conséquence probable à cela est que le  $C_{org}$  ne soit pas stabilisé de la même manière dans les différentes fractions.

Dans les horizons 1A des sols de Jatunhuayco, les micro-agrégats contiennent plus de  $C_{org}$  ( $387,3 \pm 233,8$  g  $kg^{-1}_{ss}$ ; Fig. 4-10) que la fraction  $< 53 \mu m$  (généralement la moins enrichie,  $162,7 \pm 31,7$  g  $kg^{-1}_{ss}$ , Fig. 10). Bien que le contraste soit un peu moins marqué, on observe une même tendance dans les horizons 2A (Fig. 4-10). Ceci suggère une allocation préférentielle du  $C_{org}$  dans la fraction des micro-agrégats plutôt que dans la fraction  $< 53 \mu m$ . Guo et al. (2016) observent également des différences significatives de concentration en  $C_{org}$  dans les agrégats d'Andosols. Cependant, ces auteurs ne corrigent pas le contenu en sable dans les agrégats et utilisent une échelle taille des agrégats différente ; il est donc difficile de comparer leurs résultats aux nôtres. Nous faisons l'hypothèse que concentrations en  $C_{org}$  plus élevées dans la fraction des micro-agrégats sont la conséquence de la présence de  $C_{org}$  plus stabilisé dans cette fraction. Il est accepté que la fraction des micro-agrégats est celle qui offre la meilleure stabilité au  $C_{org}$  (Ghezzehei, 2012).

A Jatunhuayco, il ne semble pas y avoir d'influence de la dégradation du couvert végétal sur la distribution du  $C_{org}$  parmi les différentes fractions d'agrégats du sol (Fig. 4-9). Nous retrouvons des teneurs en  $C_{org}$  moins importantes dans chaque fraction pour les horizons 1A des sites non dégradés (ANT3 et ANT5) comparativement aux sites dégradés (ANT2 et ANT4). Cette tendance avait déjà été observée dans les stocks de  $C_{org}$  des horizons 1A (section 5.4).

---

<sup>28</sup> Selon les études les concentrations en C sont exprimées en g  $kg^{-1}$  de sol et/ou en g  $kg^{-1}$  de sol sans sable

La distribution moyenne en  $C_{org}$  total entre les différentes fractions est représentée à la figure 5-20. Les agrégats  $> 2\text{mm}$ , plus nombreux, contribuent le plus à la teneur totale de  $C_{org}$  du sol. Ils sont suivis des macro-agrégats ( $2,000\text{-}250\text{ }\mu\text{m}$ ), alors que les micro-agrégats ( $250\text{-}53\text{ }\mu\text{m}$ ) et la fraction  $< 53\text{ }\mu\text{m}$  ne représentent pas plus que 12-15% du  $C_{org}$  total. Cette observation reste valide lorsque la fraction  $C_{org} > 50\text{ }\mu\text{m}$  est considérée ou écartée. Bien que les micro-agrégats contiennent les plus hautes concentrations en  $C_{org}$ , la plupart du  $C_{org}$  dans les sols de la réserve de l'Antisana se trouve dans la fraction des gros macro-agrégats et des macro-agrégats. Dans les Andosols allophaniques étudiés par Asano and Wagai (2014), les fractions  $> 250\text{ }\mu\text{m}$  constituent 80% de la teneur en  $C_{org}$ , nous trouvons un résultat similaire car cette fraction correspond à  $\sim 90\%$  du  $C_{org}$  du sol.

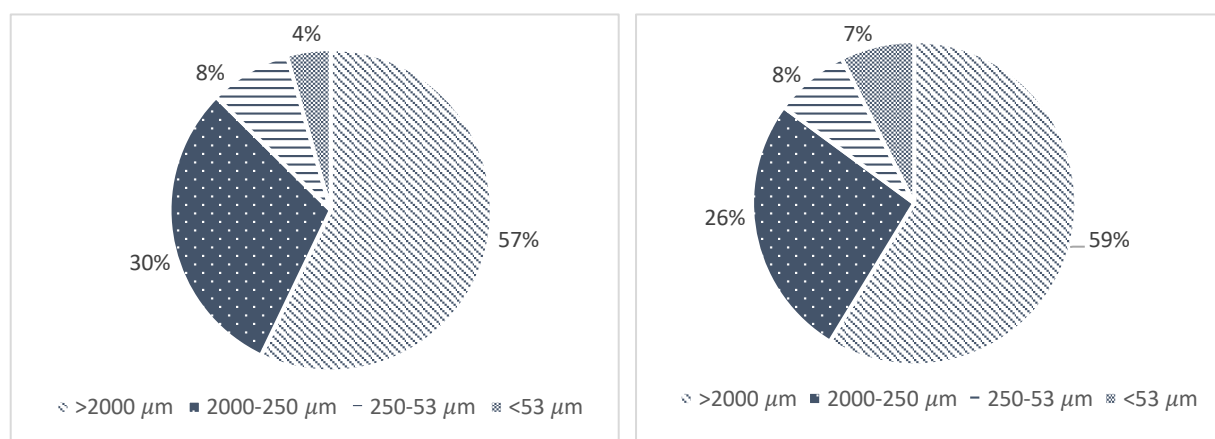


Figure 5-20: Distribution moyenne dans les horizons A et 2A du  $C_{org}$  total (%) entre les différentes fractions, en considérant le  $C_{org} > 50\text{ }\mu\text{m}$  (à gauche) et sans le considérer (à droite)

### Rapport C/N dans les différentes fractions

Dans toutes les fractions granulométriques des agrégats, le rapport C/N est compris entre 9 et 13, indiquant que la MO pourrait être minéralisée rapidement (Nicolardot et al., 2001). Dans les horizons 1A, le rapport C/N diminue avec la taille de la fraction (White, 2009 ; Fig. 4-9). La différence entre la fraction contenant le plus haut ratio et le plus bas rapport C/N dans les horizons 1A varie entre 1,4 et 3,3. Dans l'étude de Paul et al. (2008), la différence des rapports C/N dans la fraction  $< 53\text{ }\mu\text{m}$  et les autres fractions peut aller jusqu'à 1,5. Le ratio C/N dans la fraction  $> 2\text{ mm}$  est plus élevé de  $2,2 \pm 0,5$  ( $n=7$ ). Les variations de C/N observées dans les différentes fractions suggèrent une allocation spécifique de la MO dans les agrégats. Ainsi, la présence de racines (et sans doute de résidus organiques de grande taille) avec un rapport C/N typiquement supérieur à 20 (Minaya et al., 2016) dans la fraction  $> 2\text{mm}$  explique les valeurs C/N plus élevées. Au contraire, les agrégats de plus petite taille renferment de la MO en partie transformée par les microorganismes et dès lors, le rapport C/N diminue (White, 2006). Enfin, comme pour la plupart des autres paramètres mesurés dans notre étude, nous n'observons pas d'influence du couvert végétal (dégradé *versus* non dégradé) sur les valeurs du rapport C/N dans les agrégats de différentes tailles présents dans les horizons A (Fig. 4-9).



### Stabilisation du $C_{org}$ dans les différentes fractions

Guo et al. (2016) indiquent pour des Andosols<sup>29</sup> du Japon que les micro-agrégats ( $< 250 \mu m$ ) contiennent plus de  $C_{org}$  ( $g\ kg^{-1}\ sol$ ) que les macro-agrégats ( $> 250 \mu m$ ). Ils expliquent cette différence par le fait que les micro-agrégats contiennent plus de limons fins et d'argiles capables d'adsorber la matière organique. Cette hypothèse ne peut s'appliquer à nos sols car les associations organo-minérales semblent marginales. De plus, les teneurs en argiles et limons<sup>30</sup> sont négativement corrélées avec le  $C_{org}$  ( $g\ kg^{-1}\ de\ sol$ ). Ce constat est fait pour toutes les fractions d'agréats et le coefficient de corrélation moyen vaut  $-0,58^{31}$ .

Comme nous l'avons observé à la section 5.4 (Fig.5-17 ; Fig.5-18 ; Fig.5-19), les complexes entre le  $C_{org}$  et les cations polyvalents expliquent bien les variations de teneurs en  $C_{org}$  dans les sols. Comme indiqué *supra*, la fraction de  $C_{org}$  impliqué dans des complexes organo-métalliques peut être approchée par le rapport  $C_p/C_{org}$ . Dans les agrégats, les valeurs  $C_p/C_{org}$  les plus élevées sont mesurées dans les fractions 2000-250 et 250-53  $\mu m$  (Tableau 5-3) des horizons 1A et 2A. Ces deux fractions montrent également les teneurs en  $C_{org}$  ( $g\ kg^{-1}\ ss$ ) les plus élevées (Fig. 4-9). Nous en concluons que la stabilisation du  $C_{org}$  par la complexation est responsable de l'accumulation de  $C_{org}$  dans certaines fractions d'agréats.

Les corrélations entre les cations  $Al_p$ ,  $Fe_p$ ,  $Ca_p$  et le  $C_{org}$  dans les agrégats sont variables en fonction de la fraction et de l'horizon considérés (Tableau 5-3). Dans les horizons 1A, la corrélation entre le  $Ca_p$  et le  $C_{org}$  est positive et forte dans toutes les fractions (Tableau 5-4). Par contre, pour l' $Al_p$  et le  $Fe_p$ , le  $C_{org}$  n'est corrélé que dans les fractions 2,000-250  $\mu m$  et 250-53  $\mu m$  (Tableau 5-4). Dans les horizons 2A, les corrélations entre l' $Al_p$ , le  $Fe_p$  et le  $C_{org}$  sont positives et fortes dans les fractions 2,000-250  $\mu m$ , 250-53  $\mu m$  et  $< 53 \mu m$ . Tandis que la fraction  $> 2\ mm$ , l' $Al_p$  est le seul cation positivement et fortement corrélé avec le  $C_{org}$ . Dans des Andosols du Japon, des corrélations positives significatives entre les teneurs en  $C_{org}$  et les métaux ( $Al_p$ ,  $Fe_p$  et  $Al_o$ )<sup>32</sup> ont été montrées dans toutes les fractions et tous traitements confondus (Asano and Wagai, 2013). Le résultat de notre étude est un peu plus contrasté car le  $C_{org}$  n'est pas corrélé aux cations  $Al_p$  et  $Fe_p$  dans toutes les fractions. Dans la fraction  $> 2\ mm$  des horizons 1A une partie du  $C_{org}$  est sans doute encore incluse dans des molécules à longue chaîne carbonée moins solubles et moins complexées par les cations polyvalents. Il est plus difficile de rendre compte des mauvaises corrélations entre les cations polyvalents et le  $C_{org}$  dans la fraction  $< 53 \mu m$  de l'horizon 1A d'autant que les corrélations sont bonnes dans l'horizon 2A. Néanmoins il est possible que des associations

<sup>29</sup> Les auteurs ne référence pas le type d'Andosol analysé

<sup>30</sup> Cette teneur est obtenue en soustrayant à 100% les teneurs massiques en sable ( $> 50 \mu m$ )

<sup>31</sup> Les coefficients sont variables d'une fraction à l'autre, ils sont faibles et lorsqu'ils sont forts, ils sont négatifs

<sup>32</sup> Le  $Ca_p$  n'est pas étudié par Asano and Wagai (2013)

organo-minérales stabilisent le C dans la fraction  $< 53 \mu\text{m}$  des horizons 1A. Comme nous l'avons déjà évoqué, le travail de Onderet (2018) a permis de confirmer la présence d'argiles dans les horizons 1A alors qu'elles ne sont pas retrouvées dans les horizons 2A. La stabilisation du  $C_{\text{org}}$  via les associations organo-minérales expliquerait que la stabilisation implique moins les complexes dans cette fraction de l'horizon 1A.

Tableau 5-4 : Coefficients de corrélation du C ( $\text{g kg}^{-1} \text{ss}$ ) avec les cations  $\text{Al}_p$ ,  $\text{Fe}_p$  et  $\text{Ca}_p$  et le  $\text{C}_p$  en  $\text{g kg}^{-1} \text{ss}$  ainsi que le ratio  $\text{C}_p/\text{C}$ .

| Horizons                                      | 1A              |                 |                 |                | 2A              |                 |                 |                 |
|-----------------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Fractions ( $\mu\text{m}$ )                   | >2000           | 2000-250        | 250-53          | <53            | >2000           | 2000-250        | 250-53          | <53             |
| $\text{C}_p$ ( $\text{g kg}^{-1}\text{ss}$ )  | 0,87            | 0,95            | 0,98            | 0,62           | 0,93            | 0,92            | 0,86            | 0,84            |
| $\text{C}_p/\text{C}$                         | $0,35 \pm 0,05$ | $0,41 \pm 0,11$ | $0,37 \pm 0,04$ | $0,2 \pm 0,03$ | $0,36 \pm 0,04$ | $0,45 \pm 0,06$ | $0,55 \pm 0,13$ | $0,27 \pm 0,04$ |
| $\text{Al}_p$ ( $\text{g kg}^{-1}\text{ss}$ ) | -0,29           | 0,80            | 0,59            | -0,46          | 0,85            | 0,98            | 0,92            | 0,98            |
| $\text{Fe}_p$ ( $\text{g kg}^{-1}\text{ss}$ ) | -0,14           | 0,58            | 0,72            | -0,24          | 0,12            | 0,94            | 0,92            | 0,94            |
| $\text{Ca}_p$ ( $\text{g kg}^{-1}\text{ss}$ ) | 0,89            | 0,98            | 0,77            | 0,78           | -0,02           | 0,48            | 0,80            | 0,72            |

Dans nos Andosols, la disponibilité du Ca pour participer à la stabilisation du  $C_{\text{org}}$  contribue sans doute au développement de l'agrégation. En effet, il a été démontré que le Ca a un effet positif significatif sur l'agrégation et la stabilité structurale du sol (Gaiffe et al., 1984). La floculation par le Ca des particules du sol chargés négativement serait l'un des mécanismes principaux. Satchell (1967) émet l'hypothèse que la floculation ait lieu dans l'intestin des vers de terres. Le Ca se lie également aux composés organiques lourds<sup>33</sup> (mucilage, substances microbiennes), formant des structures qui ressemblent à des gels et lient les agrégats (Czane et al., 2000 ; de Kerchove and Elimelech, 2007 ; Erkan et al., 2017).

Pour un même site, les concentrations massiques de l' $\text{Al}_p$ , le  $\text{Fe}_p$  et le  $\text{Ca}_p$  varient peu entre les différentes fractions d'agrégats des horizons 1A et 2A (Fig. 5-21). Cela veut donc dire qu'il n'y a pas d'allocation préférentielle des cations au sein des fractions d'agrégats. Ce résultat est en accord avec Asano and Wagai (2014) et selon ces derniers, il est valide quel que soit le niveau de séparation des agrégats. L'énergie de liaison des complexes organo-métalliques est plus forte que l'énergie de séparation des agrégats, c'est pour cette raison que les complexes sont vus comme des blocs élémentaires à l'origine de l'agrégation (Asano and Wagai, 2014).

<sup>33</sup> les acides galacturoniques ont une forte affinité pour le Ca et augmentent l'hydrophobicité des agrégats

Les concentrations massiques de chaque cation sont différentes entre la moyenne des horizons 1A et 2A car le  $\text{Ca}_p$  est moins abondant dans les horizons 2A, contrairement au  $\text{Fe}_p$  et à l' $\text{Al}_p$  (Fig. 4-11 ; Fig. 4-12). Le  $\text{Ca}_p$  est présent en concentration non-négligeable dans les horizons 1A, de plus il est très bien corrélé avec le  $\text{C}_{\text{org}}$  dans toutes les fractions d'agrégats des horizons 1A (Tableau 5-3). Nous avons déjà relevé dans la section 5.5 que les concentrations en  $\text{Ca}_p$  pouvaient être plus importantes dans les horizons 1A que 2A ; nous observons ici que ce résultat est aussi applicable pour les quatre fractions d'agrégats.

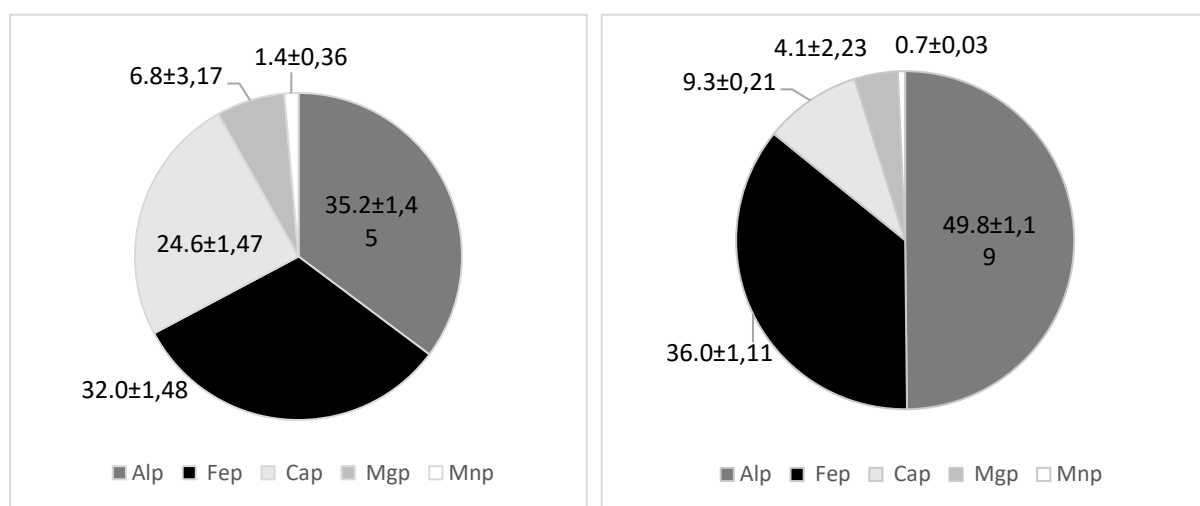


Figure 5-21: Concentration massique moyenne des quatre fractions des cations (Al, Fe, Ca, Mg et Mn) extraits par pyrophosphate dans les horizons 1A (à gauche) et 2A (à droite). La variabilité a été calculée entre les quatre fractions d'un même sol et moyennée pour être rapportée sur la figure

## Conclusions et Perspectives

En général, les Andosols allophaniques et non-allophaniques sont les sols les plus représentatifs des páramos andins. Ces écosystèmes stockent de grandes quantités de  $C_{org}$  car le climat froid aux hautes altitudes n'est pas propice à la dégradation de la MO. Par ailleurs, les propriétés minéralogiques et physico-chimiques uniques des Andosols favorisent la stabilisation du  $C_{org}$  du sol. Les mécanismes invoqués sont (i) les interactions de la MO avec les surfaces des minéraux secondaires faiblement cristallins (allophanes et ferrihydrite), (ii) la complexation de la MO avec des cations polyvalents et (iii) la protection physique de la MO au sein des agrégats de tailles diverses. Le premier mécanisme est vraisemblablement prépondérant dans les Andosols allophaniques, tandis que le second domine dans les Andosols non allophaniques. Les phénomènes d'agrégation sont une constance au sein des Andosols.

Dans notre étude, nous nous sommes penchés sur les stocks et la stabilisation du  $C_{org}$  dans les sols volcaniques du bassin versant de Jatunhuayco dans les Andes équatoriennes centrales. Le site d'étude est situé dans une zone de volcanisme actif. Le páramo est en partie dégradé en raison du pâturage par le bétail. Les sols échantillonnés sont des Andosols polygéniques vitriques. Les sols sont peu altérés en raison de leur développement sur des matériaux parentaux pyroclastiques récents (~900- 1100 ans). De plus, le climat froid rencontré aux altitudes élevées et les précipitations moyennes modérées ne favorisent pas l'altération chimique. Les sols vitriques ne peuvent être assimilés ni à des Andosols allophaniques ni à des Andosols non allophaniques. Le stockage et la stabilisation du  $C_{org}$  dans ce type d'Andosols sont encore très mal documentés ; les mécanismes évoqués ci-dessus pourraient être compromis.

Néanmoins, nous avons montré que les Andosols vitriques de Jatunhuayco renferment des stocks de  $C_{org}$  importants (entre 24,1-37,8 kg m<sup>-2</sup> à ~80 cm), comparables à ceux trouvés pour des Andosols allophaniques et non-allophaniques dans les páramos. De plus, le pâturage ne semble pas avoir impacté les stocks de  $C_{org}$  dans les sols. Par contre, la présence d'un dépôt de téphra, préservé au sein du profil de sol et peu mélangé à la MO, diminue le STC (estimé sur les premiers ~80-90 cm). La superposition de sols enfouis (sols polygéniques) avec des horizons organo-minéraux riches en MO contribue grandement à l'accumulation de  $C_{org}$ . Nous suggérons que les stocks sont en fait significativement plus importants que nos estimations car en profondeur (au-delà de ~90 cm) d'autres sols enfouis sous des dépôts téphra sont présents. On rappelle que dans ces régions, les sols se sont développés durant 13.5000 à 12.500 ans (période glaciaire du Dryas aux altitudes de l'unité hydrographique de Jatunhuayco ; Clapperton et al, 1997). Hall et al. (2016) ont en effet mesuré une épaisseur de sol de ~ 6,5 mètres avant d'observer des dépôts d'érosion glaciaire !

L'étude de la minéralogie secondaire des sols de Jatunhuayco a révélé des contenus en allophanes et en ferrihydrites faibles (respectivement, au maximum 2,9% et 1,2%). Ces teneurs faibles ne peuvent pas rendre compte de l'accumulation de  $C_{org}$  dans les sols. Nous démontrons que c'est la complexation organo-métallique qui est principalement à l'œuvre dans la stabilisation du  $C_{org}$ . Ce mécanisme explique la stabilisation de 40% du C présent dans les sols. L'Al est le cation le plus impliqué dans les complexes avec le  $C_{org}$ , suivi par le Fe. Notre étude a aussi révélé le rôle significatif du Ca dans la stabilisation du  $C_{org}$ , et notamment au sein des horizons de surface 1A. Nos calculs révèlent que la capacité de complexation de la MO n'est *a priori* pas saturée. Nous n'avons pas pu mettre en évidence un quelconque effet du pâturage sur la stabilisation du  $C_{org}$  du sol.

Les Andosols vitriques du bassin versant de Jatunhuayco sont bien agrégés car les gros macro-agrégats dominent dans les sols. A nouveau, Le pâturage n'a pas altéré cette propriété. Nous avons mis en évidence une allocation préférentielle du  $C_{org}$  dans la fraction correspondant aux micro-agrégats. Les micro-agrégats sont constitutifs des macro-agrégats et des gros macro-agrégats. A l'échelle macroscopique, l'agrégation de nos Andosols est due à la présence de nombreuses racines, tandis qu'à l'échelle microscopique nous suspectons que les complexes organo-métalliques soient les liants de l'agrégation. L'allocation du C entre les différentes fractions d'agréats est expliquée de manière satisfaisante par la stabilisation *via* des complexes avec les cations polyvalents (bonnes corrélations entre les concentrations en  $C_{org}$  et celles en cations extraits par la solution de pyrophosphate Al, Fe et Ca dans les fractions 2000-250 et 250-53  $\mu m$ ). La stabilisation est plus importante dans les micro-agrégats (jusqu'à 55% du  $C_{org}$  est stabilisé par ce biais dans les horizons 2A), les macro-agrégats (40%) et enfin les plus gros macro-agrégats (35%). L'Al est le cation le plus impliqué dans les complexes avec la MO, mais le Ca est très présent dans les sols de surface qui montrent des valeurs de pH >5,5.

Nous démontrons dans ce travail que les Andosols jeunes accumulent de grandes quantités de C de l'écosystème du páramo. La stabilisation du C est dominée par les complexes organo-métalliques car le matériau parental jeune est source abondante d'Al, de Fe et de Ca. Le rôle du Ca dans la stabilisation n'est pas négligeable dans l'horizon de surface. Dans cette étude, le pâturage n'influence ni le stock de C du sol ni la stabilisation du C par les complexes et l'agrégation. La couverture végétale n'a *a priori* pas d'impact sur l'agrégation.

## Bibliographie

Andrés, R. Evaluacion del efecto producido por cuatro técnicas de recuperacion de la cobertura vegetal en la rétencion de agua del suelo en el paramo oeste del nevado antisana, canton archidona, provincia de napo. (Escuela politécnica nacional, 2016).

Andriesse, J. P. *Nature and management of tropical peat soils*. (Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1988).

Anthony Federer, C. and Hornbeck, J. W. The buffer capacity of forest soils in new England. *Water, Air, and Soil Pollution* **26**, 163–173 (1985).

Asano, M. and Wagai, R. Evidence of aggregate hierarchy at micro- to submicron scales in an allophanic Andisol. *Geoderma* **216**, 62–74 (2014).

Baldock, J.A. Composition and cycling of organic carbon in soil, p. 1–35. In P. Marschner and Z. Rengel (eds.) *Soil biology*. Vol. 10. *Nutrient cycling in terrestrial ecosystems*. Springer-Verlag (2007)

Baldock, J. and Broos, K. Soil organic matter. in *Handbook of soil science : properties and processes* 11 (CRC Press, 2012)

Barberi, F., Coltelli, M., Frullani, A., Rosi, M. and Almeida, E. Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **69**, 217–239 (1995).

Bartoli, F., Poulenard, A. J. and Schouller, B. E. Influence of allophane and organic matter contents on surface properties of Andosols. *European Journal of Soil Science* **58**, 450–464 (2007).

Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B. and IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* **27**, 745–750 (1986).

Bascomb, C. L. DISTRIBUTION OF PYROPHOSPHATE-EXTRACTABLE IRON AND ORGANIC CARBON IN SOILS OF VARIOUS GROUPS. *Journal of Soil Science* **19**, 251–268 (1968).

Batjes, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* **65**, 10–21 (2014).

Blakemore, L. C.; Searle, P. L.; Daly, B. K. Methods for chemical analysis of soils. (1981).

Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M., Hall, M. L., Lewicki, J. L. and Bailey, D. G. Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology* **47**, 1147–1175 (2006).

Bloom, P., Skylberg, U. Soil pH and pH buffering in *Handbook of soil science : properties and processes* 19 (CRC Press, 2012)

Brahim, B. H. Influence des constituants alumineux et ferriques non cristallins sur les cycles du C et de l'azote dans les sols montagnards acides. (Université de Nancy I, 1987).

Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M., Hall, M. L., Lewicki, J. L. and Bailey, D. G. Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology* **47**, 1147–1175 (2006).

Cailleau, G., Braissant, O. and Verrecchia, E. P. Biomineralization in plants as a long-term carbon sink. *Naturwissenschaften* **91**, 191–194 (2004).

Chen, G., Zhu, H. and Zhang, Y. Soil microbial activities and carbon and nitrogen fixation. *Research in Microbiology* **154**, 393–398 (2003).

Childs, C. W., Matsue, N. and Yoshinaga, N. Ferrihydrite in volcanic ash soils of Japan. *Soil Science and Plant Nutrition* **37**, 299–311 (1991).

- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B. and Fontignie, D. Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **158**, 563–588 (2009).
- Christina. [en ligne] *Gold, Ostriches, and páramos*, 2014 [consulté le 10 avril 2018]  
Disponible sur : <https://movingmindful.com/2014/09/17/gold-ostriches-and-paramos/>
- Churchman, G., Lowe, D. Alteration, formation, and occurrence of mineral soils in *Handbook of soil science : properties and processes* 20 (CRC Press, 2012)
- Czarnes, S., Hallett, P. D., Bengough, A. G. and Young, I. M. Root- and microbial-derived mucilages affect soil structure and water transport. *European Journal of Soil Science* **51**, 435–443 (2000).
- Dahlgren, R. A., Saigusa, M. and Ugolini, F. C. The Nature, Properties and Management of Volcanic Soils. in *Advances in Agronomy* **82**, 113–182 (Elsevier, 2004).
- De Noni G. et Viennot M. Mutations récentes de l'agriculture équatorienne et conséquences sur la durabilité des agrosystèmes andins. Cah. Orstom. *Série Pédol.* XXVIII 277-288 (1993).
- Delmelle, P., Opfergelt, S., Cornelis, J.-T. and Ping, C.-L. Volcanic Soils. in *The Encyclopedia of Volcanoes* 1253–1264 (Elsevier, 2015).
- Di Gregorio, A. and Jansen, L.J.M. A new concept for a land cover classification system. Proceedings of the Earth Observation and Environmental Information 1997 Conference. Alexandria, Egypt, 13-16 October 1997.
- Elliott, E. T.: Aggregate structure and carbon, nitrogen and phosphorus in native and cultivated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50**, 627–633, (1986).
- EPMAPQ-Q et FONAG. Plan de Manejo Integral del Predio Antisana-Contradero. FONAG, 2014.
- Eswaran, H., Van Den Berg, E. and Reich, P. Organic Carbon in Soils of the World. *Soil Science Society of America Journal* **57**, 192 (1993).
- Erktan, A. *et al.* Immediate and long-term effect of tannins on the stabilization of soil aggregates. *Soil Biology and Biochemistry* **105**, 197–205 (2017).
- Fieldes, M.; Perrott, K. W. The nature of allophane in soils. Part 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *N.Z. journal of Science* **9**: 623-9. (1966).
- FONAG [en ligne] Fondo para la protección del agua, 2018 [consulté le 9 juin 2018]  
Disponible sur : <http://www.fonag.org.ec/web/?lang=en>
- Food and Agriculture Organization of the United Nations [en ligne] *Soil degradation*, 2018 [consulté le 19 février 2018]  
Disponible sur : <http://www.fao.org/soils-portal/soil-degradation-restoration/en/>
- Food and Agriculture Organization of the United Nations. *World reference base for soil resources 2014: international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps.* (2014).
- World reference base for soil resources, 2006: a framework for international classification, correlation, and communication.* (Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2006).
- Garrido, E. and Matus, F. Are organo-mineral complexes and allophane content determinant factors for the carbon level in Chilean volcanic soils? *CATENA* **92**, 106–112 (2012).
- Ghezzehei, T. Soil structure. in *Handbook of soil science : properties and processes* 2 (CRC Press, 2012)
- GIEC. Climat change and biodiversity IPCC technical paper V. (IPCC, 2002).
- Gouttevin, I. Contribution à la représentation des hautes latitudes dans un modèle de surface : gel des sols et diagnostics de performances. Sciences de la Terre. (Université de Grenoble, 2012).
- Grand, S. and Lavkulich, L. M. Potential influence of poorly crystalline minerals on soil chemistry in Podzols of southwestern Canada: Acidic forest soil chemistry. *European Journal of Soil Science* **64**, 651–660 (2013).

- Groffman, P. M. *et al.* Calcium Additions and Microbial Nitrogen Cycle Processes in a Northern Hardwood Forest. *Ecosystems* **9**, 1289–1305 (2006).
- Grotzinger, J. P. and Jordan, T. H. *Understanding Earth*. (W.H. Freeman and Company, a Macmillan Higher Education Company, 2014).
- Hall, M. and Mothes, P. The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology* **70**, 675–702 (2008).
- Hall, M. L. *et al.* Antisana volcano: A representative andesitic volcano of the eastern cordillera of Ecuador: Petrography, chemistry, tephra and glacial stratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences* **73**, 50–64 (2017).
- Hendershot, W. H. and Duquette, M. A Simple Barium Chloride Method for Determining Cation Exchange Capacity and Exchangeable Cations<sup>1</sup>. *Soil Science Society of America Journal* **50**, 605 (1986).
- Henry, A., Mabit, L., Jaramillo, R. E., Cartagena, Y. and Lynch, J. P. Land use effects on erosion and carbon storage of the Río Chimbo watershed, Ecuador. *Plant and Soil* **367**, 477–491 (2013).
- Herbillon A.J., Delvaux B., Rouiller J. and Ngakanou D. Halloysites from tropical ash-derived soils as minerals at the border between high activity and low activity clays. Proceedings of the International Soil Classification Conference, Alma Ata, Kazakhstan. (1989)
- Hewitt, A.E. and Witty, J.E. Andisol transition with other soils, particularly the Inceptisols. In: *Proceedings of the Ninth International Soil Classification Workshop* pp. 233±241(1988)
- Hochella, M.F. Nanogeoscience: From origins to cutting-edge applications. *Elements* **4**:373–379 (2008).
- Hofstede, R., Lips, J. M. and Jongsma, W. *Geografía, ecología y forestación de la sierra alta del Ecuador: revisión de literatura*. (Ed. Abya-Yala, 1998).
- Hofstede, R., Segarra, P., Mena V, Patricio and Proyecto Atlas Mundial de los Páramos. *Los páramos del mundo*. (UICN : Global Peatland Initiative : EcoCiencia, 2003).
- Holmgren, G. and Flanagan, C. Factors Affecting Spontaneous Dispersion of soil Materials as Evidenced by the Crumb Test. in *Dispersive Clays, Related Piping, and Erosion in Geotechnical Projects* (eds. Sherard, J. and Decker, R.) 218–218–22 (ASTM International, 1977).
- Houghton, R. A. and Goodale, C. L. Effects of land-use change on the carbon balance of terrestrial ecosystems. in *Geophysical Monograph Series* (eds. DeFries, R. S., Asner, G. P. and Houghton, R. A.) **153**, 85–98 (American Geophysical Union, 2004).
- Hribljan, J. A., Suárez, E., Heckman, K. A., Lilleskov, E. A. and Chimner, R. A. Peatland carbon stocks and accumulation rates in the Ecuadorian páramo. *Wetlands Ecology and Management* **24**, 113–127 (2016).
- Huygens, D., Boeckx, P., Van Cleemput, O., Oyarzún, C. and Godoy, R. Aggregate and soil organic carbon dynamics in South Chilean Andisols. *Biogeosciences* **2**, 159–174 (2005).
- INEFAN. Guía para los páramos del sistema nacional de áreas protegidas del Ecuador. Instituto Ecuatoriano Forestal de Áreas Naturales y Vida Silvestre. 169. (1996).
- Instituto Geofísico – EPN [en ligne]. Antisana, 2018 [consulté le 9 juin 2018]  
Disponible sur : <http://www.igepn.edu.ec/antisana>
- IPCC. *Climate change 2001: impacts, adaptation, and vulnerability: contribution of Working Group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (Cambridge University Press, 2001).



Iskrenova-Tchoukova, E., Kalinichev, A. G. and Kirkpatrick, R. J. Metal Cation Complexation with Natural Organic Matter in Aqueous Solutions: Molecular Dynamics Simulations and Potentials of Mean Force. *Langmuir* **26**, 15909–15919 (2010).

Izco, J., Pulgar, I., Aguirre, Z., Santin, F. Floristic study of the southern bunchgrass paramos of Ecuador. *Rev. peru. biol.* **14**(2), 237–246. (2007).

Kalinichev, A. G. and Kirkpatrick, R. J. Molecular dynamics simulation of cationic complexation with natural organic matter. *European Journal of Soil Science* **58**, 909–917 (2007).  
de Kerchove, A. J. and Elimelech, M. Formation of Polysaccharide Gel Layers in the Presence of  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{K}^{+}$  Ions: Measurements and Mechanisms. *Biomacromolecules* **8**, 113–121 (2007).

Kilbertus, G. Microhabitats in soil aggregates. Their relationship with bacterial biomass and the size of the procaryotes present. *Revue d'Ecologie et de Biologie du Sol* **17**, 543–557 (1980).

Klute, A. *Methods of soil analysis*. (American Society of Agronomy : Soil Science Society of America, 1982).

Lagaly, G. H. van Olphen: *An Introduction to Clay Colloid Chemistry*, 2nd Ed. John Wiley and Sons, New York, London, Sydney, Toronto 1977. 318 Seiten, Preis: £ 15.-, \$ 25.-. *Berichte der Bunsengesellschaft für physikalische Chemie* **82**, 236–237 (1978).

Le Quéré, C. *et al.* Global Carbon Budget 2016 (V. 1.0, issued November 216). (2016).

Leamy, M.L. Andisols of the world, In: *Congreso Internacional de Suelos Volcanicos, Comunicaciones*, Universida de La Laguna Secretariado de Publicaciones, serie informes 13, 368- 387 (1984).

Lehmann, J. and Kleber, M. The contentious nature of soil organic matter. *Nature* (2015).

Likens, G., Driscoll, C., Buso, D. et al. The biogeochemistry of calcium at Hubbard Brook. *Biogeochemistry* **41**: 89(1998)

Lowe, D.J., and Tonkin, P.J. *Unravelling upbuilding pedogenesis in tephra and loess sequences in New Zealand using tephrochronology*, p. 34–37. In Proc. IUSS 19th World Soil Congress, Symposium 1.3.2 Geochronological techniques and soil formation, Brisbane, Australia August 1–6, 2010. (2010).

Matus, F., Amigo, X. and Kristiansen, S. M. Aluminium stabilization controls organic carbon levels in Chilean volcanic soils. *Geoderma* **132**, 158–168 (2006).

McDaniel, P., Lowe, D., Arnalds, O., Ping, C-L. Andisols. in *Handbook of soil science : properties and processes* 33-3 (CRC Press, 2012)

Mehra, O. P. and Jackson, M. L. IRON OXIDE REMOVAL FROM SOILS AND CLAYS BY A DITHIONITE–CITRATE SYSTEM BUFFERED WITH SODIUM BICARBONATE. in *Clays and Clay Minerals* 317–327 (Elsevier, 2013).

Ministerio del Ambiente. *PLAN DE MANEJO DE LA RESERVA ECOLÓGICA ANTISANA* [e-book]. FUNDACIÓN ANTISANA, 2002 [consulté le 9 juin 2018]  
Disponible sur : <http://alfresco.ambiente.gob.ec:8096/alfresco/d/d/workspace/SpacesStore/f0389ebf-c004-4229-9182-1a035042952f/antisana.pdf>

Ministerio del Ambiente. Restauración de Áreas Degradadas de Páramo a Pequena Escala y diseno de un Plan Piloto de Manejo Adaptativo para zonas de Amortiguamiento dentro de las Microcuencas Antisana y Pita en áreas de aporte a los Sistemas de Agua Potable del Distrito Metropolitano de Quito. MINISTERIO DEL AMBIENTE DEL ECUADOR SECRETARÍA GENERAL DE LA COMUNIDAD ANDINA, 2013.

Mikutta, R. *et al.* Biogeochemistry of mineral–organic associations across a long-term mineralogical soil gradient (0.3–4100kyr), Hawaiian Islands. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**, 2034–2060 (2009).

Minaya, V. *et al.* Altitudinal analysis of carbon stocks in the Antisana páramo , Ecuadorian Andes. *Journal of Plant Ecology* **9**, 553–563 (2016).

- Mizota, C. *Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions*. (International Soil Reference and Information Centre, 1989).
- Mothes, P. A. and Hall, M. L. The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **176**, 56–69 (2008).
- Ndayiragije, S. and Delvaux, B. Coexistence of allophane, gibbsite, kaolinite and hydroxy-Al-interlayered 2:1 clay minerals in a perudic Andosol. *Geoderma* **117**, 203–214 (2003).
- Nelson, R. and Hendricks. Surface specific of some clay minerals, soils and soil colloids. *Soil Sci* **56**, 285-296 (1943).
- Nicolardot, B., Recous, S. and Mary, B. Simulation of C and N mineralisation during crop residue decomposition: A simple dynamic model based on the C:N ratio of the residues. *Plant and Soil* **228**: 83. (2001).
- Oades, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil* **76**, 319–337 (1984).
- Okamura, Y. and Wada, K. Electric charge characteristics of horizons of Ando (B) and Red-Yellow B soils and weathered pumices. *Journal of Soil Science* **34**, 287–295 (1983).
- Onderet, C. Le cycle des nutriments dans les sols des páramos équatoriens (Université catholique de Louvain, 2018)
- Ostria, C. La végétation d'une vallée alto-andine (Hichu Kkota, Cordillère orientale, Bolivie). I—Données générales. *Bulletin de la Société Botanique de France. Lettres Botaniques* **134**, 385–397 (1987).
- Pansu, M. and Gautheyrou, J. *Handbook of soil analysis: mineralogical, organic and inorganic methods*. (Springer, 2006).
- Parfitt, R.L. Allophane and imogolite: Role in soil biogeochemical processes. *Clay Miner.* **44**:135–155 (2009).
- Parfitt, R. Lt, and A. D. Wilson. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. *Volcanic Soil* (1985).
- Paul, S., Flessa, H., Veldkamp, E. and López-Ulloa, M. Stabilization of recent soil carbon in the humid tropics following land use changes: evidence from aggregate fractionation and stable isotope analyses. *Biogeochemistry* **87**, 247–263 (2008).
- Ping, C.-L. Volcanic soils, p. 1259–1270. In H. Sigurdsson et al. (eds.) *Encyclopedia of volcanoes*. (2000).
- Podwojewski, P., Poulenard, J., Zambrana, T. and Hofstede, R. Overgrazing effects on vegetation cover and properties of volcanic ash soil in the páramo of Llangahua and La Esperanza (Tungurahua, Ecuador). *Soil Use and Management* **18**, 45–55 (2006).
- Podwojewski, P, Poulenard, J. páramos Soils. *Encyclopedia of Soil Science* (2004).
- Poulenard, J. Les sols des páramos d'équateur sur couverture pyroclastique : diversité, genèse et propriétés physiques. (Université Henri Poincaré, 2000)
- Poulenard, J., Podwojewski, P. and Herbillon, A. J. Characteristics of non-allophanic Andisols with hydric properties from the Ecuadorian páramos. *Geoderma* **117**, 267–281 (2003).
- Rabatel, A. *et al.* Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere* **7**, 81–102 (2013).
- Rowley, M. C., Grand, S. and Verrecchia, É. P. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. *Biogeochemistry* **137**, 27–49 (2018).
- Sarpola, A. The hydrolysis of aluminium a mass spectrometric study. (University of Oulu, 2007).

- Satchell J.E. Lumbricidae. *Soil biology*. 259–322(1967).
- Shoji, S., Nanzyo, M. and Dahlgren, R. A. *Volcanic Ash Soils: Genesis, Properties and Utilization*. (Elsevier, 1994).
- Shoji, S., Nanzyo, M. and Dahlgren, R. *Volcanic ash soils: genesis, properties, and utilization*. (Elsevier, 1993).
- Shoji, S., Nanzyo, M., Shirato, Y. and Ito, T. CHEMICAL KINETICS OF WEATHERING IN YOUNG ANDISOLS FROM NORTHEASTERN JAPAN USING SOIL AGE NORMALIZED TO 10°C: *Soil Science* **155**, 53–60 (1993).
- Six, J., Conant, R.T., Paul, E.A. *et al.* Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* **241**, 155–176 (2002).
- Six, J., Elliott, E., and Paustian, K. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation : a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology and Biochemistry*, **32**(14), 2099–2103 (2000)
- Six, J., Elliott, E. T., Paustian, K. and Doran, J. W. Aggregation and Soil Organic Matter Accumulation in Cultivated and Native Grassland Soils. *Soil Science Society of America Journal* **62**, 1367 (1998).
- Schmid, R. and Luteyn, J. L. Páramos: A Checklist of Plant Diversity, Geographical Distribution, and Botanical Literature. *Taxon* **48**, 616 (1999).
- Souza, I. F. *et al.* Carbon Sink Strength of Subsurface Horizons in Brazilian Oxisols. *Soil Science Society of America Journal* **82**, 76 (2018).
- Sposito, G. *The chemistry of soils*. (Oxford University Press, 2016).
- Stumm, W., Sigg, L. and Sulzberger, B. *Chemistry of the solid-water interface: processes at the mineral-water and particle-water interface in natural systems*. (Wiley, 1992).
- Sutton, R., Sposito, G., Diallo, M. S. and Schulten, H.-R. MOLECULAR SIMULATION OF A MODEL OF DISSOLVED ORGANIC MATTER. *Environmental Toxicology and Chemistry* **24**, 1902 (2005).
- Tian, Q. *et al.* Factors controlling soil organic carbon stability along a temperate forest altitudinal gradient. *Scientific Reports* **6**, (2016).
- Tokashiki, Y. and Wada, K. Determination of Si, Al and Fe dissolved by successive and selective dissolution treatments of volcanic ash soil clays. *Clay Sci.*, **4**: 105–114. (1972)
- Tonneijck, F. H. *et al.* Towards understanding of carbon stocks and stabilization in volcanic ash soils in natural Andean ecosystems of northern Ecuador. *European Journal of Soil Science* **61**, 392–405 (2010).
- Tonneijck, F. H. Volcanic ash soils in Andean ecosystems : unravelling organic matter distribution and stabilisation (IBED, 2009)
- van der Heijden, G., Legout, A., Mareschal, L., Ranger, J. and Dambrine, E. Filling the gap in Ca input-output budgets in base-poor forest ecosystems: The contribution of non-crystalline phases evidenced by stable isotopic dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **209**, 135–148 (2017).
- Verweij, P.A. Spatial and temporal modelling of vegetation patterns : burning and grazing in the paramo of Los Nevados National Park, Colombia. (ITC, 1995).
- Wada, K., Kakuto, Y. and Muchena, F.N, Clay minerals and humus complexes in five Kenyan soils derived from volcanic ash. *Geoderma*, **39** :307–321 (1987)
- Wagai, R., Kajiura, M., Uchida, M. and Asano, M. Distinctive Roles of Two Aggregate Binding Agents in Allophanic Andisols: Young Carbon and Poorly-Crystalline Metal Phases with Old Carbon. *Soil Systems* **2**, 29 (2018).

White, R. E. *Principles and practice of soil science: the soil as a natural resource*. (Blackwell Pub, 2006).

*World reference base for soil resources, 2006: a framework for international classification, correlation, and communication*. (Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2006).

Yandri Jombo, J. Definición de perímetros de protección en cuencas hidrográficas mediante modelación hidrológica conceptual: caso de la cuenca Jatunhuayca en las cercanías del volcán Antisana. (Escuela politécnica nacional, 2017).

## Résumé

Dans notre étude, nous nous sommes penchés sur les stocks et la stabilisation du carbone organique ( $C_{org}$ ) dans les sols volcaniques du bassin versant de Jatunhuyaco dans les Andes équatoriennes centrales. Le site d'étude est situé à plus de 4.000 m d'altitude dans une zone de volcanisme actif. Le páramo du bassin versant a été en partie dégradé en raison du pâturage par le bétail. L'impact de la dégradation de la végétation naturelle consécutive à cette pression anthropogénique sur les propriétés des sols, et plus particulièrement le stockage et la stabilisation du  $C_{org}$ , n'est pas connue.

Les sols échantillonnés sont des Andosols polygéniques vitriques. Les sols sont peu altérés en raison de leur développement sur des matériaux parentaux pyroclastiques récents (~900- 1100 ans). De plus, le climat froid rencontré aux altitudes élevées et les précipitations moyennes modérées ne favorisent pas l'altération chimique.

Nous montrons que les Andosols vitriques de Jatunhuyaco renferment des stocks de  $C_{org}$  importants (entre 24,1-37,8 kg m<sup>-2</sup> à ~80 cm), comparables à ceux trouvés pour des Andosols allophaniques et non-allophaniques dans les páramos. Le pâturage ne semble pas avoir impacté les stocks de  $C_{org}$  dans les sols.

L'étude de la minéralogie secondaire des Andosols de Jatunhuyaco a révélé des contenus en allophanes et en ferrihydrite faibles (respectivement, au maximum 2,9% et 1,2%). Ces teneurs faibles ne peuvent pas rendre compte de l'accumulation de  $C_{org}$  dans les sols. Nous démontrons que c'est la complexation organo-métallique qui est principalement à l'œuvre dans la stabilisation du  $C_{org}$ . Ce mécanisme est responsable de la stabilisation d'environ 40% du  $C_{org}$  présent dans les sols. L'aluminium est le cation le plus impliqué dans les complexes avec le  $C_{org}$ , suivi par le fer. Notre étude révèle aussi le rôle significatif du calcium dans la stabilisation du  $C_{org}$ . Nous n'avons pas pu mettre en évidence un quelconque effet du pâturage sur la stabilisation du  $C_{org}$  dans les sols.

Les Andosols vitriques du páramo de Jatunhuyacu sont bien agrégés car les gros macro-agrégats (>2 mm) dominent la distribution de taille des agrégats. A nouveau, le pâturage n'a pas altéré cette propriété. Nous mettons en évidence une allocation préférentielle du  $C_{org}$  dans la fraction correspondant aux micro-agrégats (250-53  $\mu$ m). L'allocation du  $C_{org}$  entre les différentes fractions d'agréats est expliquée de manière satisfaisante par la stabilisation *via* des complexes avec les cations polyvalents. La stabilisation est plus importante dans les micro-agrégats (jusqu'à 55% du  $C_{org}$  est stabilisé par ce biais dans les horizons 2A), les macro-agrégats (2000-250 $\mu$ m) (40%) et enfin les plus gros macro-agrégats (35%).