

Étude de l'évolution du stock et des mécanismes de stabilisation du carbone organique dans les sols volcaniques enfouis équatoriens le long d'une toposéquence

Présenté par Loïc Morize

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

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

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention
du diplôme de **Bioingénieur : chimie et bio-industries**

Remerciements

Je tiens à remercier ici toutes les personnes sans qui la réalisation de ce travail aurait été beaucoup plus difficile.

Merci Pierre Delmelle, pour ton encadrement, tes conseils judicieux et de m'avoir donné un aperçu du monde de la recherche scientifique.

Merci Mathilde Paque, pour ta patience, tes explications, tes conseils, ta disponibilité et ton aide lors des manipulations de laboratoire et de la rédaction.

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

Merci Anne Iserentant et Claudine Givron pour vos conseils précieux et le temps que vous avez pris pour m'aider.

Merci à toutes les autres personnes qui ont contribué à leur façon à ce travail :

- Marlone Calispa et ses parents
- Noa
- Charline
- mes vieux parents
- et ceux que j'oublie

Table des matières

1	Introduction	1
2	Etat de l'art	2
2.1	L'importance des sols dans le cycle du carbone	2
2.1.1	Le cycle global du carbone	2
2.1.2	Le stock de carbone organique dans le sol	3
2.1.3	La dynamique du carbone organique dans les sols	4
2.2	Les sols volcaniques	6
2.2.1	Formation	7
2.2.2	Minéralogie	8
2.2.3	Propriétés physiques et chimiques des Andosols	10
2.3	Stock et stabilisation du carbone organique dans les sols volcaniques	11
2.3.1	Le stock de carbone organique dans les sols volcaniques de surface	12
2.3.2	La stabilisation du carbone organique dans les sols volcaniques de surface	12
2.4	La spécificité des sols enfouis	14
2.4.1	Le stock de carbone dans les sols enfouis	15
2.4.2	La stabilisation du carbone dans les sols enfouis	15
3	Question de recherche et contexte	16
3.1	Question de recherche	16
3.2	Sujet d'étude : contexte	16
3.2.1	L'Equateur	16
3.2.2	Le complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca	18
3.2.3	Climat du site d'étude : la face ouest de l'Atacazo	18
4	Matériels et méthodes	20
4.1	Sites d'étude et prélèvements	20
4.2	Caractérisation des sols	21
4.2.1	Densité apparente	21
4.2.2	pH et conductivité	21
4.2.3	Rétention en phosphate	22
4.2.4	Extractions sélectives	22
4.2.5	Analyse totale élémentaire	23
4.2.6	Capacité d'échange cationique (CEC)	23
4.3	Stock de carbone	23
4.4	Agrégation du sol	24

5	Résultats	25
5.1	Propriétés générales des sols	25
5.2	Etat d'altération	26
5.2.1	Extractions	26
5.2.2	Capacité d'échange cationique (CEC) et taux de réserve en base (TRB)	28
5.2.3	Minéralogie	28
5.3	Stock de carbone	32
5.4	Agrégation	32
5.4.1	Teneur en sable des agrégats	32
5.4.2	Distribution des classes d'agrégats	33
5.4.3	Carbone total et extractions au pyrophosphate de Na	35
6	Discussion	39
6.1	Typologie des sols et matériaux parentaux	39
6.2	Etat d'altération et toposéquence	40
6.2.1	Le TRB comme indicateur de l'altération	40
6.2.2	Le rapport Fe_d/Fe_t comme indicateur de l'altération	41
6.2.3	Evolution de la minéralogie le long de la toposéquence	42
6.2.4	Extractions sélectives du Fe comme indice d'altération	43
6.2.5	Discontinuité dans les sols enfouis	44
6.2.6	La particularité du site S47	45
6.3	Teneur en carbone du sol et stock de carbone	45
6.3.1	Teneur en carbone le long de la toposéquence	45
6.3.2	Stock de carbone le long de la toposéquence	46
6.4	Mécanismes de stabilisation du carbone organique	47
6.4.1	Allocation du carbone dans les sols	47
6.4.2	Etat du complexe organo-métallique et relation avec la toposé- quence	48
6.4.3	Problèmes liés aux extractions	50
6.5	Stabilisation du carbone par la formation d'agrégats	52
6.5.1	Distribution des tailles d'agrégats	52
6.5.2	Evolution de la teneur en carbone dans les différentes classes d'agrégats	52
6.5.3	Stabilité du carbone et agrégation	53
7	Conclusions et perspectives	56
	Bibliographie	58
	Annexes	62
A	Description des sites échantillonnés	62
B	Localisation des sites et vue aérienne plongeante de la zone de prélè- vement	68
C	Critères de classification des sols vitriques	68
D	Modification du mode opératoire pour la détermination de la CEC . .	69
E	Diffractogrammes des horizons A des sols enfouis et des sols de surface	70
F	Résultats des analyses totales pour les sols enfouis et les sols de surface et les triplicats	74
G	Triplicats et duplicats de différentes analyses réalisées et résultats des analyses totales réalisées sur les téphras des dépôt N5 et N6.	75

Table des figures

2.1	Concepts d'humification, de préservation et de décomposition progressive, ainsi que le modèle de sol continu de la dynamique du carbone dans les sols [LEHMANN et KLEBER 2015]	5
2.2	Schéma d'un sol volcanique polygénique illustrant la succession de dépôt de téphra et de sols.	6
2.3	Processus d'andosolisation et désandosolisation [LEGROS 2007]	8
2.4	Vue transversale d'un modèle d'allophane ($Al_2Si_2O_5.nH_2O$) stabilisant un acide humique contenant un groupe carboxylique ($-COOH$) par interaction électrostatique [MATUS, RUMPEL et al. 2014]	13
3.1	Carte physique de l'Equateur	17
4.1	Localisation des sites échantillonnés autour de l'Atacazo	21
5.1	Diffractogramme de l'horizon S47 A	29
5.2	Stock de carbone pour les sols enfouis et les sols de surface pour les différents sites en fonction de l'altitude	32
5.3	Fraction sableuse dans les classes d'agrégats $>50 \mu m$ pour les sols de surface et les sols enfouis	33
5.4	Distribution massique de sol des différentes classes d'agrégats, la teneur en sable a été soustraite	34
5.5	Teneur en carbone total, teneur en carbone pyrophosphate et rapport C/N des différentes classes d'agrégats pour les sols de surface (à gauche) et les sols enfouis (à droite).	36
5.6	Teneur en Al_p , Fe_p et Ca_p dans les différentes classes d'agrégats pour les sols de surface (à gauche) et les sols enfouis (à droite)	37
6.1	Evolution du TRB des matériaux parentaux N5 et N6 en fonction de l'altitude.	40
6.2	Evolution du TRB (a) et du rapport Fe_d/Fe_t (b) en fonction de l'altitude pour les sols de surface et les sols enfouis	40
6.3	Evolution du TRB et du rapport Fe_d/Fe_t en fonction de la profondeur pour les différents sites.	42
6.4	Pourcentage de différentes allocations du Fe : Fe de roche silicatée cristalline ($Fe_t - Fe_d/Fe_t$), Fe d'oxyde cristallin ($Fe_d - Fe_o/Fe_t$), Fe d'oxyde mal cristallisé et SRO minéraux ($Fe_o - Fe_p/Fe_t$) et Fe du complexe organo-métallique (Fe_p/Fe_t)	44
6.5	Evolution de la teneur en carbone total et du rapport C/N en fonction de l'altitude pour les sols de surface et les sols enfouis	46
6.6	Stock de carbone du sol de surface et du sol enfoui en fonction de l'altitude et régression sur tous les sites sauf S47.	47

6.7	Corrélation entre l' Al_p et le Fe_p en fonction de la teneur en carbone total	48
6.8	Corrélation entre le C_p et le carbone total pour le sol de surface et le sol enfoui.	49
6.9	Evolution de la fraction de carbone qui n'est pas dans le complexe organo-métallique $C_t - C_p$ en fonction de l'altitude	50
6.10	Droite de corrélation entre le rapport C_t/Fe_p et la teneur en ferrihydrite	51
6.11	Corrélation entre le carbone total et l' Al_p pour les différentes tailles d'agrégats	54
6.12	Corrélation entre le carbone total et le C_p pour les différentes tailles d'agrégats	55

Liste des tableaux

3.1	Caractéristiques des derniers dépôts volcaniques de l'Atacazo (N5 et N6) [HIDALGO et al. 2008]	19
5.1	Résultats des caractéristiques de bases des différents sites et horizons	27
5.2	Récapitulatif des différentes phases minérales identifiées au DRX . . .	29
5.3	Résultats des extractions au pyrophosphate, oxalate et DCB et teneur en allophane et ferrihydrite	30
5.4	Rapports molaires basés sur les résultats des extractions (Fig 5.3) . . .	38

Chapitre 1

Introduction

Suite aux changements climatiques, à la hausse des températures globales à la surface du globe et des émissions anthropogéniques de CO_2 , la communauté scientifique s'intéresse de plus en plus aux dynamiques qui régulent la quantité de carbone dans l'atmosphère et aux réservoirs de carbone directement connectés à celle-ci. Le sol en fait partie et il constitue une réserve importante de carbone à hauteur de 1500 Pg. Mais cette estimation présente une grande incertitude.

Le stock de carbone dans les sols est principalement estimé sur les premiers mètres de sol, ce qui exclut de nombreuses estimations notamment le stock compris dans les sols enfouis. Caractériser le stock de carbone dans les sols enfouis est donc important pour améliorer la quantification du réservoir sol. Les sols enfouis sont des sols que l'on retrouve beaucoup dans les régions volcaniques.

Les sols volcaniques abritent 10% de la population mondiale, car ce sont des sols riches en matière organique et donc propices à l'agriculture. Ces sols subissent une exploitation croissante avec la poussée démographique qui amène les populations à cultiver des sols sur des pentes de plus en plus raides et de plus en plus hautes. Le travail de ces sols mène à une hausse de l'érosion qui peut donner suite à la perte du sol de surface et une nouvelle exposition du sol enfoui vers la surface. Étudier la stabilité du carbone dans les sols enfouis permet donc de prédire la résilience d'un sol à un tel changement.

Étudier la stabilité du carbone dans les sols enfouis est donc intéressant pour améliorer la prédiction du stock de carbone dans les sols, et estimer l'impact de l'exploitation de tels sols sur leur stock en carbone. C'est ce qui a motivé ce mémoire.

Pour amener un élément de réponse à cette problématique, ce mémoire s'intéresse à l'évolution du stock et des mécanismes de stabilisation du carbone intervenant dans les sols de surface et les sols enfouis, le long d'un gradient altitudinal allant de 2095 à 4084 m, en Equateur sur le flan du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca.

Les six sites échantillonnés ont été étudiés afin de mettre en évidence les différences entre les sols enfouis et les sols de surface. Le paramètre variable principal entre les sites étant l'altitude et les changements de climat y étant liés. Le couvert végétal (herbacé) et la succession de sols et de couches de téphras étant similaire.

Chapitre 2

Etat de l'art

2.1 L'importance des sols dans le cycle du carbone

2.1.1 Le cycle global du carbone

Dans le cadre des changements climatiques, la communauté scientifique s'intéresse beaucoup au cycle du carbone. L'ensemble du carbone est réparti dans différents réservoirs en interactions. Le carbone se retrouve dans la croûte terrestre, les océans, les sols, la végétation ou encore l'atmosphère. Dans l'atmosphère le CO_2 est un élément important de l'effet de serre. Sa concentration est directement dépendante des différents processus de transferts du carbone entre ces réservoirs. Au sein du cycle du carbone, deux cycles sont identifiés, le cycle court et le cycle long. Le cycle court lie le réservoir atmosphère avec le réservoir sol et le réservoir océan. C'est le cycle le plus dynamique avec des temps de résidence courts, c'est le cycle qui peut être rapidement influencé par les changements climatiques. Le cycle long quant à lui comprend le carbone qui peut sortir du cycle court pour entrer dans le réservoir lithogénique et les océans profonds où il est stocké pour des périodes de temps plus long. Les émissions anthropogéniques, liés à l'exploitation des énergies fossiles libèrent une partie du carbone stocké dans le cycle long et le fait entrer dans le cycle court. C'est la quantité croissante de carbone dans le cycle court qui est problématique et qui est susceptible de modifier l'équilibre entre les différents réservoirs.

Une bonne compréhension du cycle du carbone, la caractérisation des différents réservoirs et des différents processus de transfert du carbone entre ces réservoirs est la clé pour permettre la modélisation de l'évolution de ces réservoirs de carbone ou pour permettre des prédictions et étudier les différents impacts liés à nos activités.

Les différents réservoirs qui composent le cycle du carbone n'ont pas la même dynamique. Le réservoir le plus sensible est l'atmosphère, il contient 750 Pg de carbone, soit autant que la surface des océans mais aussi la moitié du réservoir sol. Le carbone présent dans l'atmosphère a un temps de résidence faible, le stock de CO_2 atmosphérique peut donc évoluer rapidement [OLLINGER et SALLADE 2011].

Les processus qui apportent du carbone dans l'atmosphère, dont les principaux sont la respiration du sol, des océans et les émissions anthropogéniques et dans une moindre mesure l'activité volcanique, sont responsables de la hausse de la concentration en CO_2 observée dans l'atmosphère. Les émissions anthropogéniques sont le principal responsable.

Par opposition, les processus qui fixent le carbone atmosphérique, comme la croissance végétale ou la stabilisation de la matière organique au sein des sols, sont des processus qui contrebalancent les processus d'émission. Une diminution de l'activité des processus de stockage du carbone atmosphérique pourrait mener à une hausse plus rapide de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère et donc un renforcement des phénomènes climatiques liés à cette concentration. Le transfert de carbone du sol vers l'atmosphère et inversement en fait donc partie. Bien que les phénomènes liés à l'émission du carbone des sols vers l'atmosphère sont connus, les mécanismes liés à la stabilisation du carbone dans les sols le sont beaucoup moins. Une compréhension précise de ces mécanismes permettrait une grande amélioration des modèles de prédiction des stocks et leur résilience au changement.

2.1.2 Le stock de carbone organique dans le sol

Le réservoir sol représente 1500 Pg de carbone, c'est le plus gros réservoir après les océans et la croûte terrestre et est deux fois plus conséquent que l'atmosphère. Le sol est donc un réservoir de carbone important, les processus de libération de carbone vers l'atmosphère sont donc intéressants à comprendre, à caractériser et à modéliser car une modification de ces processus peut mener à une grande remobilisation de carbone entre ces deux réservoirs.

Le stock de carbone dans les sols est établi sur base de la concentration en carbone total, c'est donc une information qui ne tient pas en compte le temps de résidence de ce carbone dans le sol. Connaître le stock de carbone n'indique donc pas si celui-ci est présent sous une forme stable avec un temps de résidence élevé ou s'il est présent sous une forme moins stable sujette à une minéralisation rapide suite à un changement de climat ou d'occupation du sol. Le stock de carbone n'est donc pas indicatif de la résilience d'un sol [TORN et al. 1997 ; OLLINGER et SALLADE 2011]

La source de carbone dans le réservoir sol est la matière organique issue de la décomposition des végétaux et de la mort des micro-organismes du sol. Les mécanismes liés à la dégradation de cette matière organique sont donc centraux dans la constitution du réservoir sol. Quand l'apport de matière organique est compensé par la minéralisation de celle-ci, le stock de carbone du sol est stable.

La minéralisation de la matière organique régit donc le temps de résidence du carbone dans le réservoir sol. Le stock de carbone est donc directement lié aux facteurs influençant l'apport de matière organique et sa minéralisation comme le climat, la nature du sol, le couvert végétal et les micro-organismes du sol. La combinaison de ces facteurs explique la grande dispersion de stock entre les types de sols [LEHMANN et KLEBER 2015].

Connaitre le stock de carbone d'un sol est intéressant pour quantifier le réservoir sol dans le cycle du carbone mais présente aussi un intérêt agronomique ou environnemental. En effet, la teneur en carbone d'un sol est étroitement lié à ses qualités physiques et chimiques propices à l'agriculture. Les sols riches en carbone sont souvent des terres fertiles. [LEHMANN et KLEBER 2015]

2.1.3 La dynamique du carbone organique dans les sols

Comprendre la dynamique du carbone dans les sols est important pour pouvoir prédire l'évolution du stock au cours du temps. Quand la matière organique entre dans le sol via la mort des végétaux et de la micro-faune du sol, elle est qualifiée de matière organique primaire. Suite à différents processus de décomposition menés par l'activité biologique du sol, cette matière organique primaire va se segmenter et être progressivement dégradée vers de la matière organique secondaire, définie comme de la matière organique beaucoup plus processée majoritairement constituée de macro et micro molécules organiques. C'est cette matière organique qui va entrer en interaction avec les composants du sol et qui, à terme, peut être stabilisée. La fraction la plus processée de la matière organique, constituée de molécules organiques est appelée humus, c'est encore une boîte noire dans la compréhension de la dynamique du carbone organique dans les sols. [DAHLGREN et al. 2004; LEHMANN et KLEBER 2015]

Un récente review [LEHMANN et KLEBER 2015] reprend l'état des connaissances sur la dynamique du carbone dans les sols et les différents modèles d'interaction entre les composants du sol et la matière organique. La figure 2.1 reprise de cette étude, reprend les trois approches classiques de la dynamique du carbone : le concept d'humification, le concept de préservation et le concept de décomposition progressive, ainsi que le modèle de sol continu, résultat de cette étude. Les trois premiers modèles sont souvent considérés indépendamment.

Les trois modèles classiques se focalisent sur des processus de dégradation et de stabilisation de la matière organique par l'activité biologique du sol. Ils ne prennent pas en compte les interactions possibles entre la matière organique et les phases minérales du sol, sous forme d'agrégats, de formation de complexes ou d'adsorption sur les surfaces minérales. Le concept de sol continu est donc plus approprié aux dernières découvertes sur la dynamique du carbone dans les sols, car il considère qu'à chaque stade de décomposition de la matière organique, différents mécanismes de stabilisation peuvent intervenir avec des cinétiques différentes. [LEHMANN et KLEBER 2015]

Comprendre ces mécanismes de stabilisation est important pour pouvoir prédire et modéliser le stock de carbone et sa résilience aux changements climatiques ou d'occupation du sol. [MATUS, RUMPEL et al. 2014]

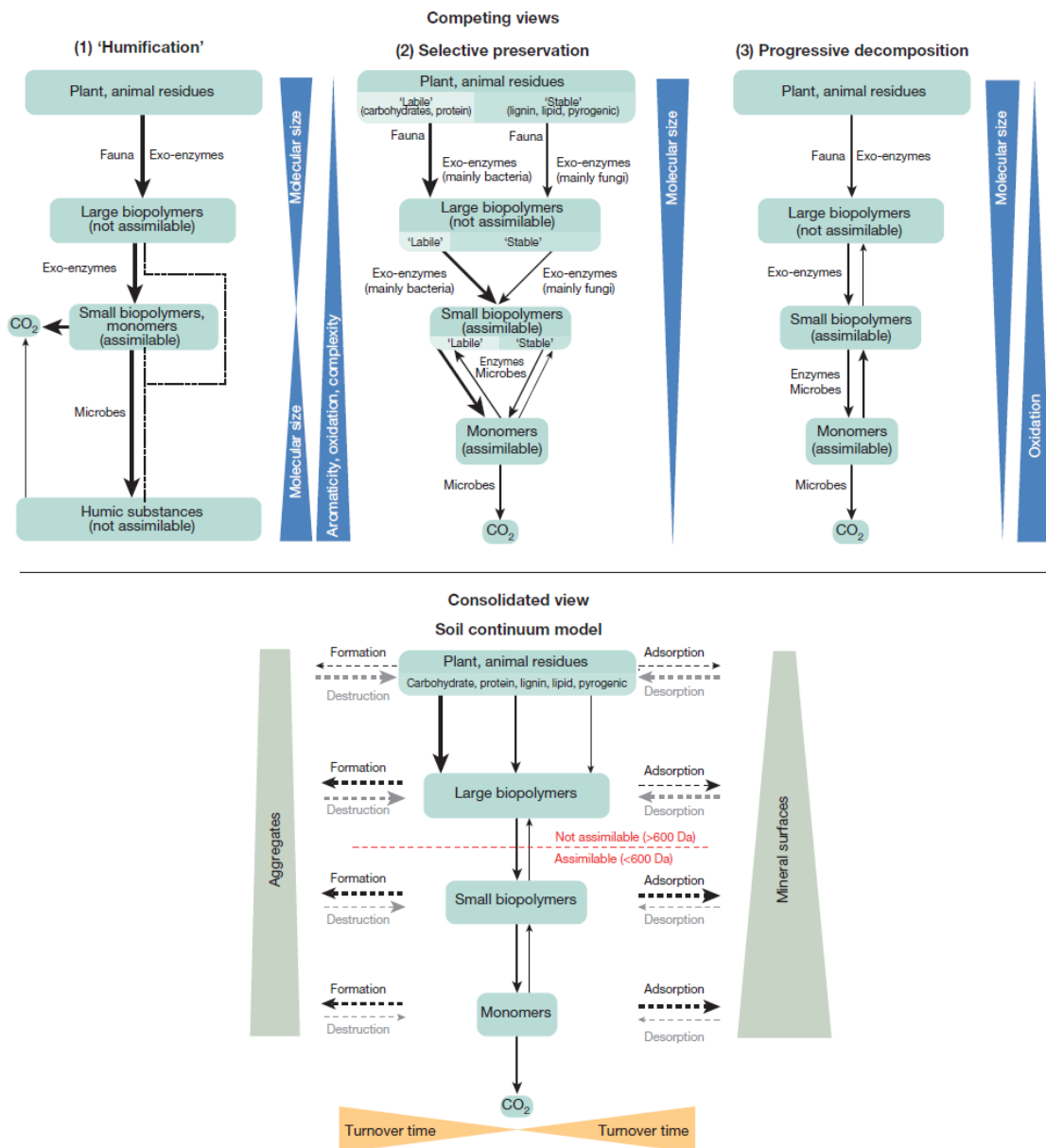


FIGURE 2.1 – Concepts d'humification, de préservation et de décomposition progressive, ainsi que le modèle de sol continu de la dynamique du carbone dans les sols [LEHMANN et KLEBER 2015]

2.2 Les sols volcaniques

Les sols volcaniques sont formés à partir d'un matériau parental provenant d'éjectas volcaniques (cendres et téphra) ou une coulée de lave. La majorité est repris sous la dénomination de Andosols selon la FAO et Andisols selon la UFDA [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993].

Les Andosols sont caractérisés par leur propriété andique ou vitrique sur au moins un de leur horizon. L'horizon est andique si il a une teneur en carbone $< 25\%$, un pourcentage $Al_o + 1/2Fe_o \geq 2\%$, une densité apparente $< 0,9$ et une rétention en phosphate $\geq 85\%$. L'horizon est vitrique à un état d'altération moins avancé, avec plus de 10% de minéraux primaires et verres volcaniques dans la fraction $< 2mm$ ou moins de 10% en argiles, une densité apparente $> 0,9$, une rétention en phosphate $\geq 25\%$ et un pourcentage $Al_o + 1/2Fe_o \geq 0,4\%$ [DAHLGREN et al. 2004]

Les sols volcaniques présentent un profil particulier en strates issus de l'activité volcanique, ils sont dits polygénétiques. Une superposition de dépôts volcaniques à des périodes de temps suffisamment espacées, mènent à une superposition de sols (figure 2.2), le dépôt de téphra enfouissant le sol formé sur le dépôt précédent. Ce phénomène permet d'accumuler une épaisseur de sol importante [AKIHIRO et al. 2010]. Alors que les sols de surface sont globalement étudiés, les sols enfouis le sont beaucoup moins. Les connaissances sur le stock et les mécanismes de stabilisation du carbone dans les sols enfouis sont encore peu développées et sont reprises à la fin de ce chapitre.

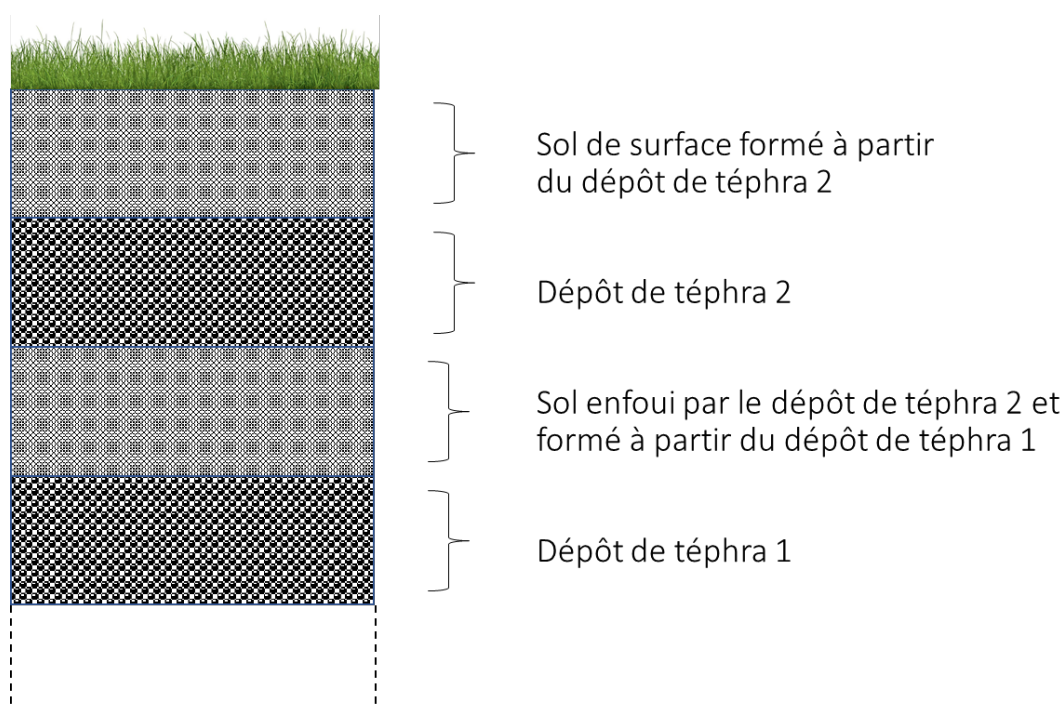


FIGURE 2.2 – Schéma d'un sol volcanique polygénétique illustrant la succession de dépôt de téphra et de sols.

Parmi les sols, les sols volcaniques présentent un intérêt particulier pour la compréhension de la stabilité du stock de carbone dans les sols. [MATUS, RUMPEL et al. 2014] En effet, alors que les sols volcaniques ne représentent que 0,8% de la surface des sols, ils représentent au moins 5% du réservoir global de carbone organique dans les sols [DAHLGREN et al. 2004] . Ces sols riches en matières organiques sont très fertiles et présentent un grand intérêt économique, on estime que 10% de la population mondiale dépend des sols volcaniques [DELMELLE et al. 2015]. Une bonne compréhension de leur fonctionnement et de leur résilience aux changements d'exploitation ou de climat est donc d'autant plus intéressant.

2.2.1 Formation

Durant la formation du sol, le matériau parental volcanique subit de l'érosion chimique et physique. Les propriétés du sol sont grandement dépendantes de la nature du matériau parental, sa composition mais aussi ses propriétés physiques et sa texture. Les principaux moteurs de l'altération sont le climat, les organismes, le pH, la topographie et le temps. [SHOJI, NANZYU, SHIRATO et al. 1993]

Le climat est un facteur important de l'altération. Différents paramètres sont à prendre en compte quand on s'intéresse à l'altération d'un sol volcanique [SHOJI, NANZYU et R. DAHLGREN 1993] :

- Les précipitations et l'humidité du sol : Ce sont les facteurs les plus importants, plus les précipitations sont importantes et le taux d'humidité du sol élevé, plus l'altération sera rapide. C'est le flux d'eau au travers du sol qui conditionne l'altération et le pH du sol. [SHOJI, NANZYU et R. DAHLGREN 1993]
- La faune microbienne et la végétation : Une activité biologique élevée est favorable à une altération plus rapide. Une végétation avec une profondeur racinaire importante est aussi favorable à une altération rapide. Une activité biologique élevée est accompagnée d'une hausse de l'acidité du sol, favorable à l'altération du sol. [SOUZA et AL 2018]
- La température : plus elle augmente plus l'altération chimique est importante. Cette tendance est valable pour le matériau parental mais aussi pour la matière organique. Plus la température augmente, moins les sols ont tendance à stocker du carbone. Cette tendance est aussi due à la hausse de l'activité biologique avec la température.

Lorsque les sols volcaniques veulent être étudiés avec comme paramètre variable l'altération, ils sont souvent pris le long d'un profil altitudinal, l'altitude étant liée aux précipitations atmosphériques. Les précipitations sont croissantes avec l'altitude. L'évolution de l'altération le long d'une pente est appelée toposéquence.

Le matériau parental volcanique se dégrade rapidement car il est composé en grande partie de matériaux amorphes facilement érodables. Les matériaux amorphes s'altèrent plus rapidement que leurs équivalents cristallins, et d'autant plus vite que leur composition en silice est faible [PARFITT et A. D. WILSON 1985]. En parallèle de la nature de l'éjecta, la taille et la porosité des éjectas va influencer le taux d'altération. Plus la taille est faible et la porosité élevée, plus la surface de réaction est grande. [SHOJI, NANZYU et R. DAHLGREN 1993]

L'érosion des éjectas volcaniques engendre une forte libération de Si, d'Al et de Fe dans la solution du sol. La nature de l'éjecta et surtout sa teneur en verre volcanique silicaté couplé avec la vitesse d'altération va déterminer la nature du sol qui va se former [S. G. WILSON et al. 2017].

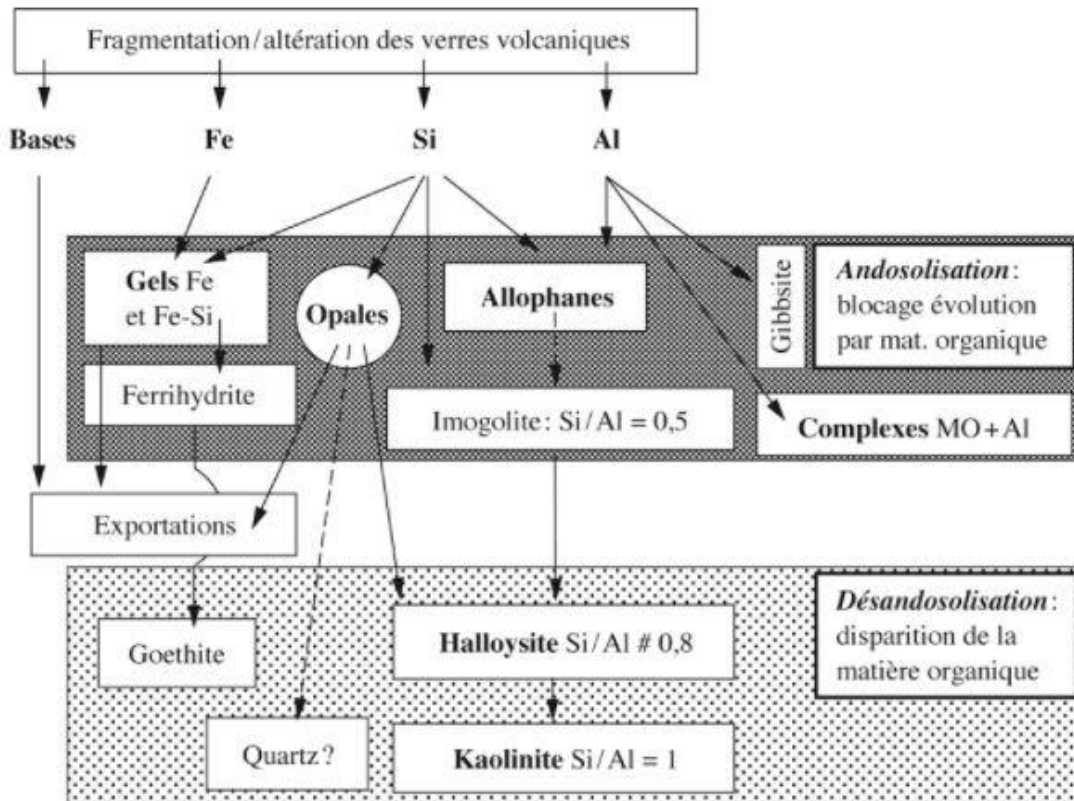


FIGURE 2.3 – Processus d'andosolisation et désandosolisation [LEGROS 2007]

2.2.2 Minéralogie

La minéralogie des sols est au coeur de la compréhension de l'altération des sols. Les précipitations, le couvert végétal, le pH, la faune microbienne et la nature du matériau parental sont autant de facteurs qui influencent la formation de minéraux secondaires. La minéralogie d'un sol découle de l'altération du matériau parental.

S'intéresser à la minéralogie dans le cadre de l'étude de la stabilité du carbone a du sens car certaines phases minérales ou amorphes stabilisent la matière organique par des phénomènes d'adsorption à leurs surfaces ou interviennent dans la formation d'agrégats [MATUS, AMIGO et al. 2006]

Au sein des Andosols, les facteurs prépondérants de la formation de minéraux secondaires sont le pH et les concentrations en Si, Al et Fe dans la solution du sol. La formation de minéraux secondaires est associée au processus d'andosolisation (figure 2.3)

A un $\text{pH} < 5$, la formation de complexes (Al et Fe)-humus est favorisée au dépend des phases minérales secondaires. Les Andosols présentant un complexe organo-métallique prépondérant sont définis comme non-allophanique [MATUS, RUMPEL et al. 2014]. Le complexe organo-métallique confère aux Andosols non-allophaniques des bonnes propriétés de rétention en eau et en cations, marqué par une CEC (capacité d'échange cationique) élevée.

A un $\text{pH} > 5$, la formation de minéraux secondaires avec des phases cristallines très courtes "short range order (SRO) minéraux" est favorisée. Les SRO minéraux sont constitués d'une combinaison d'aluminium, silicium et de groupement oxyde ou hydroxyde. Les allophanes et l'imogolite font partie des SRO minéraux. Les allophanes sont des petites sphérules de l'ordre de 4-5 nm de diamètre alors que l'imogolite se présente sous forme de tubule d'un diamètre extérieur de 2 nm et un diamètre interne de 0,7 nm. La composition chimique de l'imogolite est $(\text{OH})_3\text{Al}_2\text{SiOH}$, et est similaire aux allophanes qui se distinguent en trois familles dépendantes de leur ratio Al :Si. Un pH d'au moins 4,8 est nécessaire à la formation d'allophanes. La formation d'allophanes est rapide et peut prendre quelques mois dans des conditions de pH et de drainage optimales [PARFITT 2009]. La présence de matière organique a tendance à ralentir la formation de minéraux secondaires par compétition à la formation de complexes (Al et Fe)-humus. Bien que ces minéraux une fois formés ont une tendance à stabiliser une partie de la matière organique [DAHLGREN et al. 2004].

Le Fe issu du matériau parental va rapidement précipiter sous forme de ferrihydrite, un oxyhydroxyde de Fe paracristallin. La ferrihydrite est très réactive due à sa surface spécifique élevée et à sa surface hydroxylée, ce qui lui donne des propriétés de rétention importante en matière organique ou en phosphate tout comme les allophanes. Ces propriétés sont limitantes à la formation de phases minérales cristallines tels que la goethite et l'hématite [SHOJI, NANZYO, SHIRATO et al. 1993].

Les Andosols allophaniques peuvent évoluer vers un processus de désandosolisation comme montré à la figure 2.3. Ce phénomène s'explique par l'augmentation du matériau cristallin du sol et la diminution du matériau parental amorphe et des SRO minéraux, facilement altérables. La transformation des allophanes, imogolite et ferrihydrite vers des phases minérales plus stables peut s'expliquer par le phénomène de murissement d'Oswald¹ [DAHLGREN et al. 2004]. Les SRO minéraux évoluent vers des phases minérales secondaires plus stables avec une surface spécifique moindre comme l'hallloysite ou la kaolinite. Une altération prolongée mène à une autre classification. En fonction des conditions d'altération, les Andosols allophaniques peuvent évoluer en Andosols non-allophaniques ou en sodosols, oxisols ou autres qui sont caractéristiques d'un état d'altération beaucoup plus avancé.

1. Tendance de la phase solide de s'ajuster de manière à avoir l'énergie libre de surface minimale [TAHRI 2016]

2.2.3 Propriétés physiques et chimiques des Andosols

Les qualités agronomiques des Andosols s'expliquent par leurs propriétés physico-chimiques, elles sont reprises ci-dessous. C'est sur base de ses propriétés que les classifications de sols ont été déterminées.

— Propriété physique

Les Andosols sont riches en matière organique, en oxyhydroxyde de fer et d'aluminium et en allophanes. Ce cocktail de minéraux et de matière organique mène à la formation d'une structure microgranulaire [SOUZA et AL 2018]. La formation d'agrégats est importante dans ces sols, la granulométrie mène donc plutôt à une classification de la taille des agrégats qu'à une classification texturale classique : sable-limon-argile [STAFF 2014]

Les Andosols ont une faible densité, pouvant varier de 0,3 à 0,9 g/cm³ et ont une densité par définition inférieure à 0,9 g/cm³. Cette faible densité s'explique par la grande porosité des sols et la forte teneur en matière organique, en effet plus la teneur en matière organique est importante, plus la densité est faible. Cette tendance est aussi valable pour la teneur en Al et Fe libre [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993; DAHLGREN et al. 2004]

La teneur en carbone élevée des sols volcaniques ainsi que la teneur en allophanes leur donnent une bonne rétention en eau. Les Andosols sont aussi des sols poreux, les Andosols jeunes présentent plus de macro-pores que les sols plus altérés avec une proportion de micro-pores plus importante. La disponibilité de l'eau pour les plantes est donc meilleure pour les jeunes sols volcaniques [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993]. Une autre propriété notable des Andosols est leur perte de structure irréversible, suite à la dessiccation, les agrégats présents perdent leur propriété de rétention en eau et ne la récupèrent pas après réhumectation, la dessiccation favorisant l'agrégation irréversible des allophanes. [LEGROS 2007]

— Propriété chimique

Les propriétés chimiques des sols volcaniques sont principalement dues au pH, à la matière organique et aux propriétés des surfaces minérales du sol. Comme mentionné dans la section minéralogie, le pH, la nature du matériau parental et l'état d'altération déterminent le caractère allophanique du sol. Les minéraux allophaniques, l'imogolite et la ferrihydrite présentent une surface spécifique importante et des groupements hydroxyles à leur surface. Les Andosols allophaniques ont un pH entre 5 et 6 variant selon la teneur en humus. Plus la teneur en humus est importante, plus le pH est faible. L'acidité est due à la déprotonation des groupements $Si - OH$ des minéraux non cristallins et est renforcée par la déprotonation des groupements carboxyles de la matière organique. La déprotonation de la matière organique est cependant limitée par la formation de complexes Al-humus sur les mêmes sites [DAHLGREN et al. 2004].

Les Andosols non allophaniques, sont eux présents sous une valeur de pH de 5. L'acidité du milieu étant principalement due à la solubilité des hydroxydes d'aluminium, la déprotonation de la matière organique jouant un rôle secondaire [SHOJI, NANZYU, SHIRATO et al. 1993].

La forte réactivité des Andosols est due à leur teneur élevée en Fe, Al et Si pédogénique. L'Al et le Fe sont présents dans les complexes organo-métalliques ainsi que dans des phases minérales, comme les allophanes et l'imogolite avec le Si pour l'Al et dans la ferrihydrite pour le Fe. Ils sont aussi adsorbés sur les surfaces des minéraux silicatés. Cette forte teneur en Al et Fe pédogénique, la teneur élevée en matière organique et la grande surface spécifique des SRO minéraux donnent des propriétés de rétention en phosphates importante aux Andosols [MATUS, RUMPEL et al. 2014].

Les différents composés des Andosols ont un point de charge nul (PCN) différent, et ont donc une capacité de rétention en cations ou anions différentes selon les conditions de pH du sol. Les oxydes et hydroxydes de Fe et Al ont un PCN à pH entre 7 et 9, ils ont donc une capacité de rétention en anions au pH du sol. Les imogolites et allophanes pauvres en Si ont un PCN supérieur à pH 6, ils ont donc aussi une capacité de rétention en anions. Les allophanes riche en Si ont un PCN autour d'un pH de 5, ils ont à la fois la capacité de fixer des anions ou des cations. La matière organique a un PCN à des pH <3, ce qui explique ses capacités de rétention en cations et son rôle dans le complexe d'échange. Cette tendance est la même pour les phyllosilicates 2 :1 présents dans les sols altérés non-allophaniques. Les sols volcaniques présentent donc des charges variables. [LEGROS 2007; DAHLGREN et al. 2004]

Dans certains Andosols non-allophanique, la teneur en Al^{3+} est tellement élevée qu'elle présente une toxicité pour les plantes et micro-organismes [TAKAHASHI et R. A. DAHLGREN 2016]

2.3 Stock et stabilisation du carbone organique dans les sols volcaniques

La matière organique joue un rôle important dans les propriétés physico-chimiques des sols volcaniques. Elle est un élément important des propriétés de rétention en eau et des complexes d'échanges. C'est à elle que l'on doit une partie de la fertilité des sols volcaniques. De plus, comme dit précédemment, les sols volcaniques sont des sols riches en carbone.

2.3.1 Le stock de carbone organique dans les sols volcaniques de surface

Les sols de surfaces volcaniques peuvent contenir plus de 20% de carbone, ce sont des sols très riches comparés aux autres classes de sols. Le stock observé pour les sols volcaniques évolue avec l'état d'altération du sol. En considérant l'âge du sol comme marqueur de l'altération, ce qui n'est valable que sur une grande échelle de temps, Chadwick montre que le stock évolue avec l'altération jusqu'à un maximum à l'âge moyen de 150 000 ans avant de décroître [CHADWICK et al. 2003].

Le climat influence aussi le stock de carbone dans les sols volcaniques, un climat froid et une végétation active sont des éléments favorables à un stock élevé. [DAHLGREN et al. 2004]

Outre des éléments caractéristiques à la formation du sol, l'état d'altération et le climat, un changement d'exploitation du sol peut remobiliser le stock de carbone. Une diminution du stock de carbone est observée après un changement d'exploitation d'un sol volcanique, une mise en culture d'un sol ou une déforestation. [MATUS, RUMPEL et al. 2014; PARFITT 2009]

2.3.2 La stabilisation du carbone organique dans les sols volcaniques de surface

Au sein du stock de carbone, le carbone qui compose la matière organique biodégradable présente peu d'intérêt car il a un temps de résidence faible dans le sol. Par contre, le carbone contenu dans la matière organique stabilisée a lui un temps de résidence plus élevé. Cette matière organique est stable car non-biodégradable de part sa nature ou parce qu'elle est non-biodisponible. Ce sont les mécanismes de stabilisation qui mènent à une non-biodisponibilité de la matière organique qui sont étudiés quand on parle de stabilité du carbone dans les sols.

La matière organique stabilisée est constituée de molécules fort processées et de petite taille, on y retrouve principalement des molécules non saturées, présentant des groupements carboxyles et méthoxyles. [BUURMAN et al. 2007]. Il a été montré que la récalcitrance des molécules organiques ne permet pas d'expliquer les stock de carbone dans les sols, les mécanismes de bio-protection et les propriétés de l'environnement étant dominants [LEHMANN et KLEBER 2015].

Pour expliquer la stabilisation de cette matière organique en la rendant non bio-disponible, deux mécanismes sont proposés. Une protection chimique, consistant à occuper les sites reconnus par les enzymes et organismes sur les molécules organiques, et une protection physique rendant la matière organique non accessible via la formation d'agrégats. Ces deux phénomènes ne sont pas indépendants mais les interactions ne sont pas encore complètement comprises [MATUS, RUMPEL et al. 2014].

— Protection chimique : liens électrostatiques

Les sites carboxyles et métoxydes de la matière organique sont des sites reconnus par les enzymes de dégradation, si ces sites sont occupés par des interactions électrostatiques, la matière organique ne pourra pas être biodégradée.

C'est le concept utilisé pour expliquer la stabilisation de la matière organique dans les complexes organo-métalliques, où les ions Fe et Al présents dans la solution du sol viennent se complexer sur l'oxygène présent dans la matière organique. Le Ca intervient aussi dans le complexe organo-métallique. La matière organique a une affinité croissante pour le Ca, le Fe et l'Al qui est l'élément dominant du complexe organo-métallique. La toxicité de l' Al^{3+} joue aussi un rôle dans la bio-disponibilité de la matière organique [TAKAHASHI et R. A. DAHLGREN 2016].

La matière organique peut aussi s'adsorber par des liens électrostatiques sur les surfaces minérales silicatées comme les allophanes ou les phyllosilicates, comme le montre la figure 2.4. L'adsorption de la matière organique sur les surfaces minérales est plus forte que le lien de complexation dans le complexe organo-métallique. L'association organo-minérale est donc plus stable que l'association organo-métallique [MATUS, RUMPEL et al. 2014; PARFITT 2009].

Récemment, les oxydes de fer ont également été mis en évidence comme étant susceptibles d'intervenir dans la stabilisation du carbone via ce type d'interaction, mais comme ils représentent une surface spécifique plus faible que les allophanes et sont souvent moins représentés, ces interactions sont moins faciles à mettre en évidence. [MATUS, RUMPEL et al. 2014]

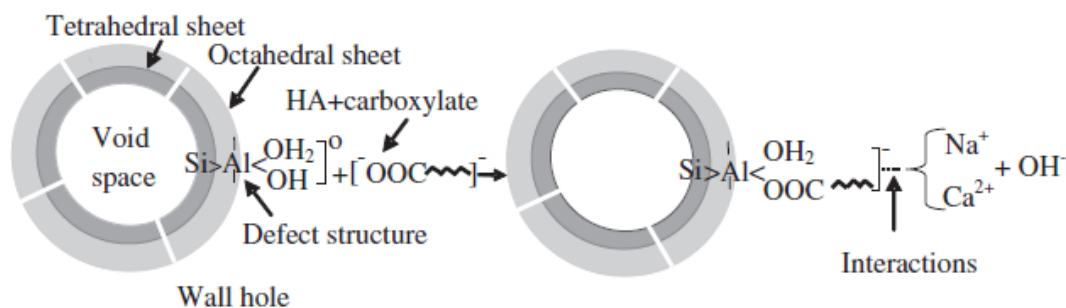


FIGURE 2.4 – Vue transversale d'un modèle d'allophane ($Al_2Si_2O_5 \cdot nH_2O$) stabilisant un acide humique contenant un groupe carboxylique ($-COOH$) par interaction électrostatique [MATUS, RUMPEL et al. 2014]

— Propriété physique : formation d'agrégats

Les interactions électrostatiques organo-minérales et la complexation organo-métallique peuvent mener à la formation d'agrégats par la formation d'un réseau d'interactions entre les molécules organiques, les phases minérales et les ions en solution.

Ce réseau d'interactions a un effet protecteur sur la matière organique en la rendant moins biodisponible, ce qui se traduit par une teneur plus importante en matière organique moins dégradée dans les agrégats [MATUS, RUMPEL et al. 2014]. Les agrégats sont constitués de micro-pores de très petite taille, qui ne permettent pas aux enzymes d'atteindre la matière organique dégradable. La présence de complexes Al-humus est un facteur de formation d'agrégats [TORN et al. 1997].

La formation d'agrégats est influencée par l'humidité du sol et son évolution, les épisodes de sécheresse et de forte humidité influencent l'agrégation du sol [GHEZZEHEI 2012]. La mise en culture du sol et le travail du sol peut fortement changer l'agrégation du sol. [PARFITT 2009]

Quatre niveaux hiérarchiques d'agrégation sont reconnus, les particules des niveaux inférieurs sont plus denses et plus résistantes que celles des ordres supérieurs [SIX, CONANT et al. 2002]. Le premier niveau est constitué de liens entre les particules d'argiles primaires ($< 2 \mu\text{m}$), le second de liens entre les domaines d'argiles entre eux et de particules de limon formant des clusters ($2\text{-}20 \mu\text{m}$), le troisième de liens entre les clusters créant des micro-agrégats ($20\text{-}250 \mu\text{m}$), et le dernier de liens entre micro-agrégats stables formant des macro-agrégats ($> 250 \mu\text{m}$). On ne retrouve pas tous les niveaux d'agrégation dans les sols. Plus la teneur en matière organique est élevée plus la tendance d'observer les quatre niveaux d'agrégation est présente. Les liens formants les macro-agrégats sont des liens faibles tels que les résidus de végétation (racines) ou des micro-organismes (hyphes ou exsudats) [OADES 1984].

2.4 La spécificité des sols enfouis

L'enfouissement d'un sol volcanique par un dépôt volcanique peut avoir plusieurs impacts sur le stock de carbone et ses mécanismes de stabilisation. Ce sont des sujets peu étudiés. Les paragraphes qui suivent soulèvent les différences observées pour les sols enfouis par rapport aux sols de surface.

On considère qu'un sol est enfoui quand il y a une discontinuité dans les phénomènes d'altération suite à l'apparition d'un nouveau matériau parental [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993]. L'enfouissement a différents impacts sur l'apport en matière organique et l'altération.

2.4.1 Le stock de carbone dans les sols enfouis

Les sols enfouis diffèrent peu des sols de surface au niveau des propriétés, ils ont cependant globalement des teneurs en carbone plus faible et un état d'altération plus avancé que les sols de surface. Le stock de carbone dans les sols enfouis est actuellement pas pris en compte dans les études et les estimations du réservoir sol dans le cycle du carbone. Pourtant, on peut retrouver une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres de sol dans certaines zones volcaniques dans lesquelles on retrouve du carbone. Une récente étude de Tifafi [TIFAFFI et al. 2018] sur la quantification du réservoir sol dénonce une sous estimation de 40% du stock de carbone, les sols volcaniques enfouis en font partie.

2.4.2 La stabilisation du carbone dans les sols enfouis

Suite à l'enfouissement, la faune biologique responsable de la dégradation de la matière organique peut quitter le sol ou changer fortement. La modification de la biologie du sol peut mener à une diminution des processus de dégradation du carbone [AKIHIRO et al. 2010]. On sait que le rapport C/N, indicateur de l'activité biologique et de la nature de la matière organique, n'évolue pas après l'enfouissement, ce qui indique que les processus de dégradation reste similaire. Cependant, peu d'études ont été faites sur l'impact de ce changement sur la minéralisation de la matière organique. Les études sur la stabilité du carbone qui s'intéressent aux sols enfouis appellent à une caractérisation de la matière organique des sols enfouis.[MATUS, RUMPEL et al. 2014]

Bien qu'isolé de l'apport de matière organique primaire, le sol enfoui peut toutefois recevoir de la matière organique par bioturbation ou par lessivage de carbone organique dissous provenant du sol de surface (suite à un changement d'occupation du sol, par exemple). Une remobilisation des argiles pouvant complexer avec la matière organique n'a pas été observée. On retrouve toutefois plus d'allophanes et de minéraux secondaires dans les sols enfouis que dans les sols de surfaces. La formation des SRO minéraux dans les sols enfouis se ferait donc in situ et serait favorisée par l'apport en Si et Al issus de l'altération du dépôt enfouissant le sol et sont susceptibles de stabiliser la matière organique soluble drainée du sol de surface.[SOUZA et AL 2018]

Les sols enfouis ont souvent une minéralogie plus développée (plus de minéraux secondaires) et offrent des conditions de minéralisation plus stable avec des fluctuations de pH et de température moins importantes que les sols de surface. Ce qui se marque par une présence de minéraux secondaires cristallins plus importante comme l'halloysite ou la goéteite [LEGROS 2007].

Le stock de carbone des sols enfouis est cependant plus stable que celui du sol de surface [PARFITT et A. D. WILSON 1985]. Les mécanismes de stabilisation pourraient être influencés par l'enfouissement et mener à la stabilisation d'une quantité de carbone plus importante qu'un sol de surface qui poursuit son altération en surface. L'impact de l'apport d'éléments du sol de surface vers les sols enfouis sur la stabilisation du carbone n'a pas encore été étudié et les différences de mécanismes de stabilisation entre le sol de surface et les sols enfouis n'ont pas encore été identifiés.

Chapitre 3

Question de recherche et contexte

3.1 Question de recherche

Les mécanismes de stabilisation du carbone dans les sols enfouis ne sont pas encore bien compris. Etudier le stock de carbone et les mécanismes de stabilisation associés le long d'une toposéquence sont susceptibles d'amener des éléments de réponse. Ce mémoire a donc pour question de recherche :

Quels sont les stocks de carbone, quelle est la stabilité du carbone organique et quels sont les mécanismes associés dans les sols enfouis le long d'une toposéquence ?

Aborder la problématique du stock et des mécanismes de stabilisation du carbone organique dans les sols enfouis le long d'une toposéquence a l'avantage de comparer différents milieux d'altération dépendants de l'altitude et de tous les facteurs qui y sont liés : climat, végétation et activité biologique du sol tout en considérant le même matériau parental.

Une récente étude de Zehetner [ZEHETNER et al. 2003], montre en Equateur un lien entre l'altitude et la minéralogie dans les sols de surface. Ce qui pourrait expliquer la variation de stock de carbone le long d'un gradient altitudinal. C'est une des pistes qui est étudiée et qui justifie le cadre de ce mémoire.

3.2 Sujet d'étude : contexte

Ce mémoire se base sur l'étude de six sites à différentes altitudes sur le flan d'un même volcan dont l'activité volcanique est connue et où les mêmes matériaux parentaux sont observés. L'Atacazo en Equateur rassemble tous ces critères. Six sites ont été choisis sur un gradient d'altitude compris entre 2095m et 4084m.

3.2.1 L'Equateur

L'Atacazo se situe en Equateur. Ce pays d'Amérique du sud d'une superficie de 283 520 km² est bordé par l'océan pacifique sur sa côte ouest, la Colombie au nord et le Pérou à l'est et au sud (figure 3.1). Il est séparé en trois grandes zones : la zone côtière à l'ouest, la zone andine au centre et la zone amazonienne à l'est.

La zone andine fait entre 150 et 180 km de large, elle est délimitée par la Cordillère des Andes. Cette chaîne de montagne vient de la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine. Cette région montagneuse présente un fort dénivelé, entre les Andes occidentales et la zone côtière, l'altitude passe de 300 m à 6000 m sur

quelques kilomètres. Des altitudes similaires sont observées sur les Andes orientales du côté de la zone amazonienne. Entre les Andes occidentales et les Andes orientales, une vallée inter-andine présente des pentes plus faibles, on y retrouve de nombreuses villes dont la capitale, Quito, ainsi que de l'agriculture. Cette zone se situe entre 2000 et 3000 mètres d'altitude.[POURRUT 1983]



FIGURE 3.1 – Carte physique de l'Equateur

Concernant le climat, on retrouve des climats tropicaux humides mésothermiques secs à humides (deux pics annuels de précipitations et des températures moyennes entre 12 à 22 °C), ou des climats froids de haute montagne. Concernant la végétation, on retrouve des forêts moins denses que dans les zones côtière et amazonienne, les cultures sont plus présentes. Dans les régions plus élevées, la végétation varie très fortement avec l'altitude, plus l'altitude est élevée moins la végétation est dense. En altitude, au dessus de 3000 m, on retrouve principalement des arbustes et un niveau herbacé, appelé « páramo » [POURRUT 1983].

3.2.2 Le complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca

Bien que le nom Atacazo-Ninahuilca soit plus complet pour désigner l'ensemble de la structure volcanique, le nom Atacazo est souvent employé dans la littérature. Ce sera le cas dans ce mémoire.

L'Atacazo est un volcan idéal pour notre étude car il est relativement facile d'accès et présente un gradient d'altitude suffisamment grand. De plus, Hidalgo (2008) a daté et cartographié les dernières activités volcaniques du site. L'Atacazo se situe à 10 km au sud-est de Quito et culmine à 4463 m. Son versant ouest plonge vers la zone côtière et la ville de Santo-Domingo et présente sur une dizaine de kilomètres une variation d'altitude de 650 m (Santo-Domingo) à 4463 m, le sommet de l'Atacazo.

L'Atacazo-Ninahuilca est un complexe volcanique de type explosif. L'Atacazo est le dôme principal, il est constitué de plusieurs coulées de lave andésitique, et de cinq dômes satellites.

L'Atacazo produit des éruptions pliniennes. Elles sont caractérisées par des rejets stables dans l'atmosphère et longs de plusieurs heures d'une mixture multiphase (particules solides, liquides et gazeuses) de très haute-température. La portée de ces éruptions peut atteindre une centaine de kilomètres. Les éruptions pliniennes engendrent également des coulées pyroclastiques dans les alentours les plus proches des dômes [HIDALGO et al. 2008].

Les éruptions de l'Atacazo remontent au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Elles ont été datées au carbone 14, sur base de résidus (brindilles, charbon, bois) retrouvés dans les dépôts de téphra ou de sols développés à partir de ces couches de téphra. Les différents dépôts de téphra trouvés ont été nommés par ordre chronologique de N1 à N6. Les caractéristiques des dépôts de téphra N5 et N6 sont repris dans le tableau 3.1 [HIDALGO et al. 2008], ce sont les deux dépôts qui nous intéressent dans le cadre de ce mémoire car ils sont les matériaux parentaux des sols de surface et enfouis étudiés.

Les deux dernières éruptions, à l'origine des dépôts N5 et N6 ont un "Volcan Explosive index" de 5.

3.2.3 Climat du site d'étude : la face ouest de l'Atacazo

La zone de prélèvement se situe entre 2095 m et 4084 m et comprend différentes zones climatiques et différentes végétations, déterminées par leur palier d'altitude.

Le climat

- Entre 500 et 2500 m, sur le versant ouest andin et sur la capitale Quito, on retrouve un climat équatorial mésothermique semi-humide. A Quito, les précipitations annuelles varient entre 1000 et 1100 mm avec deux périodes plus humides de février à mai et octobre à novembre. La température moyenne annuelle est de 13°C. [POURRUT 1983]
- Au delà de 3000 m, on retrouve un climat froid de haute montagne. La température moyenne annuelle est de 8°C mais varie fortement avec l'altitude. Les précipitations varient de 800 à 2000 mm par an et varient aussi fortement avec l'altitude. L'humidité relative est toujours supérieure à 80% [POURRUT 1983]

TABLE 3.1 – Caractéristiques des derniers dépôts volcaniques de l'Atacazo (N5 et N6)
[HIDALGO et al. 2008]

Dépôt	Datation	Dôme	Teneur en SiO_2	Assemblage minéralo- gique
— % —				
N5	3090 ± 180 BC	Ninahuilca chico I	63	Plagioclase, amphi- bole, orthopyroxène, oxydes de Fe et Ti
N6	282 ± 76 BC	Ninahuilca chico II	62 - 65	Plagioclase, amphi- bole, orthopyroxène, oxydes de Fe et Ti, apatite

La végétation

- Entre 1800 m et 3000 m, on retrouve des forêts humides. La neblina, un brouillard quotidien, se forme à cette altitude et crée, couplé à des précipitations importantes, un milieu très humide. La végétation est en permanence humide. On y retrouve des forêts de feuillus sempervirents, des Orchidées, des Broméliacées, des fougères, des lichens ou des mousses, mais aussi des cèdres, des noyers ou encore des aulnes. [POURRUT 1983]
- Entre 3000 et 3200 m, on retrouve des forêts de haute montagne, une transition entre les forêts humides et les paramos. Elles sont moins humides et les arbres comme le sol sont recouverts de mousses.
- Entre 3200 et 4500 m, on retrouve les paramos composés d'une végétation constituée majoritairement par des herbacées. On y retrouve aussi des plantes à feuilles résistantes et des arbustes.

Chapitre 4

Matériels et méthodes

4.1 Sites d'étude et prélèvements

Six sites ont été prélevés autour de l'Atacazo, au sein de la zone d'expansion des couches de téphra N5 et N6. Les trois sites de plus faible altitude (S21, S45 et S11) sont dans une vallée sur le flan ouest de l'Atacazo, le site S47 est situé sur un col entre l'Atacazo et le Corazon et les sites S39 et S38 sont sur le flan nord de l'Atacazo. Leurs positions sont reprises à la figure 4.1. Une vue en trois dimension de la zone de prélèvement est repris dans l'annexe B.

Les sites avaient déjà été prélevés dans le cadre d'un mémoire précédent. Ils ont la particularité de tous avoir un sol de surface, un sol enfouis entre les couches de téphra N5 et N6 et un couvert végétal herbacé, principalement des pâturages. Un descriptif et des photos de chaque site sont repris dans l'annexe A. Les sites étaient tous facilement échantillonnables, ils étaient découverts par un terrassement de route. Les vingts premiers centimètres étaient nettoyés pour éviter des effets de surface et des échantillons ont été prélevés plus en profondeur pour chaque horizon à l'aide d'une tarière à une profondeur d'environ 1 m à la perpendiculaire du profil.

Un échantillon perturbé et un échantillon non perturbé ont été pris pour chaque horizon. L'échantillon non perturbé a été prélevé dans des Kopeckys de 100 cm².

Les prélèvements ont été réalisés du 10 au 20 septembre 2017.

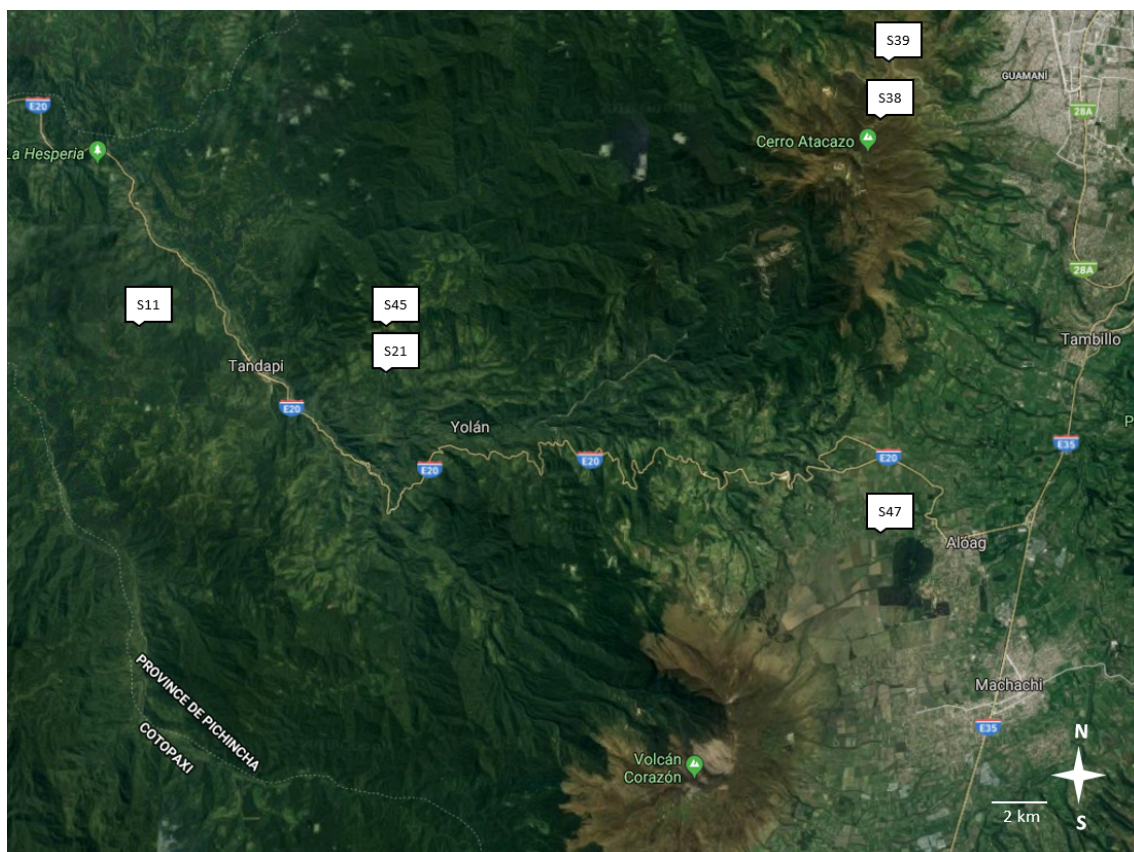


FIGURE 4.1 – Localisation des sites échantillonnés autour de l'Atacazo

4.2 Caractérisation des sols

4.2.1 Densité apparente

La densité a été évaluée sur base d'échantillons non perturbés prélevés à l'aide de Kopecky de 100 cm³. Leur teneur en eau a été calculée sur base de leur perte de masse à 105°C.

4.2.2 pH et conductivité

Le pH H_2O et pH KCl ont été mesurés avec de l'eau distillée et une solution de 1M de KCl , 1g de sol a été utilisé dans 5ml de solution après 3 fois 20 minutes de mise à l'équilibre. [STAFF 2014] Les mesures de conductivité ont été réalisées sur les mêmes échantillons que ceux utilisés pour le pH H_2O [STAFF 2014]

4.2.3 Rétention en phosphate

La mesure de rétention en phosphate a été mesurée par la méthode de Blakemore et al. (1987) qui consiste à mesurer la capacité de rétention en P de 5 g de sol dans 25 ml d'une solution contenant 1 g/l de P à pH de 4,6 après 24h d'agitation. Le phosphate est ensuite dosé par ICP-AES

4.2.4 Extractions sélectives

Les extractions sélectives permettent de connaître certaines propriétés physico-chimiques du sol, la disponibilité des éléments comme le Fe, l'Al ou le Ca et permettent de caractériser l'état d'altération du sol.

1. Extraction au pyrophosphate de Na

L'extraction avec une solution de pyrophosphate de Na a été réalisée selon le protocole de Bascomb (1968) sur 0,4 g de sol et 40 ml de solution. Le dosage est fait par ICP-AES après 16h d'agitation. Elle permet d'extraire le Fe, l'Al liés à la matière organique et présents dans des complexes organo-minéraux. Les notations Fe_p et Al_p seront utilisées pour caractériser les éléments extraits par la solution de pyrophosphate.

2. Extraction oxalate

L'extraction avec une solution d'oxalate a été réalisée selon le protocole de Blakemore et al. (1981) sur 0,4 g de sol et 40 ml de solution. Le dosage est fait par ICP-AES après 4h d'agitation à l'obscurité. Elle permet d'extraire le Fe, l'Al et le Si liés à la matière organique à l'exception des complexes humiques, présents dans les associations organo-minérales et présents dans les matériaux amorphes (comme les verres volcaniques) et certains oxydes cristallins (comme la ferrihydrite). Les notations Fe_o , Al_o et Si_o seront utilisées pour caractériser les éléments extraits par la solution d'oxalate.

3. Extraction DCB

L'extraction avec une solution DCB (dithionite, bicarbonate, citrate) a été réalisée selon le protocole Mehra and Jackson (2013) sur 0,75g de sol avec 30 ml de solution DCB à 75°C. Trois lavages au NaCl ont été réalisés et les quatre surnageants ont été analysés par ICP-AES. Cette extraction permet d'extraire tout le Fe et l'Al présent dans les sols à l'exception des formes cristallines silicatées. Les notations Fe_d et Al_d seront utilisées pour caractériser les éléments extraits par la solution DCB.

Les teneurs en allophane et en ferrihydrite sont calculées sur base de ces extractions selon les formules suivantes PARFITT et CHILDS 1988 :

$$Allophane(\%) = \frac{Si_o * 10}{23,4 - 5,1 * \frac{Al_o - Al_p}{Si_o}}$$

$$Ferrihydrite(\%) = 1,7 * Fe_o$$

4.2.5 Analyse totale élémentaire

— Minérale

Une analyse totale a été faite après fusion de l'échantillon à 1000°C avec du tétraborate et du métaborate de lithium, et dissolution dans de l'acide nitrique. L'analyse de la teneur en éléments dans la solution a été faite par ICP-AES. Elle permet de comparer les résultats d'extraction aux teneurs totales en éléments, d'évaluer le TRB (taux de réserve en base) qui est défini par la somme des teneurs totales en K, Mg, Na, Ca [PANSU et GAUTHEYROU 2006].

— Organique

Une analyse de la teneur en carbone et en azote des sols et matériaux parentaux a été réalisée par combustion sèche avec un analyseur élémentaire modèle Vario EL Cube du constructeur elementar france. L'analyse a été faite sur 40 mg d'un échantillon préalablement broyé.

La teneur en élément E total sera notée E_t .

4.2.6 Capacité d'échange cationique (CEC)

La CEC des différents horizons a été mesurée selon la méthode de Hendershot & Duquette (1968) adaptée par Delfosse (2001) qui consiste en quatre extractions successives des bases échangeables de 3g de sol avec une solution 0,1 M de $BaCl_2$ pendant 2 heures. L'analyse est faite par ICP-AES. Le détail du protocole est repris dans l'annexe D. La CEC et la teneur en bases échangeables sont des indicateurs de l'altération et des propriétés physico-chimiques du sol.

4.3 Stock de carbone

Le stock de carbone a été calculé sur base de la densité, la teneur en carbone total et le volume de sol considéré. Une estimation du stock a été réalisée par horizon prélevé. Le stock de carbone est donné par la formule suivante :

$$\text{Stock de carbone (g/m}^2\text{)} = \rho * h * C * (1 - S)$$

où

ρ = la masse volumique (g/m^3)

h = l'épaisseur de l'horizon (m)

C = la teneur en matière organique (-)

S = la charge caillouteuse (≥ 2 mm)(-)

4.4 Agrégation du sol

La détermination des classes d'agrégats a été réalisée en tamisant 80 g de sol sur une succession de tamis de 2mm, 250 μm et 50 μm selon la méthode de Six [Six, CO-NANT et al. 2002], qui consiste en un tamisage humide, où l'échantillon est immergé et drainé 50 fois sur chaque tamis après avoir été trempé pendant 5 minutes. Les fractions une fois séparées ont été séchées à 60°C puis pesées. Une partie des fractions a été broyée pour mesurer la teneur en carbone total. Les résultats ont été corrigés avec la teneur en sable obtenue par dispersion par ultrasons d'un échantillon brut et séparée par tamisage à 53 μm . Quatre classes d'agrégats ont ainsi été isolées, les agrégats > 2mm, entre 2 mm et 250 μm , entre 250 et 50 μm et la classe des limons et argiles (< 50 μm).

Sur chaque fraction, une mesure de la teneur en carbone total et des extractions au pyrophosphate ont été réalisées sur un échantillon broyé de chaque fraction d'agrégat isolée (cfr protocoles ci-dessus).

Chapitre 5

Résultats

5.1 Propriétés générales des sols

Les résultats des mesures de pH, densité, teneur en eau, conductivité, rétention en phosphate et teneur en carbone total sont repris dans le tableau 5.1.

Les valeurs de pH H_2O sont comprises entre 5,71 et 7,27. Les sols enfouis ont un pH moyen de $6,5 \pm 0,2$ qui est légèrement plus élevé que le pH moyen des sols de surface qui est de $6,2 \pm 0,3$. Le pH KCl est plus faible d'une unité de pH, le pH KCl moyen des sols de surface est de $4,9 \pm 0,3$ et le pH KCl moyen des sols enfouis de $5,1 \pm 0,1$.

La conductivité oscille entre 7 et $37 \mu S/cm^2$ avec une valeur moyenne de $15 \pm 5 \mu S/cm^2$. Aucune tendance d'évolution n'est remarquée avec la profondeur ou entre les sites.

La teneur en eau moyenne est de $28 \pm 4\%$. Elle est assez homogène le long du gradient altitudinal. Les horizons A ont une teneur en eau légèrement plus élevée que les autres horizons.

La teneur en carbone varie entre 0,1% pour les matériaux parentaux et 20% pour les horizons organiques. Avec une moyenne de $4,9 \pm 0,9\%$ pour les sols de surface sans compter l'horizon O et une moyenne de $2,3 \pm 0,8\%$ pour les sols enfouis. Une discontinuité de la teneur organique avec la profondeur est observée dans les sol enfouis, où les horizons 2B2 sont plus riches en carbone que l'horizon supérieur. Les couches de téphras N6 et N5 ont respectivement une teneur en carbone moyenne de $0,3 \pm 0,1\%$ et $0,4 \pm 0,3\%$. Le rapport C/N dans les sols varie entre 1,7 et 15,6. Le rapport C/N moyen des sols de surface est de $10,2 \pm 1,3$ et celui des sols enfouis de $9,3 \pm 2,0$. Il chute pour les couches de téphras N6 et N5 où le rapport C/N est respectivement de $4,1 \pm 1,0$ et $4,8 \pm 2,8$.

La rétention en phosphate moyenne des sols de surface et des sols enfouis est respectivement de $76,1 \pm 7,8\%$ et $67,9 \pm 11,8\%$.

La teneur en allophanes varie entre 3,4 et 10,4 % pour les horizons de sol de tous les sites à l'exception de ATA S47 qui a des concentrations beaucoup plus faibles, variant de 1,3 à 2,7 %. Les sols enfouis sont globalement plus riches en allophanes que les sols de surface. La teneur en ferrihydrite varie entre 0,6 et 1,9 % et aucune tendance n'est observée entre les sols de surface et les sols enfouis.

5.2 Etat d'altération

5.2.1 Extractions

Les résultats des extractions oxalates, pyrophosphates et DCB sont repris dans le tableau 5.3. Les moyennes ont été calculées pour les horizons de sols, les horizons O n'ont pas été pris en compte et les résultats des extractions sur les couches de téphras sont spécifiés indépendamment.

— Extraction oxalate

La quantité d' Al_o varie entre 8,6 et 27,2 g/kg pour les horizons de sols de tous les sites à l'exception du site ATA S47 qui a une quantité de Al_o beaucoup plus faible allant de 5,7 à 9,5 g/kg. La quantité moyenne est de $17,0 \pm 4,8$ g/kg.

La quantité de Fe_o moyenne pour les sols de surface et pour les sols enfouis est respectivement de $8,1 \pm 1,5$ g/kg et $6,5 \pm 1,4$ g/kg. Le sol de surface étant plus riche que le sol enfoui. C'est la tendance inverse qui est observée pour le Si_o .

La quantité de Si_o moyenne pour les sols de surface et pour les sols enfouis est respectivement de $6,1 \pm 1,9$ g/kg et $8,9 \pm 2,4$ g/kg.

Concernant les résultats sur les couches de téphras, les quantités d' Al_o extraites sur N5 et N6 sont variables entre les sites et couches de téphras, les quantités d' Al_o extraites varient entre 2,5 et 9,2 g/kg avec une moyenne de $5,7 \pm 2,2$ g/kg. La quantité moyenne de Fe_o est de $11,5 \pm 1,7$ g/kg.

— Extraction pyrophosphate de Na

La quantité d' Al_p est supérieure dans les sols de surface comparées aux sols enfouis et est respectivement de $5,4 \pm 0,9$ g/kg et $3,2 \pm 0,9$ g/kg.

La même tendance est observée pour le Fe_p avec une quantité moyenne pour les sols de surface de $3,9 \pm 0,6$ g/kg et de $1,9 \pm 0,9$ g/kg pour les sols enfouis.

La quantité de Ca_p est uniforme le long du gradient altitudinal à l'exception du site S47 qui a des concentrations d'un ordre supérieur aux autres sites. Sans prendre en compte le site S47, la teneur moyenne en Ca_p pour les sols de surface et les sols enfouis est respectivement de $0,6 \pm 0,4$ g/kg et $0,2 \pm 0,1$ g/kg.

— Extraction DCB

Uniquement les résultats de Fe_d seront présentés. La quantité de Fe_d moyenne est de $15,4 \pm 3,7$ g/kg, il n'y a pas de différence notable entre les sols de surface et les sols enfouis.

TABLE 5.1 – Résultats des caractéristiques de bases des différents sites et horizons

Site	Horizon	Densité	pH(eau) 21°C	pH(KCl) 21°C	Conductivité μS/cm	Rétention Phosphate %	Carbone %	C/N
S21	O						17,41	13,8
	A	0,9	6,31	5,0	7,4	86,8	3,80	9,3
	B	1,0	6,34	5,2	6,8	84,3	3,11	8,9
	C						0,43	4,8
	N6						0,21	3,5
	2B1	1,2	6,44	5,2	7,2	60,6	1,20	7,1
	2B2	1,1	6,53	5,1	6,7	74,8	2,06	8,6
	2BC	1,2	6,48	5,3	9,2	75,2	1,43	7,2
	N5						0,10	1,7
S45	O						20,59	14,0
	A1	0,9	6,1	4,6	17,4	62,8	5,00	9,8
	AB	1,1	6,41	5,4	15,8	68,8	1,85	8,0
	BW	1,1	6,35	5,1	21,2	75,6	2,73	9,1
	N6						0,53	5,9
	2A1	1,2	6,43	5,4	14,2	58,0	1,01	6,3
	2A2	0,9	6,32	5,4	13,7	82,8	2,46	8,8
	2BC	1,0	6,22	5,2	13,1	71,1	1,57	7,5
	N5						0,80	8,0
S11	O						19,96	13,9
	AB	1,1	5,94	4,6	17,1	76,5	4,51	8,8
	BW	1,0	6,6	5,3	19,2	79,2	2,97	9,0
	N6						0,25	4,2
	2B1	1,2	7,27	5,0	37,9	60,1	0,88	5,9
	2B2	1,0	6,65	5,0	12,8	75,5	1,85	8,4
	N5						0,16	2,3
S47	A	1,0	6,6	4,94	25,1	58,9	4,37	11,8
	BC	1,0	6,33	4,6	17,2	64,0	4,22	11,4
	N6						0,23	2,9
	2A	1,1	6,53	5,1	19,4	35,3	3,04	11,7
	2BC	1,0	6,54	5,2	27,2	37,7	3,36	12,0
	N5							
S39	O						14,06	15,6
	A	0,9	5,71	4,5	10,1	83,4	5,75	11,7
	BC	0,9	5,98	4,6	13,6	86,6	5,00	11,9
	N6						0,53	5,3
	2A	1,1	6,3	5,0	7,7	72,6	2,50	11,4
	2B	1,0	6,13	4,9	12,8	82,2	3,50	11,7
	2BC	0,9	5,98	4,8	13,1	85,9	3,90	11,8
	N5						0,76	6,9
S38	O						5,29	12,3
	AB	0,8	5,76	4,6	9,9	80,9	5,66	11,8
	BC	0,9	6,47	5,1	13,8	82,2	3,80	11,5
	N6						0,21	3,0
	2A	1,1	6,45	5,1	22	67,5	1,87	10,4
	2B	0,9	6,72	4,8	8,6	79,5	3,53	11,0
	N5						0,37	5,3

5.2.2 Capacité d'échange cationique (CEC) et taux de réserve en base (TRB)

Les résultats de CEC et de TRB sont repris à la figure 5.3. Les analyses élémentaires sont reprises dans l'annexe F. On remarque que la CEC varie entre 6,4 et 20,7 *cmoles charge/kg*. La valeur moyenne est de $10,0 \pm 2,2$ *cmoles charge/kg*. On remarque pour les sols enfouis une hausse de la CEC pour les horizons 2B qui présentent une CEC plus élevée de 31 ± 13 % que l'horizon supérieur à l'exception du site S11. Le site S47 se distingue par des valeurs de CEC au-dessus de la moyenne et une tendance inverse aux autres sites, avec un sol enfoui présentant une CEC nettement supérieure au sol de surface.

Le TRB varie entre 353 et 467 *cmoles charge/kg* avec une valeur moyenne de 400 ± 30 *cmoles charge/kg*. Aucune tendance particulière n'est observable le long des profils ou de l'altitude. Les sols enfouis ne divergent pas des sols de surface.

Les résultats de teneur en carbone total ont déjà été exposés. La teneur en Fe_t sera discutée, une petite différence est notable entre les sols de surface et les sols enfouis qui ont respectivement une moyenne de $38,2 \pm 2,8$ g/kg et de $41,8 \pm 2,8$ g/kg.

5.2.3 Minéralogie

L'analyse minéralogique des sols par diffraction de rayon X est reprise dans le tableau 5.2 pour chaque site. Les minéraux présents sont des minéraux primaires, les familles des plagioclases et des amphiboles sont principalement représentées. Le diffractogramme de la figure 5.1 montre une bosse caractéristique des matériaux amorphes comme le verre volcanique et certains SRO minéraux tels que les allophanes pour tous les sols ($20 \leq 2\theta \leq 35$) et l'apparition d'un pic caractéristique de minéraux secondaires argileux pour le sol S47 A et S38 AB aux alentours d'un angle 2θ de 6,5. Il n'y a pas de différences permettant de différencier les sols enfouis des sols de surface ou marquant une évolution altitudinale.

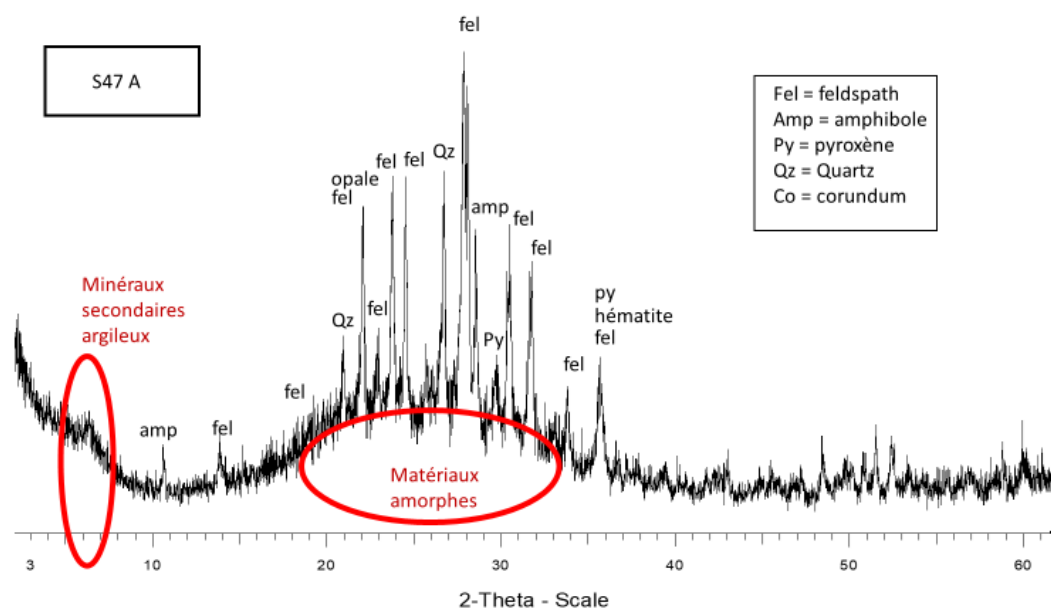


FIGURE 5.1 – Diffractogramme de l'horizon S47 A

TABLE 5.2 – Récapitulatif des différentes phases minérales identifiées au DRX

	S21 A	S21 2B1	S45 A	S45 2A	S11 A	S11 2B1	S47 A	S47 2A	S39 A	S39 2A	S38 A	S38 2A
Anorthite	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Andesine	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Labradorite	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Albite	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Magnésiohornblende	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Amphibole	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pyroxène	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hématite	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Quartz	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Opale			*	*	*	*	*	*		*		*
Grossular				*					*			*
Minéraux argileux							*					*
Corundum					*							

TABLE 5.3 – Résultats des extractions au pyrophosphate, oxalate et DCB et teneur en allophane et ferrihydrite

Site	Horizon	g/kg											%	
		Al_p	Fe_p	Ca_p	C_p	Fe_o	Al_o	Si_o	Al_d	Fe_d	Fe_t	$Al_o + 1/2Fe_o$	allophane	ferrihydrite
ATA S21	A	6,4	3,4	0,4	18,5	8,6	22,3	8,0	14,0	18,6	39,1	26,7	6,1	1,5
	B	5,0	2,2	0,3	13,2	7,7	21,8	8,2	13,1	15,3	43,4	25,6	6,3	1,3
	C								5,2	5,2				
	N6					11,9	3,2	1,9				9,1		
	2B1	2,0	0,6	0,3	4,6	5,8	14,4	7,8	9,0	12,2	44,1	17,3	5,1	1,0
	2B2	3,2	0,9	0,4	9,0	5,1	21,9	10,6	15,6	15,0	43,7	24,5	7,4	0,9
	2BC	2,3	0,8	0,3	6,1	5,7	21,4	10,8	12,5	14,4	45,9	24,2	7,5	1,0
	N5					13,4	4,9	3,1				11,6		
ATA S45	A1	5,8	2,9	0,7	18,6	6,3	8,6	2,1	8,8	10,7	32,9	11,7	1,3	1,1
	AB	3,4	2,2	0,4	9,4	7,4	14,2	5,9	8,4	12,5	40,0	17,9	4,2	1,3
	BW	4,7	3,2	0,5	14,7	9,9	20,4	8,0	11,5	16,5	40,8	25,3	6,0	1,7
	N6					11,4	5,1	2,4				10,8		
	2A1	1,9	0,5	0,2	4,9	3,3	10,5	5,4	9,0	9,0	43,5	12,2	3,5	0,6
	2A2	4,7	1,5	0,3	10,9	9,8	24,6	12,4	20,2	22,2	40,7	29,5	8,2	1,7
	2BC	2,9	1,1	0,2	7,1	6,9	19,9	10,3	13,8	14,3	48,2	23,4	6,9	1,2
	N5					9,1	9,2	4,5				13,7		
ATA S11	AB	6,3	3,2	0,6	18,7	7,8	15,3	5,2	10,6	13,6	37,3	19,2	3,6	1,3
	BW	4,9	2,8	0,5	13,5	8,5	18,8	6,8	11,3	14,7	41,3	23,0	5,2	1,4
	N6					13,9	6,3	3,7				13,3		
	2B1	1,8	0,4	0,3	3,2	4,7	16,6	10,1	10,1	10,5	43,3	19,0	6,4	0,8
	2B2	2,5	0,8	0,4	7,7	8,6	27,2	16,3	15,2	18,0	41,8	31,5	10,4	1,5
	N5					12,9	5,4	4,0				11,9		

Site	Horizon	Al_p	Fe_p	Ca_p	C_p	Fe_o	Al_o	Si_o	Al_d	Fe_d	Fe_t	$Al_o + 1/2Fe_o$	allophane	ferrihydrite
ATAS47	A	3,9	2,9	1,0	15,5	5,0	6,3	2,2	6,4	9,0	31,0	8,8	1,3	0,9
	BC	4,7	2,4	1,1	18,2	4,9	9,5	4,3	7,2	9,4	41,0	12,0	2,4	0,8
	N6					11,3	2,5	1,6				8,2		
	2A	2,8	2,1	2,0	16,0	5,6	5,7	4,3	5,3	13,1	38,5	8,5	2,1	0,9
	2BC	3,3	2,5	2,7	18,5	6,7	7,0	5,3	5,5	13,4	37,6	10,4	2,7	1,1
	N5													
ATAS39	A	7,0	2,8	0,2	19,9	8,6	18,1	5,8	13,4	15,7	35,3	22,4	4,3	1,5
	BC	6,0	2,8	0,3	18,1	11,2	19,9	6,9	11,3	17,1	37,8	25,5	5,2	1,9
	N6					8,5	5,8	2,5				10,1		
	2A	3,6	1,3	0,2	9,4	8,6	17,2	7,0	10,3	13,1	42,1	21,5	5,2	1,5
	2B	4,6	1,8	0,2	15,2	6,7	20,5	8,9	14,8	21,1	39,1	23,9	6,2	1,1
	2BC	4,6	2,2	0,2	18,3	6,1	21,7	9,6	15,8	22,8	38,2	24,8	6,7	1,0
ATAS38	N5					10,6	9,2	4,9				14,5		
	AB	7,0	3,1	0,2	18,3	8,7	15,6	4,9	13,4	17,4	36,3	19,9	3,4	1,5
	BC	5,0	2,5	0,3	17,8	11,4	24,0	11,3	18,4	26,4	40,3	29,7	7,6	1,9
	N6					12,8	4,0	1,9				10,4		
	2A	2,7	1,1	0,2	7,2	5,1	14,0	6,1	9,7	10,8	41,2	16,6	4,4	0,9
	2B	4,5	2,4	0,3	15,3	8,1	19,7	9,4	17,2	24,9	39,1	23,8	6,2	1,4
ATAS38	N5					11,0	7,1	4,1				12,6		

5.3 Stock de carbone

Le stock de carbone est plus important dans les sols de surface, à l'exception du site S38, le plus haut en altitude. Il y a une grande variabilité entre les sites et aucune tendance particulière liée à l'altitude. Les sols de surface ont un stock moyen de $29 \pm 15 \text{ g/m}^2$ alors que les sols enfouis ont un stock moyen de $21 \pm 10 \text{ g/m}^2$. Les valeurs de stock calculées et l'épaisseur des sols sont reprises à la figure 5.2. Le site S47 présente des stock beaucoup plus élevés que les autres sites avec un stock de carbone dans le sol de surface de $58,2 \text{ g/m}^2$ et de $34,5 \text{ g/m}^2$ dans le sol enfoui.

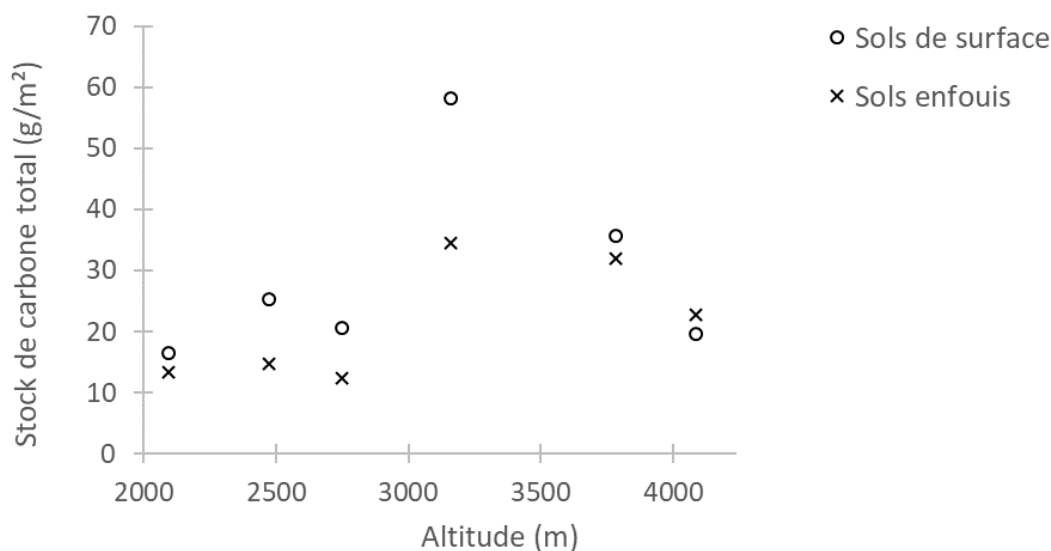


FIGURE 5.2 – Stock de carbone pour les sols enfouis et les sols de surface pour les différents sites en fonction de l'altitude

5.4 Agrégation

5.4.1 Teneur en sable des agrégats

L'agrégation est un mécanisme de stabilisation du carbone dans les sols. La composition en sable de chaque fraction est donc un élément important pour distinguer la fraction de sol au sein de chaque classe d'agrégat. La fraction sableuse en masse pour chaque fraction de chaque horizon analysé est repris à la figure 5.3.

Pour les sols enfouis, la fraction sableuse est relativement constante et a une moyenne, toutes tailles d'agrégats comprises, de $0,45 \pm 0,04$. Pour les sols de surface, la fraction sableuse des agrégats $>2 \text{ mm}$ est plus élevée que pour les autres classes d'agrégats et présente une plus grande dispersion. La fraction sableuse des agrégats $>2 \text{ mm}$ est de $0,67 \pm 0,13$. Les autres classes d'agrégats des sols de surface ont une fraction sableuse similaire aux sols enfouis avec une moyenne de $0,49 \pm 0,05$.

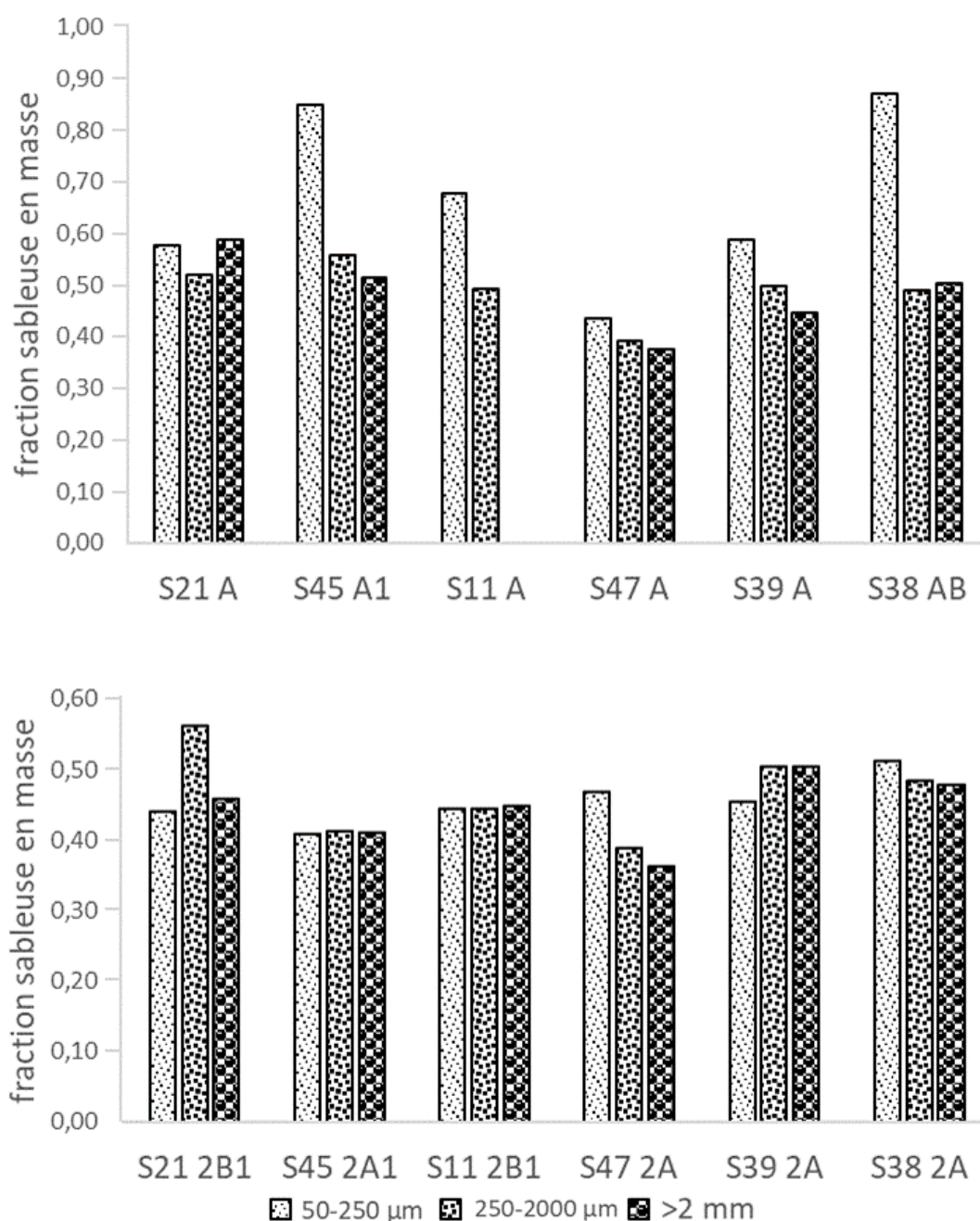


FIGURE 5.3 – Fraction sableuse dans les classes d'agrégats >50 µm pour les sols de surface et les sols enfouis

5.4.2 Distribution des classes d'agrégats

La distribution des classes d'agrégats en pourcentage de masse de sol est reprise à la figure 5.4.

Le sol enfoui S11 2B1 n'a pas de fraction supérieure à 2 mm, car les agrégats ont été cassés lors du tamisage à 2 mm, pour ce sol, aucun échantillon non tamisé a été gardé. Les résultats ne sont donc pas comparables aux autres sols. La comparaison du sol de surface et du sol enfoui du site S11 n'a donc pas non plus de sens.

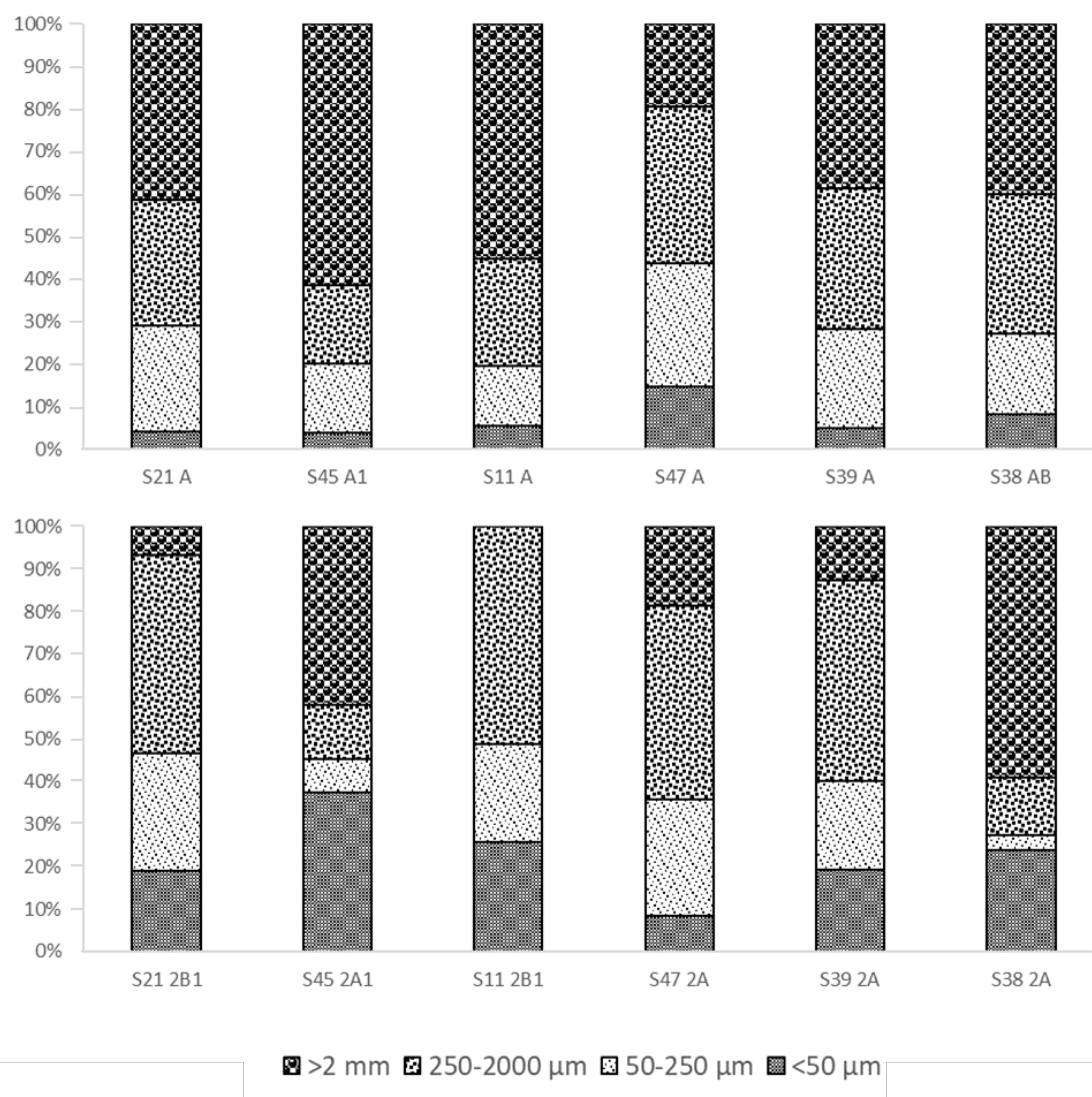


FIGURE 5.4 – Distribution massique de sol des différentes classes d'agrégats, la teneur en sable a été soustraite

Concernant les autres sites, la fraction >2 mm et la fraction entre 250 et 2000 μm sont prépondérantes dans le sol de surface (respectivement : $42,7 \pm 12,4\%$ et $29,4 \pm 6,0\%$) et dans le sol enfoui (respectivement : $27,8 \pm 18,1\%$ et $33,2 \pm 15,9\%$). La classe d'agrégats entre 50 et 250 μm à une moyenne de $17,4 \pm 9,4\%$ pour les sols enfouis et de $21,0 \pm 4,7\%$ pour les sols de surface.

La différence la plus marquée entre les sols enfouis et les sols de surface concerne la fraction non agrégée ou de taille < 50 μm , elle est nettement plus présente dans les sols enfouis que dans les sols de surface avec respectivement une moyenne de $21,6 \pm 7,3\%$ et de $6,8 \pm 3,2\%$.

5.4.3 Carbone total et extractions au pyrophosphate de Na

Les résultats de la teneur en carbone total, du rapport C/N et du C_p pour toutes les fractions d'agrégats sont reprises à la figure 5.5.

La concentration en carbone total est plus élevée pour les sols de surface que pour les sols enfouis, et la fraction $< 50 \mu\text{m}$ présente une teneur plus élevée que les autres fractions. Pour les sols de surface, la classe d'agrégat $< 50 \mu\text{m}$ a une teneur moyenne de $7,1 \pm 0,9\%$ et les autres classes ont une moyenne de $4,9 \pm 0,6\%$. Pour les sols enfouis, la fraction $< 50 \mu\text{m}$ présente la teneur en carbone la plus élevée ($3,1 \pm 1,1\%$) suivie par la classe $> 2\text{mm}$ ($2,1 \pm 0,7\%$), la fraction entre 2mm et $250 \mu\text{m}$ ($1,7 \pm 0,7\%$) et les micro-agrégats entre 50 et $250 \mu\text{m}$ ($1,3 \pm 0,7\%$).

Le rapport C/N est globalement homogène entre les sols enfouis et les sols de surface et les différentes classes d'agrégats avec une moyenne de $10,4 \pm 1,9$ à l'exception de la fraction $> 2\text{mm}$ pour les sols de surface qui a une moyenne de $8,8 \pm 2,6$.

La concentration moyenne en C_p est la plus élevée dans la classe d'agrégat $< 50 \mu\text{m}$ à la fois pour le sol de surface et pour le sol enfoui (respectivement : $3,4 \pm 0,4\%$ et $1,6 \pm 0,8\%$). La concentration moyenne pour les autres classes d'agrégats pour les sols de surface étant de $2,3 \pm 0,2\%$ et de $0,9 \pm 0,5\%$ pour les sols enfouis.

Les résultats des concentrations en Al_p , Fe_p et Ca_p pour les différentes classes d'agrégats sont repris à la figure 5.6.

Les mêmes tendances sont observées pour l' Al_p , le Fe_p et le Ca_p , les concentrations dans les sols de surface étant plus élevées que dans les sols enfouis. Les concentrations en Ca_p sont minimales par rapport aux concentrations en Al_p et Fe_p , à l'exception du site S38 2A qui présente des concentrations en Ca_p équivalentes aux concentrations en Al_p et Fe_p .

Pour les sols de surface, la teneur en Al_p et en Fe_p est décroissante avec la taille de la classe d'agrégats. Les concentrations moyennes pour les classes $> 2\text{mm}$, entre 250 et $2000 \mu\text{m}$, entre 50 et $250 \mu\text{m}$ et $< 50 \mu\text{m}$ sont respectivement pour l' Al_p de $5,0 \pm 0,8\text{g/kg}$, $5,6 \pm 0,5\text{g/kg}$, $5,6 \pm 0,5\text{g/kg}$ et $7,9 \pm 1,7\text{g/kg}$ et pour le Fe_p de $3,2 \pm 1,0\text{g/kg}$, $4,1 \pm 0,3\text{g/kg}$, $4,0 \pm 0,2\text{g/kg}$ et $5,6 \pm 0,7\text{g/kg}$.

Pour les sols enfouis, on observe une autre tendance, où la classe d'agrégats $> 2\text{mm}$ a des concentrations en Al_p et en Fe_p plus élevée que les autres classes d'agrégats et est décroissante avec l'altitude. La concentration en Al_p pour la classe $> 2\text{mm}$ varie entre $12,7$ et $2,6\text{g/kg}$ et entre $8,6$ et $0,6\text{g/kg}$ pour le Fe_p . Pour les classes d'agrégats entre 250 et $2000 \mu\text{m}$, entre 50 et $250 \mu\text{m}$ et $< 50 \mu\text{m}$ les concentrations moyennes en Al_p sont respectivement de $3,0 \pm 0,4\text{g/kg}$, $2,6 \pm 0,6\text{g/kg}$ et $3,7 \pm 1,0\text{g/kg}$ et pour le Fe_p de $1,4 \pm 0,8\text{g/kg}$, $1,3 \pm 0,7\text{g/kg}$ et $1,8 \pm 1,3\text{g/kg}$. La grande dispersion est due aux concentrations élevées de l'horizon S38 2A.

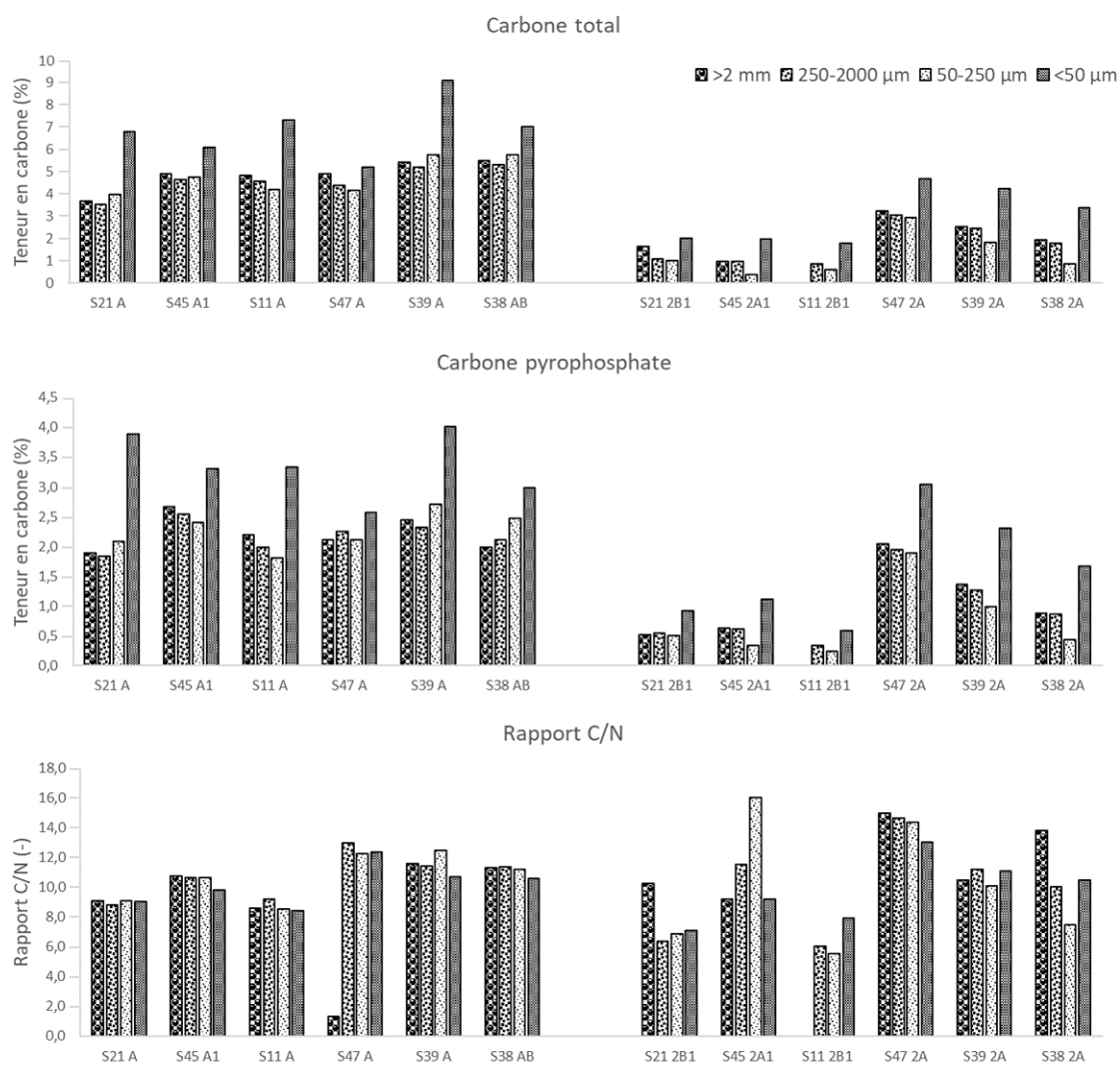


FIGURE 5.5 – Teneur en carbone total, teneur en carbone pyrophosphate et rapport C/N des différentes classes d'agrégats pour les sols de surface (à gauche) et les sols enfouis (à droite).

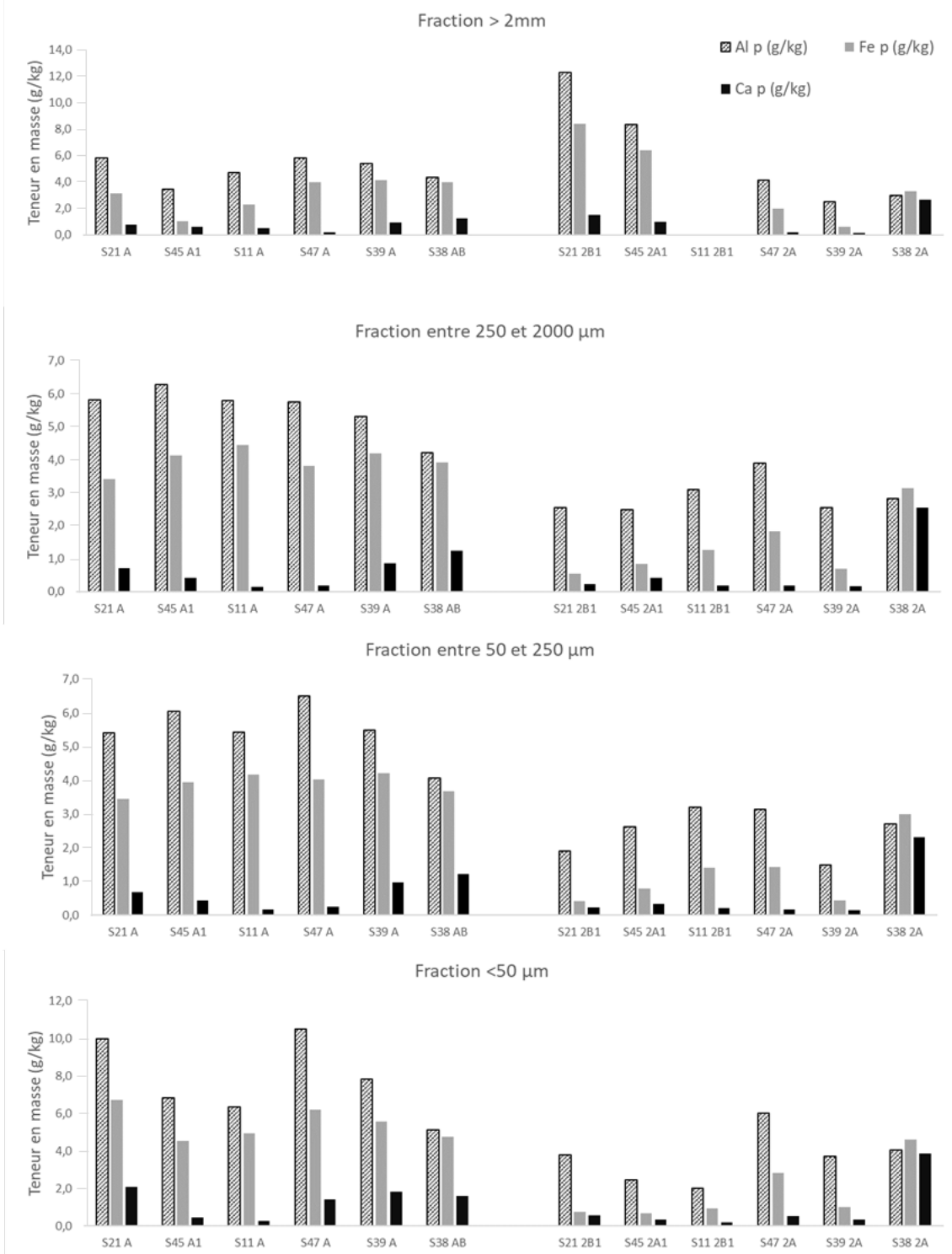


FIGURE 5.6 – Teneur en Al_p , Fe_p et Ca_p dans les différentes classes d'agrégats pour les sols de surface (à gauche) et les sols enfouis (à droite)

TABLE 5.4 – Rapports molaires basés sur les résultats des extractions (Fig 5.3)

Site	Horizon	Al_p/Al_o	Al_o/Si_o	Al_p/Fe_p	$(Al_p + Fe_p)/C_p$	Fe_d/Fe_t	TRB	CEC
		molaire				cmoles charge / kg		
S21	A	0,3	2,9	2,8	0,2	0,5	367,8	12,0
	B	0,2	2,8	3,5	0,2	0,4	407,4	8,5
	C							
	N6		1,7				472,2	
	2B1	0,1	1,9	5,5	0,2	0,3	427,5	7,2
	2B2	0,1	2,1	5,5	0,1	0,3	414,0	8,5
	2BC	0,1	2,1	4,6	0,3	0,3	404,1	7,5
	N5		1,6				503,6	
S45	A1	0,7	4,3	3,0	0,2	0,3	395,9	11,4
	AB	0,2	2,5	2,5	0,2	0,3	394,0	8,5
	BW	0,2	2,6	2,2	0,2	0,4	400,8	10,1
	N6		2,3				472,0	
	2A1	0,2	2,0	6,5	0,2	0,2	467,1	6,4
	2A2	0,2	2,1	4,3	0,2	0,5	353,1	9,1
	2BC	0,1	2,0	4,1	0,2	0,3	409,8	7,0
	N5		2,1				487,9	
S11	AB	0,4	3,1	3,1	0,2	0,4	404,3	10,5
	BW	0,3	2,9	2,8	0,2	0,4	404,1	8,3
	N6		1,8				464,4	
	2B1	0,1	1,7	7,8	0,3	0,2	450,8	8,9
	2B2	0,1	1,7	4,6	0,2	0,4	364,7	6,6
	N5		1,4				503,6	
S47	A	0,6	2,9	2,2	0,2	0,3	392,1	12,3
	BC	0,5	2,3	3,4	0,2	0,2	437,2	12,4
	N6		1,7					
	2A	0,5	1,4	2,0	0,1	0,3	406,0	18,6
	2BC	0,5	1,4	2,2	0,1	0,4	395,8	20,7
	N5							
S39	A	0,4	3,2	3,5	0,2	0,4	373,5	10,6
	BC	0,3	3,0	3,4	0,2	0,5	383,9	9,1
	N6		2,4				442,5	
	2A	0,2	2,6	4,1	0,2	0,3	435,8	7,3
	2B	0,2	2,4	3,5	0,2	0,5	382,5	9,7
	2BC	0,2	2,4	3,0	0,2	0,6	357,3	10,8
	N5		1,9				428,8	
S38	AB	0,4	3,3	2,9	0,2	0,5	382,9	9,8
	BC	0,2	2,2	2,4	0,2	0,7	365,9	11,1
	N6		2,2				432,2	
	2A	0,2	2,4	3,6	0,2	0,3	450,2	7,1
	2B	0,2	2,2	2,4	0,2	0,6	369,4	10,6
	N5		1,8				419,6	

Chapitre 6

Discussion

6.1 Typologie des sols et matériaux parentaux

Les résultats de densité, rétention en phosphate et du paramètre $Al_o + 1/2Fe_o$ (fig. 5.4) ont permis de classer les sols selon leur typologie [DAHLGREN et al. 2004], les critères de classifications sont repris dans l'annexe C. Sur l'épaisseur de sol (> 30 cm), la densité apparente est toujours supérieure à $0,9 \text{ g/cm}^3$, la rétention en phosphate est supérieure à 25% et la somme $Al_o + 1/2Fe_o$ est supérieure à 0,4 %. Ce qui permet de classer les sols comme des Andosols vitriques. Le contenu en verre volcanique et/ou en d'autres minéraux primaires qui doit être $\geq 10\%$ dans la fraction de terre fine n'a pas été mesurée. La quantité $Al_o + 1/2Fe_o$, utilisée pour classer les sols varie entre 0,8 et 3,2 %, la rétention en phosphate moyenne des sols de surface et des sols enfouis est respectivement de $76,1 \pm 7,8\%$ et $67,9 \pm 11,8\%$.

L'ensemble des sols étudiés est polygénique, et présente un profil similaire avec un sol enfoui compris entre deux couches de téphras N5 et N6 provenant du complexe Atacazo-Ninahuilca. Hidalgo et al [HIDALGO et al. 2008] a ressensé et étudié les dernières éruptions et les couches de téphras qui sont les matériaux parentaux des sols étudiés. Les matériaux parentaux des sols enfouis correspondent à l'éruption N5 qui date de $3090 \pm 180 \text{ BC}$ et l'éruption N6 qui date de $282 \pm 76 \text{ BC}$ et qui est le matériau parental du sol moderne de surface. Ce qui est confirmé par la teneur en SiO_2 calculée pour les couches de téphras N6 et N5, respectivement de $60 \pm 1\%$ et $59 \pm 2\%$ et qui sont annoncées par Hidalgo et al comme étant de 63% pour N5 et entre 62 et 63 % pour N6. N5 et N6 sont des dépôts dacitiques.

Les couches N5 et N6 sont constituées de pumices et de fragments lithiques altérés compris dans une matrice, représentant 20 à 30 % en volume, similaires pour N5 et N6 composées en majorité par des plagioclases, des amphiboles et des verres volcaniques [HIDALGO et al. 2008]

6.2 Etat d'altération et toposéquence

6.2.1 Le TRB comme indicateur de l'altération

En regardant le TRB des couches de téphras, on remarque une nette évolution du TRB avec l'altitude comme le montre la figure 6.1, les matériaux parentaux du site S47 n'ont pas été analysés. Pour les couches de téphra N5 et N6, les coefficients de corrélation avec l'altitude sont respectivement de 0,91 et 0,97. On remarque aussi que la pente de la régression de N5 est plus négative que celle de N6, ce qui peut s'expliquer par une altération plus prolongée et donc une baisse du TRB plus marquée pour le sol enfoui que le sol de surface. Cette différence d'altération peut s'expliquer par une différence de précipitation atmosphérique liée à l'altitude ou par une différence de porosité et de granulométrie du dépôt qui conditionneraient le drainage. L'impact du gradient altitudinal sur les conditions d'altération est dans notre cas vérifié.

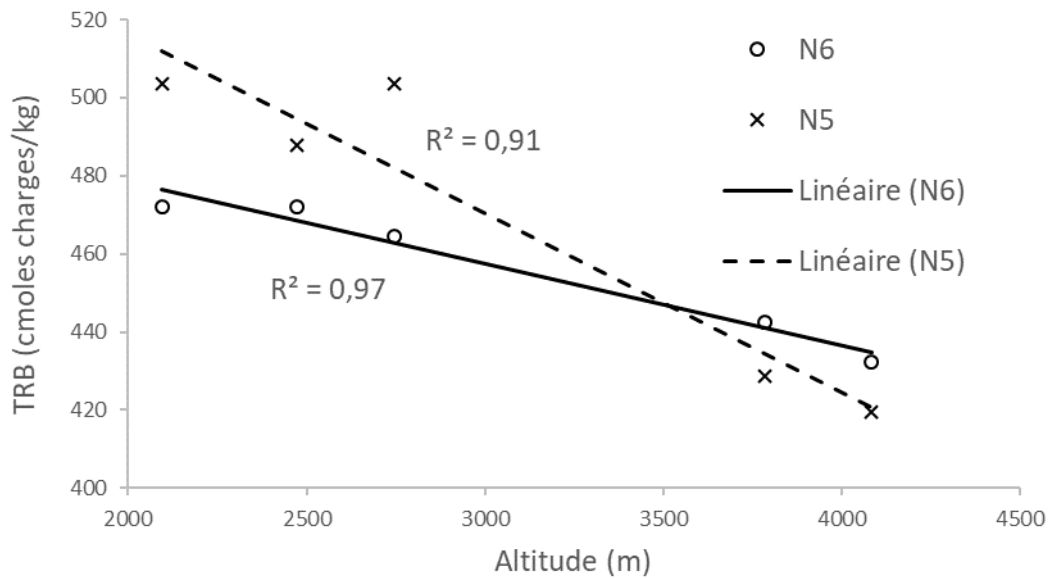


FIGURE 6.1 – Evolution du TRB des matériaux parentaux N5 et N6 en fonction de l'altitude.

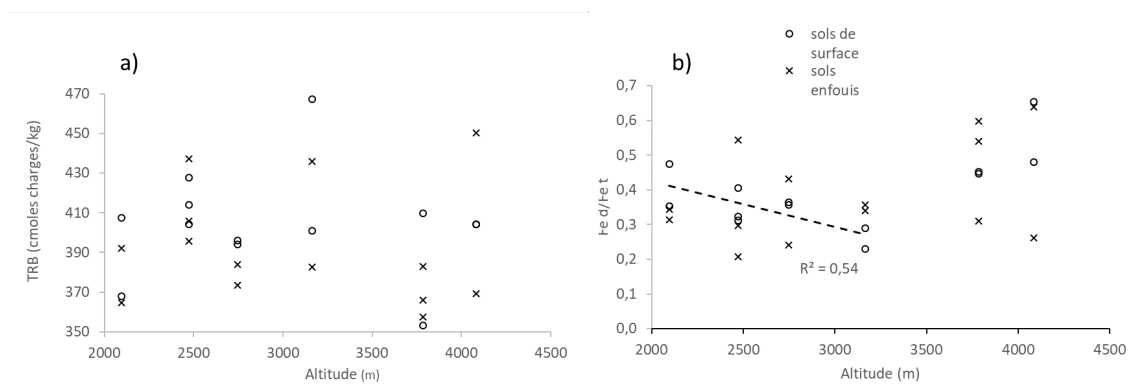


FIGURE 6.2 – Evolution du TRB (a) et du rapport Fe_d/Fe_t (b) en fonction de l'altitude pour les sols de surface et les sols enfouis

Cependant, quand on regarde l'évolution du TRB au sein des sols de surface et des sols enfouis avec l'altitude (figure 6.2), aucune différence d'altération n'est remarquable le long du gradient altitudinal.

Le TRB évolue toutefois avec la profondeur (figure 6.3). Le TRB diminue avec la profondeur des sols de surface et des sols enfouis. La discontinuité due à la couche de téphra N6 est bien marquée par une hausse du TRB en passant à l'horizon 2A.

Quand on compare les valeurs de TRB des matériaux parentaux et des sols de surface, l'altération n'est pas très marquée, la moyenne de TRB pour les matériaux parentaux des sols enfouis (N5) et de surface (N6) sont respectivement de 460 ± 36 et 463 ± 20 . Alors que pour les sols, le TRB moyen des sols de surface est de 404 ± 17 et de 393 ± 23 pour les sols enfouis. Soit une baisse de 12% pour les sols de surface et de 15% pour le sol enfoui.

6.2.2 Le rapport Fe_d/Fe_t comme indicateur de l'altération

L'altération étant par définition le processus qui libère des cations dans le sols provenant du matériau parental, le rapport Fe_d/Fe_t est donc un indicateur de l'altération [POULENARD 2000]. Le Fe_d représentant le Fe pédogénique ou le Fe qui n'est pas dans les roches silicatées cristallines. Son évolution en fonction de l'altitude est reprise à la figure 6.2 et au sein des profils à la figure 6.3.

L'évolution le long du gradient altitudinal ne montre pas la même évolution que pour les matériaux parentaux. Pour les sols de surface en-dessous de 3500 m d'altitude, une évolution de l'altération est même inversement proportionnelle à l'altitude ($R^2=0,54$) et est donc contradictoire avec les résultats de TRB. Pour les sites avec une altitude supérieure à 3500 m, la tendance est cependant identique avec un rapport Fe_d/Fe_t grimpant jusque 0,7. La moyenne du rapport est de $0,4 \pm 0,1$ à la fois pour les sols de surface et pour les sols enfouis.

L'évolution au sein des profils de sol du rapport Fe_d/Fe_t (fig. 6.3) ne montre pas de tendance particulière, à l'exception d'une discontinuité marquée pour le sol enfoui. L'évolution du rapport Fe_d/Fe_t semble toutefois cohérente avec l'évolution du TRB au sein des profils. En effet, une hausse du rapport Fe_d/Fe_t est observée quand le TRB diminue et inversement.

La différence d'altération des Andosols le long de la toposéquence n'est donc pas marquée comme attendue au vu des résultats de Zehetner (2003), Nizeymanna et al (1997) ou encore Chartes et Pain (1984). Les sols étudiés semblent beaucoup moins altérés que les sols repris dans ces études. Ces études ont toutes constaté une évolution de la minéralogie le long du gradient altitudinal résultant de conditions d'altération différentes le long du gradient. Dans notre cas les sols semblent moins altérés et sont donc susceptibles de ne pas présenter la même évolution minéralogique le long du gradient altitudinal, c'est ce qui a motivé le point suivant.

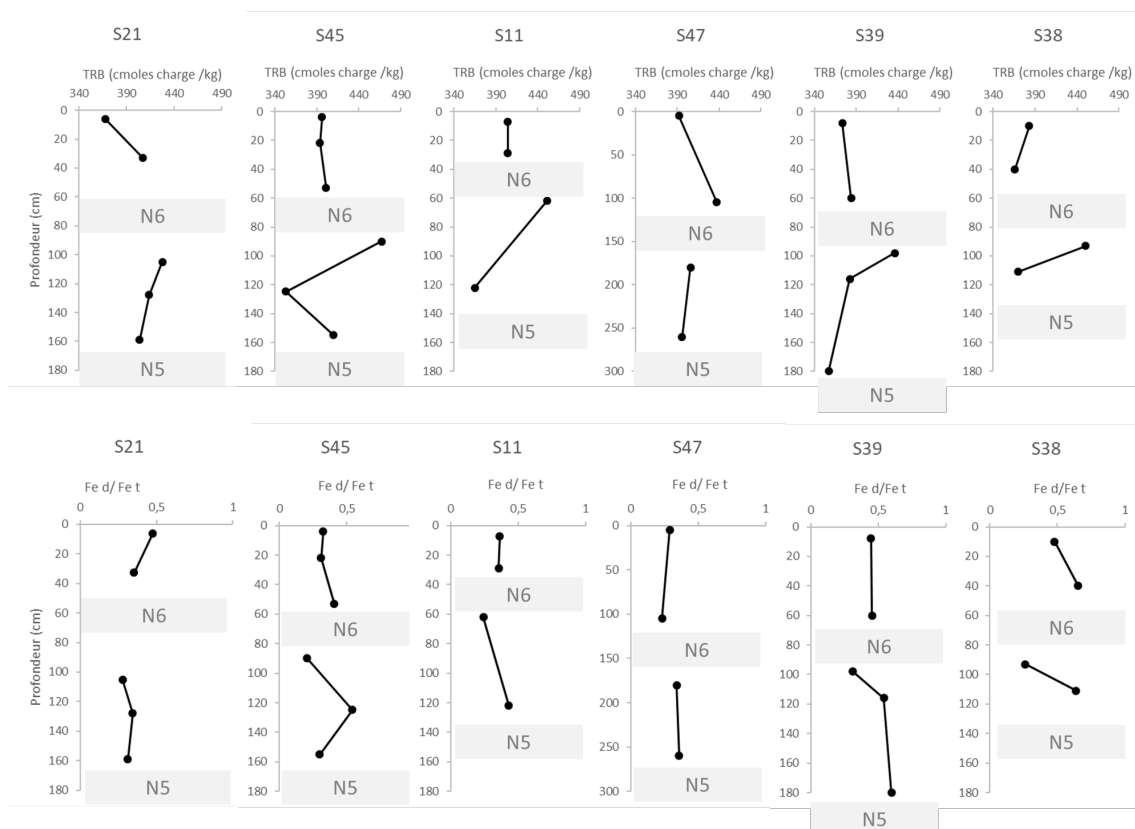


FIGURE 6.3 – Evolution du TRB et du rapport Fe_d/Fe_t en fonction de la profondeur pour les différents sites.

6.2.3 Evolution de la minéralogie le long de la toposéquence

Les résultats de la minéralogie montrent qu'on ne voit pas d'évolution de la minéralogie entre les sols de surface et les sols enfouis, et qu'aucune variabilité avec l'altitude n'est observée. Les phases minérales retrouvées sont toutes des phases minérales primaires de la même famille que celles mentionnées par Hidalgo pour les couches de téphras N5 et N6 [HIDALGO et al. 2008]. Les sols sont donc des sols peu altérés. La bosse présente sur tous les diffractogrammes indique la présence de phases solides amorphes, elle attire l'attention sur la présence potentielle de verre volcanique mais aussi de phases secondaires faiblement cristallisées (SRO minéraux) comme les allophanes, l'imogolite et la ferrihydrite (fig. 5.1). Le faible pic caractéristique des minéraux argileux secondaires qui est visible pour le sol enfoui du site S47 2A et qui correspond à la présence de phyllosilicates [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993], peut provenir du matériau parental ou de l'altération. Le site S38 est le site où l'on s'attend à l'état d'altération le plus avancé.

Les sols étudiés sont donc des sols jeunes, et les résultats de minéralogie sont cohérents avec la classification vitrique des sols. Les résultats de teneur en allophanes et ferrihydrite ne sont pas négligeables. La différence de teneur en allophane n'est pas significative entre les sols de surface (moyenne de $4,4 \pm 1,6\%$) et les sols enfouis (moyenne de $5,9 \pm 1,7\%$) et aucune évolution de la concentration en allophanes avec l'altitude n'est observable. Le temps et la nature du matériau parental semble donc être des facteurs plus limitants dans la formation des allophanes que les précipitations ou tout facteur lié à l'altitude (température, activité biologique).

Dans les matériaux parentaux, le rapport molaire Al_o/Si_o moyen est de $1,9 \pm 0,3$, ce qui correspond au rapport molaire des allophanes riches en Al, le rapport molaire maximal étant de 2 [PARFITT 2009]. Retrouver des allophanes dans le matériau parental suite à l'altération est normal et c'est une des sources principales suspectées [FARMER et al. 1980]. Cependant, pour les sols ce rapport est de $2,4 \pm 0,6$, ce qui indique qu'une partie de l' Al_o des sols ne provient pas de la dissolution des allophanes mais d'autres (hydr)oxydes d'Al mal cristallisés.

Le rapport Al_p/Al_o est utilisé pour classer les Andosols entre les Andosols non-allophaniques ($Al_p/Al_o > 0,5$) et les Andosols allophaniques ($Al_p/Al_o < 0,5$) [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993]. Ce rapport vaut en moyenne pour les sols de surface $0,37 \pm 0,13$ et pour les sols enfouis $0,21 \pm 0,08$. Ce qui les classe comme sols allophaniques à l'exception du site S47 qui est à la limite avec un sol enfoui et un sol de surface avec un rapport $Al_p/Al_o = 0,5$.

6.2.4 Extractions sélectives du Fe comme indice d'altération

Comparativement à l'étude de Zehetner [ZEHETNER et al. 2003] qui montre une évolution de l'altération avec l'altitude (entre 2410 m et 4050 m) pour des sols légèrement plus vieux que ceux de notre étude (3000 ans contre 2300 ans pour les sols de surface) dans des régions peu distantes (en Equateur) avec des climats similaires caractéristiques de la chaîne andine, les sols de notre étude sont beaucoup moins altérés. Les sols de notre études ne présentent pas de minéralogie secondaire à l'exception de SRO minéraux (allophanes et ferrihydrite). Les indicateurs d'altération, le TRB et le rapport Fe_d/Fe_t , montre un état d'altération peu avancé et aucune différence marquée d'altération avec l'altitude n'est identifiée au sein des sols.

En regardant à la quantité de Fe extraite par les différentes extractions, on peut caractériser la disponibilité du Fe au sein des sols et donc son état d'altération. Les différentes quantités extraites sont rapportées au Fe_t (figure 6.4).

Le rapport $Fe_t - Fe_d/Fe_t$ est indicatif du pourcentage de Fe compris dans les roches silicatés cristallines, qui sont dans notre cas les téphras. On remarque que c'est la fraction de Fe la plus importante avec une moyenne pour les sols de surface et les sols enfouis de $61 \pm 10\%$. Le rapport $Fe_d - Fe_o/Fe_t$ représente le pourcentage de Fe présent sous forme d'oxyde cristallin, il est en moyenne de $22 \pm 8\%$ pour les sols enfouis et en moyenne de $18 \pm 5\%$ pour les sols de surface, ce qui n'est significativement pas différent. Le rapport $Fe_o - Fe_p/Fe_t$ représente le pourcentage de Fe présent sous forme d'oxyde mal cristallisé comme les SRO minéraux. Sa teneur est relativement constante pour les sols enfouis et les sols de surface avec une moyenne de $11 \pm 3\%$. Le rapport Fe_p/Fe_t représente le pourcentage de Fe présent dans le complexe organo-métallique. Il est nettement plus élevé pour le sol de surface (moyenne de $10 \pm 2\%$) que pour les sols enfouis (moyenne de $5 \pm 3\%$).

On remarque que le pourcentage de Fe impliqué dans les processus de pédogénèse est plus faible que le Fe qui est dans les minéraux du matériau parental. Une partie du Fe_o pouvant aussi provenir de la dissolution de verre volcanique présent dans le téphra [PARFITT et CHILDS 1988]. A la fois les sols enfouis et les sols de surface sont donc à un stade d'altération peu avancé, ce qui est en accord avec les analyses de TRB.

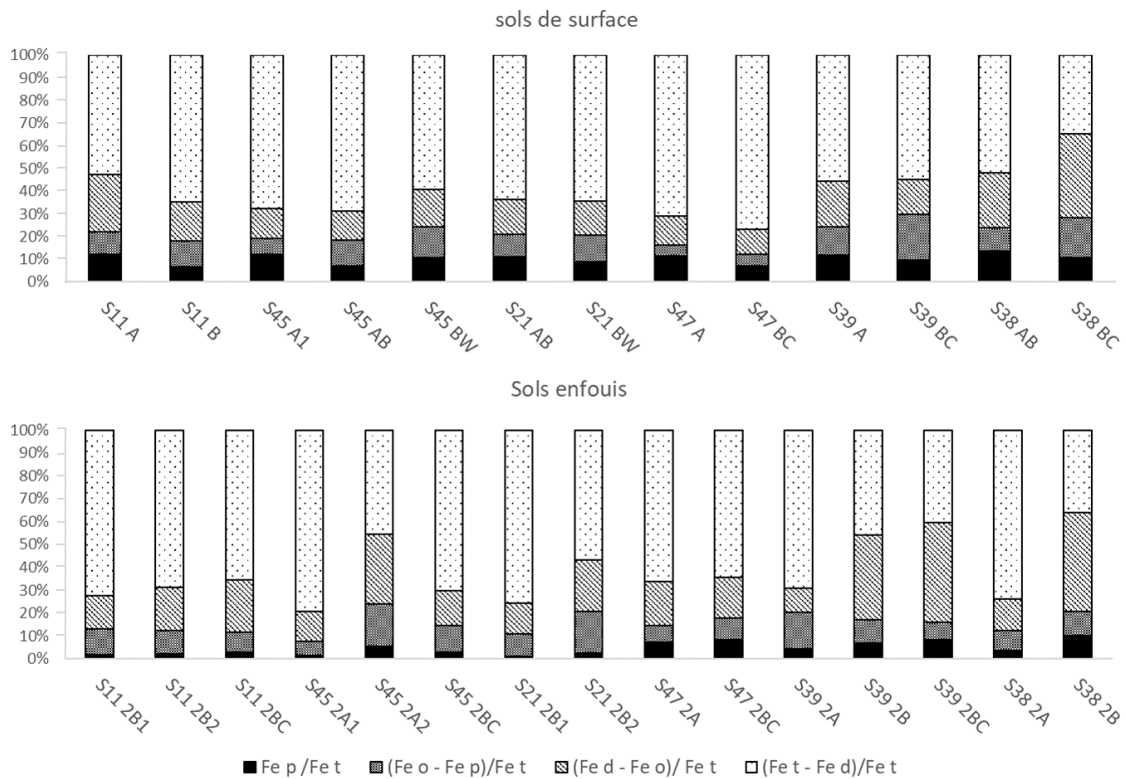


FIGURE 6.4 – Pourcentage de différentes allocations du Fe : Fe de roche silicatée cristalline ($Fe_t - Fe_d/Fe_t$), Fe d'oxyde cristallin ($Fe_d - Fe_o/Fe_t$), Fe d'oxyde mal cristallisé et SRO minéraux ($Fe_o - Fe_p/Fe_t$) et Fe du complexe organo-métallique (Fe_p/Fe_t)

6.2.5 Discontinuité dans les sols enfouis

En regardant le TRB et le rapport Fe_d/Fe_t mais aussi la CEC qui sont des paramètres dont l'évolution est continue le long du profil du sol, on remarque que pour les sols enfouis ce n'est pas le cas. Par exemple, la CEC de l'horizon 2B2 est plus élevée que l'horizon supérieur pour tous les sites à l'exception du site S11, une tendance identique est observée pour la teneur en carbone. Cette discontinuité peut s'expliquer par un dépôt de cendre volcanique ou de téphra entre les horizons 2B1 et 2B2 (ou 2A1 et 2A2 selon le site), visuellement aucune couche de téphra n'est visible sur les profils de sol mais la discontinuité de ces paramètres ne peut s'expliquer sans un ajout de matériau parental altérable [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993]. Le sol enfoui pourrait donc être divisé en deux sols aux développements différents.

Pour la caractérisation de la minéralogie des sols enfouis et des sols de surface, uniquement l'horizon supérieur du sol a été analysé (l'horizon A ou 2A) le sol enfoui considéré est donc formé sur la couche N5 et sur le matériau parental qui s'est ajouté mais qui n'a pas été identifié.

6.2.6 La particularité du site S47

A la fois dans les paramètres de base de caractérisation du sol (CEC, $Al_o + 1/2Fe_o$, rétention en phosphate, ...) que dans les paramètres de mesure de l'altération (TRB, Fe_d/Fe_t), le site S47 présente des résultats fort divergents des autres sites. Les tendances entre le sol de surface et le sol enfoui sont souvent inversé. Il présente pour son sol enfoui des valeurs de CEC 2 fois supérieures aux autres site (S47 2A = 18,6; S47 2B1 = 20,7 cmoles charges/kg contre une moyenne de $10,0 \pm 2,2$ cmoles charges/kg) et un sol de surface avec une CEC plus faible (12,3 cmoles charges/100g), la tendance inverse est observée pour les autres sites. Le site S47 a un rapport $Al_p/Al_o = 0,5$ pour son sol de surface et son sol enfoui, ce qui le classe à la limite des Andosols non-allophanique alors que tous les autres sols sont des sols allophaniques. Cette différence peut expliquer la CEC plus élevée du sol enfoui qui est principalement expliquée par la matière organique [POULENARD 2000] et les résultats d'extractions divergents [PARFITT 2009; SHOJI, NANZYO, SHIRATO et al. 1993].

Une explication probable est due à sa géographie particulière, le site prélevé est entre le sommet de l'Atacazo et un autre sommet secondaire, dans le col. Le phénomène de néblina, un brouillard quotidien qui remonte le flan ouest de l'Atacazo, se dissipe juste avant d'atteindre ce col. Cette position géographique adopte donc peut-être un micro-climat propice à l'agriculture. En effet, le site S47 est le seul site où de l'agriculture a été observée à proximité et la région en faible pente laisse penser que c'est un site exploité depuis une période de temps plus longue que les autres sites. Le travail du sol et la végétation moins présente peuvent expliquer l'altération plus importante du sol de surface, et donc une divergence des paramètres d'altération du sol.

6.3 Teneur en carbone du sol et stock de carbone

6.3.1 Teneur en carbone le long de la toposéquence

Les teneurs en carbone mesurés pour le sol de surface (moyenne de $4,9 \pm 0,9\%$) sont supérieures à celles mesurées pour le sol enfoui (moyenne de $2,3 \pm 0,8\%$). Leur évolution avec l'altitude est reprise à la figure 6.5. La corrélation pour les sols enfouis ($R^2 = 0,46$) est meilleure que pour les sols de surface ($R^2 = 0,38$) mais une pente similaire est observée. Ce coefficient de corrélation est moins bon que celui observé par Zehetner ($R^2 = 0,93$) pour les horizons A [ZEHETNER et al. 2003] ou par Zech ($R^2 = 0,84$) pour un gradient altitudinal compris entre 500 m et 3000 m avec une majorité d'Andosols [ZECH et al. 2014]. Les teneurs en carbone des sols de surface sont particulièrement basses, les teneurs attendues variant de 5 à 20 % [SHOJI, NANZYO et R. DAHLGREN 1993; POULENARD 2000; ZECH et al. 2014]. Les sols enfouis ont quant à eux une teneur similaire aux paléosols enfouis de Pompeii [VOGEL et MÄRKER 2011] et des Andosols allophaniques enfouis de Mexico [PEÑA-RAMIREZ et al. 2009] et un peu moins que les Andosols enfouis du Mt. Kilimanjaro [ZECH et al. 2014] qui varie entre 5 et 10 % et supérieure aux teneurs observées par Zehetner qui varient entre 0 et 1 % [ZEHETNER et al. 2003]. Les teneurs en carbone mesurées dans les couches de téphras N6 et N5 ont respectivement une teneur en carbone moyenne de $0,3 \pm 0,1\%$ et $0,4 \pm 0,3\%$.

Le rapport C/N évolue aussi avec l'altitude pour les sols enfouis ($R^2 = 0,57$) et pour les sols de surface ($R^2 = 0,58$). La conservation du rapport C/N après enfouissement suggère que l'apport en matière organique était similaire pour le sol enfoui et le sol de surface (même occupation du sol et mêmes conditions de dégradation) car le rapport C/N n'évolue pas après l'enfouissement [DEVOS et FECHNER 2005 ; RETALLACK 2001 ; RETALLACK 1998]. La hausse du rapport C/N le long du gradient altitudinal, indique que plus l'altitude est élevée plus le processus d'humification est important par rapport à la minéralisation de la matière organique. Ce qui, dans notre cas, peut s'expliquer par le gradient de température lié à l'altitude, l'activité microbiologique du sol étant directement dépendante de la température.[WHITE 2006]

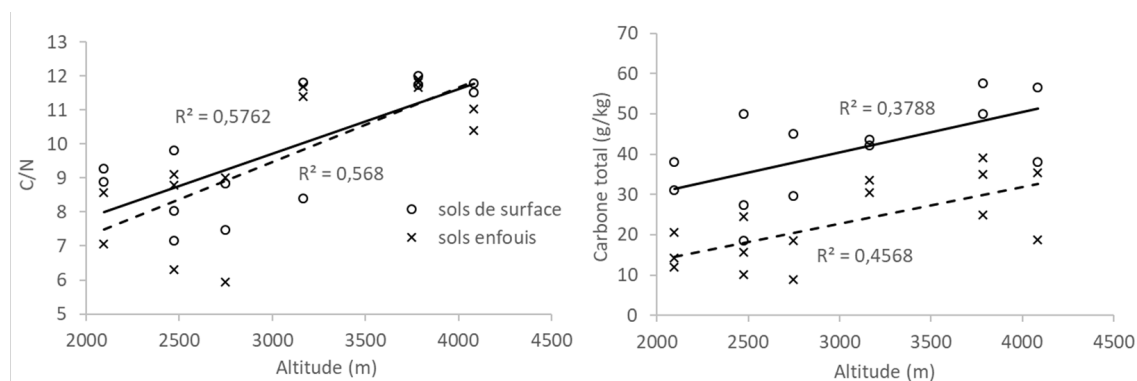


FIGURE 6.5 – Evolution de la teneur en carbone total et du rapport C/N en fonction de l'altitude pour les sols de surface et les sols enfouis

6.3.2 Stock de carbone le long de la toposéquence

Les sols de surface ont un stock moyen de $29 \pm 15 \text{ g/m}^2$ alors que les sols enfouis ont un stock moyen de $21 \pm 10 \text{ g/m}^2$. L'évolution du stock de carbone du sol de surface et du sol enfoui pour chaque site en fonction de l'altitude est représentée à la figure 6.6. La tendance observée est une évolution du stock avec l'altitude pour les sols enfouis et pas ou très peu pour les sols de surface. Une tendance similaire à été observée sur un gradient d'altitude entre 500 et 3000 m pour des Andosols du Mt. Kilimanjaro et sur des Andosols allophaniques de Mexico [ZECH et al. 2014 ; PEÑA-RAMIREZ et al. 2009]. Cela peut s'expliquer par la teneur en carbone croissante avec l'altitude alors que l'épaisseur des sols est assez homogène. Les sols de surface ayant une évolution de la teneur en carbone plus variable, la relation entre stock et altitude est moins marquée. Le site S47 se distingue encore car, en plus d'avoir une teneur élevée en carbone, il est le site avec l'épaisseur de sol la plus importante, il n'est pas pris en compte dans la régression de la figure 6.6. Bien que les coefficients de détermination R^2 de la régression entre l'altitude et le stock des sols enfouis soient de 0,67 et de 0,20 pour les sols de surface, l'altitude ne semble pas, dans notre cas, être un facteur de prédiction du stock fiable compte tenu du peu de points utilisés pour la régression de figure 6.6.

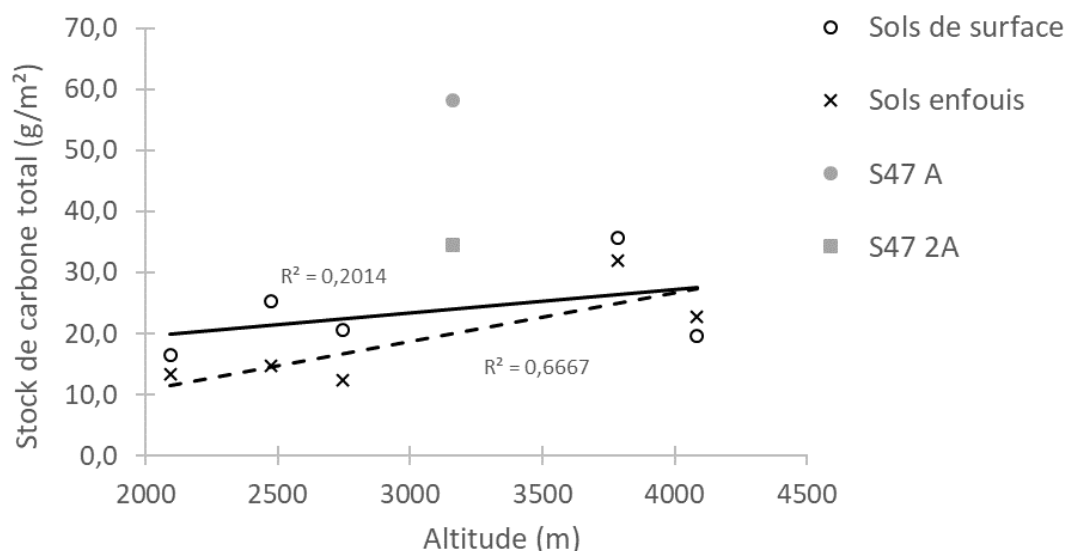


FIGURE 6.6 – Stock de carbone du sol de surface et du sol enfoui en fonction de l'altitude et régression sur tous les sites sauf S47.

6.4 Mécanismes de stabilisation du carbone organique

6.4.1 Allocation du carbone dans les sols

Les extractions sélectives suggèrent sous quelle forme le carbone est présent dans les sols. Leur sélectivité est discutée au point 6.4.3.

L'extraction au pyrophosphate est considérée comme un indicateur de la quantité de Fe et d'Al liée à la matière organique au sein du complexe organo-métallique, et les valeurs de C_p sont représentatives de la quantité de carbone organique liée à ce complexe organo-métallique [OADES 1984]. Les extractions oxalates quant à elles, permettent d'extraire des éléments minéraux altérables présentant des surfaces hydroxylés qui dans le cas des allophanes et des oxydes(hydroxydes) de Fe et d'Al sont capables de stabiliser la matière organique [SOUZA et al. 2018; MATUS, RUMPEL et al. 2014].

Dans notre cas, il existe une bonne corrélation entre le carbone total et le Fe_p ou l' Al_p (figure 6.7). Ce qui suggère que le carbone est principalement associé à des complexes organo-métalliques, et que la stabilité du carbone n'est donc pas principalement due aux interactions avec les surfaces allophaniques et la ferrihydrite. Cette tendance est particulière car, dans le cas des sols allophaniques et dans notre gamme de pH (> 5), on retrouve plutôt une corrélation entre le carbone total et la teneur en allophane [MATUS, RUMPEL et al. 2014; DAHLGREN et al. 2004; WAGAI et al. 2018; SHOJI, NANZYU, SHIRATO et al. 1993]. Ces résultats confirment que l' Al_p est un élément de prédiction de la teneur en carbone plus efficace dans les Andosols que la teneur en allophane [TAKAHASHI et R. A. DAHLGREN 2016; TAKAHASHI, KANNO et al. 2012; TONNEIJCK 2009; PERCIVAL et al. 2000; BOUDOT et al. 1986].

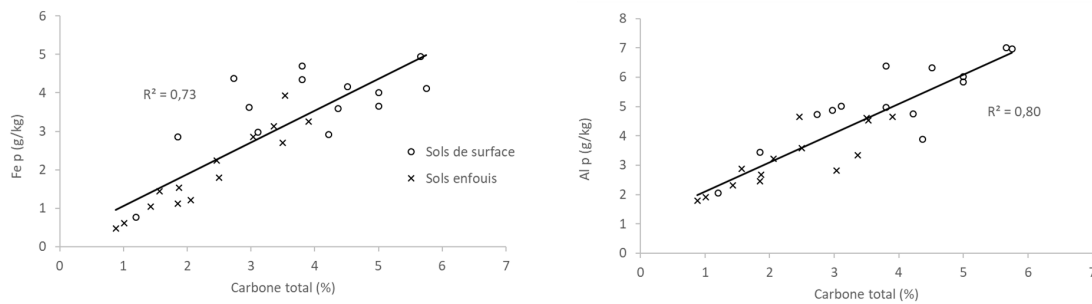


FIGURE 6.7 – Corrélation entre l' Al_p et le Fe_p en fonction de la teneur en carbone total

Cependant, quand on regarde le rapport Al_p / Al_o , ce rapport est majoritairement inférieur à 0,5. Pour les sols enfouis, il varie entre 0,1 et 0,2 à l'exception du sol enfoui S47 2B. Ce qui indique que la matière organique est principalement stabilisée par des interactions sur des surfaces faiblement cristallines et non dans des complexes organo-métalliques [POULENARD 2000]. Ce qui est contradictoire avec la corrélation observée entre la teneur en carbone et l' Al_p .

Comme aucune relation n'est visible entre la teneur en carbone et les extractions oxalate, le rapport Al_p / Al_o n'est sûrement pas le plus cohérent pour caractériser l'allocation du carbone dans le sol. Dans nos sols, la matière organique serait donc principalement stabilisée par le complexe organo-métallique. L' Al_o pourrait provenir de la dissolution de verre volcanique, le matériau parental mal cristallisé prédominant dans le cas de sols jeunes faiblement altérés [PERCIVAL et al. 2000]. Le rapport plus faible pour les sols enfouis que pour les sols de surface est cependant cohérent et montre que la formation de complexes organo-métalliques est plus importante dans les horizons A et diminue avec la profondeur comme le suggère Poulénard [POULENARD 2000].

Sur des oxisols, des sols beaucoup plus altérés que nos sols, Souza [SOUZA et al. 2018] met en évidence la stabilisation de carbone sur des oxydes et hydroxydes de Fe et Al cristallins (goethite et hématite). On ne retrouve pas d'oxydes de Fe cristallins secondaires dans notre cas et la somme $Fe_d - Fe_o$ estime la présence de Fe cristallins primaires (magnétite,...) à une moyenne de 0,8%. La stabilisation du carbone ne peut donc pas s'expliquer par ce type d'interaction, les mêmes conclusions avaient été tirées par Boudot pour des Andosols [BOUDOT et al. 1986].

6.4.2 Etat du complexe organo-métallique et relation avec la topographie

Le carbone est donc principalement présent dans le complexe organo-métallique. La figure 6.8 montre la corrélation entre le C_p et la teneur en carbone totale. On remarque que la corrélation est très bonne pour les sols enfouis ($R^2 = 0,89$) et que pour les sols de surface, un plateau est atteint à une teneur limite de 20 g/kg en C_p . La corrélation entre C_p et C_t n'a donc peut-être pas lieu d'être pour les sols de surface. La tendance entre sols de surface et sols enfouis est donc différente.

Le rapport Al_p/C ou $Al_p + Fe_p/C$ est utilisé pour caractériser la saturation du complexe organo-métallique. Dans notre cas, le rapport $Al_p + Fe_p/C$ est utilisé compte tenu de la quantité importante de Fe_p dans nos sols qui contribue au complexe organo-métallique. En effet, le rapport Al_p/Fe_p attendu pour des Andosols est d'environ 10 alors que nos sols ont un rapport de $2,9 \pm 0,4$ pour les sols de surface et de $4,2 \pm 1,2$ pour les sols enfouis. Le ratio de 10 s'explique par le Fe qui est plus stable sous forme d'(hydr)oxydes de Fe que dans le complexe organo-métallique [TAKAHASHI et R. A. DAHLGREN 2016].

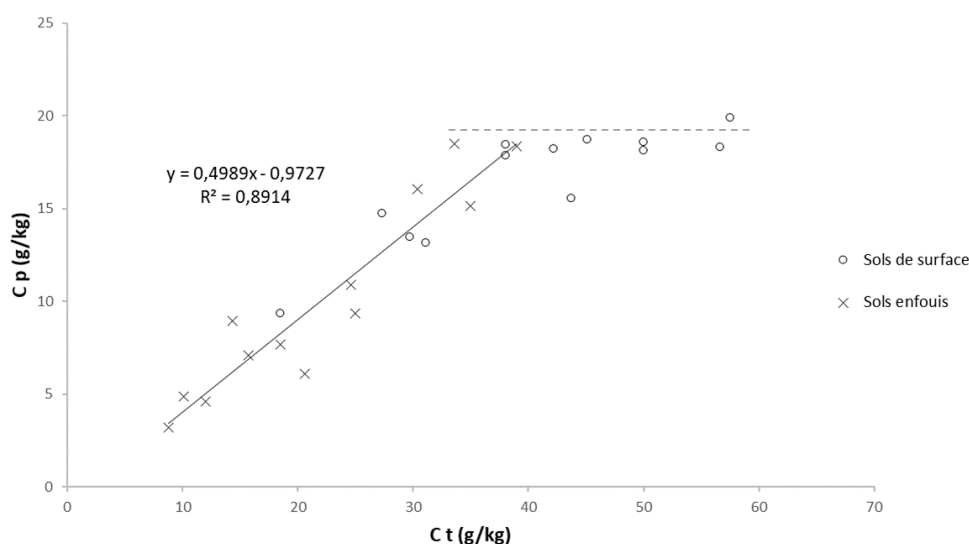


FIGURE 6.8 – Corrélation entre le C_p et le carbone total pour le sol de surface et le sol enfoui.

Le rapport $Al_p + Fe_p/C_p$ indique la saturation du complexe organo-métallique quand il est $> 0,12$ [TAKAHASHI et R. A. DAHLGREN 2016; MATUS, PANICHINI et al. 2009] ou $> 0,18$ [GARRIDO et MATUS 2012; NANZYO 2002; UGOLINI et R. DAHLGREN 2002]. Le rapport ne diffère pas entre le sol de surface (moyenne de $0,20 \pm 0,02$) et les sols enfouis (moyenne de $0,20 \pm 0,04$) et est particulièrement élevé. Ce ratio est surestimé, dû à la non spécificité de l'extraction au pyrophosphate [TAKAHASHI et R. A. DAHLGREN 2016] qui est discuté au point 6.4.3. A la fois dans les sols de surface et dans les sols enfouis, le complexe organo-métallique est responsable de la stabilisation d'une partie de la matière organique et semble saturé dans tous les cas. Pour les sols de surface à partir d'une concentration en carbone totale de 3,5 %, un autre mécanisme de stabilisation semble permettre une accumulation de matière organique indépendante du complexe organo-métallique. Les résultats des extractions pyrophosphates et oxalates ne permettent pas d'identifier ce mécanisme.

Matus (2014) et Shoji (1993) expliquent que la saturation du complexe organo-métallique permet à l'Al en solution de précipiter avec le silicium et donc la formation des allophanes et expliquent l'absence de relation entre concentration en allophanes et stock de carbone par ce processus. Cette hypothèse justifie la dominance du complexe organo-métallique dans nos sols et l'absence de corrélation entre la concentration en allophanes et la teneur en carbone totale.

La fraction de carbone qui n'est pas dans le complexe organo-métallique est donnée par la somme $C_t - C_p$, elle correspond à la matière organique particulaire (racines, micro-organismes) et la fraction de carbone stabilisée sur les surface minérales (secondaires dans notre cas), son évolution avec l'altitude pour les sols enfouis et les sols de surface est repris à la figure 6.9. On remarque que cette fraction est corrélée avec l'altitude pour les sols de surface ($R^2 = 0,39$) et pour les sols enfouis ($R^2 = 0,50$). L'évolution de la teneur en carbone avec l'altitude n'est donc pas une propriété intrinsèque au complexe organo-métallique. D'autres mécanismes interviennent donc dans la stabilité du carbone et pourraient expliquer la variation altitudinale observée.

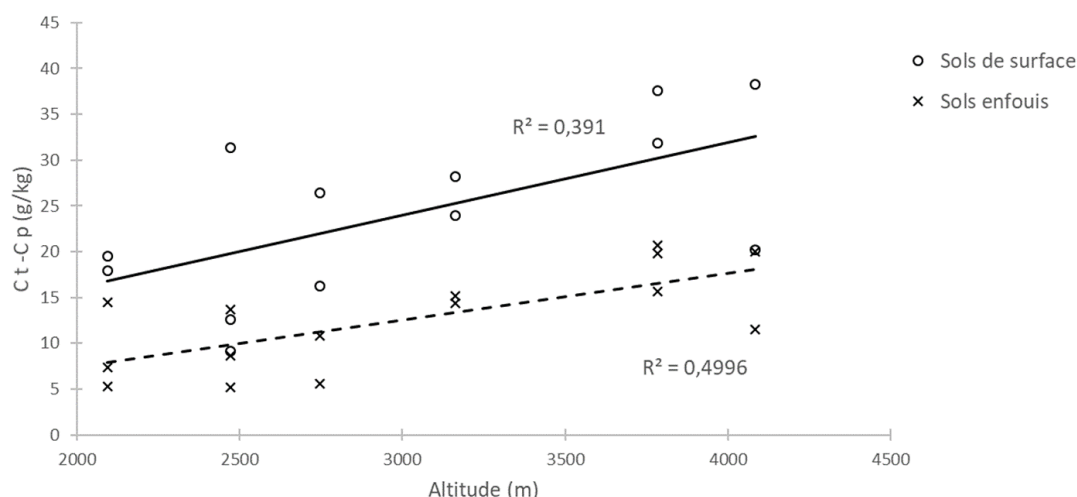


FIGURE 6.9 – Evolution de la fraction de carbone qui n'est pas dans le complexe organo-métallique $C_t - C_p$ en fonction de l'altitude

6.4.3 Problèmes liés aux extractions

Plusieurs études attirent l'attention sur la non spécificité des extractions oxalates et pyrophosphates [EGLI et al. 2008; KAISER et al. 1996; PEÑA-RAMIREZ et al. 2009; PERCIVAL et al. 2000].

L'extraction au pyrophosphate de Na, qui est utilisé pour caractériser les éléments associés au complexe organo-métallique, est susceptible de dissoudre les SRO minéraux [EGLI et al. 2008; KAISER et al. 1996; PEÑA-RAMIREZ et al. 2009]. Parfitt et Childs (1988) ont montré qu'un rapport $C_t/Fe_p < 10$ indiquait que une partie du fer provenait de Fe non-organique comme la ferrihydrite. Ce qui semble être notre cas pour au moins un horizon des trois sites de plus faible altitude (S21, S45 et S11) et les horizons B et 2B du site S38. La valeur moyenne de ce rapport est de $10,6 \pm 2,3$ pour les sols de surface et de $13,4 \pm 2,4$ pour le sol enfoui. Le coefficient de détermination de la corrélation entre les valeurs de ferrihydrite calculées sur base des extractions oxalates et le rapport C_t/Fe_p est de 0,26 (fig 6.10). Ce qui va dans le sens de Parfitt et Childs (1988).

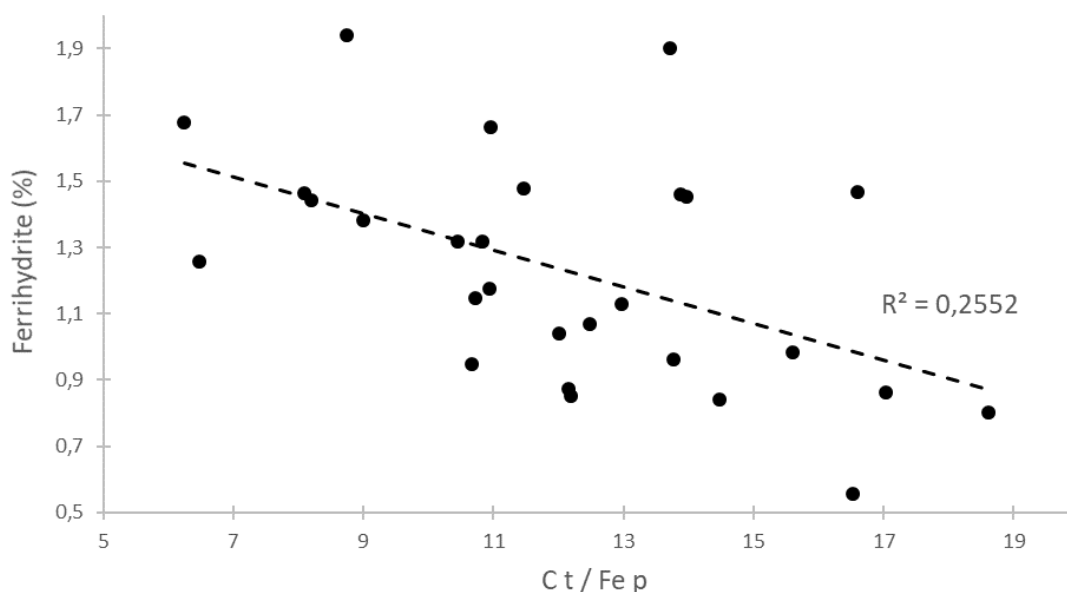


FIGURE 6.10 – Droite de corrélation entre le rapport C_t/Fe_p et la teneur en ferrihydrite

Cette non-spécificité de l'extraction au pyrophosphate explique le rapport Al_p/Fe_p particulièrement bas discuté au point 6.4.2. En effet, les valeurs attendues du rapport Al_p/Fe_p sont de ± 10 en considérant que l'Al et le Fe extraits proviennent uniquement du complexe organo-métallique. Dans notre cas, la dissolution de ferrihydrite ou d'un autre oxyde de Fe peut expliquer notre rapport beaucoup plus bas ($2,9 \pm 0,4$ pour les sols de surface et de $4,2 \pm 1,2$ pour les sols enfouis).

L'extraction oxalate présente aussi de grandes variabilités et des biais potentiels [PARFITT et CHILDS 1988; BELOUSOVA 2006; SHAHANDEH et al. 1994]. L'estimation de la teneur en ferrihydrite via le Fe_o peut être surestimée. L'extraction oxalate serait aussi susceptible de dissoudre le verre volcanique facilement altérable [BELOUSOVA 2006]. Dans notre cas, les extractions oxalates réalisées sur les matériaux parentaux N5 et N6 sont interpellantes, le Fe_o extrait dans les matériaux parentaux (moyenne de $11,5 \pm 1,3$ g/kg) est plus élevé que dans les sols (moyenne de $7,2 \pm 1,7$). Ce qui indique qu'une grande partie du Fe_o extrait dans les sols peut venir de l'altération d'oxydes faiblement cristallins (comme l'hématite) ou de verre volcanique. La quantité d'allophane est donc certainement surestimée, ce qui conforte que site S47 n'est pas un sol allophanique (cfr point 6.2.6)

6.5 Stabilisation du carbone par la formation d'agrégats

6.5.1 Distribution des tailles d'agrégats

La distribution de la classe des agrégats (fig. 5.4) montre que les agrégats $> 2\text{ mm}$ et les macro-agrégats (entre 250 et $2000\mu\text{m}$) sont majoritaires et représentent plus de 50 % de la masse totale. Vient ensuite la fraction entre 50 et $250\mu\text{m}$ (moyenne de $17,4 \pm 9,4\%$ pour les sols enfouis et de $21,0 \pm 4,7\%$ pour les sols de surface) et la fraction $< 50\mu\text{m}$ (moyenne de $21,6 \pm 7,3\%$ pour les sols enfouis et de $6,8 \pm 3,2\%$ pour le sol de surface). Des tendances similaires ont été observées pour des Andosols [HUYGENS et al. 2005] et pour des Andosols allophaniques [ASANO et WAGAI 2014], ce qui montre que l'agrégation est forte dans ce type de sol et peut intervenir dans des mécanismes de protection de la matière organique.

La fraction d'agrégat $> 2\text{ mm}$ est moins marquée pour les sols enfouis (moyenne de $27,8 \pm 18,1\%$) que pour les sols de surface ($42,7 \pm 12,4\%$) au profit de la fraction entre 250 et $2000\mu\text{m}$ qui est plus marquée dans les sols enfouis ($33,2 \pm 15,9\%$) que dans les sols de surface ($29,4 \pm 6,0\%$), à l'exception du site S38. Cette tendance peut s'expliquer par l'absence d'apport en matière organique dans le sol enfoui car la matière organique peu dégradée (racines et macro-molécules) est responsable de la formation des agrégats $> 2\text{ mm}$ et des macro-agrégats, ce niveau d'agrégation est le plus fragile [OADES 1984].

La distribution des différentes tailles d'agrégats ne varie pas avec l'altitude, l'agrégation ne peut donc pas expliquer la variabilité altitudinale de la teneur en carbone total.

6.5.2 Evolution de la teneur en carbone dans les différentes classes d'agrégats

Comme le montre la figure 5.5, la teneur en carbone est homogène dans les différentes classes d'agrégats pour les sols de surface (moyenne de $4,9 \pm 0,6\%$) et croît pour les sols enfouis avec la taille des agrégats (cfr point 5.4.3) à l'exception de la fraction $< 50\mu\text{m}$ qui présente des teneurs plus élevées que les autres fractions (sols de surface = $7,1 \pm 0,9\%$; sols enfouis = $3,1 \pm 1,1\%$).

La teneur plus élevée de la fraction $< 50\mu\text{m}$ peut s'expliquer par la présence de minéraux secondaire argileux, dans notre cas les allophanes, l'imogolite et la ferrihydrite qui s'associent en micro-agrégats riches en matière organique et qui ne seraient pas impliqués dans l'agrégation ou qui auraient été lessivés par la méthode de séparation [SIX, ELLIOTT et al. 1998; ASANO et WAGAI 2014].

Pour les sols de surface, la teneur en carbone est homogène entre les classes d'agrégats, cette tendance a déjà été constatée pour des Andosols allophaniques [HUYGENS et al. 2005; PAUL et al. 2008], et conforte l'hypothèse qu'il n'y ait pas de hiérarchie dans l'agrégation des Andosols. Cette homogénéité peut s'expliquer par la forte présence de complexes organo-métalliques, des SRO minéraux et des (hydr)oxydes de fer et d'Al qui sont des agents liants forts ne permettant pas d'agrégation hiérarchisée [ASANO et WAGAI 2014; WARKENTIN et al. 1988].

Pour les sols enfouis, la teneur en carbone est croissante avec la taille des agrégats à l'exception de la fraction $< 50\mu m$, ce qui peut s'expliquer par le principe de hiérarchisation des agrégats qui est marquée dans d'autres ordres de sol que les Andosols [ELLIOTT 1986; SIX, ELLIOTT et al. 1998], les macro-agrégats sont liés par des macro-molécules organiques riches en carbone. Les micro-agrégats étant constitutifs des macro-agrégats le changement de teneur peut s'expliquer par le lien d'origine organique [ELLIOTT 1986].

Le rapport C/N moyen pour les sols de surface et les sols enfouis est de $10,4 \pm 1,9$ et est homogène pour toutes les classes d'agrégats. Ce rapport assez faible indique que la matière organique est minéralisable [NICOLARDOT et al. 2001].

6.5.3 Stabilité du carbone et agrégation

Pour les sols de surface, les différentes classes d'agrégats présentent les mêmes teneurs en carbone et le rapport C/N est uniforme. Ce qui va dans le sens de la théorie suggérée par Asano et Wagaie (2014). Ceux-ci ont également mis en évidence une forte corrélation, pour toutes les classes d'agrégats, entre la teneur en carbone total et les cations polyvalents (Al_p et Fe_p). Dans notre cas, cette corrélation est vérifiée pour toutes les classes d'agrégats ($R^2(< 50\mu m) = 0,50$; $R^2(entre 50 et 250\mu m) = 0,59$; $R^2(entre 50 et 250\mu m) = 0,68$) à l'exception des agrégats $> 2mm$ si l'on ne différencie pas les sols enfouis des sols de surface. En considérant des droites de corrélation spécifiques au sols de surface et au sols enfouis, il n'y a que pour la fraction $< 50\mu m$ des sols enfouis qui montre une corrélation significative $R^2 = 0,67$ (figure 6.11).

L'absence de corrélation pour la fraction $> 2mm$ pourrait s'expliquer par la présence prépondérante de matière organique peu dégradée comme des racines en dépit de carbone stabilisé dans les complexes organo-métalliques et amener un élément d'explication au plateau atteint dans la figure 6.8 discutée au point 6.4.2.

Cependant, la figure 6.12 qui montre la corrélation entre le C_p et le carbone total pour les extractions au pyrophosphate sur les classes d'agrégats, ne présente pas de plateau comme la figure 6.8. La seule différence opératoire entre les deux extractions au pyrophosphate est que les échantillons des classes d'agrégats ont été préalablement broyés alors que les échantillons pour tous les horizons ont uniquement été tamisés à 2 mm.

La présence du plateau pourrait donc potentiellement s'expliquer par une protection du carbone à l'extraction au pyrophosphate par la formation d'agrégats qui ne seraient pas complètement dissociés lors de l'analyse. Ce qui pourrait s'expliquer par la dessiccation irréversible des agrégats [LEGROS 2007]. Les pentes des droites de régression des deux graphiques sont similaires (figure 6.8 = 0,50; figure 6.12 = 0,46).

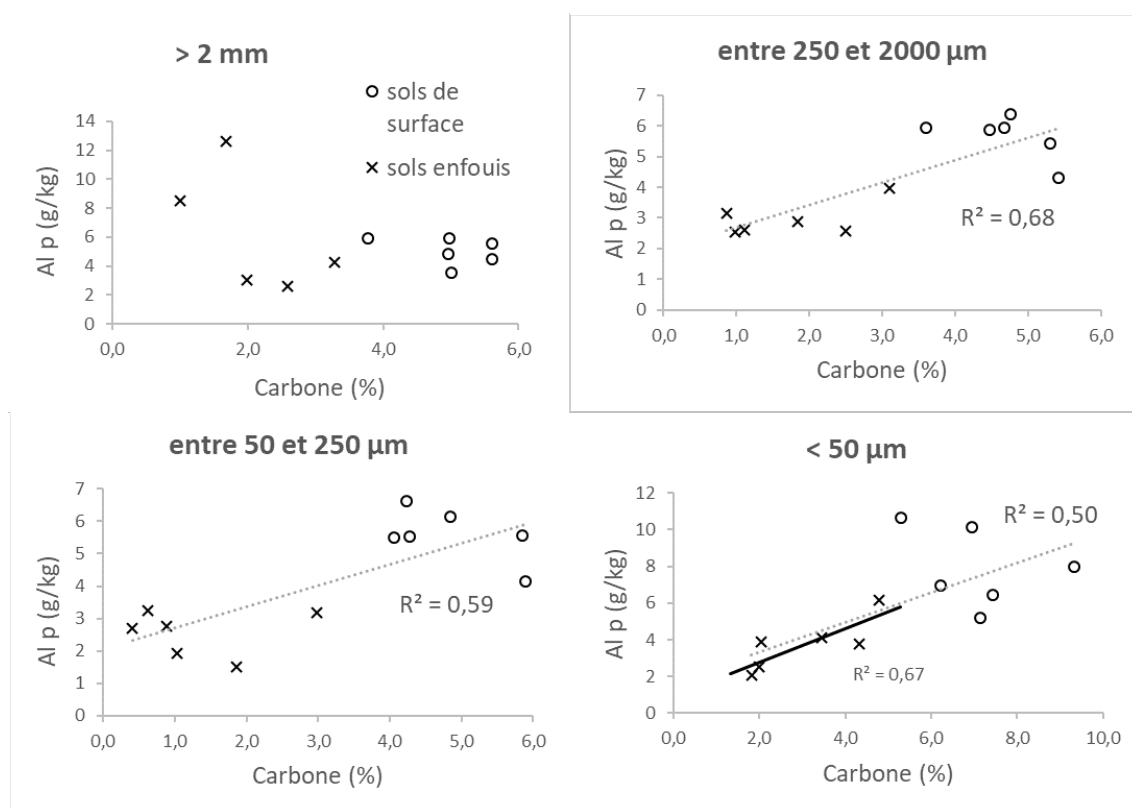


FIGURE 6.11 – Corrélation entre le carbone total et l' Al_p pour les différentes tailles d'agrégats

Le carbone est donc stabilisé par des interactions avec les cations polyvalents dans toutes les classes d'agrégats à la fois pour les sols enfouis et les sols de surface. Asano et Wagai (2014) ou Warkentin (1988) arguent que ces associations organo-métalliques jouent un rôle dans la formation des agrégats avec les SRO minéraux et que ces agrégats seraient responsables de la stabilisation du carbone. Cette explication est adaptée à notre étude de cas, bien que notre teneur en SRO minéraux est plus faible et explique que l'agrégation des sols enfouis est moins importante que les sols de surface.

La stabilisation du carbone dans les complexes organo-métalliques peut s'expliquer par une baisse de la biodisponibilité du carbone suite à la complexation avec des cations multivalents [BALDOCK et BROOS 2011; TAKAHASHI et R. A. DAHLGREN 2016; RASMUSSEN et al. 2006]. Dans les agrégats, la biodisponibilité du carbone est aussi pointée comme responsable de la stabilisation de carbone [WARKENTIN et al. 1988; MATUS, RUMPEL et al. 2014; HUYGENS et al. 2005; BALDOCK et BROOS 2011]. La teneur en carbone des sols seraient donc liée à l'activité biologique du sol et sa capacité à minéraliser la matière organique. Dans notre cas, les mécanismes influençant la biodisponibilité ne permettent pas d'expliquer la variation altitudinale de la teneur en carbone. Par contre, la variation altitudinale peut s'expliquer par l'activité biologique des sols qui est directement dépendante de la température et donc du gradient altitudinal.

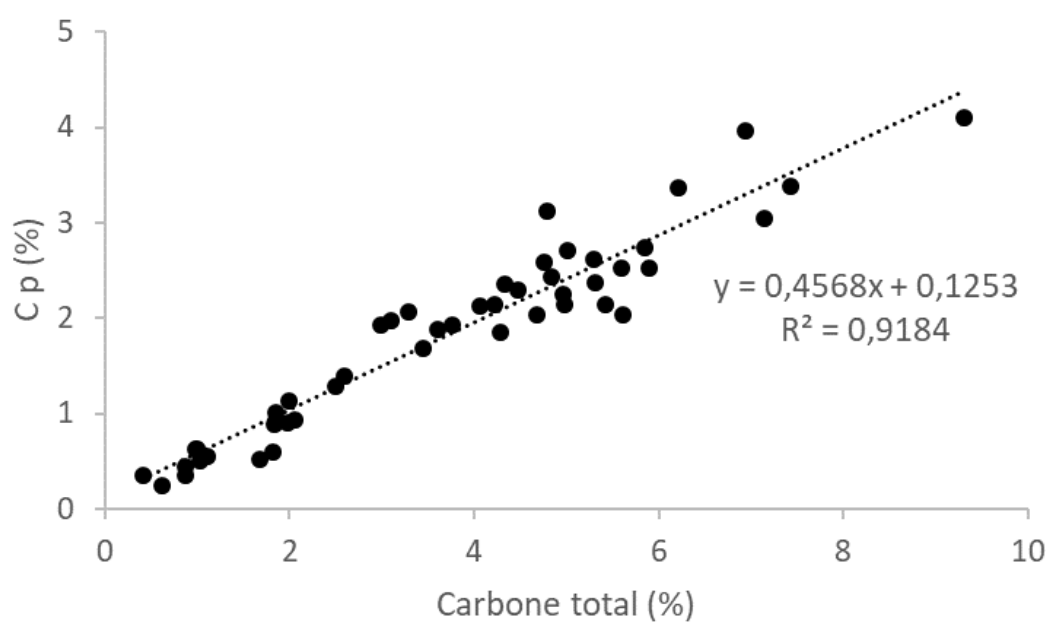


FIGURE 6.12 – Corrélation entre le carbone total et le C_p pour les différentes tailles d'agrégats

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

Les sols du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca sont des Andosols jeunes avec des propriétés vitriques, se rapprochant des propriétés andiques. Le sol de surface et le sol enfoui se sont formés sur un dépôt de téphra dacitique, leur état d'altération peu avancé est marqué par une absence de minéraux cristallins secondaires, et une présence probable de verre volcanique. On y retrouve tout de même des allophanes à hauteur de $5,2 \pm 1,7$ % et de la ferrhydrite à hauteur de $1,2 \pm 0,3$ % . Ces teneurs donnent des propriétés allophaniques aux sols mais s'avèrent certainement biaisées par la non spécificité des extractions oxalate et pyrophosphate.

L'altération des sols en fonction de l'altitude n'a pas pu être mise en évidence de manière certaine, les paramètres d'évaluation de l'altération des sols n'évoluent pas avec l'altitude. Ni le TRB, ni le rapport Fe_d/Fe_t , ni la minéralogie ont permis d'avancer que l'état d'altération du sol évolue avec l'altitude et ce, pour les sols enfouis et les sols de surface. Une exception concerne le TRB des matériaux parentaux qui évolue avec l'altitude. Une caractérisation plus précise du climat spécifique à la zone étudiée pourrait amener des éléments d'explication.

La différence d'altération entre le sol de surface et le sol enfoui a été mise en évidence par le TRB et le rapport Fe_d/Fe_t . Le sol enfoui est plus altéré que le sol de surface. Une discontinuité marquée pour le sol enfoui a été mise en évidence et suggère la présence de deux sols distincts suite à l'apport d'un nouveau matériau parental.

L'étude de la stabilité du carbone a montré que le caractère non-allophanique des sols était prépondérant et que le carbone était majoritairement stocké dans le complexe organo-métallique. Ce qui est attendu au vu de la forte teneur en Al et Fe dans le sol. Le carbone total est corrélé avec l'altitude et les cations métalliques mais l'évolution de la teneur en carbone avec l'altitude n'est pas un élément intrinsèque au complexe organo-métallique. L'agrégation du sol ne peut pas expliquer cette variation.

L'agrégation dans les sols s'avère forte et non hiérarchisée pour les sols de surface et hiérarchisée pour les sols enfouis avec une teneur en carbone plus importante pour les agrégats $< 50\mu m$. La forte agrégation s'explique par la teneur en minéraux faiblement cristallins (allophanes, imogolite et ferrihydrite) et le complexe organo-métallique qui offre une grande possibilité de lien d'agrégation. La teneur en carbone plus élevée de la classe d'agrégats $< 50\mu m$ peut s'expliquer par l'agrégation de matière organique au SRO minéraux du sol. L'agrégation ne permet pas d'expliquer la variation altitudinale de la teneur en carbone mais est bien liée à la différence de teneur en carbone entre le sol de surface et le sol enfoui. L'agrégation est plus importante pour le sol de surface plus riche en matière organique que les sols enfouis. Les résultats des extractions au pyrophosphate ont soulevé la protection potentielle du carbone des agrégats à l'extraction au pyrophosphate.

Le principal facteur pouvant expliquer la variation altitudinale de la teneur en carbone est la température, qui est un facteur qui conditionne l'activité biologique du sol et donc la dégradation de la matière organique. Les mécanismes liés à l'activité biologique du sol n'ont pas été étudiés dans ce mémoire.

Afin de mieux comprendre les mécanismes de stabilisation dans les Andosols vitriques, une compréhension plus précise de la spécificité des extractions oxalate et pyrophosphate semblent nécessaire, particulièrement concernant leur pouvoir d'extraction des verres volcaniques et des SRO minéraux.

Bibliographie

- Akihiro, I., Shuichiro, Y., Yoshiyuki, I., Nagaharu, T. et Seiichi, O. (2010). « Volcanic ash additions control soil carbon accumulation in brown forest soils in Japan ». *Soil science and plante nutrition* 56, p. 734–744.
- Asano, M. et Wagai, R. (2014). « Evidence of aggregate hierarchy at micro- to submicron scales in an allophanic Andisol ». *Geoderma* 216, p. 62–74.
- Baldock, J. et Broos, K. (2011). *Soil Organic Matter*. CRC Press, p. 1–52.
- Bascomb, C. L. (1968). « distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups ». *European Journal of Soil Science* 19, p. 251–268.
- Batjes, N. H. (2014). « Total carbon and nitrogen in the soils of the world ». *European Journal of Soil Science* 65, p. 10–21.
- Belousova, N. I. (2006). « Oxalate-soluble compounds of Al, Fe, and Si in soils of cold humid regions as a function of weathering ». *Eurasian Soil Science* 39.1, p. 1–11.
- Blakemore, L. C., Searle, P. L. et Daly, B. K. (1981). *Methods for chemical analysis of soils*. éditeur non connu.
- Boudot, J. P., Bel Hadj, B. A. et Chone, T. (1986). « Carbon mineralization in andosols and aluminium-rich highland soils ». *Soil Biol. Biochem.* 18, p. 457–461.
- Brahim, B. H. (1987). « Influence des constituants alumineux et ferriques non cristallins sur les cycles du C et de l'azote dans les sols montagnards acides ». Thèse de doct. Université de Nancy I.
- Buurman, P., Peterse, F. et Almendros, G. (2007). « Soil organic matter chemistry in allophanic soils : a pyrolysis-GC/MS study of a Costa Rican Andisol catena ». *European Journal of Soil Science* 58, p. 1330–1347.
- Chadwick, O., Gavenda, R., Kelly, E., Ziegler, K., Olson, C., Elliott, W. et Hendricks, D. (2003). « The impact of climate on the biogeochemical functioning of volcanic soils ». *Chemical Geology* 202, p. 195–223.
- Chartres, C. et Pain, C. (1984). « A climosequence of soils on Late Quaternary volcanic ash in highland Papua New Guinea ». *Geoderma* 32, p. 131–155.
- Churchman, G. et Lowe, D. (2012). « Alteration, formation, and occurrence of mineral soils ». In. *Handbook of soil science*. CRC Press. T. 20. Chap. properties and processes.
- Dahlgren, A., R., Saigusa, M. et Ugolini (2004). « The Nature, Properties and Management of Volcanic Soils ». *Advances in agronomy* 82, p. 113–182.
- Delmelle, P., Opfergelt, S., Cornelis, J.-T. et Ping, C.-L. (2015). « Volcanic Soils ». en. In *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, p. 1253–1264.
- Devos, Y. et Fechner, K. (2005). « Charles FRENCH, Geoarchaeology in Action. Studies in Soil Micromorphology and Landscape Evolution. » fre. *L'Antiquité Classique* 74.1, p. 585–588.
- Egli, M., Nater, M., Mirabella, A., Raimondi, S., Plötz, M. et Alioth, L. (2008). « Clay minerals, oxyhydroxide formation, element leaching and humus development in volcanic soils. » *Geoderma* 143, p. 101–114.
- Elliott, E. T. (1986). « Aggregate structure and carbon, nitrogen and phosphorus in native and cultivated soils ». *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, p. 627–633.

- Farmer, V. C., Russel, J. D. et Berrow, M. L. (1980). « Imogolite and proto-imogolite allophane in sopodic horizons : evidence for a mobile aluminium silicate complexe in podzol formation ». *Journal of Soil Science* 31, p. 673–684.
- Garrido, E. et Matus, F. (2012). « Are organo-mineral complexes and allophane content determinant factors for the carbon level in Chilean volcanic soils? » *Catena* 92, p. 106–112.
- Ghezzehei, T. (2012). *Soil structure : properties and processes* 2. CRC Press.
- Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J. et Johnson, J. (2008). « Ecuadorian Andes volcanism : A review of Late Pliocene to present activity ». en. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176.1, p. 1–6.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Almeida, E., Chazot, G., Eissen, J.-P., van der Plicht, J. et Hall, M. L. (2008). « Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo–Ninahuilca Volcanic Complex (Ecuador) ». *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, p. 16–26.
- Huygens, D., Boeckx, P., Van Cleemput, O., Oyarzún, C. et Godoy, R. (2005). « Aggregate and soil organic carbon dynamics in South Chilean Andisols ». *Biogeoscience* 2, p. 159–174.
- Kaiser, K., Guggenberger, G. et Zech, W. (1996). « Sorption of DOM and DOM fractions to forest soils ». *Geoderma* 74, p. 281–303.
- Legros, J.-P. (2007). PPUR presses polytechnique.
- Lehmann, J. et Kleber, M. (2015). « The contentious nature of soil organic matter ». *Nature*.
- Matus, F., Amigo, X. et Kristiansen, S. M. (2006). « Aluminium stabilization controls organic carbon levels in Chilean volcanic soils ». *Geoderma* 132, p. 158–168.
- Matus, F., Panichini, M., Godoy, R. et Borie, F. (2009). « Soil carbon storage in allophanic soils : study of a temperate pristine rainforest *Nothofagus pumilio* in the altitudinal limit. Proceedings in Ecological Advances on Chilean Temperate Rainforests ». *Academic Press*, p. 147–169.
- Matus, F., Rumpel, C., Neculman, R., Panichini, M. et Mora, M. (2014). « Soil carbon storage and stabilisation in andic soils : A review ». *Catena* 120, p. 102–110.
- Mehra, O. P. et Jackson, M. L. (2013). *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*. Elsevier, p. 317–327.
- Nanzoy, M. (2002). « Unique Properties of Ash Volcanic Soils ». *Global Environmental Research* 6, p. 99–112.
- Nicolardot, B., Recous, S. et Mary, B. (2001). « 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, p. 83.
- Nizeyimana, E., Bicki, T. et Agbu, P. (1997). « An assessment of colloidal constituents and clay mineralogy of soils derived from volcanic materials along a toposequence in Rwanda. » *Soil Science* 162, p. 361–371.
- Oades, J. M. (1984). « Soil organic matter and structural stability : mechanisms and implications for management ». *Plant and Soil* 76, p. 319–337.
- Ollinger, S. et Sallade, S. (2011). *An Introduction to the Global Carbon Cycle : A companion to the GLOBE Carbon Cycle education materials*. University of New Hampshire - GLOBE Carbon Cycle Project.
- Pansu, M. et Gautheyrou, J. (2006). Springer.
- Parfitt, R. L. (2009). « Allophane and imogolite : role in soil biogeochemical processes ». en. *Clay Minerals* 44.1, p. 135–155.

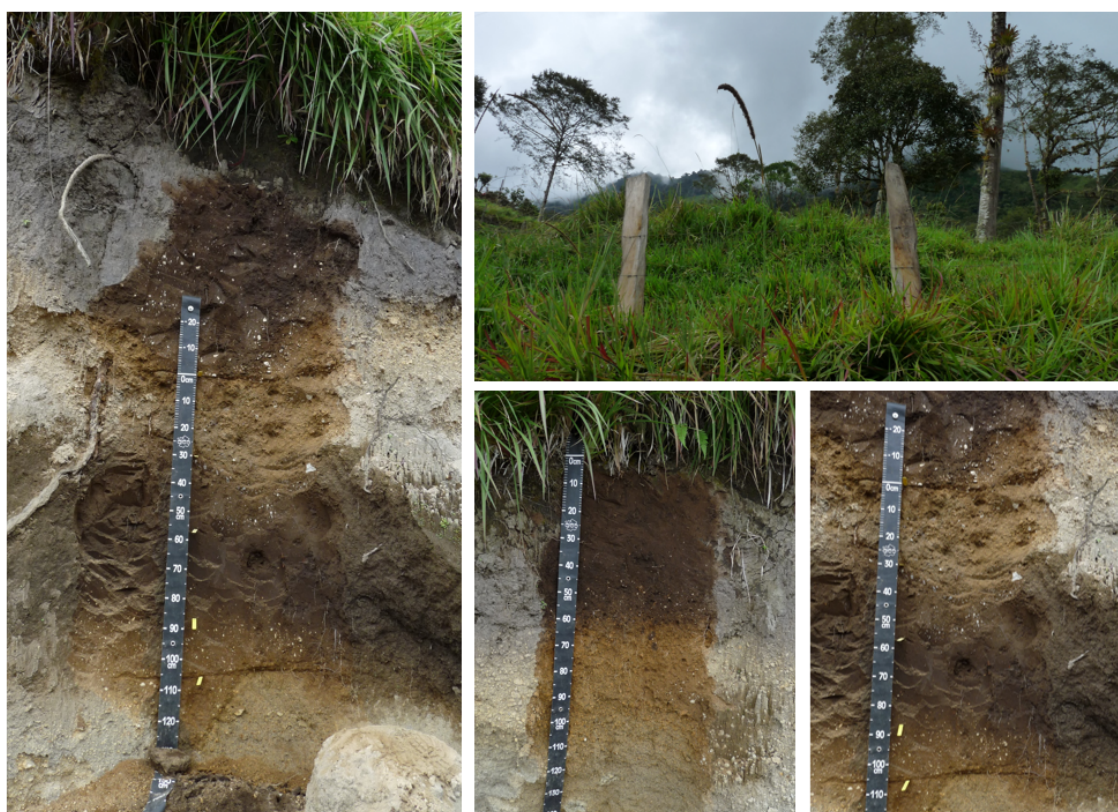
- Parfitt, R. L. et Childs, C. W. (1988). « Estimation of Forms of Fe and Al : A Review, and Analysis of Contrasting Soils by Dissolution and Moessbauer Methods ». *Soil Chemistry and Mineralogy* 26, p. 121–144.
- Parfitt, R. L. et Wilson, A. D. (1985). « Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand ». *Volcanic Soil*.
- Paul, S., Flessa, H., Veldkamp, E. et López-Ulloa, M. (2008). « Stabilization of recent soil carbon in the humid tropics following land use changes : evidence from aggregate fractionation and stable isotope analyses ». *Biogeochemistry* 87, p. 247–263.
- Peña-Ramirez, V. M., Vazquez-Selem, L. et Siebe, C. (2009). « Soil organic carbon stocks and forest productivity in volcanic ash soils of different age (1835–30,500 years B.P.) in Mexico ». *Geoderma* 149, p. 224–234.
- Percival, H. J., Parfitt, R. L. et Scott, N. A. (2000). « Factors Controlling Soil Carbon Levels in New Zealand Grasslands : Is Clay Content Important? » *Soil biology and biochemistry* 64.
- Poulenard, J. (2000). « Les sols des páramos d'équateur sur couverture pyroclastique : diversité, genèse et propriétés physiques ». Thèse de doct. Université Henri Poincaré.
- Pourrut, P. (1983). « Los climas del Ecuador : fundamentos explicativos, in : Los climas del Ecuador ». *Documentos de Investigacion*, p. 7–41.
- Rasmussen, C., Southard, R. et Horwath, W. (2006). « Mineral control of organic carbon mineralization in a range of temperate conifer forest soils ». *Glob. Chang. Biol.* 12, p. 834–847.
- Retallack, G. (1998). « Core concepts of paleopedology ». *Quaternary International* 51, p. 203–212.
- (2001). *Soils of the Past : An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science, p. 404.
- Shahandeh, H., Hossner, L. R. et Turner, F. T. (1994). « A comparison of extraction methods for evaluating Fe and P in flooded rice soils ». *Plant and Soil* 165.2, p. 219–225.
- Shoji, S., Nanzyo, M. et Dahlgren, R. (1993). Elsevier.
- Shoji, S., Nanzyo, M., Shirato, Y. et Ito, T. (1993). « Chemical Kinetics of weathering in young andisols from northeastern japan using soil age normalized to 10 degrees Celsius ». *Soil Science* 155.
- Six, J., Conant, R., Paul, E. et al. (2002). « Stabilization mechanisms of soil organic matter : Implications for C-saturation of soils ». *Plant and Soil* 241.
- Six, J., Elliott, E. T., Paustian, K. et Doran, J. W. (1998). « Aggregation and Soil Organic Matter Accumulation in Cultivated and Native Grassland Soils ». *Soil Science Society of America Journal* 62, p. 1367.
- Souza, I. F. et al (2018). « Carbon Sink Strength of Subsurface Horizons in Brazilian Oxisols ». *Soil Science Society of America Journal* 82.
- Staff, S. S. (2014). 12^e éd. United State Departement of Agriculture.
- Tahri, Y. (2016). « Vers une meilleure compréhension de la cristallisation en solution de polymorphes : Étude expérimentale et modélisation par bilan de population et par équations cinétiques ». Thèse de doct. l'Université Claude Bernard Lyon 1 et l'Université Mohammed V de Rabat.
- Takahashi, T., Kanno, H. et Nanzyo, M. (2012). « Factors affecting organic carbon accumulation in humus horizons of volcanic soils from the Tohoku University World Andosol Database : a path analysis ». *Pedologist* 56, p. 58–62.
- Takahashi, T. et Dahlgren, R. A. (2016). « Nature, properties and function of aluminum–humus complexes in volcanic soils ». *Geoderma* 263, p. 110–121.

- Tifafi, M., Guenet, B. et Hatté, C. (2018). « Large Differences in Global and Regional Total Soil Carbon Stock Estimates Based on SoilGrids, HWSD, and NCSCD : Intercomparison and Evaluation Based on Field Data From USA, England, Wales, and France : Differences in total SOC stock estimates ». en. *Global Biogeochemical Cycles* 32.1, p. 42–56.
- Tonneijck, F. (2009). « Volcanic ash soils in Andean ecosystems — unravelling organic matter distribution and stabilisation ». Thèse de doct. Universiteit van Amsterdam.
- Torn, M., Trumbore, S., Chadwick, O., Vitousek, P. et Hendricks, D. (1997). « Mineral control of soil organic carbon storage and turnover ». *Nature* 389, p. 170–173.
- Ugolini, F. et Dahlgren, R. (2002). « Soil development in volcanic ash ». *Global Environmental Research* 6, p. 69–81.
- Vogel, S. et Märker, M. (2011). « Characterization of the pre-AD 79 Roman paleosol south of Pompeii (Italy) : Correlation between soil parameter values and paleotopography ». *Geoderma* 160, p. 548–558.
- Wagai, R., Kajiura, M., Uchida, M. et Asano, M. (2018). « Distinctive Roles of Two Aggregate Binding Agents in Allophanic Andisols : Young Carbon and Poorly-Crystalline Metal Phases with Old Carbon ». *Soil Systems* 2, p. 29.
- Warkentin, B., Maeda, T., Soma, K., Kinloch, D., Shoji, S., Beinroth, F. et Eswaran, H. (1988). « Physical characteristics for classification of Andisols ». In *Proceedings 9th Int. Soil Classification Workshop*. Japanese Committee for 9th International Soil Classification Workshop et Soil Management Support Service, p. 97–107.
- White, R. E. (2006). Blackwell Pub.
- Wilson, S. G., Lambert, J.-J., Nanzyo, M. et Dahlgren, R. A. (2017). « Soil genesis and mineralogy across a volcanic lithosequence ». en. *Geoderma* 285, p. 301–312.
- Zech, M., Hörold, C., Leiber-Sauheitl, K., Kühnel, A., Hemp, A. et Zech, W. (2014). « Buried black soils on the slopes of Mt. Kilimanjaro as a regional carbon storage hotspot ». *Catena* 112, p. 125–130.
- Zehetner, F., Miller, W. P. et West, L. T. (2003). « Pedogenesis of volcanic ash soils in Andean Ecuador ». *Soil Science Society of America Journal* 67.6, p. 1797–1809.

Annexes

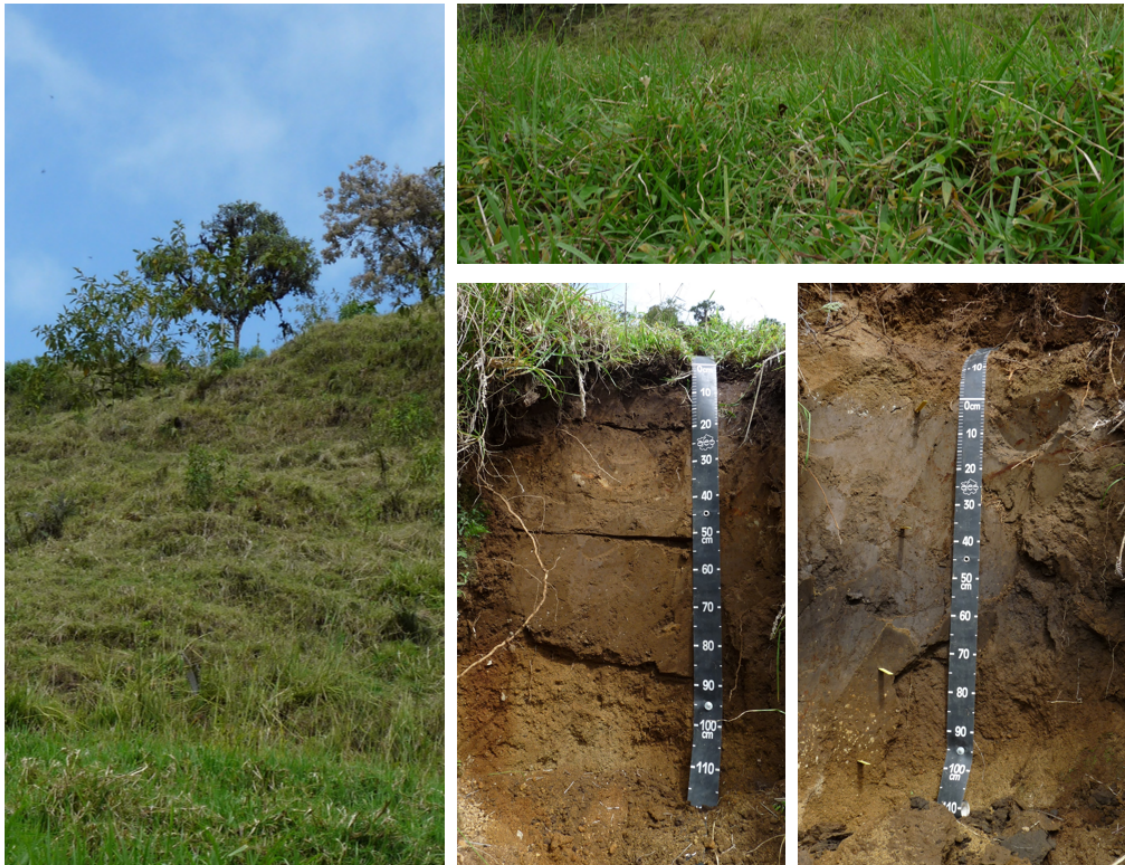
A Description des sites échantillonnés

A.1 Site S21



Site	Altitude	Coordonnées UTM (zone : 17S)		Horizon	épaisseur	couleur	observations
		Sud (Y)	Est (X)				
	m (asl)		m		cm		
ATA S21	2095	74 936,8	995 363,9	O	6		
				A	27	10YR3/3	structure bloc à granuleuse, présence de lithiques
				B	23	10YR2,5/2	bloc sub angulaire, brun-noir, nombreuses ponces
				C	49	7,5YR5/8	altéré grossier, ocre à brun peu de structure
				N6			épaisseur estimé de 1m, pas à peu de structure, fin et gris
				2B1	23	10YR3/4	bloc sub angulaire, nombreuses ponces, sableux
				2B2	31	10YR3/2	plus fin et plus sombre que 2B1, bloc subangulaire
				2BC	19	10YR4/4	riche en téphra et ponce, bloc sub angulaire et plus claire que 2B1 et 2B2
				N5			

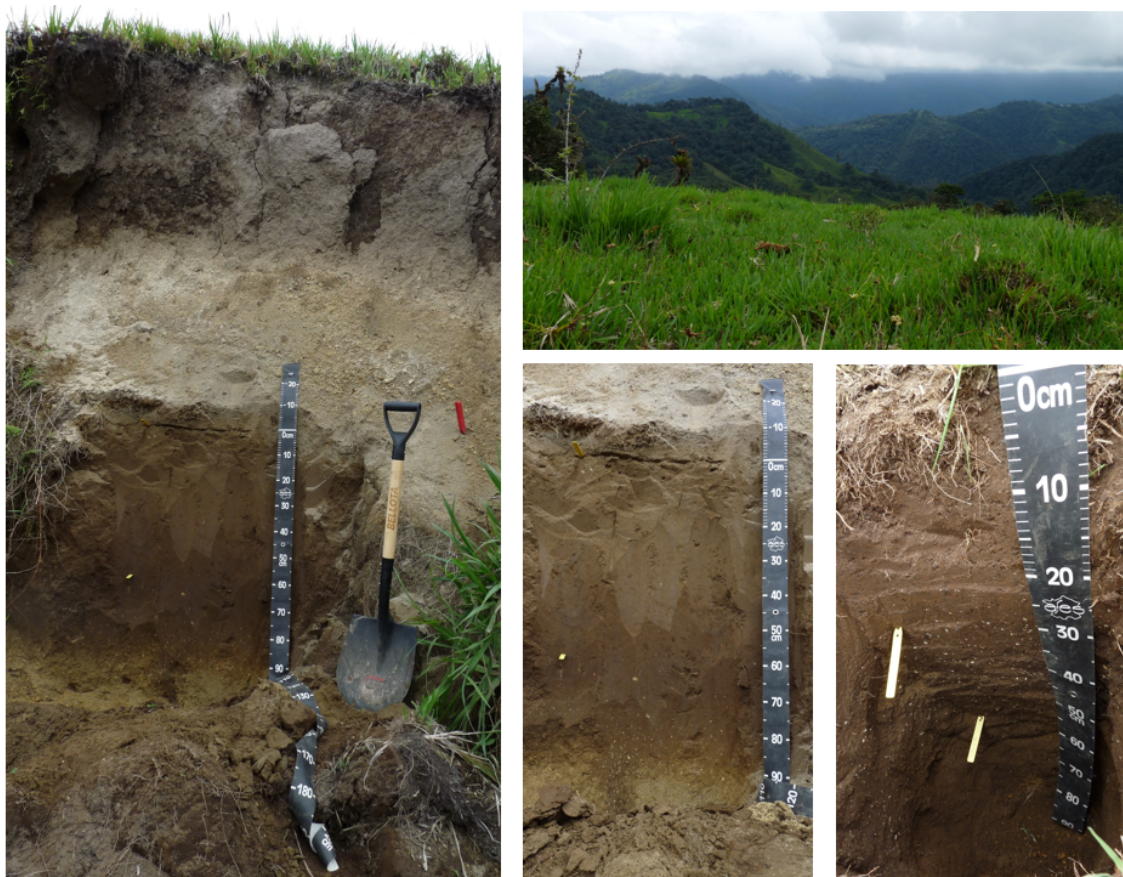
A.2 Site S45



remarque : drainage moyen, sol peu sec, pente de 30°, présence de charbon dans le 2A2, pas de racine

Site	Altitude	coordonées UTM (zone : 17)		Horizon	épaisseur	couleur	observations
		Nord (Y)	Est (X)				
	m (asl)	—	m —		cm		
				O	4		très léger
				A	18	2,5YR3/2	structure grumeleuse, début de bloc argilo-limoneux
ATA S45	2473	74 940,8	995 541,1	AB	31	10YR4/6	bloc sub angulaire, un peu de ponce dans le bas, sableux
				BW	37	10YR4/4	trace orange d'oxydation, reste de cendre du quilotoa?
				N6		10YR5/8	ocre, téphra fin avec quelques ponces
				2A1	35	2,5YR3/4	argilo-sableux, bloc subangulaire compacté
				2A2	30	2,5YR3/2	argileux, très doux, présence de charbon, bonne structure sub angulaire, compacté
				2BC	25	10YR4/4	brun/orange, peu de structure, sableux
				N5			

A.3 Site S11



remarque : fort sec, en sommet de colline. Gros agégats visibles. Présence d'obsidiennes, activité humaine possible

Site	Altitude	coordonées UTM (zone : 17)		Horizon	épaisseur	couleur	observations
	m (asl)	Nord (Y)	Est (X)		cm		
ATA S11	2747	74 092,6	995 525,8	O	7		épais
				AB	22	7,5YR3/3	trace de ponce oxydé
				BW	33	7,5YR2,5/3	présence de ponces et de graviers
				N6		2,5YR7/6	pas de lithique
				2B1	60	10YR4/3	structure en bloc sub angulaire, plus sableux que 2B2
				2B2	31	10YR3/3	plus sombre que 2B1, structure en bloc sub-angulaire
				N5		10YR6/8	lithiques + ponces sableux et gros cailloux

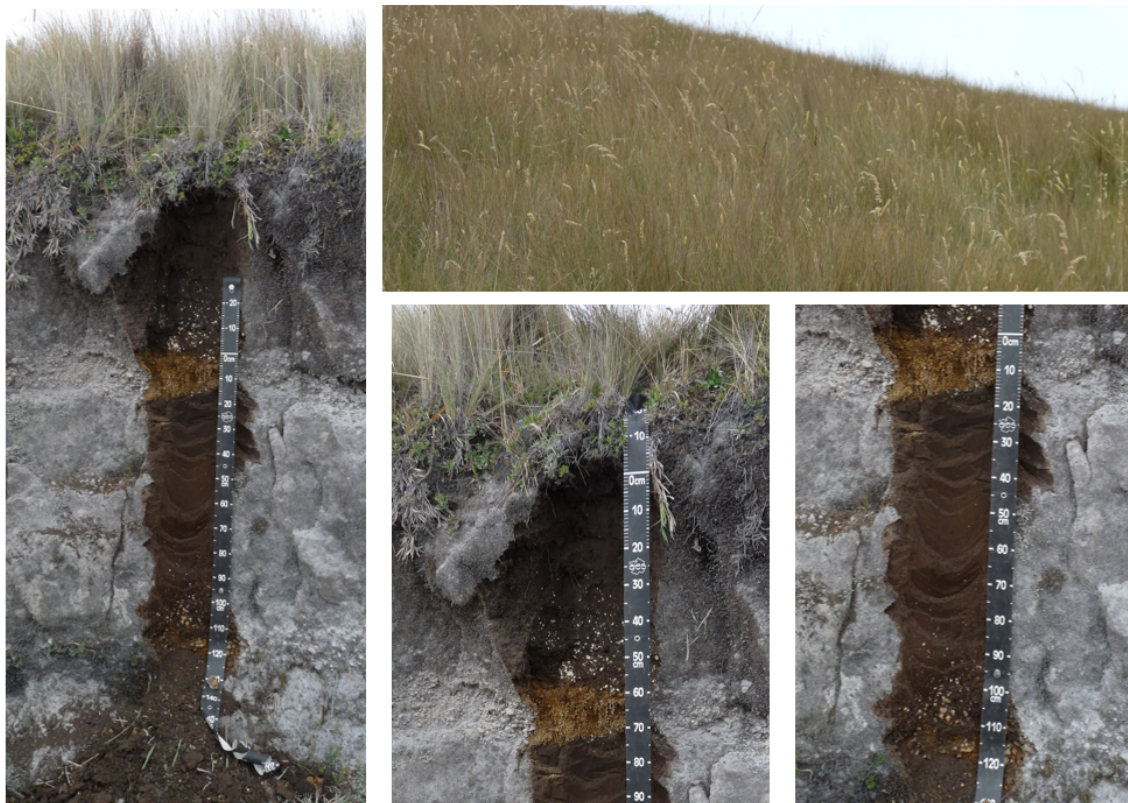
A.4 Site S47



remarque : prairie herbacée, pente de 6°, fort drainage, sol très sec

Site	Altitude	coordonées UTM (zone : 17)		Horizon	épaisseur	couleur	observations
		Nord (Y)	Est (X)				
	m (asl)	—————	m —————		cm		
				O	5		
				A	100	10YR2/1	structure grumeleuse, très peu de bloc, beaucoup de racine, sableux
ATA S47	3164	76 591,7	994 831,4	BC	35	10YR2/1	idem A avec de nombreuses ponces
				N6	40	10YR6/8	fin avec beaucoup de grosses ponces, couleur ocre/orange
				2A	80	10YR2/1	peu de sable, limono-argileux, compacté, bloc sub angulaire
				2BC	25	10YR2/1	idem 2A avec de nombreux téphra
				N5		10YR5/8	très noir

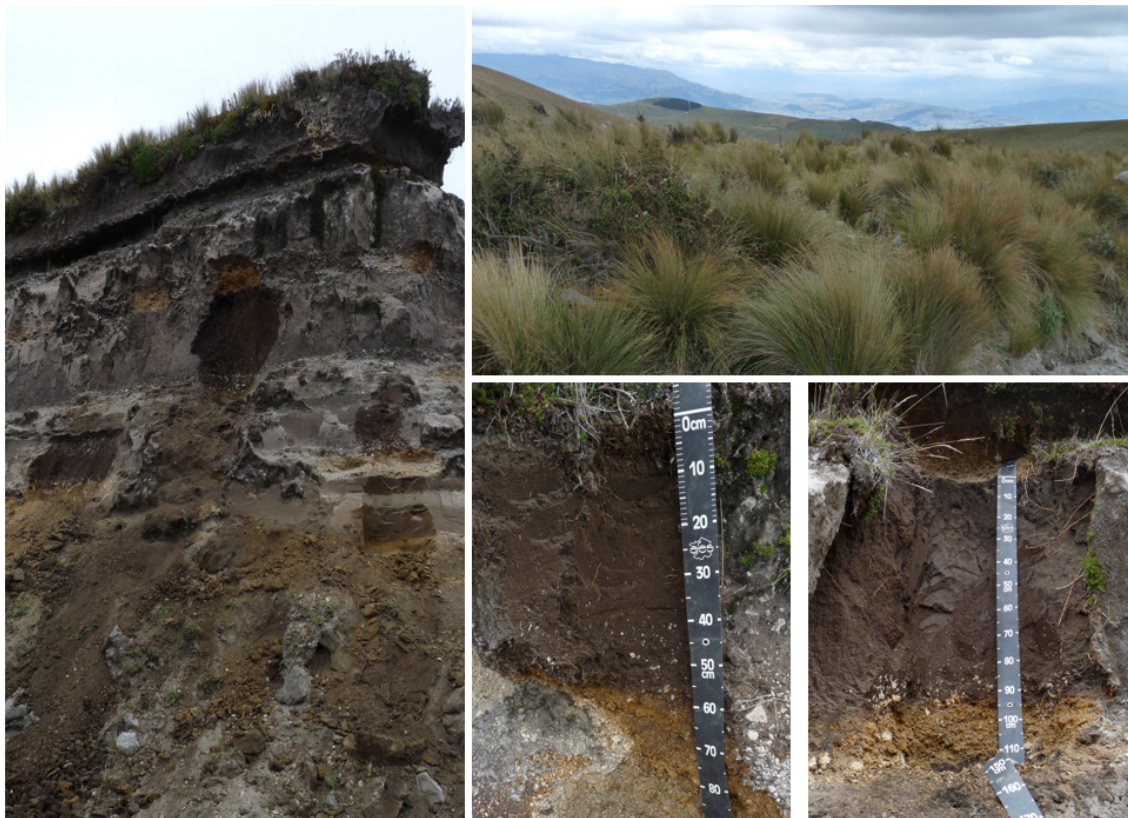
A.5 Site S39



remarque : prairie des paramos

Site	Altitude	coordonées UTM (zone : 17)		Horizon	épaisseur	couleur	observations
	m (asl)	Nord (Y)	Est (X)		cm		
ATAS39	3784	76 600,1	996 383,3	O	8		
				A	52	10YR3/2	structure grumeleuse, fin, assez sec, couleur brune
				BC	21	10YR3/2	structure bloc sub angulaire, quelques ponces à forte concentration de ponce proche de N6
				N6	17	10YR6/6	téphra grossiers de couleur ocre à orange
				2A	18	7,5YR3/1	fin et éléments grossiers, structure bloc sub angulaire
				2B	64	10YR3/4	présence de sable, peu d'argile, structure sub angulaire, bloc
				2BC	15	10YR3/3	idem 2B avec des grosses ponces
				N5		10YR5/8	téphra fin à grossier, ocre à orange

A.6 Site S38



Site	Altitude	coordonées UTM (zone : 17)		Horizon	épaisseur	couleur	observations
	m (asl)	Nord (Y)	Est (X)		cm		
ATAS38	4084	76 555,3	996 209,8	O	10		pas beaucoup de structure, bloc nombreuses ponces de diamètre autour de 2 cm , bloc
				A	30	10YR3/2	
				B	17	10YR3/2	
				N6	36	10YR6/8	
				2A	18	10YR3/1	
				2B	62	10YR3/2	
				2BC	10	10YR3/3	
				N5	21		

B Localisation des sites et vue aérienne plongeante de la zone de prélèvement



C Critères de classification des sols vitriques

Les horizons vitriques respectent les propriétés suivantes :

1. $\geq 10\%$ de verre volcanique et d'autres minéraux primaires dans la fraction de terre fine; et soit :
2. $< 10\%$ d'argile dans la fraction fine; ou
3. Une densité apparente $> 0,9 \text{ g/cm}^3$; ou
4. $Al_o + 1/2Fe_o \geq 0,4\%$; ou
5. Une rétention en phosphate $> 25\%$, et
6. Une épaisseur d'au moins 30 cm

D Modification du mode opératoire pour la détermination de la CEC

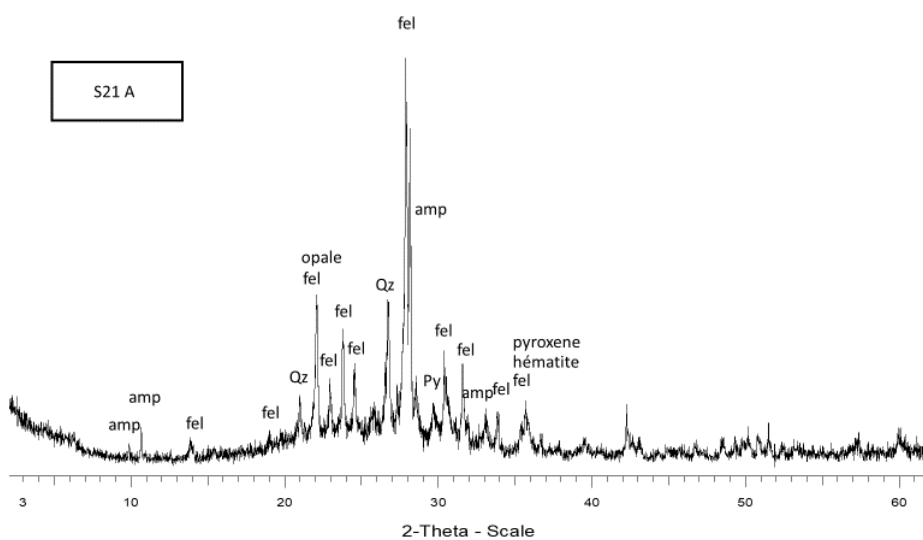
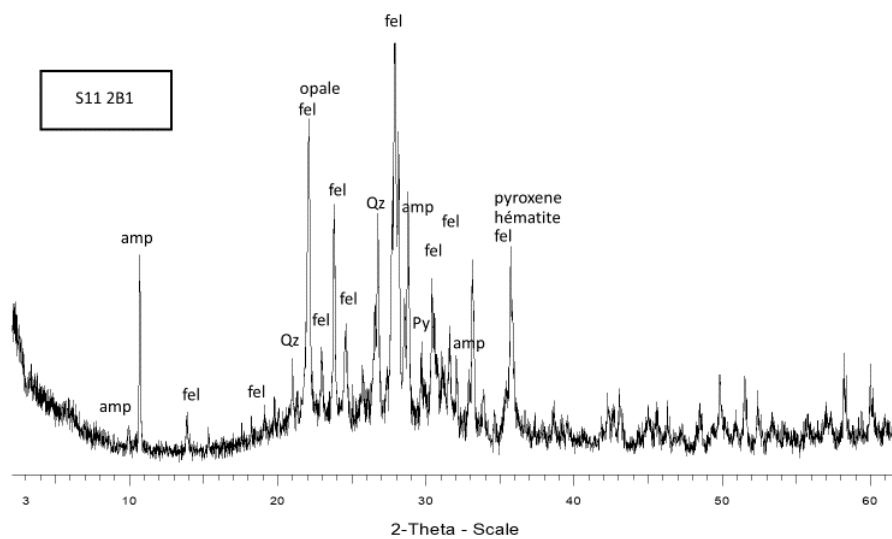
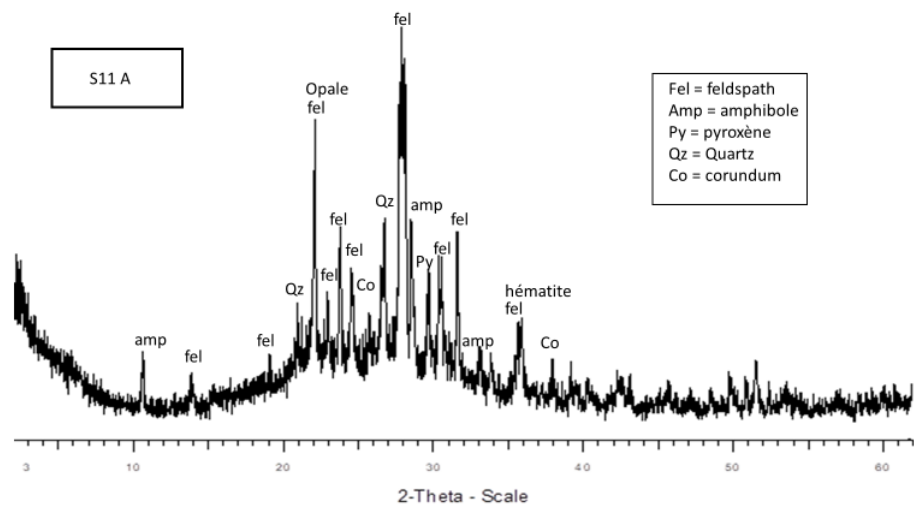
Méthode de Hendershot et Duquette (1986) :

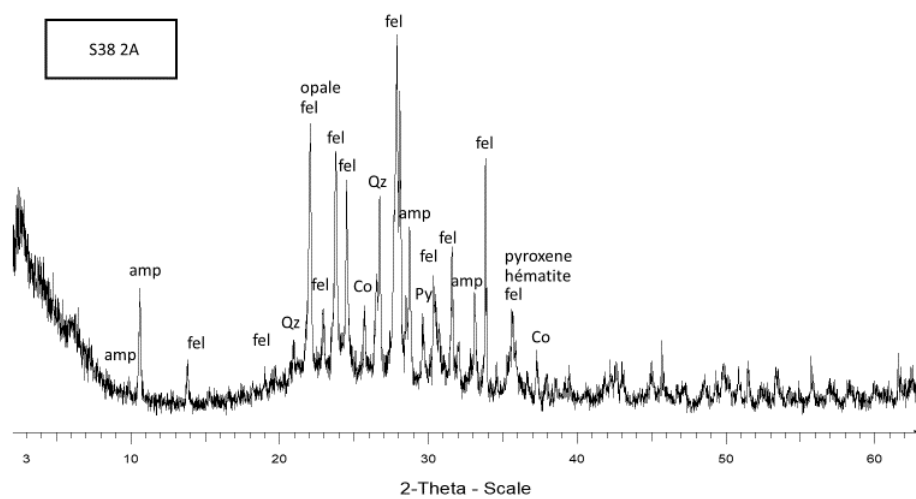
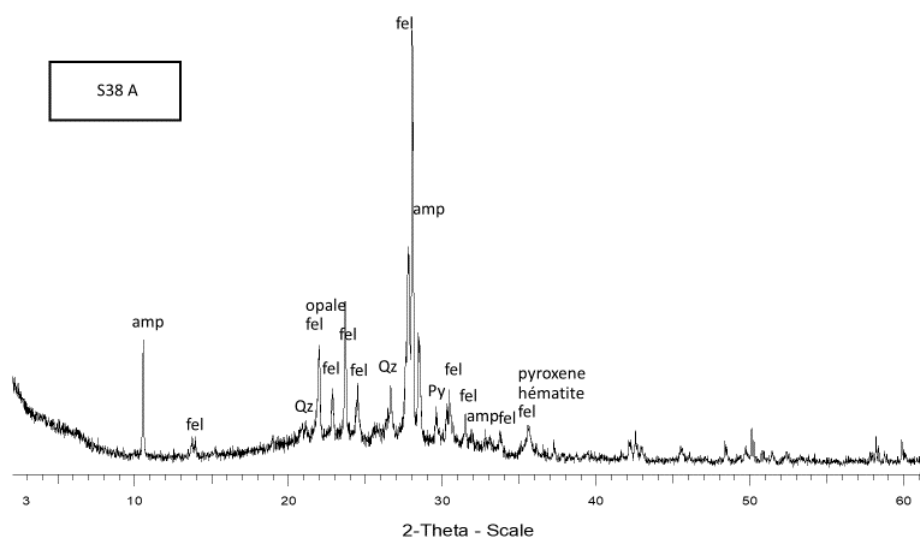
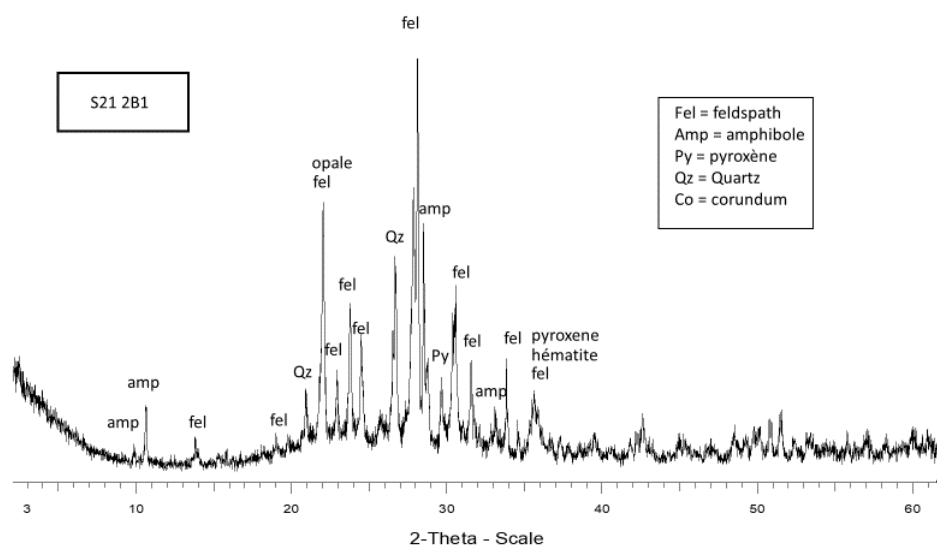
1. Peser 1 à 5 g de sol, en fonction de la CEC attendue, dans un tube de centrifugation.
2. Ajouter 50 ml de $BaCl_2$ 0,1 M afin de saturer l'échantillon, agiter 2 heures, puis centrifuger 20 minutes à 4000 tr/min. Les bases échangeables peuvent être obtenues après cette étape.
3. Rincer au $BaCl_2$ 0,025 M, en agitant 1 heure et en centrifugeant 20 minutes à 4000 tr/min, afin de réduire le développement des charges négatives.
4. Ajouter du $MgCl_2$ 0,5 M et agiter 1 heure et centrifuger 20 minutes à 4000 tr/min.
5. Doser les Ba^{2+} récoltés par ICP.
6. Calcul de la CEC en tenant compte du Ba présents dans les pores du sol.

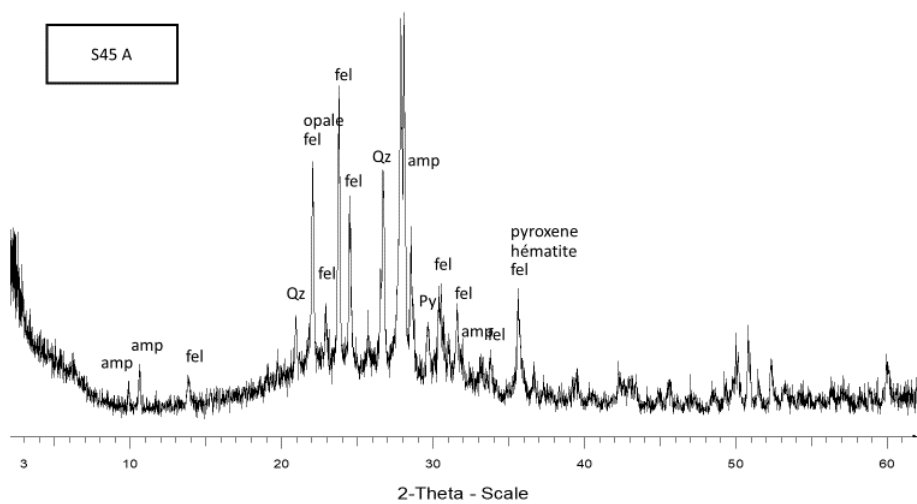
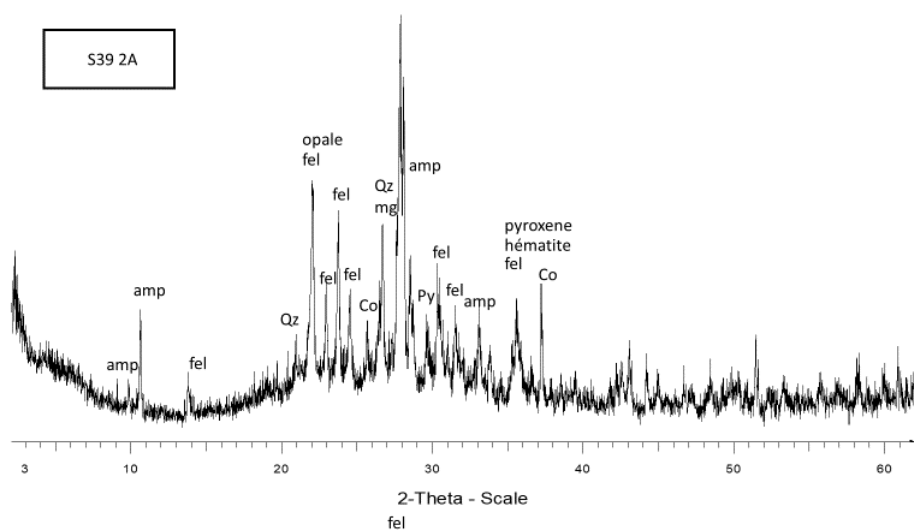
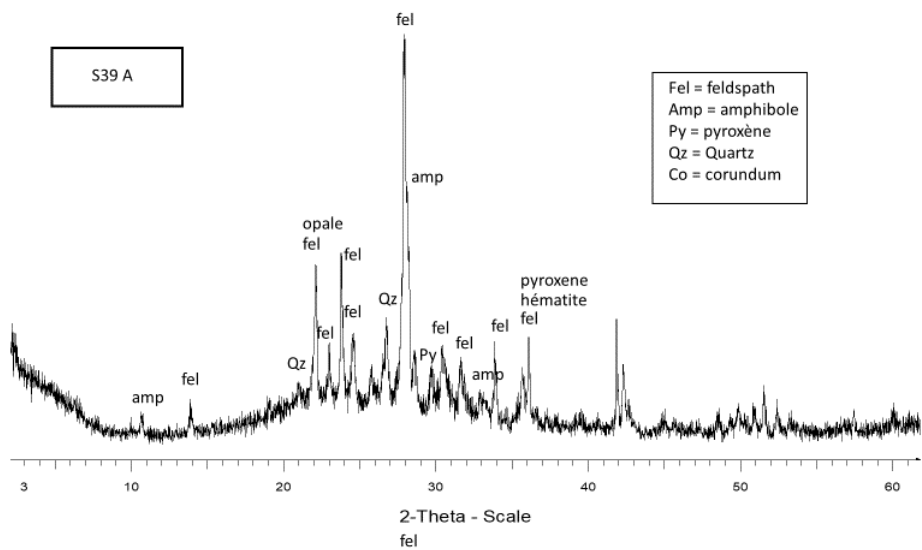
Adaptations apportées par Delfosse (2001) :

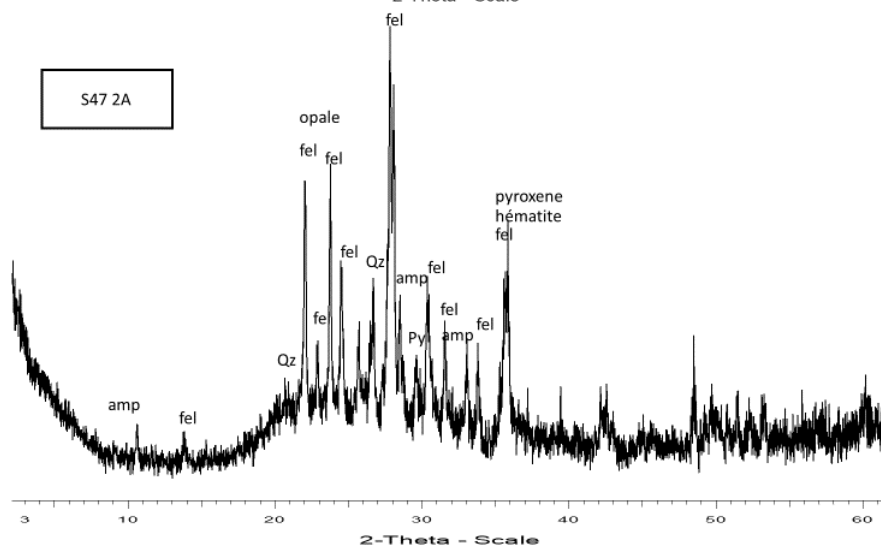
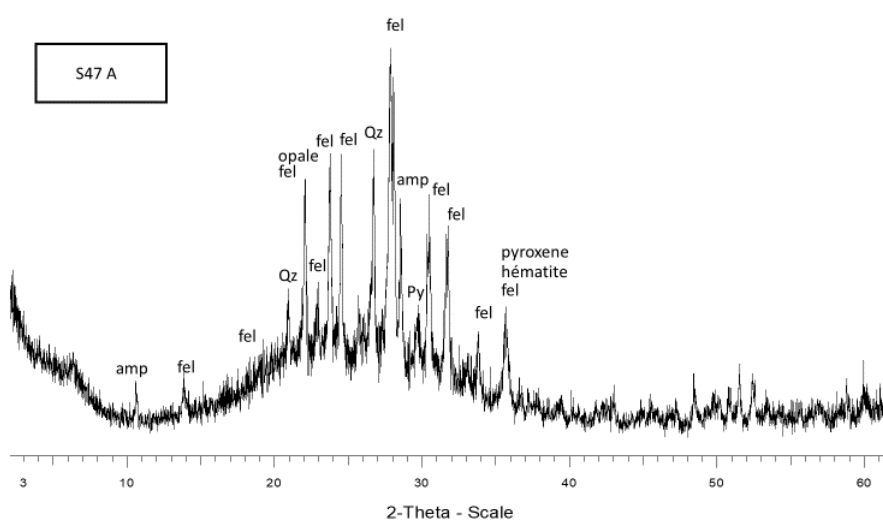
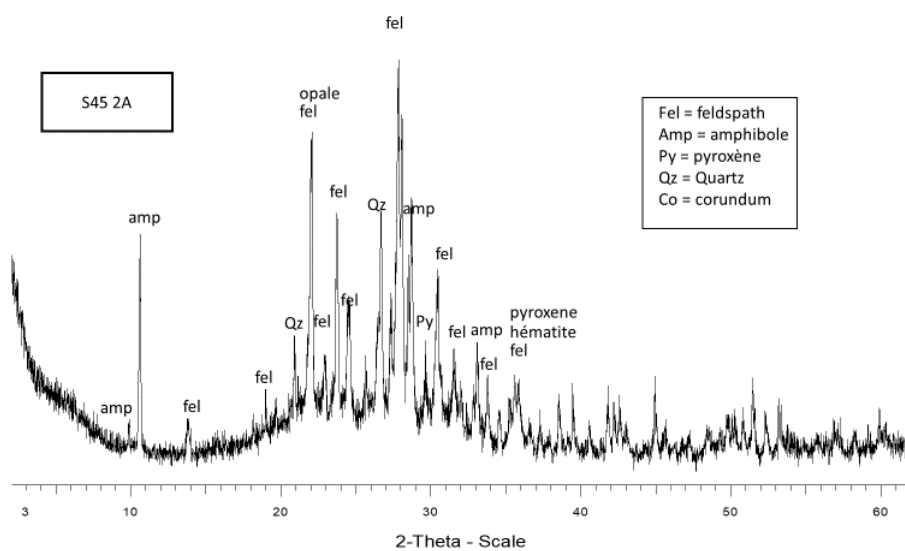
1. Il s'avère qu'une seule extraction ne permettait pas d'extraire l'ensemble des bases échangeables.
2. Il a montré qu'une deuxième extraction permettait d'extraire 25% de bases échangeables supplémentaires, et qu'entre la 3e et la 4e extraction, il y avait encore une augmentation de 11%.
3. Ainsi, ils ont répété successivement 4 fois la seconde étape, puis 4 fois la troisième et enfin 4 fois la quatrième étape de la méthode de Hendershot et Duquette (1986) pour s'assurer d'extraire le maximum des bases échangeables.

E Diffractogrammes des horizons A des sols enfouis et des sols de surface









F Résultats des analyses totales pour les sols enfouis et les sols de surface et les triplicats

Site	Horizon	Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	Na_2O	SiO_2	TiO_2	MnO	P_2O_5
		%									
S11	a	15,94	4,51	5,33	1,33	2,11	3,43	53,97	0,53	0,08	0,28
	bw	17,67	4,61	5,90	1,07	1,98	3,68	54,44	0,58	0,09	0,28
	2b1	17,43	4,96	6,19	0,82	2,70	3,78	57,60	0,60	0,10	0,11
	2b2	17,65	4,29	5,98	0,67	1,96	3,11	52,86	0,62	0,09	0,13
S21	a	16,78	4,10	5,59	1,00	1,90	3,29	54,28	0,57	0,08	0,17
	b	17,90	4,80	6,20	0,88	2,11	3,50	52,95	0,65	0,11	0,17
	2b1	17,01	4,83	6,30	0,92	2,32	3,74	57,97	0,63	0,10	0,11
	2b2	18,05	4,72	6,24	0,79	2,40	3,40	54,85	0,63	0,10	0,14
	2bc	18,19	4,96	6,56	0,57	2,02	3,57	53,33	0,69	0,09	0,13
S38	ab	16,02	4,14	5,12	1,37	1,97	3,41	52,36	0,53	0,08	0,19
	bc	17,34	4,21	5,77	1,03	1,82	3,21	52,32	0,60	0,07	0,20
	2a	17,02	4,97	5,89	0,94	2,63	3,80	56,28	0,56	0,11	0,17
	2b	17,04	4,26	5,59	1,11	1,83	3,20	52,90	0,59	0,08	0,22
S39	a	15,70	4,06	5,05	1,24	1,99	3,22	52,45	0,53	0,09	0,21
	bc	16,28	4,33	5,40	1,15	1,94	3,38	52,97	0,53	0,08	0,19
	2a	16,69	4,78	6,02	0,90	2,58	3,67	55,87	0,59	0,10	0,15
	2b	16,88	4,25	5,57	1,04	2,04	3,26	53,30	0,60	0,09	0,20
	2bc	17,34	4,10	5,47	0,92	1,82	3,14	52,55	0,58	0,08	0,19
S45	a	15,04	4,27	4,71	1,38	1,98	3,61	55,95	0,51	0,08	0,21
	ab	16,27	4,54	5,72	1,01	1,97	3,51	54,51	0,58	0,08	0,17
	bw	17,00	4,42	5,83	1,22	2,13	3,45	55,22	0,59	0,09	0,19
	2a1	17,15	5,22	6,22	0,81	2,82	3,83	57,70	0,61	0,10	0,12
	2a2	17,13	4,10	5,82	0,88	1,87	2,96	54,72	0,62	0,10	0,21
	2bc	18,00	4,96	6,89	0,76	2,04	3,59	54,60	0,72	0,10	0,20
S47	a	14,75	4,10	4,44	1,54	2,02	3,51	57,59	0,46	0,09	0,19
	bc	16,06	5,25	5,85	1,10	2,39	3,35	54,05	0,61	0,09	0,24
	2a	15,79	4,79	5,50	1,17	2,18	3,17	56,92	0,56	0,10	0,22
	2bc	16,20	4,97	5,38	0,83	2,01	3,14	55,93	0,55	0,09	0,22
Triplicats											
S38	ab (3)	16,02	4,13	5,17	1,34	1,96	3,42	52,16	0,52	0,08	0,18
	ab (2)	15,97	4,12	5,27	1,31	1,98	3,36	52,03	0,54	0,08	0,18
	ab (1)	16,02	4,14	5,12	1,37	1,97	3,41	52,36	0,53	0,08	0,19
S39	2b (3)	16,96	4,25	5,66	1,13	2,08	3,24	53,71	0,60	0,09	0,20
	2b (2)	16,95	4,26	5,56	1,11	2,07	3,28	53,51	0,59	0,09	0,20
	2b (1)	16,88	4,25	5,57	1,04	2,04	3,26	53,30	0,60	0,09	0,20

G Triplicats et duplicats de différentes analyses réalisées et résultats des analyses totales réalisées sur les téphras des dépôt N5 et N6.

CEC		teneur H_2O		perte 550		Rétention en Phosphate	
méq/100gr		%		%		%	
S21 A	12,0	s38 ab (3)	36,2	s38 ab (3)	22,5	S38 AB	80,94
S21 A(2)	8,9	s38 ab (2)	36,7	s38 ab (2)	25,1	S38 AB (2)	79,82
2B	9,7	s38 ab (1)	39,4	s38 ab (1)	24,4	S45 A	62,76
S39 2B(2)	6,6	2b (3)	33,9	2b (3)	19,4	S45 A(2)	62,17
S38 AB	9,8	2b (2)	35,1	2b (2)	16,6	S39 2B	82,15
S38 AB(2)	9,7	2b (1)	35,2	2b (1)	20,5	S39 2B(2)	81,53

Al_p Fe_p Ca_p				Al_o Fe_o Si_o			
g/kg				g/kg			
s47 a	3884	3587	1237	S38 A(1)	15752	8821	4968
s47 a-2	3137	2765	1013	A(2)	17296	9689	5455
s47 a-3	3157	2855	1046	A(3)	13756	7537	4338
s11 2b1	1781	473	357	2A2(1)	23879	9630	12012
s11 2b1-2	1394	340	387	2A2(2)	23887	9515	12078
s11 2b1-3	1185	282	323	2A2(3)	25955	10181	13149

Analyse totale des dépôts N5 et N6

		Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	Na_2O	SiO_2	TiO_2	BaO	MnO	P_2O_5
		%										
S 21	N6	17,75	5,79	6,06	0,94	2,13	4,34	60,85	0,64	0,06	0,08	0,13
	N5	19,62	6,73	7,18	0,53	2,09	4,61	57,19	0,80	0,03	0,07	0,13
S 45	N6	18,47	5,93	6,05	0,88	2,01	4,40	59,98	0,63	0,05	0,07	0,13
	N5	20,31	6,50	5,75	0,60	1,91	4,60	58,52	0,60	0,04	0,07	0,17
S 11	N6	17,98	5,74	6,20	0,86	2,14	4,19	59,54	0,66	0,05	0,08	0,13
	N5	19,18	6,60	7,29	0,61	2,27	4,42	56,95	0,78	0,04	0,08	0,15
S 39	N6	17,61	5,19	5,49	0,98	1,83	4,19	60,80	0,57	0,06	0,07	0,13
	N5	16,79	4,88	5,93	0,89	2,00	3,95	60,21	0,68	0,05	0,07	0,11
S 38	N6	17,33	5,29	5,73	1,02	1,92	4,25	61,98	0,59	0,06	0,07	0,12
	N5	17,39	5,00	5,83	0,97	1,96	4,12	61,63	0,67	0,05	0,07	0,14

Étude de l'évolution du stock et des mécanismes de stabilisation du carbone organique dans les sols volcaniques enfouis équatoriens le long d'une toposéquence.

Présenté par Loïc Morize

Résumé

Cette étude a été réalisée en Equateur sur le complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca, sur un gradient altitudinal entre 2095 m et 4084 m. Six sites présentant une succession de sols, de dépôts et d'un couvert végétal similaire ont été prélevés afin de mettre en évidence les différences de stock et de mécanismes de stabilisation entre les sols enfouis et les sols de surface et ce, le long de la toposéquence.

Une faible différence d'états d'altérations entre les sols enfouis et les sols de surface a été observée par l'étude du taux de réserve en bases et les résultats de différentes extractions (pyrophosphate, oxalate, DCB et totale). L'étude de la minéralogie des horizons A des sols de surface et des sols enfouis a montré une invariance entre les sites et un état d'altération peu avancé caractérisé par une prépondérance de minéraux primaires et de verre volcanique.

Les sols de cette étude sont des Andosols vitriques avec des propriétés se rapprochant des sols andiques. Ils contiennent des allophanes à hauteur de $5,2 \pm 1,7$ % et de la ferrihydrite à hauteur de $1,2 \pm 0,3$ %. Ces teneurs sont potentiellement biaisées par la non spécificité des extractions oxalate et pyrophosphate.

L'étude du stock de carbone montre une différence entre les sols enfouis et les sols de surface. La variation de stock avec l'altitude n'a pas pu être mise en évidence. Cependant, la teneur en carbone dans les sols enfouis et les sols de surface évolue avec l'altitude.

L'étude des mécanismes de stabilisation du carbone organique suggère une allocation préférentielle du carbone dans le complexe organo-métallique, ce qui s'éloigne des tendances observées dans les sols allophaniques plus altérés. L'évolution altitudinale de la teneur en carbone n'est pas une caractéristique intrinsèque du complexe organo-métallique.

L'agrégation des sols de surface est non-hiérarchisée, contrairement aux sols enfouis. Une teneur en carbone plus importante est observée pour la fraction $< 50 \mu\text{m}$. Ce qui s'explique par la présence de minéraux secondaires faiblement cristallins (allophanes, imogolite et ferrihydrite).

Cette étude n'a pas pu mettre en évidence de mécanismes de stabilisation qui permettent d'expliquer la variation altitudinale de la teneur en carbone ou la différence entre les sols de surface et les sols enfouis. Elle soulève l'intérêt d'une caractérisation plus précise des extractions oxalate et pyrophosphate et particulièrement concernant leur capacité à dissoudre les minéraux faiblement cristallins et le verre volcanique.