

Faculté des bioingénieurs

Hydrogéologie des pentes volcaniques

Étude de cas en Islande

Auteur : Nell Harcq

Promoteur(s) : Prof. Pierre Delmelle (UCLouvain/ELIE)

Prof. Hadrien Rattez (UCLouvain/GCE)

Lecteur(s) : Prof. Charles Bielders (UCLouvain/ELIE)

Jean-Michel Pereira (Ecole de Ponts ParisTech/Laboratoire NAVIER)

Année académique 2023-2024

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention du diplôme de Bioingénieur :
Sciences et technologies de l'environnement

Remerciements

J'adresse mes remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidée de près ou de loin, suivie et épaulée tout au long de ce mémoire.

Tout d'abord, je tiens à remercier mes promoteurs, les Professeurs Pierre Delmelle et Hadrien Rattez, pour m'avoir consacré tout ce temps afin de me guider tout au long de ce travail. Merci Monsieur Delmelle de m'avoir permis de réaliser ce mémoire et de partir en Islande. Merci sincèrement pour vos conseils avisés tout au long de cette année, pour votre temps accordé lorsque j'en avais besoin et pour tous vos commentaires afin d'améliorer la rédaction de ce mémoire. Merci Hadrien, pour ton accompagnement durant ce mémoire que ce soit en Belgique ou en Islande. Merci pour tes conseils, ta disponibilité et ton temps pris afin de m'aiguiller.

Je tiens aussi à remercier particulièrement Maxime Delvoie sans qui ce mémoire n'aurait pas été pareil. Merci pour ton aide durant les différentes manipulations mais aussi pour tes conseils, ton soutien et ta disponibilité même à l'autre bout de l'Atlantique.

Merci Arnaud Denis pour ton aide et ta bonne humeur sur le terrain en Islande. Merci à Jón Kristinn Helgason pour son expertise, son aide sur le terrain en Islande ainsi que pour la transmission des données à mon retour en Belgique.

Merci Olivier Lebbe pour ton accompagnement dans le laboratoire de physique du sol et tes précieux conseils. Merci à Hélène Dailly et Brice de Sainte Hubert pour votre aide pour l'analyse du carbone. Merci à François Devred pour sa coopération pour l'analyse DRX. Je tiens également à remercier Basile Delvoie pour son aide pour Hydrus 1D.

Je remercie le Professeur Charles Bielders et Monsieur Pereira Jean-Michel d'avoir accepté de devenir les lecteurs de mon mémoire. Merci pour le temps et l'attention que vous y accordez.

Je tiens à remercier mes amis et proches pour leur soutien infailible. Merci Camille, Claire et Alexandre pour les moments de boost. Quel bonheur de se sentir soutenue et comprise. Merci à mes cokoteurs/cokapistes pour vos encouragements et ces moments studieux afin de travailler sur ce mémoire.

Pour terminer, j'aimerais remercier profondément mes parents sans qui tout ce parcours n'aurait pas été possible. Merci pour votre soutien inconditionnel et tout ce que vous m'avez permis de réaliser. Merci également à mes grands-mères, à mon frère, à Virgile et à Sylvianne pour leurs encouragements. Je me tourne plus spécifiquement vers ma mamie Marianne, merci infiniment d'être aussi présente pour moi.

Une pensée pour mon papi qui a toujours cru en moi, m'a toujours soutenue et ce jusqu'à mes premières années d'études universitaires.

Table des matières

1. Introduction	1
2. Contexte de l'étude.....	2
2.1. Impact du changement climatique	2
2.2. Glissement de terrain.....	2
3. État de l'art.....	3
3.1. Les sols volcaniques	3
3.1.1. Types d'éruptions volcaniques.....	3
3.1.2. Formation d'un sol volcanique.....	6
3.1.3. Classification et caractéristiques des sols volcaniques islandais	7
3.2. Propriétés hydrauliques	10
3.2.1. Teneur en eau	10
3.2.2. Potentiel hydrique.....	11
3.2.3. Courbe de rétention	13
3.2.4. Conductivité hydraulique	16
3.2.5. Influence sur les propriétés hydrauliques.....	17
3.2.6. Propriétés hydrauliques des sols volcaniques	17
3.3. Modélisation des flux d'eau dans les sols	18
3.3.1. Flux d'eau dans un sol stratifié.....	18
3.3.2. Équations de Richards	19
3.3.3. Modèles.....	20
4. Objectifs	21
5. Matériel et Méthode.....	22
5.1. Site d'étude et échantillonnage	22
5.2. Propriétés générales des sols.....	27
5.2.1. Densité apparente.....	27
5.2.2. Texture	27
5.3. Minéralogie	28
5.3.1. Diffraction des rayons-X (DRX).....	28
5.3.2. Extractions sélectives	28
5.4. Teneur en carbone organique.....	29
5.5. Teneur en eau	29
5.5.1. Mesures in situ de teneur en eau du sol.....	29
5.5.2. Détermination de la courbe de rétention	30
5.5.3. Détermination de la conductivité hydraulique	32

5.6.	Modélisation de la teneur en eau du sol	34
5.6.1.	Conditions initiales	34
5.6.2.	Conditions aux limites	34
5.6.3.	Validation du modèle	36
5.6.4.	Modèle	36
6.	Résultats.....	37
6.1.	Densité apparente.....	37
6.2.	Analyses granulométriques.....	37
6.3.	Analyse minéralogique.....	38
6.3.1.	DRX	38
6.3.2.	Extractions sélectives	39
6.4.	Teneur en carbone organique.....	40
6.5.	Courbes de rétention en eau	40
6.5.1.	Échantillons non perturbés	40
6.5.2.	Sélection des fonctions de pédotransfert.....	42
6.5.3.	Échantillons perturbés	43
6.6.	Hystérèse.....	43
6.7.	Conductivité hydraulique	44
6.7.1.	Échantillons non perturbés	44
6.7.2.	Échantillons perturbés	45
6.8.	Teneur en eau in situ.....	46
6.9.	Modélisation de la teneur en eau du sol	46
6.9.1.	Analyse de sensibilité Hydrus 1D et validation	46
6.9.2.	Analyse de sensibilité HYDRUS 2D et validation	49
6.9.3.	Évolution de la teneur en eau au moment du glissement de terrain	51
7.	Discussion.....	53
7.1.	Granulométrie	53
7.2.	Carbone organique.....	53
7.3.	Minéralogie	54
7.4.	Propriétés hydrauliques	56
7.5.	Modélisation.....	57
7.6.	Limites de l'étude	63
8.	Conclusion et perspectives	65
9.	Bibliographie	67
10.	Annexes	73

Annexe 1 : Profils de sol le long de la pente du glissement de terrain	73
Annexe 2 : Fonction de pédotransfert.....	75
Annexe 3 : Diffractogramme de la fraction argileuse	75
Annexe 4 : Diffractogramme de la fraction limoneuse	78
Annexe 5 : Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour les horizons 2AB et 3AB	80
Annexe 6 : Modélisation avec conditions limites inférieures un flux constant de -0,025 cm/jour et -0,005 cm/jour	81
Annexe 7 : Modélisation de la surface exposée pendant 10 jours	82

Liste des figures

Figure 1 Glissement de terrain ayant eu lieu au Japon à Fukuoka en juillet 2017 (Maininchi.jp, 2017)	2
Figure 2 Représentation d'une éruption explosive à droite (1) et d'une éruption effusive à gauche (2) (Les deux types d'éruption volcanique - Ressources pour les enseignants - Ressources élémentaire, s. d.)	4
Figure 3 Dépôts de téphra provenant des éruptions du volcan Augustine au début de l'année 2006, Alaska. Image de Christina Neal, Alaskan Volcano Observatory et University of Alaska Fairbanks, Geophysical Institute (Ayriss & Delmelle, 2012)	4
Figure 4 Proportions des différentes substances chimiques dans les différents types de roches (Marshak & Evrard, 2014)	5
Figure 5 Série de réactions de Bowen (Marshak & Evrard, 2014)	6
Figure 6 Modèle simplifié représentant l'effet du lessivage du silicium et de l'aluminium sur la formation des minéraux secondaires lors de l'altération du téphra volcanique et l'apparition probable ou non d'un Andosol (Delmelle et al., 2015)	7
Figure 7 Soil map of Iceland. Principaux types de sol : H= Histosol, HA =Histic Andosol, BA =Brown Andosol, SV= sandy Vitrisol L= leptosol, PV : pumic Vitrisol et C= cryosol (Arnalds, 2015)	8
Figure 8 La classification des Andosols et histosols sous couvert végétal en Islande. Avec le taux d'apport éolien (axe des ordonnées) et le drainage (axe des abscisses) (Ólafur Arnalds, 2007)	9
Figure 9 Courbe de rétention de différents sols en fonction de leur texture (Tuller & Or, Dani, 2003)	13
Figure 10 Courbe de rétention de l'eau du sol représentant l'hystérèse (Tuller & Or, Dani, 2003)	14
Figure 11 Courbes de rétention estimées via différentes fonctions de pédotransfert (Bastet et al., 1998)	15
Figure 12 Glissement de terrain étudié	22
Figure 13 Profil de dénivelé du glissement de terrain étudié (Google Pro)	22
Figure 14 Localisation de la zone d'étude sur la carte des sols de l'Islande (1 : 500 000 ;(Arnalds, 1999)). La zone d'étude est représentée par la carré bleu	23
Figure 15 Schéma du profil de sol près du lac Másvatn avec description des couches de téphras (couches de cendre de couleurs noires et jaunes)(Pálsdóttir et al., 2013)	24
Figure 16 Normales climatiques (température et précipitation) de la ville de Laugar située à 20km du site d'étude (Iceland Climate: Weather Iceland & Temperature By Month, s. d.)	24
Figure 17 Localisation du profil de sol où les échantillons ont été prélevés sur le glissement de terrain	25
Figure 18 Profil de sol où les échantillons ont été prélevés et les noms des échantillons associés	26
Figure 19 Profil du sol où les mesures TDR ont été prises sur le terrain	29
Figure 20 schéma du système Hyprop (Meter Group, 2023)	30
Figure 21 schéma d'un bac à sable (ROYAL EIJKELKAMP, 2022)	32
Figure 22 schéma du système KSAT (Meter Group, 2024)	33
Figure 23 Précipitations extrapolées à la zone d'étude via le modèle Carra pour l'année 2021 et le modèle Harmonie pour les mois de septembre et octobre	35
Figure 24 Précipitations extrapolée pour la zone d'étude par le modèle Harmonie pour les mois de juillet et août 2023	35
Figure 25 Méthodologie de la modélisation dans Hydrus	36
Figure 26 Analyse DRX de la fraction argileuse de chaque horizon du profil de sol étudié	38
Figure 27 Analyse DRX de la fraction limoneuse de chaque horizon du profil de sol étudié	39
Figure 28 Distribution du Carbone Organique dans le profil de sol étudié	40
Figure 29 Mesures d'Hyprop et WP4C pour les trois répliques des horizons B, 2AB et 3AB et la courbe de rétention ajustée selon les mesures effectuées	41
Figure 30 Courbes de rétention modélisées par le logiciel Hyprop Fit depuis les résultats d'Hyprop et WP4C pour les trois répliques pour chaque horizon (B, 2AB, 3AB) possédant des échantillons non perturbés	41

Figure 31 Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour l'horizon B.....	42
Figure 32 Courbe de rétention des échantillons perturbés pour les horizons A, C et 2C selon le modèle de Van Genuchten-Mualem	43
Figure 33 Hystérèse au pF 1,5 pour les horizons B, 2AB et 3AB	44
Figure 34 Courbe de conductivité hydraulique ajustée aux mesures d'Hyprop et WP4C et valeur mesurée par KSAT pour les horizons B, 2AB et 3AB.....	45
Figure 35 Profil des teneurs en eau du sol le 01/07/2023 prises sur le terrain à l'aide de la méthode TDR	46
Figure 36 Modélisation de la teneur en eau au sein du profil de sol étudié pour la condition limite inférieure du flux constant = -0,00025 cm/jour.....	47
Figure 37 Modélisation de la teneur en eau au sein du profil de sol étudié pour la condition limite inférieure h = 0 cm	48
Figure 38 Modélisation de la teneur en eau au sein du profil de sol étudié avec couche de coulée de lave consolidée modélisée	48
Figure 39 Teneurs en eau sur le profil de sol avec comme condition initiale h = -100 à 0 cm, une condition limite inférieure h= 0 cm et une pente de 16,07°	49
Figure 40 Profil de la teneur en eau à différents endroits de la pente	50
Figure 41 Teneurs en eau sur le profil de sol avec comme condition initiale h = -100 à 0 cm, une condition limite inférieure flux constant (-0,00025 cm/jour) et une pente de 27,47°	50
Figure 42 profil des teneurs en eau pour une pente de 27,47°	51
Figure 43 Teneurs en eau après 50 jours de précipitations avec une condition inférieure considérant un flux constant de -0,00025 cm/jour.....	51
Figure 44 Profil des teneurs en eau entre le 01/10/21 et le 05/10/21 dans le haut de la pente pour un modèle avec une condition initiale de h= -100 cm, une condition limite inférieure flux constant	52
Figure 45 Profil des teneurs en eau entre le 01/10/21 et le 05/10/21 dans le bas de la pente	52
Figure 46 Diagramme textural des différents horizons du profil de sol étudié et d'un Andosol brun d'Islande (Arnalds, 2015).....	53
Figure 47 Distribution du carbone organique pour trois pédons sélectionnés, un Andosol gleyique (Sud Islande), un Andosol brun (Nord-Est de l'Islande) et un Andosol Histique (Nord-Ouest de l'Islande) (Arnalds, 2015)	54
Figure 48 Capacité de rétention typique d'eau des horizons B, 2AB et 3AB et d'un Andosol brun d'Islande. Les valeurs typiques pour un Andosol brun d'Islande varient dans une gamme de valeurs (comprises entre un minimum et un maximum) (Arnalds, 2015).....	56
Figure 49 Différence de teneur en eau des échantillons lors de l'échantillonnage en fonction de deux méthodes (Mesures TDR et mesures en laboratoire)	59
Figure 50 Profil des teneurs en eau en haut de la pente le 1 juillet 2023. Mesures TDR prises à deux endroits différents et teneur en eau modélisées.....	59
Figure 51 Teneurs en eau le 1 juillet 2023 pour la modélisation du profil de sol avec sa face gauche exposé à l'atmosphère	60
Figure 52 Carte des classes de végétation en Islande. Le carré rouge correspond à la zone d'étude (Arnalds, 2015)	61
Figure 53 Végétation présente sur la zone d'étude avec la profondeur d'enracinement	62
Figure 54 Profil de teneurs en eau avec ou sans végétation.....	62
Figure 55 Glissement de terrain sélectionné pour l'échantillonnage. L1 se situe en bas du glissement de terrain et correspond au premier endroit où le profil de sol a été effectué.....	73
Figure 56 Profils de sol effectué à la tarrière	74
Figure 57 Profils de sol sur le bord de la cicatrice du glissement de terrain.....	74
Figure 58 Diffractogramme fraction argileuse horizon A.....	75
Figure 59 Diffractogramme fraction argileuse horizon B.....	76
Figure 60 Diffractogramme fraction argileuse horizon C.....	76

Figure 61 Diffractogramme fraction argileuse horizon 2AB.....	76
Figure 62 Diffractogramme fraction argileuse horizon 2C.....	77
Figure 63 Diffractogramme fraction argileuse horizon 3AB.....	77
Figure 64 Diffractogramme fraction limoneuse horizon A.....	78
Figure 65 Diffractogramme fraction limoneuse horizon B.....	78
Figure 66 Diffractogramme fraction limoneuse horizon C.....	79
Figure 67 Diffractogramme fraction limoneuse horizon 2AB	79
Figure 68 Diffractogramme fraction limoneuse horizon 2C.....	79
Figure 69 Diffractogramme fraction limoneuse horizon 3AB	80
Figure 70 Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour l'horizon 2AB	80
Figure 71 Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour l'horizon 3AB	81
Figure 72 Modélisation de la teneur en eau pour une condition limite inférieure : flux constant = -0,025 cm/jour	81
Figure 73 Modélisation de la teneur en eau pour une condition limite inférieure : flux constant = -0,005 cm/jour	82
Figure 74 Teneurs en eau le 1 juillet 2023 pour la modélisation du profil de sol avec sa face gauche exposé à l'atmosphère après 10 jours.....	82

Liste des tableaux

Tableau 1 Classification des roches magmatiques en fonction de leur teneur en silice (Marshak et Evrard, 2014)	5
Tableau 2 le système de classification des sols islandais et sa relation avec la taxonomie des sols et le WRB (Arnalds Olafur, 2004)	8
Tableau 3 classes texturales de 244 horizons, classées par type de sol (Arnalds Olafur, 2004).....	10
Tableau 4 Gamme des conductivités hydrauliques à saturation de sols à textures variées (Novak et Hlavacikova, 2019)	17
Tableau 5 Capacités de rétention d'eau typiques des types de sols islandais (Arnalds, 2015)	18
Tableau 6 Proportions d'argiles, limons et sables au sein des différents horizons du profil de sol étudié. Mesure effectuée par colonne d'eau.	37
Tableau 7 Teneurs massiques en allophanes et ferrihydrite et rapports déduits des extractions à l'oxalate et au pyrophosphate.....	39
Tableau 8 Capacité de rétention en eau typique des différents horizons B, 2AB, 3AB	42
Tableau 9 Valeurs de la conductivité hydraulique à saturation mesurée par KSAT et par Hyprop pour les horizons D, E et F.....	45
Tableau 10 Valeurs de la conductivité hydraulique à saturation estimées via le modèle de Cosby et al. (1984) pour les horizons A, C et 2C	46

Liste des abréviations

DRX	Diffraction Des Rayons-X
TDR	Time Domain Reflectometry
K_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation
θ	Teneur en eau

1. Introduction

Les glissements de terrain représentent un risque pour la société, engendrant des dégâts colossaux et des pertes de vies humaines qui se chiffrent chaque année en milliers de victimes (Pollock & Wartman, 2020).

Les glissements de terrain sont des ruptures de matériaux terrestres en pente causés par des facteurs morphologiques, géologiques et autres. Ils sont déclenchés par des événements comme de fortes pluies, un tremblement de terre ou une éruption volcanique. Les fortes précipitations sont les principales causes des déclenchements de glissement de terrain (Polemio & Petrucci, 2000).

En effet, l'eau joue un rôle majeur dans la stabilité des pentes. Des études ont démontré l'importance du bilan hydrique pour évaluer la susceptibilité des sols aux mécanismes de déclenchement des glissements de terrain (Basile et al., 2003). La teneur en eau du sol influence le poids exercé par la masse de sols ainsi que sa résistance mécanique au cisaillement qui généralement diminue au plus la teneur en eau augmente (Delage & Cui, 2001).

Les modèles climatiques prédisent une augmentation des températures et un changement global dans la distribution spatiale, l'intensité et la fréquence des précipitations (IPCC, 2018). Ces changements affectent plusieurs régions dont l'Islande, qui est vulnérable aux glissements de terrain. De plus, les glissements de terrain sont fréquents dans les régions volcaniques (Froude & Petley, 2018).

Or, les sols volcaniques ont des propriétés particulières dues au développement de minéraux secondaires peu ou pas cristallins qui dominent ces sols (Arnalds, 2004). Ces minéraux ont la particularité de s'agréger entre eux pour former des agrégats de la taille de particules de limons ou de sables. Les sols volcaniques possèdent donc une minéralogie et une microstructure unique. Ces sols, comme les Andosols, ont une densité apparente faible ($< 0,9 \text{ g/cm}^3$) et des propriétés hydrauliques particulières : une grande capacité de rétention d'eau (une teneur en eau à saturation entre 0,5 et 0,7 cm^3/cm^3) et une conductivité hydraulique importante (10^{-5} à 10^{-6} m/s) (Ciollaro & Romano, 1995; Fontes et al., 2004).

Cependant, les propriétés hydrauliques des sols volcaniques sont peu étudiées et, par conséquent peu connues. Pourtant, la stabilité des pentes est influencée par la teneur en eau du sol et donc par les propriétés hydrauliques du sol. Il est donc nécessaire de mieux caractériser les propriétés hydrauliques des sols volcaniques afin de comprendre et modéliser le mouvement de l'eau dans ces sols, dans le but, de développer des outils robustes d'analyse de risque de glissement de terrain.

2. Contexte de l'étude

2.1. Impact du changement climatique

Les modèles climatiques actuels prédisent un réchauffement global, qui affectera la distribution spatiale, la fréquence et l'intensité des précipitations (IPCC, 2018). Les changements climatiques actuels affectent déjà le régime des précipitations en Islande. Les températures à la surface de la mer influencent les températures du pays, faisant fondre la neige et les glaciers (Jónsdóttir & Uvo, 2009). L'impact des changements climatiques et la variabilité de la circulation atmosphérique sur les précipitations en Islande ne sont pas complètement compris. Cependant, on prédit que les conditions extrêmement humides vont augmenter en hiver et au printemps à cause de l'augmentation de l'humidité de l'air dans un climat plus chaud (Sienz et al., 2007).

2.2. Glissement de terrain

Les glissements de terrain constituent un grave danger pour les personnes et les infrastructures. Ils ont une grande puissance dévastatrice et en général, ils surviennent soudainement, sans signaux d'alertes préalables. En outre, ils peuvent mobiliser de grandes quantités de matériaux sur de longues distances en très peu de temps (Ólafur Arnalds, 2007) (Figure 1).



Figure 1 Glissement de terrain ayant eu lieu au Japon à Fukuoka en juillet 2017 (Maininchi.jp, 2017)

Les glissements de terrain sont des ruptures de matériaux terrestres en pente lorsque les forces ou les contraintes qui s'exercent sur la pente dépassent la résistance des matériaux terrestres (Lu & Godt, 2013). La résistance des matériaux est fonction de leur composition minéralogique, de leur texture et de leur structure, ainsi que de l'état de contrainte comme

modifiée par les mouvements passés, l'altération, la végétation et les processus hydrologiques.

Des études antérieures ont démontré l'importance du bilan hydrique pour évaluer la susceptibilité des sols aux mécanismes de déclenchement des glissements de terrain (Basile et al., 2003). En effet, une grande sensibilité au déclenchement et à la propagation des glissements de terrain se produit lorsque les facteurs suivants sont combinés : poids élevé des masses de sols contenant de l'eau, discontinuités physiques planes dans les sols et potentiel élevé de liquéfaction (Ólafur Arnalds, 2007).

Le comportement thixotropique explique l'occurrence relativement fréquente de glissements de terrain catastrophiques dans les régions volcaniques (Ólafur Arnalds, 2007). De plus, la stratification des sols volcaniques pourrait être l'une des causes de la surcharge d'eau dans les différentes couches du sol et donc entraîner des glissements de terrain (Basile et al., 2003).

Les causes des glissements de terrains peuvent donc résulter de facteurs morphologiques, géologiques et autres. Les événements déclencheurs du glissement de terrain peuvent être de fortes pluies, un tremblement de terre ou une éruption volcanique (Lu & Godt, 2013).

3. État de l'art

3.1. Les sols volcaniques

Un sol volcanique se forme sur un matériau parental d'origine volcanique. Il peut s'agir d'un dépôt éolien non-consolidé ou consolidé mis en place par une éruption volcanique, d'une coulée de lave ou de matériaux épiciastiques (remobilisés) (Delmelle et al., 2015). La majorité des sols volcaniques correspondent à des dépôts éoliens produits par les éruptions volcaniques explosives. Dans les sections qui suivent, nous concentrerons notre attention sur ceux-ci.

3.1.1. Types d'éruptions volcaniques

Les éruptions volcaniques sont de deux grands types : effusives et explosives (Figure 2). Ces dernières se différencient par la manière dont les matériaux magmatiques sont éjectés à la surface de la Terre (Tsuya & Morimoto, 1963). Les premières sont caractérisées par l'épanchement de coulées de lave, alors que les secondes éjectent des fragments de magma, les pyroclastes ou les téphras, dans l'atmosphère (Figure 1). Le magma des éruptions effusives a perdu une bonne fraction de sa phase gazeuse ($H_2O > CO_2 \gg SO_2, H_2S, HCl$, etc.) dissoute avant d'atteindre la surface. Au contraire, dans les éruptions explosives, le magma est toujours

fortement chargé en gaz et c'est l'exsolution et l'expansion brutale de ceux-ci à proximité de la surface qui sont responsables de la fragmentation explosive du magma et de la production de téphra.

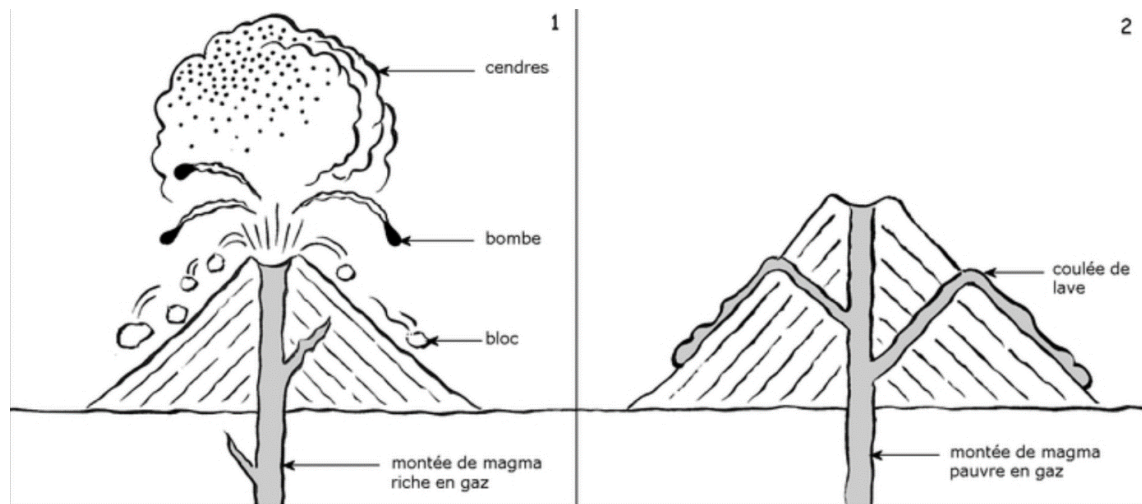


Figure 2 Représentation d'une éruption explosive à droite (1) et d'une éruption effusive à gauche (2) (Les deux types d'éruption volcanique - Ressources pour les enseignants - Ressources élémentaire, s. d.)

L'explosivité des éruptions volcaniques est décrite à l'aide d'un indice, le Volcanic Explosive Index (VEI) (Newhall & Self, 1982). Celui-ci se base sur le volume total de matériel émis par l'éruption et l'altitude maximum à laquelle celui-ci est injecté dans l'atmosphère. Les éruptions explosives ont typiquement des VEI ≥ 3 (sur une échelle logarithmique allant jusqu'à 8).

La majorité des sols volcaniques se forment sur des dépôts de cendres (Figure 3) (Arnalds, 2015). Les cendres sont des téphras dont la taille est < 2 mm. Les téphras avec une taille > 2 mm et < 64 mm portent le nom de *lapilli*. Au-delà de 64 mm, il s'agit des *bombes* et des *blocks*.



Figure 3 Dépôts de téphra provenant des éruptions du volcan Augustine au début de l'année 2006, Alaska. Image de Christina Neal, Alaskan Volcano Observatory et University of Alaska Fairbanks, Geophysical Institute (Ayris & Delmelle, 2012)

En général, la composition et la minéralogie des cendres volcaniques reflètent celles du magma dont elles dérivent. Les magmas diffèrent par leur contenu en silice (SiO_2) de mafique faible teneur à felsique forte teneur (Tableau 1) (Marshak & Evrard, 2014). Les roches magmatiques cristallines qui en découlent ont donc des compositions chimiques variées (Figure 4).

Tableau 1 Classification des roches magmatiques en fonction de leur teneur en silice (Marshak & Evrard, 2014)

Catégorie de magma	Roches	% SiO_2
Felsique	Rhyolite Dacite	66-76
Intermédiaire	Andésite	52-66
Mafique	Basalte	45-52

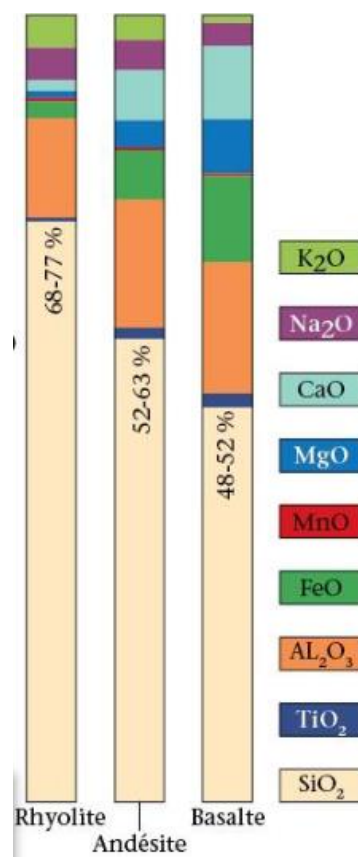


Figure 4 Proportions des différentes substances chimiques dans les différents types de roches (Marshak & Evrard, 2014)

La minéralogie des roches est donc différente. La série de réactions de Bowen indique la succession des cristallisations dans un magma qui refroidit (Figure 5).

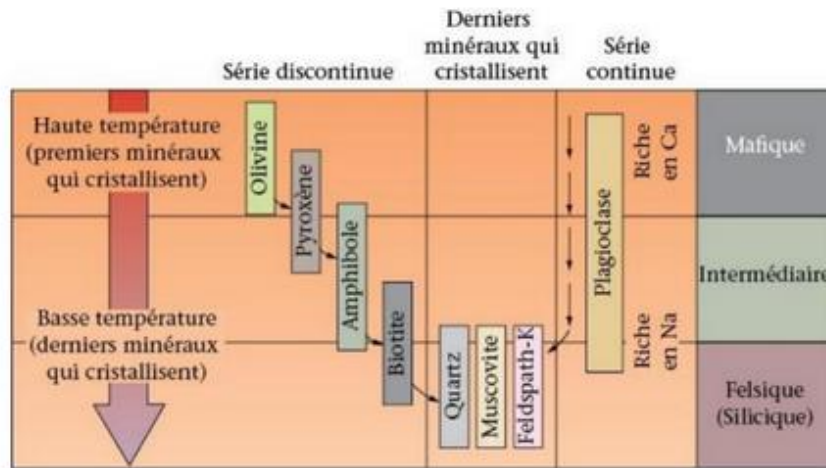


Figure 5 Série de réactions de Bowen (Marshak & Evrard, 2014)

Les cendres peuvent également contenir des fragments de roches érodées du conduit volcanique lors de la remontée du magma vers la surface. Ces fragments, les *lithiques*, peuvent montrer des compositions différentes de celle des cendres juvéniles. Ils sont aussi souvent altérés et présentent des minéralogies qui reflètent les interactions avec les fluides hydrothermaux qui circulent au sein de l'édifice volcanique.

Les particules de téphras peuvent être dispersées à travers des millions de kilomètres carrés. La densité des téphras, qui dépend de sa minéralogie et composition, affecte le temps de résidence dans l'atmosphère et donc la distance de dispersion des particules autour d'un volcan (Ayrès & Delmelle, 2012). La densité des particules de téphra augmente avec leur concentration en Fe et Ti. Les téphras basaltiques ayant une teneur importante en ces éléments auront une densité élevée, entre 2400 et 3200 kg/m³ alors que les téphras felsiques auront une densité plus faible, entre 2150 et 2600 kg/m³ (Ayrès & Delmelle, 2012). La distribution de la taille des particules contrôle aussi le temps de résidence dans l'atmosphère (Rose et al., 2001). Les éruptions explosives siliciques produisent une plus grande quantité de particules fines (< 10µm) qui peuvent rester en suspension plus longtemps que les matériaux pyroclastiques grossiers (>1mm) (Rose & Durant, 2009).

3.1.2. Formation d'un sol volcanique

La formation du sol volcanique résulte des processus d'altération chimique du matériau parental avec le temps (Delmelle et al., 2015). Le climat, la végétation et la topographie sont les facteurs principaux qui influencent les processus de formation du sol. Les sols volcaniques ont des propriétés physiques et chimiques uniques. Celles-ci sont à mettre en relation avec la présence dans le matériau parental volcanique de verre aluminosilicaté. Le verre volcanique est peu stable et il s'altère facilement lorsqu'il est exposé à la solution du sol. Les réactions responsables de l'altération chimique du verre permettent la libération rapide de silicium,

d'aluminium et de fer dans la solution. Celle-ci est rapidement saturée en ces éléments et des phases solides peu cristallines et/ou amorphes sont précipitées. La minéralogie des précipités est influencée par les conditions de drainage du sol, et par conséquent par les quantités de précipitations (Figure 6). Quand l'altération se produit dans des climats à haute altitude ou en conditions tropicales avec de fortes précipitations, le drainage favorise la perte du silicium du sol au bénéfice de l'aluminium et du fer, ces deux derniers éléments étant moins solubles.

Les fortes précipitations vont favoriser la formation d'allophane ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{SiO}_2) \cdot n(\text{H}_2\text{O})$), et à plus faibles teneurs d'imogolite ($\text{Al}_2\text{SiO}_3(\text{OH})_4$) (Figure 6). Les allophanes et les imogolites sont tous les deux des aluminosilicates peu cristallins. Dans le cas d'un drainage poussé, dans les climats humides par exemple, il peut y avoir formation de gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$). À l'inverse en cas de faible lessivage, la formation d'Halloysite va être dominante ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) (R. L. Parfitt, 2009).

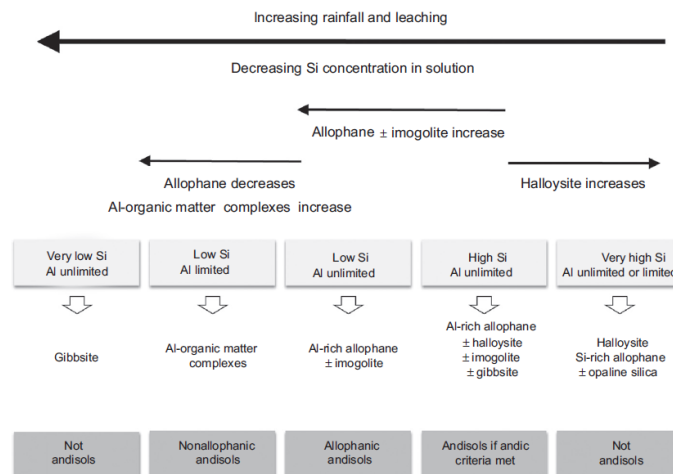


Figure 6 Modèle simplifié représentant l'effet du lessivage du silicium et de l'aluminium sur la formation des minéraux secondaires lors de l'altération du téphra volcanique et l'apparition probable ou non d'un Andosol (Delmelle et al., 2015)

Dans les sols volcaniques où la matière organique est abondante et le pH peut atteindre des valeurs < 5 , l'aluminium pourra former des complexes avec la matière organique (R. L. Parfitt, 2009). Il y a donc moins d'aluminium présent pour précipiter avec le silicium et former des allophanes et imogolites. La présence d'allophanes dans l'horizon supérieur (horizon A organo-minéral) est donc moindre (Ólafur Arnalds, 2007).

3.1.3. Classification et caractéristiques des sols volcaniques islandais

Il existe plusieurs grands types de sols en Islande, deux principaux groupes de sols sont distincts en Islande : les sols de nature andique (aux propriétés particulières dues aux minéraux tels que l'allophane, l'imogolite et la ferrihydrite) et/ou histique formés sous le couvert végétal. Il y a également les sols vitriques des déserts (Ólafur Arnalds, 2007). D'autres types de sols existent comme les Cryosols dans les hautes terres et des Leptosols sur les

terrains rocaillieux par exemple (Tableau 2). Le type de sol le plus présent en Islande est l'Andosol Brun (Figure 7).

Tableau 2 le système de classification des sols islandais et sa relation avec la taxonomie des sols et le WRB (Arnalds, 2004)

Soil type	Symbol	Icelandic term ^a	Criteria	Soil Taxonomy	WRB
Histosol	H	<i>Mókjörð</i>	>20% C	Histosol	(Andic) Cryic Histosol
Histic Andosol	HA	<i>Svarfjörð</i>	12–20% C	Aquand	Gleyic and Histic Andosol
Gleyic Andosol	WA	<i>Blautjörð</i>	1–12% C, redox features	Aquand	Gleyic Andosol
Brown Andosol	BA	<i>Brúnjörð</i>	1–12% C; >1% Si _{ox}	Cryand	Haplic Andosol
Vitrisol	V	<i>Frumjörð</i>	<1% C; or <1% Si _{ox} and <2% C	Cryand	Vitric Andosol Also
				Vitrand	Arenosols and Leptosol
Cryosol	C	<i>Frerajörð</i>	Permafrost	Gelisol	Cryosol
Leptosol	L	<i>Bergjörð</i>	Shallow ^b	Entisol	Leptosol

^a Icelandic terms are preliminary suggestions.

^b Includes scree slopes.

Les pédons de référence islandais COST-622 ont été échantillonnés en septembre 1999. Ils donnent une représentation des Andosols islandais, comme Andosol histiques (EUR07), Andosol brun (EUR08) et Andosol gleyique (EUR09). Les vitrisols n'ont pas été inclus dans les profils de référence. Les sols EUR07 sont principalement localisés dans le nord-ouest de l'Islande. Les EUR08 sont localisés essentiellement au nord de l'Islande à plus de 400 mètres d'altitude. Les EUR09 se situent principalement dans le sud du pays dans les plaines tourbeuses (Figure 7) (Ólafur Arnalds, 2007).

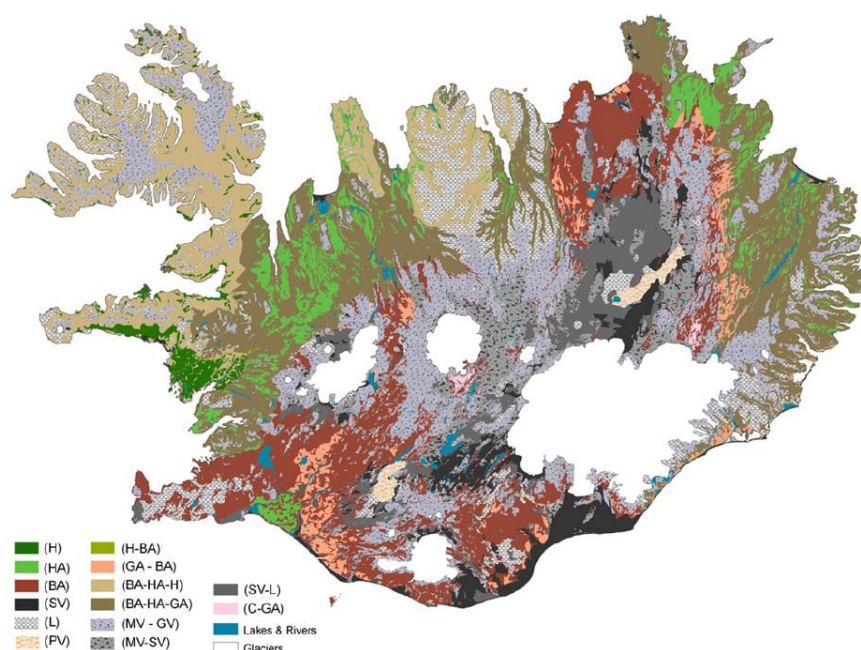


Figure 7 Soil map of Iceland. Principaux types de sol : H= Histosol, HA =Histic Andosol, BA =Brown Andosol, SV= sandy Vitrisol L= leptosol, PV : pumic Vitrisol et C= cryosol (Arnalds, 2015)

L'influence dominante des dépôts éoliens, du téphra et le drainage donnent lieu à ces différents types de sols (Figure 8) (Ólafur Arnalds, 2007). Le contenu en Allophane est plus grand dans les sols qui sont sous des conditions sèches avec relativement peu de dépôts éoliens. Le pH varie aussi selon les types de sols. Le pH est de 6 sur la droite du diagramme et diminue jusqu'à 4 environ pour les Histosols. Les matériaux vitrifiés étant plus présents en haut du diagramme, le pH y est plus élevé. En effet, l'altération des verres volcaniques relâche des cations basiques pour maintenir le pH du sol, qui augmente avec la teneur en matière vitrifiée (le pH peut atteindre jusqu'à environ 7,5 dans les vitrisols).

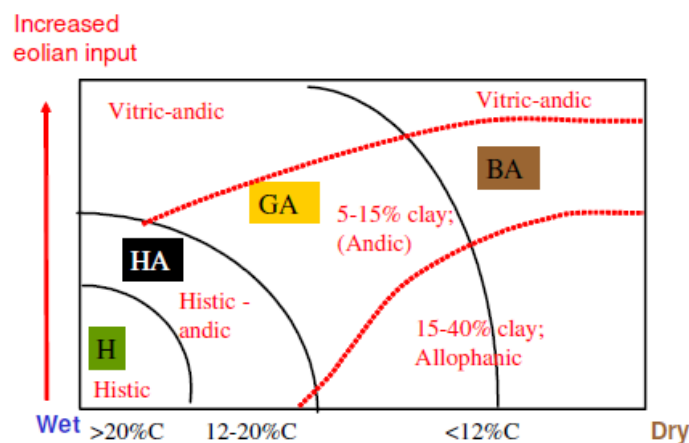


Figure 8 La classification des Andosols et histosols sous couvert végétal en Islande. Avec le taux d'apport éolien (axe des ordonnées) et le drainage (axe des abscisses) (Ólafur Arnalds, 2007)

Les Histosols, qui contiennent plus de 20% de carbone organique, ont une grande quantité de matériaux andiques en raison des dépôts éoliens.

Pour être qualifié d'Andosol, un sol doit présenter un ou plusieurs horizons andiques ou vitriques. Un horizon andique possède une proportion de $Al_o + 0,5 Fe_o > 2 \%$, une densité apparente $< 0,9 \text{ g/cm}^3$ et une rétention en phosphate $> 85 \%$. Un horizon vitrique est moins altéré et donc possède une proportion en verre volcanique, agrégats vitreux et autres minéraux primaires $> 2\%$. Les Andosols (histiques, gleyiques, et bruns) sont donc caractérisés par une faible densité apparente ($< 0,9 \text{ g/cm}^3$) et dominés par les matériaux andiques avec un contenu en allophane et ferrihydrite ($5Fe_2O_3 \cdot 9H_2O$). Le contenu en allophane et ferrihydrite diminue avec le contenu en carbone organique car la matière organique, inhibe la formation des allophanes et le fer tend à se réduire et à se perdre dans les endroits mal drainés (Arnalds, 2004).

Les Andosols histiques sont relativement mal drainés et dans des zones relativement éloignées des sources éoliennes. Les allophanes et ferrihydrite dominent la minéralogie des argiles dans ce pédon.

Les Andosols bruns sont bien drainés. Il y a aussi présence d'allophane et ferrihydrite, mais ce type de sols est plus vitrique que les Andosols histiques. Les Andosols gleyiques se situent proches des volcans actifs et des sources éoliennes. Sa surface a donc accumulé suffisamment

de matériaux vitriques et à un taux élevé. Les propriétés andiques l'emportent sur les propriétés organiques (Ólafur Arnalds, 2007).

Les vitrisols sont des sols de surface désertique à faible teneur en matière organique, mais ils répondent généralement aux critères des matériaux andiques avec $>30\%$ de verres et $(Al + 1/2 Fe) > 0,4\%$.

La Cryoperturbation est importante en Islande due au climat, mais aussi aux propriétés des sols andiques incluant une grande rétention en eau et une conductivité hydraulique rapide.

Les Andosols présentent une augmentation de la matière organique à mesure que l'on s'éloigne des sources actives d'éolien et de téphra. La texture des Andosols histiques et gleyiques est principalement limoneuse argileuse (Tableau 3). La texture des Andosols bruns est dominée par le limon, et des horizons plus argileux sont trouvés plus loin des sources éoliennes. Les Vitrisols sont dominés par des textures de limons sableux et de sable limoneux. Les horizons sableux des Andosols sont le plus souvent des couches de téphra unique, mais on les trouve également là où des tills glaciaires reposent sur des matériaux d'origine éolienne

Tableau 3 classes texturales de 244 horizons, classées par type de sol (Arnalds, 2004)

Soil type (number of horizons)	Textural class						Total
	Clay loam	Silt loam	Loam	Sandy loam	Loamy sand	sand	
%Textural class for all horizons within soil type							
HA (25)	36	40	8	4	12	0	100
WA (52)	17	44	19	10	10	0	100
BA (117)	4	47	26	9	40	3	100
V (50)	2	6	2	38	44	8	100

3.2. Propriétés hydrauliques

3.2.1. Teneur en eau

La teneur en eau du sol est définie comme l'eau perdue par le sol après un séchage à masse constante à 105 °C (Glossary of Soil Science Terms. Soil Science Society of America: Madison, Wisconsin, 1997). Elle est communément exprimée comme la teneur en eau volumique (θ) (Novák & Hlaváčiková, 2019) :

$$\theta = \frac{V_e}{V} \quad [1]$$

où V_e et V sont respectivement le volume d'eau et le volume de sol sec. De la même façon la teneur en eau massique (w) est donnée par :

$$w = \frac{m_e}{m_s} \quad [2]$$

où m_e et m_s sont respectivement la masse d'eau et la masse de sol sec.

Différentes méthodes permettent de quantifier la teneur en eau d'un échantillon (Novák & Hlaváčiková, 2019). La méthode gravimétrique classique consiste à déterminer la différence de poids entre l'échantillon humide et l'échantillon séché à 105 °C. L'utilisation de la sonde à neutrons est plus récente. Des neutrons à une haute énergie sont émis par l'instrument et le détecteur collecte les neutrons dont l'énergie a été atténuée en raison des collisions avec les atomes d'hydrogène des molécules de l'eau du sol. La méthode TDR (*Time-Domain Reflectometry*), exploite les propriétés électriques et magnétiques du sol qui affectent la propagation des ondes électromagnétiques. Cette méthode détermine la durée qui s'écoule entre l'émission du signal électromagnétique et son retour vers le détecteur. La vitesse de propagation est liée à la permittivité diélectrique (ϵ), une propriété complexe du sol qui varie avec la fréquence en raison des processus de rotation dipolaire et de migration des charges (Logsdon, 2005). La permittivité diélectrique d'un matériaux hétérogène, mesurée par des méthodes électriques et électromagnétiques, est directement sensible à la présence d'eau dans le milieu. Il existe une relation entre θ et ϵ (Topp et al., 1980).

$$\theta = 4,3 \cdot 10^{-6} \epsilon^3 - 5,5 \cdot 10^4 \epsilon^2 + 2,92 \cdot 10^{-2} \epsilon - 5,3 \cdot 10^{-2} \quad [3]$$

3.2.2. Potentiel hydrique

L'eau dans un sol est soumise à différents champs de forces qui résultent de phénomènes tels que l'adsorption, l'absorption et la cohésion (Kirkham, 2005). Par rapport à un point de référence, l'eau située à un endroit donné dans le sol a un certain potentiel d'énergie, c'est le potentiel hydrique (ψ_T). Dans les sols, l'eau se déplace des zones avec des valeurs élevées de ψ_T vers des zones avec des valeurs basses de ψ_T . Le ψ_T du sol correspond à l'énergie potentielle, par unité de masse ou de volume, de l'eau en un point du système par rapport à un état de référence de l'eau. L'eau pure libre, à une élévation spécifique, est considérée comme le point de référence. Ce potentiel hydrique total ψ_T (J/kg) est la somme de plusieurs composantes (Campbell, 1988; Luo et al., 2022) :

$$\psi_T = \psi_m + \psi_o + \psi_p + \psi_g \quad (\text{J/kg}) \quad [4]$$

avec

ψ_m : le potentiel matriciel qui résulte de l'attraction de la matrice du sol pour l'eau et de l'attraction des molécules d'eau entre elles ;

ψ_o : le potentiel osmotique causé par les électrolytes dissous dans l'eau du sol ;

ψ_p : le potentiel de pression qui se compose du potentiel hydrostatique, dû au poids de l'eau en un point donné du sol saturé, du potentiel géostatique dû à la pression des grains du sol sur le fluide et du potentiel barométrique dû à la pression de la phase gazeuse sur le liquide ;

ψ_g : le potentiel gravitationnel qui peut être positif ou négatif selon l'élévation de référence.

Le ψ_m peut aussi s'exprimer selon la hauteur de pression (h) :

$$h = \frac{\psi_m}{\rho_w * g} \quad (\text{m}) \quad [5]$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau qui vaut 997 kg/m³ et g est l'accélération de la pesanteur à la surface de la terre. L'accélération de la pesanteur standard vaut 9,8 m/s².

Le ψ_m prendra toujours des valeurs négatives. Ceci résulte des forces externes nécessaires pour transporter une quantité d'eau d'un niveau z jusqu'au niveau standard z_0 (Novák & Hlaváčiková, 2019). Cette h étant toujours négative, elle est généralement présentée selon une échelle logarithmique que l'on nomme pF :

$$pF = -\log(h) \quad (/) \quad [6]$$

où h a pour unité des centimètres.

Le ψ_m renferme la contribution de l'énergie capillaire et de l'énergie d'adsorption. L'énergie capillaire correspond à la force de capillarité qui fait monter l'eau dans des tubes capillaires cylindriques (Baver et al., 1972). La tension de surface de l'eau liquide cause sa montée ou sa descente dans les tubes capillaires. La loi de Jurin permet de déterminer h dans un tube capillaire en fonction de la tension superficielle (Schaum, 1966) :

$$h = (2\sigma \cos(\alpha)) / (r\rho g) \quad (\text{m}) \quad [7]$$

où

σ est la tension superficielle du liquide (N/m) ;

r le rayon du tube (m) ;

ρ la densité du liquide (kg/m³) ;

α l'angle de contact entre le liquide et le tube et

G l'accélération due à la gravité (m/s²)

L'énergie d'adsorption traduit les interactions entre les molécules d'eau et la surface des particules du sol (Kirkham, 2005). En un point donné du sol, à une certaine distance X de la surface de la particule du sol, le potentiel correspondant ($-\psi_{sorp}$) est la somme des contributions liées aux phénomènes d'hydratation et osmotique, aux forces de Van der Waals ainsi qu'aux interactions de type électrostatique (Luo S et al., 2023) :

L'énergie liée aux forces capillaires et d'adsorption déterminent le ψ_m . Puisque ce dernier se développe dans un sol insaturé, il ne peut coexister avec le potentiel hydrostatique.

3.2.3. Courbe de rétention

La courbe de rétention de l'eau dans le sol est définie comme la relation entre θ et ψ_m (Nuth & Laloui, 2008). L'allure de la courbe de rétention (Figure 9) d'un sol dépend des propriétés du sol, notamment, comme la distribution de la taille des particules, la teneur en matière organique et la porosité (volume poral et distribution de tailles des pores) (S. Gupta & W.E. Larson, 1979). La distribution de la taille des pores dépend de la texture du sol (Novák & Hlaváčiková, 2019) ; la porosité des sols argileux est plus fine que celle des sols sableux.

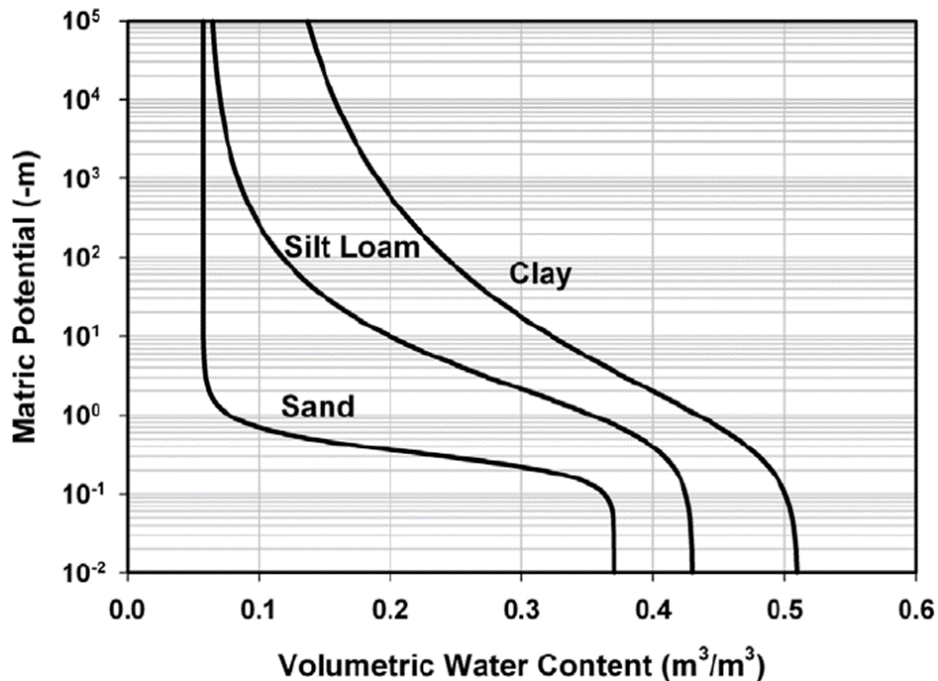


Figure 9 Courbe de rétention de différents sols en fonction de leur texture (Tuller & Or, Dani, 2003)

La courbe de rétention d'un milieu poreux (le sol) renseigne sur la capacité à retenir l'eau à différentes valeurs de la succion. Elle permet aussi d'estimer l'eau du sol disponible pour les plantes. Le point de flétrissement permanent (θ_{wp}) correspond à la valeur θ à laquelle la végétation subit un état de flétrissement irréversible. La capacité au champ (θ_{fc}) d'un sol est la θ maximale qui peut être maintenue dans le sol pendant un certain nombre de jours. En d'autres termes, c'est la quantité d'eau retenue par un sol préalablement saturé, après 48h d'égouttement de l'eau libre. L'eau disponible pour les plantes (θ_{awc}) peut alors être calculée comme suit (Novák & Hlaváčiková, 2019) :

$$\theta_{awc} = \theta_{fc} - \theta_{wp} \quad [8]$$

En influençant la tension superficielle du sol, la température affecte l'allure de la courbe de rétention. Par ailleurs, la courbe de rétention peut varier si elle est mesurée durant le séchage graduel du sol (succion croissante) ou durant son humectation graduelle. Ainsi, pour un même niveau de succion au sein du sol, différents degrés de saturation du sol sont possibles si le sol s'humecte ou se sèche et en fonction du niveau de succion précédemment atteint (S. Gupta

& W.E. Larson, 1979). Cette particularité est nommée l'hystérèse (Figure 10). Elle reflète notamment des angles de contact, et donc des forces capillaires et une h , qui varient selon que le sol soit séché ou mouillé.

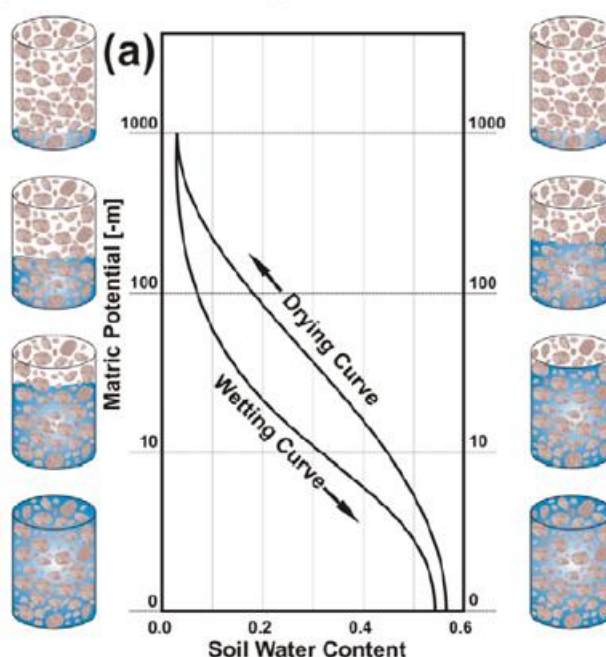


Figure 10 Courbe de rétention de l'eau du sol représentant l'hystérèse (Tuller & Or, Dani, 2003)

La courbe de rétention d'un sol peut être décrite expérimentalement en mesurant la θ et le ψ_m à l'équilibre. Généralement, la relation entre ces deux paramètres est établie durant le séchage progressif du sol (Novák & Hlaváčiková, 2019).

Différentes méthodes expérimentales (tension et pression) sont utilisées pour déterminer la courbe de rétention. Une première approche consiste à appliquer une pression négative (une succion) à l'échantillon de sol et mesurer la θ . Une succion est appliquée à l'échantillon de sol grâce à une plaque poreuse en verre ou céramique, un bac à sable ou encore la casserole à pression. Cette méthode est valable dans des gammes de pressions négatives allant d'un pF de 1 à 2,2 (Novák & Hlaváčiková, 2019). Les méthodes de pression consistent à appliquer une pression positive sur l'échantillon de sol. L'eau dans les pores du sol, retenue par la matrice pourra éventuellement s'écouler (Novák & Hlaváčiková, 2019).

La courbe de rétention d'un sol peut également être prédite de manière analytique via le modèle de Van Genuchten (van Genuchten, 1980) :

$$S_e(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha |\psi_m|)^n} \right]^m \quad [9]$$

où S_e représente le taux de saturation de l'échantillon, θ_r et θ_s représentent respectivement la teneur en eau résiduelle du sol et la teneur en eau à saturation du sol. La θ_r correspond à la teneur en eau du sol dans laquelle la conductivité hydraulique est suffisamment faible pour être négligée. α , n et m sont des paramètres de « van Genuchten ». Les valeurs de ces

paramètres peuvent être déterminés via des fonctions de pédotransfert qui se basent sur les propriétés générales du sol.

Les équations de Brooks et Corey (Brooks & Corey, 1964) permettent d'estimer les paramètres mathématiques du modèle afin de décrire la relation entre θ et la succion (Bastet et al., 1998):

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{h_a}{h}\right)^I \text{ pour } \frac{h_a}{h} < 1 \quad [10]$$

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = 1 \text{ pour } \frac{h_a}{h} = 1 \quad [11]$$

Avec h_a le potentiel au point d'entrée d'air, I varie selon la texture de 0,70 pour les sols sableux à 0,15 pour les sols limono-argileux (Bastet et al., 1998).

La fonction de Campbell (Campbell, 1974) est une fonction du même type que celle de Brooks et Corey (Bastet et al., 1998) :

$$\theta = \theta_s \left(\frac{h}{h_a}\right)^{-1/b} \quad [12]$$

où b est un paramètre empirique.

Ces différents modèles représentent des différences dans les courbes de rétention en eau d'un même sol (Figures 11).

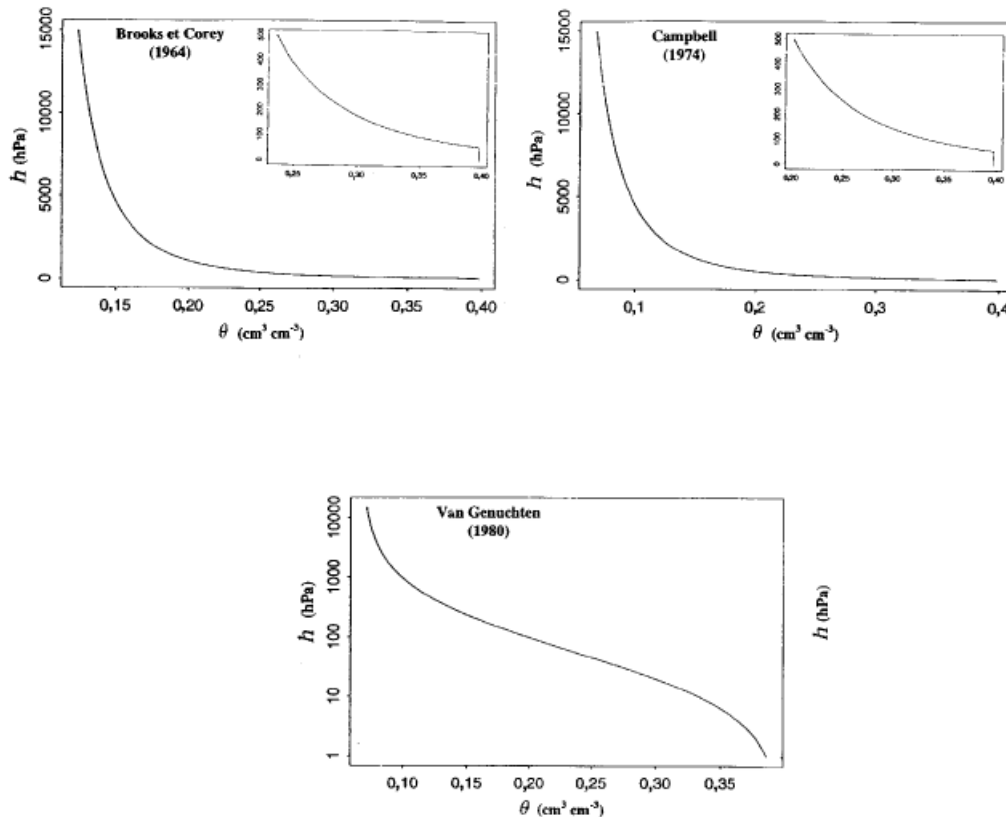


Figure 11 Courbes de rétention estimées via différentes fonctions de pédotransfert (Bastet et al., 1998)

La validation de l'adéquation des modèles par rapport aux données mesurées peut être déterminée à l'aide de l'écart quadratique moyen (RMSE) comme suit :

$$RMSE = \sqrt{\sum \frac{(z_i^* - z_i)^2}{n}} \quad [13]$$

où z_i^* est la valeur estimée, z_i est la valeur observée et n est le nombre d'observations (Patil & Singh, 2016).

Cependant, les modèles comportant un plus grand nombre de paramètres sont généralement plus flexibles, l'erreur d'ajustement sera par conséquent plus faible. Ceci est contrebalancé par une plus grande corrélation entre les paramètres optimisés et des incertitudes plus élevées pour les paramètres individuels. Le critère d'information d'Akaike corrigé (AICc) (Akaike, 1974) permet de tenir compte du nombre différent de paramètres ajustables lors de la sélection du meilleur modèle (Durner et al., 2015).

3.2.4. Conductivité hydraulique

Le mouvement de l'eau à travers des milieux poreux capillaires comme les sols saturés d'eau est décrit quantitativement par l'équation de Darcy (Darcy, 1856; Hubbert, 1956) :

$$J_w = -K_{sat} \frac{dH}{dx} \quad [14]$$

où J_w est le volume d'eau traversant une surface par unité de temps, soit la densité de flux (m/s), K_{sat} est la conductivité hydraulique à saturation (m/s), dH est le gradient de charge hydraulique total sur une distance x (m/m). Cette approche admet les hypothèses suivantes : le sol est saturé en eau, que les pores ne changent pas de dimension et que la température du sol est constante.

La K doit être mesurée sur un échantillon de sol non perturbé et son volume doit être supérieur au volume représentatif. Le volume élémentaire représentatif (VER) du sol correspond au volume minimum du sol représentant toute l'hétérogénéité du sol (Novák & Hlaváčiková, 2019). Plusieurs méthodes permettent de mesurer la conductivité hydraulique à saturation. Une des méthodes consiste à mesurer le temps que prend une certaine quantité d'eau pour traverser l'échantillon déjà saturé préalablement.

La courbe de conductivité peut être modélisée par l'équation de van Genuchten-Mualem (Mualem, 1976).

$$K(Se) = K_{sat} Se^\lambda \left[1 - \left(1 - Se^{\frac{n}{n-1}} \right)^{1-\frac{1}{n}} \right]^2 \quad [15]$$

Où $K(Se)$ est la conductivité hydraulique en fonction du taux de saturation (m/s), n un coefficient adimensionnel lié à la distribution de la taille des pores, λ est un paramètre empirique.

Selon les propriétés des milieux poreux capillaires, il existe une proportionnalité entre le débit et les dimensions des pores du sol pour une même différence de pression entre les sections transversales d'entrée et sortie (Novák & Hlaváčiková, 2019). Par conséquent, les milieux poreux grossiers comme les graviers et les sables ont une conductivité hydraulique élevée tandis que les sols fins comme les argiles ont une conductivité hydraulique plus faible (Tableau 4).

Tableau 4 Gamme des conductivités hydrauliques à saturation de sols à textures variées (Novák & Hlaváčiková, 2019)

Texture du sol	Conductivité hydraulique à saturation (m/s)
Sable	$1,2 \cdot 10^{-5} - 1,2 \cdot 10^{-4}$
Limon sableux	$3,5 \cdot 10^{-6} - 1,2 \cdot 10^{-5}$
Limoneux	$1,2 \cdot 10^{-6} - 5,8 \cdot 10^{-5}$
Limon argileux	$5,8 \cdot 10^{-7} - 3,5 \cdot 10^{-6}$
Argile limoneuse	$1,2 \cdot 10^{-7} - 1,2 \cdot 10^{-6}$
Argile	$1,2 \cdot 10^{-8} - 1,2 \cdot 10^{-7}$

3.2.5. Influence sur les propriétés hydrauliques

La végétation et la topographie influencent les propriétés hydrauliques des sols en modifiant leurs structures et leurs porosités (Páez-Bimos et al., 2022). La végétation influence la rétention de l'eau et la conductivité hydraulique à travers ses racines et la matière organique en modifiant la structure du sol. La topographie impacte la formation des sols à travers le contrôle de la direction des flux d'eau dominants, de la profondeur des nappes d'eau souterraine, de l'érosion et des processus de déposition (Jenny, 1994).

Les teneurs en eau du sol sont en général plus élevées dans le bas des pentes, ce qui s'explique par une augmentation de l'aire de drainage vers le bas de la pente (Mosquera et al., 2020).

3.2.6. Propriétés hydrauliques des sols volcaniques

Les Andosols allophaniques ou non allophaniques ont une grande porosité et une large gamme de distributions de la taille des pores dues à l'assemblage structural de minéraux secondaires peu et non cristallins, tels que les allophanes/imogolites et la ferrihydrite, en agrégats stables de la taille d'un sable ou limon pour les Andosols allophaniques. L'accumulation de matière organique dans les Andosols non allophaniques forme également des agrégats poreux (Delmelle et al., 2015). Cette grande porosité, cette large gamme de distribution de la taille des pores, la présence de matière organique et de composants avec une grande surface spécifique comme les allophanes/imogolites et ferrihydrite engendrent une capacité de rétention de l'eau et une conductivité hydraulique élevées (Tableau 5).

Tableau 5 Capacités de rétention d'eau typiques des types de sols islandais (Arnalds, 2015)

Soil type	Field capacity (0.3 bar)	Wilting point (15 bar) %	Water holding capacity
Histosol	200–350	150–250	80–200
Histic Andosol	100–200	75–150	50–125
Gleyic Andosol	40–100	30–70	15–40
Brown Andosol	30–100	15–70	15–40
Vitrisol	5–40	5–30	5–15

Based on the AUI soil database. Data for sandy tephra layers are excluded

La conductivité hydraulique à saturation (K_s) des Andosols varie entre 10^{-5} à 10^{-6} m/s. Cela se rapproche de la K_s des limons. La θ_s des Andosols varie entre 0,5 et 0,7 cm³/cm³. Cela se rapproche des valeurs typiques des argiles (Ciollaro & Romano, 1995; Fontes et al., 2004).

Lors du séchage du sol, des changements mécaniques irréversibles tels que l'augmentation de la proportion d'agrégats stables à l'eau ont lieux dans les Andosols les plus argileux. En effet, les propriétés des allophanes changent en fonction des conditions d'humidité mais se modifient de façon irréversible lorsque le sol sèche (Fontes et al., 2004). Le séchage induit une forte réduction de la porosité. Il y a donc une nette réduction de la rétention de l'eau après le séchage du sol. Cela modifie la distribution de la taille des pores avec comme conséquence, un changement de la courbe de rétention (Ólafur Arnalds, 2007).

Les Andosols riches en allophanes/imogolites ont une capacité à libérer de l'eau lorsqu'une légère pression y est appliquée, même s'ils semblent secs. Ce comportement se nomme la thixotropie. Une grande partie de l'eau est retenue dans les petits pores créés par les agrégats et dont la géométrie est facilement modifiable par la pression. Les Andosols peuvent alors atteindre leur limite de liquidité (la teneur en eau à laquelle le sol commence à se comporter comme un liquide et à s'écouler) lors d'une perturbation mécanique. Cette propriété peut causer, pour les Andosols allophaniques dans les terrains escarpés, des ruptures et des coulées de débris (Delmelle et al., 2015).

3.3. Modélisation des flux d'eau dans les sols

3.3.1. Flux d'eau dans un sol stratifié

Les textures et structures différentes qui peuvent être rencontrées dans un profil de sol engendrent des discontinuités dans les propriétés hydrauliques des horizons (Si et al., 2011). La barrière capillaire et la barrière hydraulique expliquent différents phénomènes (Alfnes et al., 2004). La barrière capillaire se produit lorsqu'une couche de sol non saturé présente une granulométrie plus fine que le sol sous-jacent. Une quantité d'eau demeure dans le sol à fine granulométrie et migrera dans la couche inférieure qu'après avoir dépassé un potentiel hydrique critique. Les propriétés hydrauliques de la couche grossière non saturée influencent

donc le stockage de l'eau dans la couche supérieure. Par conséquent, ce sol stocke plus d'eau que si le drainage se faisait par gravité. Avec l'humidification, l'écart de conductivité entre les deux couches s'atténue et la barrière capillaire disparaît alors. La barrière hydraulique a lieu lorsque deux couches ont une conductivité hydraulique différentes.

Un sol stratifié crée donc une anisotropie de la conductivité hydraulique, ce qui produit une augmentation du stockage de l'eau dans le sol où les discontinuités sont présentes. La stratification peut également amener à un déplacement de l'eau latéral, plus marqué lorsque l'interface des couches est inclinée (Si et al., 2011).

Le dépôt successif des cendres entraîne un développement complexe de sols successifs. La stratification pourrait être l'une des causes de la surcharge d'eau dans des couches de sols et donc entraîner des glissements de terrain (Basile et al., 2003).

3.3.2. Équations de Richards

Le transport de l'eau dans le sol affecte différents mécanismes comme le transport des solutés et de la chaleur. Ce transport définit l'approvisionnement en eau des plantes, régit la transpiration, réapprovisionne les nappes phréatiques et d'autres fonctions essentielles pour l'environnement (Pachepsky et al., 2003).

Les équations de Richards (Richards, 1931) permettent de modéliser le mouvement de l'eau dans des sols non saturés. Pour une colonne de sol horizontale unidimensionnelle, le teneur en eau volumétrique du sol en fonction du temps se trouve via :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad [16]$$

Où

x : la distance avec l'extrémité de la colonne

$D(\theta)$: la diffusivité de l'eau dans le sol (m^2/s)

$D(\theta) = \frac{K(h)}{C(h)}$ où $K(h)$ est la conductivité hydraulique en fonction de la charge matricielle et

$$C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h}$$

Ces équations ont des limites. Elles sont vraies pour des écoulements laminaires, et en absence de flux préférentiels.

3.3.3. Modèles

Hydrus est un logiciel de simulation des mouvements de l'eau, de la chaleur et des solutés dans des milieux poreux unidimensionnels, bidimensionnels et tridimensionnels à saturation variable (PC-Progress, 2022). Ce programme résout numériquement l'équation de Richards pour l'écoulement de l'eau dans un milieu poreux saturée/non saturée. Dans ce mémoire, le logiciel HYDRUS 1D et 2D sont utilisés et seul l'écoulement d'eau est considéré. Avec HYDRUS 2D, les simulations sont alors effectuées dans un plan vertical X, Z en fonction de la pente maximale (Ólafur Arnalds, 2007). Le processus d'écoulement bidimensionnel de l'eau saturée/non saturée dans les pentes du sol peut être décrit par la forme modifiée des équations de Richards :

$$\frac{\partial h}{\partial t} C(h) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K(\theta) \left(K_{ij}^a \frac{\partial h}{\partial x_j} - K_{iz}^a \right) \right] - S \quad [17]$$

où K_{ij}^a sont les composantes du tenseur d'anisotropie sans dimensions K^a et S représente la saturation du sol.

Le modèle tient compte des limites prescrites de hauteur de pression (h), des limites inférieures et supérieures, ainsi que d'une représentation simplifiée des horizons du profil de sol à l'aide de drains nodaux.

Dans le cas où les conditions limites supérieures considérées sont des conditions atmosphériques, le logiciel considère que l'eau des précipitations s'infiltre dans le profil de sol à une vitesse égale aux précipitations. Lorsque le flux spécifié est supérieur à la capacité d'infiltration, la condition supérieure devient alors une condition de hauteur de pression nulle ($h = 0\text{cm}$), le sol est saturé à la surface du sol. La quantité d'eau qui s'infiltre à la surface est alors calculée en fonction de la conductivité hydraulique à saturation à la surface du sol. Si le flux d'eau dépasse la conductivité hydraulique à saturation, un ruissellement de surface est alors produit (Rassam et al., 2003). Le ruissellement se déplace dans le cas de Hydrus 2D vers les parties inférieures de la pente où l'eau s'infiltre si la capacité d'infiltration n'est pas atteinte. La capacité d'infiltration dépend de la structure, texture du sol et de la couverture de végétation. Cette capacité est déterminée dans Hydrus à l'aide des équations de Richards dans un sol non saturé. Ces équations dépendent des paramètres des courbes de rétention et de conductivité implémentés dans le logiciel.

4. Objectifs

À ce jour, il existe peu d'études et de données sur les propriétés hydrauliques des sols volcaniques. Notre compréhension du mouvement de l'eau dans ces sols doit encore être améliorée. Ces connaissances sont indispensables pour mieux comprendre et prédire les facteurs qui favorisent le déclenchement des glissements de terrains dans les sols volcaniques.

L'objectif de ce travail est de déterminer les conditions hydriques qui ont pu se développer dans des sols volcaniques d'une pente soumise à des précipitations intenses et qui a subi un glissement de terrain. Le cas d'étude se situe dans le nord de l'Islande. Pour atteindre notre objectif, un profil de sol dans la cicatrice d'un glissement de terrain a été échantillonné. Les caractéristiques générales des sols ont été déterminées, ainsi que leurs propriétés hydrauliques. Ces données ont ensuite été utilisées pour simuler à l'aide du logiciel « Hydrus » le mouvement de l'eau dans le sol au sein de la pente ayant subi le glissement de terrain.

5. Matériel et Méthode

5.1. Site d'étude et échantillonnage

L'ensemble des mesures effectuées dans le cadre de ce mémoire ont été réalisées sur des échantillons provenant d'un même glissement de terrain (Figure 12) survenu dans le nord de l'Islande (Figure 14) entre les villes de Húsavík et de Akureyri (65,86258°N et 17,55732°O). Ce flanc de vallée exposé à l'Est a subi une série de glissements de terrain entre le 2 et le 5 octobre 2021 à la suite d'un épisode pluvieux intense (24,4 cm d'eau en 4 jours) (Jón Kristinn Helgason, communication personnelle, 2023).



Figure 12 Glissement de terrain étudié

Le glissement de terrain s'étire sur une longueur de 767m et a affecté des sols dont l'altitude est comprise entre 17 et 241 mètres au-dessus du niveau de la mer (Figure 13). La largeur au sommet est de 14 m et la largeur en bas du glissement de terrain est de 130 m. La pente moyenne est de 28,7% (16,01°) et la pente maximale est de 51% (27,47°). Le glissement de terrain est superficiel. En effet, la profondeur de la couche de sol impactée est de 135 cm environ. Le volume approximatif de sol déplacé durant ce glissement de terrain est donc de 67 300 m³.

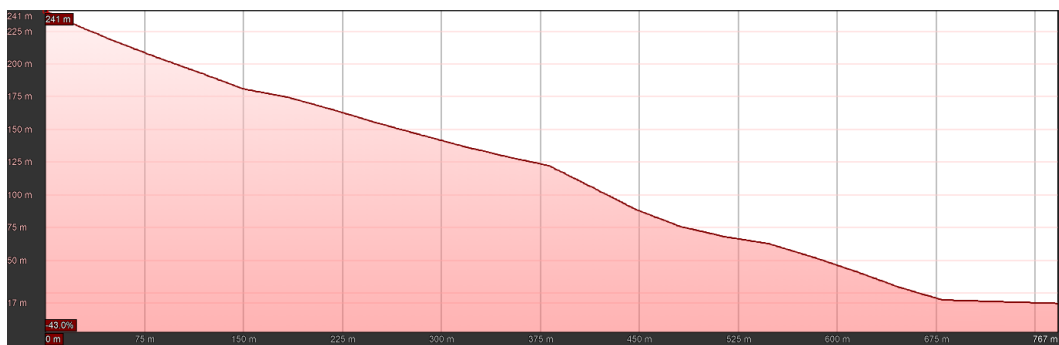


Figure 13 Profil de dénivelé du glissement de terrain étudié (Google Pro)

L'Islande se situant à la frontière divergente entre la plaque eurasienne et celle de l'Amérique du Nord formée par la dorsale médio-atlantique, est une masse continentale avec des volcans actifs (Erlingsson, S, 2019). Les principales roches sont des laves (de différents types), des roches ignées intrusives et des roches sédimentaires (Whalley, 2009). La roche mère sur l'ensemble du pays est relativement jeune et principalement de composition basaltique (approximativement 90% du territoire) (Erlingsson, S, 2019; Snæbjörnsdóttir et al., 2014). La zone d'étude est localisée sur une roche mère datant de la période géologique Plio-Pléistocène (0,7-3,1 Ma).

Les sols de la zone d'étude sont des sols volcaniques. Selon la carte des sols (Arnalds, 1999), il s'agit d'un Andosol brun (Figure 14).

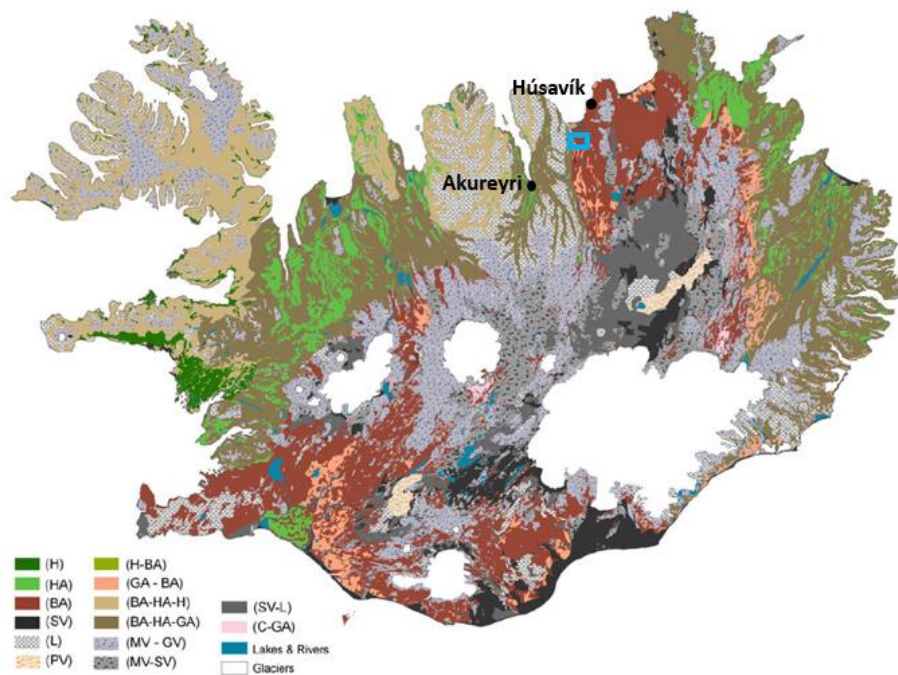


Figure 14 Localisation de la zone d'étude sur la carte des sols de l'Islande (1 : 500 000 ;(Arnalds, 1999)). La zone d'étude est représentée par la carré bleu

Pálsdóttir et al. (2013) ont décrit un profil de sol à proximité du lac Másvatn et situé non loin du site d'étude. Ce profil correspond à un sol volcanique polygénétique comprenant plusieurs sols enfouis (Figure 15). Plusieurs dépôts de téphras sont identifiés. Les dépôts V-1477 et LNS sont associés à des éruptions du volcan Grimsvötn recouvert par le glacier Vatnajökull. La composition de ces téphras est basaltique. Un dépôt de téphras plus ancien correspond à l'éruption de 1044 du volcan Hekla. Cette éruption éjecta des téphras de composition rhyolitique ($> \text{SiO}_2$).

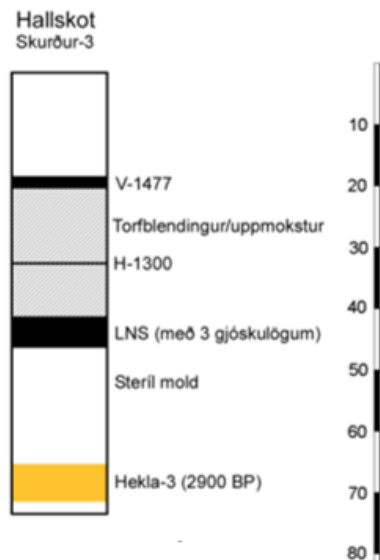


Figure 15 Schéma du profil de sol près du lac Másvatn avec description des couches de téphras (couches de cendre de couleurs noires et jaunes)(Pálsdóttir et al., 2013)

Dans la classification de Köppen-Geiger (Iceland *Climate: Weather Iceland & Temperature By Month*, s. d.), trois différents types de climats peuvent être différenciés en Islande : climat océanique subpolaire (Cfc), climat subarctique (Dfc) et climat polaire de toundra (ET). Le site d'étude se trouve dans un climat subarctique, froid et tempéré avec des précipitations importantes tout au long de l'année. La température moyenne est de 1,0 °C et les précipitations annuelles sont de 1053 mm (Figure 16).

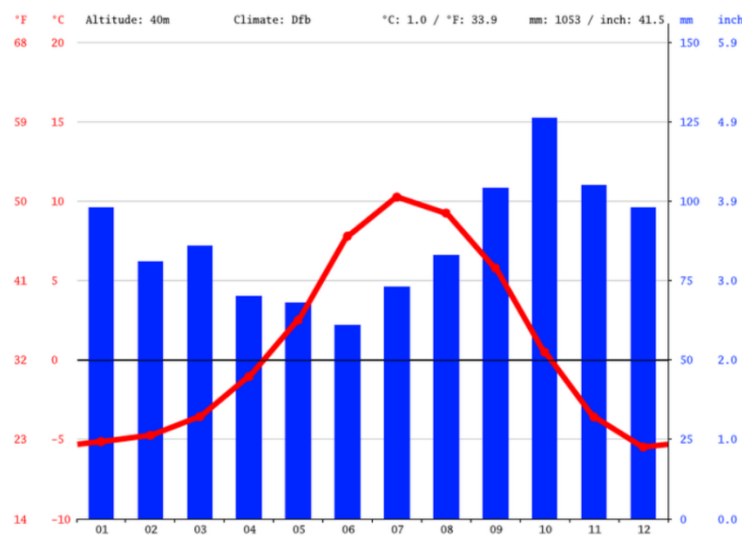


Figure 16 Normales climatiques (température et précipitation) de la ville de Laugar située à 20km du site d'étude (Iceland Climate: Weather Iceland & Temperature By Month, s. d.)

Le glissement de terrain a été choisi, parmi la série de glissement de terrain repérés par Jón Kristinn Helgason, en raison de ces différents horizons de sols bien distincts d'une épaisseur régulière et suffisante pour y faire des prélèvements d'échantillons. Le profil de sol, où ont été prélevés tous les échantillons, se situe en bordure nord au haut du glissement de terrain (Figure 17). Ce profil de sol est représentatif des différents horizons de sols emportés lors du

glissement de terrain. En effet, une série de profils de sol ont été effectués à l'aide d'une tarière le long de la pente du glissement de terrain afin de choisir un profil de sol représentatif des différents horizons de sol de ce glissement de terrain (Annexe 1).



Figure 17 Localisation du profil de sol où les échantillons ont été prélevés sur le glissement de terrain

Le profil de sol sélectionné pour l'échantillonnage est composé (Figure 18) :

- Horizon A à la surface d'une épaisseur de 30cm environ
- Horizon B d'une épaisseur de 35cm
- Horizon C de quelques centimètres, composé de cendres noires qui seraient le matériau parental
- Horizon 2AB d'une épaisseur de 20cm
- Horizon 2C de quelques centimètres, composé de cendres jaunes principalement composées de rhyolite
- Horizon 3AB fortement thixotropique d'une épaisseur de 50 cm
- Roche correspondant à une coulée de lave consolidée

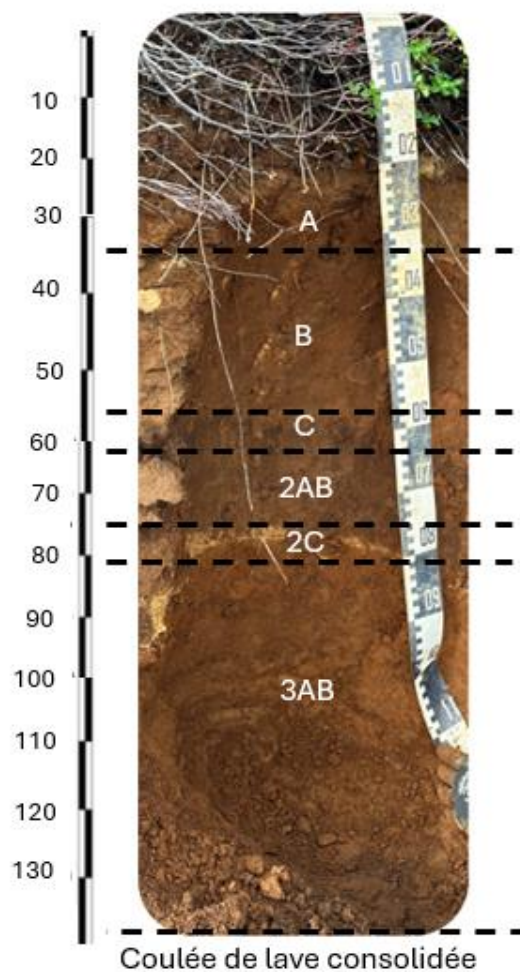


Figure 18 Profil de sol où les échantillons ont été prélevés et les noms des échantillons associés

Des échantillons non perturbés de sols ont été collectés dans les horizons B, 2AB et 3AB à l'aide d'anneaux kopeckis d'une dimension de 250 cm³. Quatre kopeckis ont été prélevés dans les horizons B et 2AB et six kopeckis dans l'horizon 3AB. Des échantillons perturbés ont également été collectés dans chaque horizon du profil de sol ainsi que dans l'horizon 3AB, thixotropique, en deux autres endroits du glissement de terrain, au milieu et en bas de la pente. Un échantillon perturbé dans l'éboulis du glissement de terrain a été prélevé. Les différents échantillons pris dans le milieu et le bas de la pente ainsi que dans l'éboulis seront valorisés dans une étude ultérieure.

Des mesures de teneurs en eau via la méthode *time domain reflectometry* (TDR) ont été effectuées tous les 10 cm jusqu'à 110 cm dans le profil de sol étudié.

5.2. Propriétés générales des sols

5.2.1. Densité apparente

La densité apparente est le rapport entre la masse et le volume apparent ou macroscopique des particules de sol et des pores d'un échantillon. La masse est déterminée après séchage à 105 °C, et le volume est celui de l'échantillon non perturbé tel qu'il a été prélevé sur le terrain (Blake, 1965).

Dans le cadre de cette étude, cette mesure a été appliquée aux trois répliques (kopekcis de 250 cm³) des échantillons non perturbés. La densité apparente correspond à la moyenne de ces trois répliques.

5.2.2. Texture

L'analyse granulométrique dans des colonnes d'eau (ROUILLER et al., 1972) se base sur les principes de la sédimentation des particules suivant la loi de Stokes et le principe de décantation. Les différentes classes granulométriques étant de tailles et donc de masses différentes ont des vitesses de sédimentation différentes. Une sonification, avec des ultrasons, des échantillons est appliquée avant la manipulation afin de dissocier les agrégats (Yang et al., 2009). La détermination des différentes classes granulométriques s'effectue par tamisage pour les fractions > à 50 µm (sables) et par sédimentation et prélèvement à la pipette pour les fractions < 50 µm (argiles et limons). Afin de mettre en suspension les particules d'argiles, une résine cationique (Amberlite IR120) est utilisée. Les échantillons de sols sont chacun mis en solution dans de l'eau déminéralisée dans des colonnes. Après homogénéisation de la solution, des prélèvements de 20ml de solution à certaines hauteurs et après un certain temps sont réalisés en fonction de la classe granulométrique désirée. La masse des fractions granulométriques prélevée est exprimée en pourcentage de la masse totale des échantillons secs permettant d'avoir la proportion granulométrique de l'échantillon de sol (Prószyński, 1986).

Dans le cadre de cette étude, six échantillons déstructurés de 10 grammes, correspondant aux 6 horizons du profil de sol, ont été analysés.

5.3. Minéralogie

5.3.1. Diffraction des rayons-X (DRX)

Cette technique se base sur les interactions des minéraux cristallins de l'échantillon des rayons-X (Serna et al., 2014). Celles-ci donnent lieu à des interférences constructives ou destructives. La direction des interférences constructives, appelées pics de diffraction, est déterminée par la loi de Bragg (Bragg, 1997):

$$2 d \sin\theta = n \quad [18]$$

où d est la distance inter réticulaire, θ est l'angle d'incidence des rayons-X, n est un nombre entier et λ la longueur d'onde des rayons-X.

Chaque minéral cristallin produit un diffractogramme qui lui est propre. Il est ainsi possible d'identifier la composition minéralogique de l'échantillon sur base de la position et de l'intensité des pics de diffraction.

Dans cette étude, les argiles et limons des six échantillons correspondant à chaque horizon du profil de sol étudié, ont été séparés lors de l'analyse granulométrique par colonne. Les échantillons d'argile et de limons de chaque horizon ont été analysés par DRX.

5.3.2. Extractions sélectives

La solution alcaline (pH 10) de pyrophosphate de sodium ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) solubilise l'Al et le Fe liés à la matière organique du sol, mais n'affecte pas (ou peu) les formes cristallines ou amorphes de ces éléments. Celles-ci sont extraites à l'aide d'une solution d'oxalate d'ammonium-acide oxalique ($(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4\text{-C}_2\text{H}_2\text{O}_4$) à pH 3 (McKeague, 1967).

Pour ces extractions, 4 g de sol sont mélangés à 40 mL de la solution extractive. La suspension est agitée 16 h pour le $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ et 4 h dans l'obscurité pour le $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$. Après centrifugation, les solutions sont filtrées sur un filtre Whatman. Les concentrations de Si, Al et Fe sont mesurées par spectrométrie atomique d'émission.

L'équation suivante permet d'estimer la teneur massique en allophanes dans le sol à partir des concentrations analysées dans les solutions extractives (R. Parfitt, 1985) :

$$\text{Allophanes (\%)} = Si_o(\%) * 7,1 \quad [19]$$

De manière similaire, la teneur massique en ferrihydrite dans le sol est approximée via (Childs et al., 1991) :

$$\text{Ferrihydrite (\%)} = Fe_o(\%) * 1,7 \quad [20]$$

Pour être qualifiés d'Andosols, les sols volcaniques doivent répondre à une série de critères (Dahlgren et al., 2004). Notamment, s'ils contiennent $>2\%$ de $Al_0 + 0,5Fe_0$. Le rapport $\frac{Al_p}{Al_o}$ permet de distinguer les sols allophaniques et non-allophaniques (Saigusa et al., 1991). Un rapport $< 0,5$ correspond à un sol allophanique. La proportion d'Al provenant de la dissolution des allophanes est obtenue en soustrayant Al provenant de l'extraction sélective à l'oxalate et Al provenant de l'extraction sélective au pyrophosphate de sodium.

5.4. Teneur en carbone organique

La teneur totale en carbone des sols a été déterminée par combustion. Étant donné que les sols volcaniques ont des pH acides, la présence de carbonates dans ces sols est exclue. La teneur totale en carbone est donc la teneur totale en carbone organique du sol. Les teneurs en carbone total ont été mesurées à l'aide d'un analyseur élémentaire Vario EL Cube.

5.5. Teneur en eau

5.5.1. Mesures in situ de teneur en eau du sol

La méthode TDR a été utilisée directement sur le terrain sur le profil de sol étudié afin de déterminer la teneur en eau. Des mesures ont été effectuées tous les 10 cm le long du profil jusqu'à 110cm (Figure 19).



Figure 19 Profil du sol où les mesures TDR ont été prises sur le terrain

5.5.2. Détermination de la courbe de rétention

Système de mesure Hyprop et WP4C

Hyprop est un instrument permettant de déterminer la courbe de rétention en eau et de conductivité hydraulique des sols. À chaque point de mesure (toutes les 10 min) une teneur en eau médiane θ_i est calculée en divisant la masse de l'eau du sol par le volume du sol. θ_i est obtenue sur base du changement de masse au cours du temps par évaporation. Chacun de ces points est assigné à une tension qui est calculée et moyennée à partir des deux tensiomètres (Figure 20). On dispose alors d'une centaine de points $\theta_i(h_i)$ de la courbe de rétention. Hyprop collecte les données dans une gamme de valeurs de succion comprises entre pF 0 et pF 3.

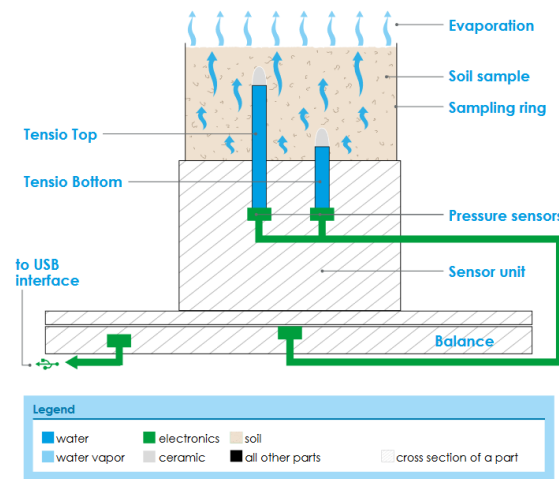


Figure 20 schéma du système Hyprop (Meter Group, 2023)

Le système WP4C permet de mesurer d'autres points de la courbe de rétention pour des gammes de succion plus élevées que Hyprop, ($3 < pF < 6,5$) donc pour des sols plus secs. L'instrument mesure l'humidité relative de l'air au-dessus de l'échantillon dans une chambre scellée. Une fois que l'échantillon est en équilibre avec l'air de l'espace fermé, l'humidité relative est déterminée à l'aide de la méthode du miroir réfrigéré. Le miroir est refroidi jusqu'au point de rosé où les températures du miroir et de l'échantillon sont alors mesurées pour déduire l'humidité relative et le potentiel hydrique correspondant (WP4C - METER Group, s. d.).

Les points de mesures $\theta(h_i)$ mesurés par Hyprop et WP4C sont implémentés dans le logiciel HYPROP-FIT et ajustés via différents modèles (van Genuchten, Brooks & Corey, etc) afin d'obtenir les courbes de rétention $\theta(h)$. L'adaptation est réalisée via une régression non linéaire par minimisation de la somme des carrés de la distance entre les points de données et la prévision du modèle (WP4C - METER Group, s. d.).

Dans le cadre de cette étude, trois répliques des horizons de sols non perturbés (B, 2AB, 3AB) dans des kopeckis de 250cm³ ont été analysés par Hyprop. Les échantillons sont saturés avant d'être installés sur le dispositif. Le poids sec est obtenu par séchage à 105°C. Les échantillons utilisés pour les mesures WP4C sont ceux qui ont été analysés par Hyprop. Seul un réplica de chaque horizon (B, 2AB et 3AB) a été utilisé pour les mesures de WP4C.

Modèles et fonctions de pédotransfert

Le logiciel Hyprop-Fit permet d'ajuster des modèles par rapport aux points de mesures effectuées à l'aide d'Hyprop et WP4C. La qualité des ajustements est quantifiée via le critère d'information d'Akaike corrigé (AIC). Ce critère prend en compte la qualité de l'ajustement et la complexité du modèle, pénalisant les modèles avec un grand nombre de paramètres. Le modèle sera choisi en fonction AIC.

Un des objectifs de cette étude est de modéliser, à l'aide du logiciel Hydrus, les mouvements de l'eau dans la zone d'étude. Quatre modèles hydrauliques sont implémentés dans ce logiciel : Van Genuchten-Mualem, Modified Van Genuchten, Brooks-Corey et Dual porosity Durner dual Van Genuchten-Mualem. Le choix du modèle le plus optimal est déterminé par le RMSE le plus faible entre le modèle et la courbe de rétention ajustée par Hyprop Fit. Les courbes de rétention des horizons de sols sans mesures Hyprop et WP4C (horizon A, C et 2C), ont été estimées à l'aide du modèle le plus optimal (Haghverdi et al., 2020). Les paramètres de ce modèle sont estimés via des fonctions de pédotransfert qui se basent sur la granulométrie des horizons (Annexe 2).

Détermination de l'hystérèse

Le bac à sable a été utilisé afin de déterminer la courbe de rétention dans le sens de l'humectation pour des gammes de succion entre pF 1,8 et pF 0. Une fois l'équilibre atteint par les échantillons au pF 1,8, la succion est diminuée jusqu'au pF 0 (à saturation) en trois paliers (pF1,49, pF1 et pF0). La hauteur de la colonne d'eau va donc être diminuée au lieu d'être augmentée.

La méthode du bac à sable permet de mesurer la teneur en eau des sols en leur appliquant une certaine succion grâce à une colonne d'eau. Les succions applicables varient entre pF 0 (à saturation) à pF 1,8. Les mesures ne peuvent pas dépasser un pF 1,8 en raison du point d'entrée d'air du substrat sur lequel les échantillons reposent. Le substrat poreux fin, par exemple du sable et de l'argile (kaolinite), génère une interface créant une continuité entre les pores de la colonne d'eau et de l'échantillon de sol. La succion dépend de la différence d'hauteur entre la hauteur d'eau se trouvant dans le réservoir d'évaporation et le milieu des échantillons posés dans le bac à sable (Figure 21).

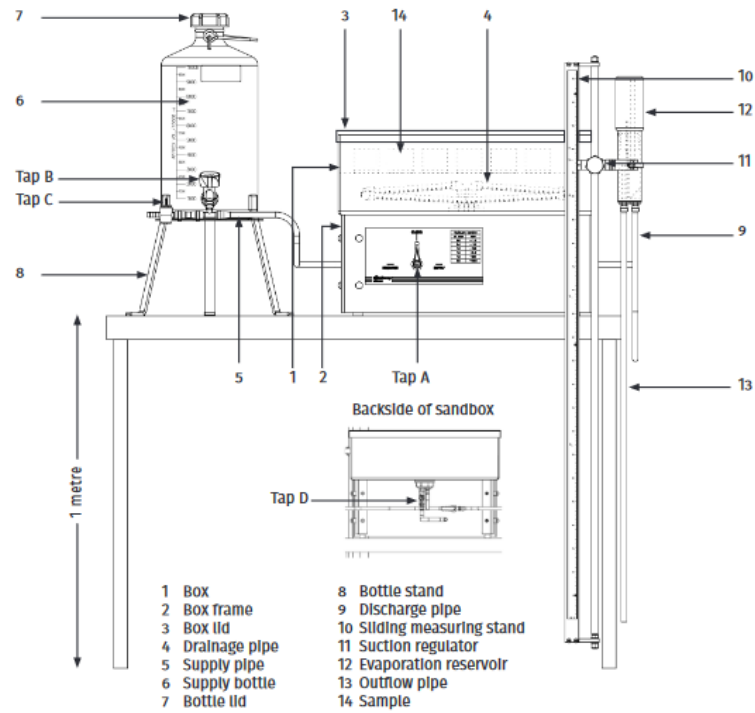


Figure 21 schéma d'un bac à sable (ROYAL EIJKELKAMP, 2022)

Dans le cadre de cette étude, trois kopeckis de 250cm³ représentant les horizons B, 2AB et 3AB ont été placés dans le bac à sable afin de déterminer l'hystérèse pour les gammes de succion considérées.

5.5.3. Détermination de la conductivité hydraulique

Système de mesure Hyprop

Pour calculer la courbe de conductivité, l'équation de Darcy (Darcy, 1856) inversée est utilisée :

$$K_i(h_i) = -J_w / ((\Delta h_i / \Delta z) - 1) \quad [21]$$

- h_i : la tension moyenne dans le temps et dans l'espace
- Δh_i : la différence de deux tensions entre deux mesures
- Δz : la différence de hauteur entre les deux tensiomètres
- En supposant que le flux d'eau (J_w) à travers un plan horizontal qui se trouve exactement au milieu des deux tensiomètres entre deux points temporels t_{i-1} et t_i , J_w se calcule via :

$$J_w = \frac{1/2(\Delta V_i / \Delta t_i)}{A} \quad [22]$$

où ΔV_i est la réduction d'eau (cm³) par rapport au changement de masse, Δt_i l'intervalle de temps entre deux points de mesure et A la section transversale (cm²) de la colonne.

Perméamètre à charge constante

Le système KSAT® de Meter Group permet de mesurer la conductivité hydraulique saturée d'échantillons de sol. Ce système mesure le taux d'écoulement et le gradient de charge hydraulique. La perméabilité à l'eau (K_s) est calculée à partir du flux volumétrique V , de la surface A de l'échantillon, le temps t , la longueur de l'échantillon de sol L et le gradient de charge hydraulique H le long de la direction du flux. Selon la loi de Darcy (Darcy, 1856) :

$$K_s = \frac{L V}{H A t} \quad [23]$$

Cette mesure se fait pour des échantillons préalablement saturés et des sols non déstructurés et sans crevasses, fissures pouvant engendrer des flux préférentiels.

Une carotte de sol saturée d'eau est traversée perpendiculairement à sa section transversale avec de l'eau dégazée à température ambiante (Figure 22). Le liquide de percolation est stocké dans un récipient installé au-dessus de l'appareil et est relié par un tube à la base de la burette. Initialement la hauteur d'eau dans la burette est de 5 cm et diminue au fur et à mesure de l'analyse, c'est donc une mesure avec la technique de charge variable.

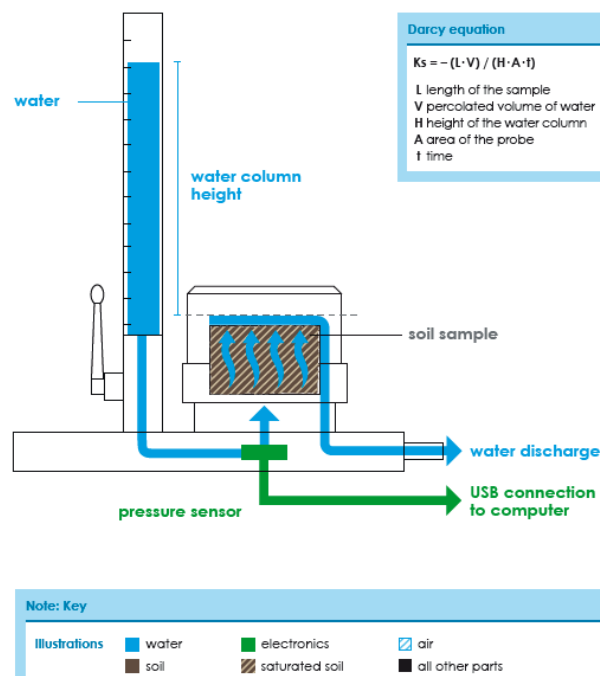


Figure 22 schéma du système KSAT® (Meter Group, 2024)

Trois kopeckis de 250cm³ des horizons B, 2AB et 3AB ont été analysés.

Les deux logiciels, Hyprop et KSAT[®], ajustent une courbe de conductivité hydraulique aux points de mesure.

Les paramètres de la courbe de conductivité des horizons de sols perturbés (sans mesures Hyprop et KSAT[®]), seront estimés selon des fonctions de pédotransfert et à l'aide de la granulométrie de ces horizons.

5.6. Modélisation de la teneur en eau du sol

5.6.1. Conditions initiales

Les conditions initiales du modèle correspondent à la teneur en eau initiale du profil de sol au début de la modélisation avant toute implémentation de précipitation. Les conditions initiales sont implémentées dans HYDRUS en termes de hauteur de pression. Une hauteur de pression (h) de 0 cm correspond à la pression de référence, la pression atmosphérique. À la surface d'une nappe phréatique, la charge de pression est généralement de 0 cm. Une hauteur de pression négative correspond à un sol non saturé, indiquant une succion capillaire qui retient l'eau dans les pores du sol.

Une analyse de sensibilité est réalisée afin de tester la réponse du modèle aux changements de valeurs des conditions initiales. Trois conditions initiales ont été testées : (i) un sol saturé, c'est-à-dire $h = 0$ cm sur tout le profil de sol ; (ii) un sol non saturé, c'est-à-dire $h = -100$ cm sur tout le profil de sol ; (iii) une évolution linéaire de h avec la profondeur dans le profil de sol, c'est-à-dire $h = -100$ cm à la surface (non saturé) et $h = 0$ cm (saturé) dans le bas du profil.

5.6.2. Conditions aux limites

La pluviométrie sera considérée comme la limite supérieure du modèle. Les modèles Harmonie et Carra ont été utilisés afin d'extrapoler ces données à la zone d'étude. Cette étape a été effectuée par Jón Kristinn Helgason. Le modèle Harmonie est utilisé pour les prévisions météorologiques opérationnelles à court terme en Islande (Bengtsson et al., 2017). Ce modèle a été utilisé pour prédire les données horaires de pluviométrie de septembre 2021 à novembre 2021 et juin à juillet 2023 (Figure 23 et 24). Le modèle Carra est un modèle plus général et moins adapté à l'Islande. Il a été utilisé pour prédire les données journalières des précipitations de l'année 2021 (Figure 23).

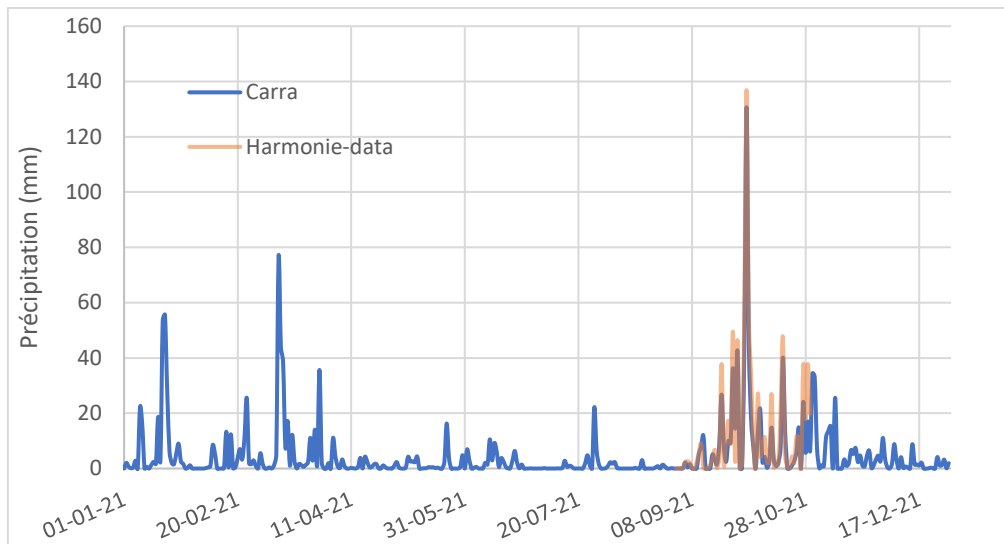


Figure 23 Précipitations extrapolées à la zone d'étude via le modèle Carra pour l'année 2021 et le modèle Harmonie pour les mois de septembre et octobre

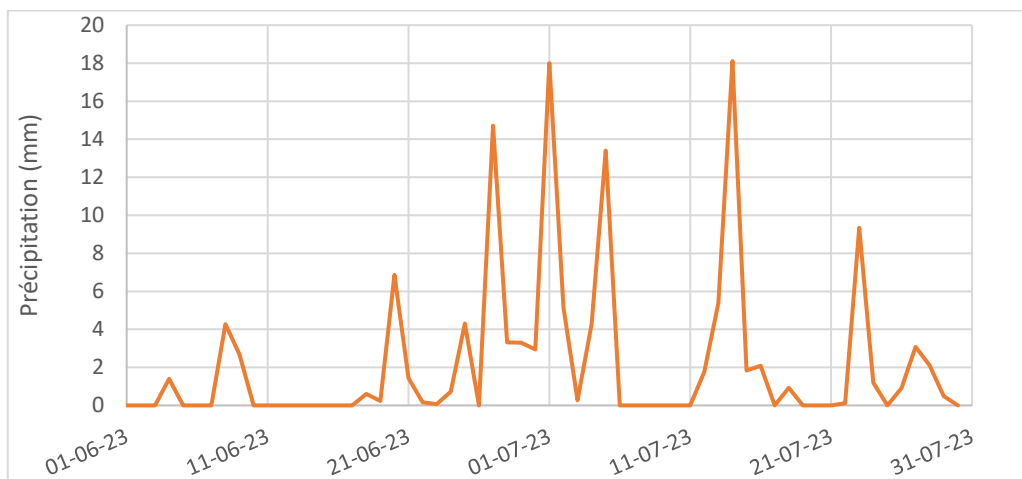


Figure 24 Précipitations extrapolée pour la zone d'étude par le modèle Harmonie pour les mois de juillet et août 2023

Une coulée de lave consolidée se trouve dans le bas du profil du sol étudié, à 135 cm de profondeur. Cette coulée de lave est très peu perméable voir imperméable. Plusieurs hypothèses concernant la condition limite inférieure du profil peuvent donc être appliquées : (i) la coulée de lave est peu perméable et donc laisse passer un faible flux d'eau : $-0,0025$ cm/jour, $-0,025$ cm/jour ou $-0,005$ cm/jour (les flux d'eau considérés sont 1000, 100 et 500 fois plus faibles que les flux d'eau dans les horizons du sol) ; (ii) la coulée de lave est imperméable et donc de l'eau s'accumule au-dessus provoquant ainsi la saturation du sol, $h = 0$ cm.

Une modélisation du profil de sol avec une couche supplémentaire considérée comme la coulée de lave sera établie afin de valider nos hypothèses. Une roche volcanique a une faible conductivité hydraulique variant de $0,0432$ cm/jour (Park et al., 2002) à $0,01$ cm/jour (Jackson & Fenelon, 2022). La teneur en eau à saturation sera établie à $0,1$ et la teneur en eau résiduelle à $0,01$. Les paramètres de Van Genuchten sont estimés à $0,01$ pour α et $1,1$ pour n .

5.6.3. Validation du modèle

La validation se fera à l'aide des mesures TDR prises sur le terrain, le 1^{er} juillet 2023, tous les 10 cm le long du profil échantillonné. Une modélisation avec les précipitations du 01/06/2023 au 01/07/2023 permet de comparer les teneurs en eau obtenues par le modèle et les teneurs en eau mesurées sur le terrain le 1^{er} juillet 2023.

5.6.4. Modèle

La modélisation de l'évolution des flux d'eau et des stocks d'eau dans le sol se fait via le logiciel HYDRUS. Les conditions initiales, les limites inférieures et supérieures, les paramètres de la courbe de rétention et de conductivité hydraulique et la description du profil de sol et la pente dans le cas d'HYDRUS 2D sont implémentés dans le modèle (Figure 25).

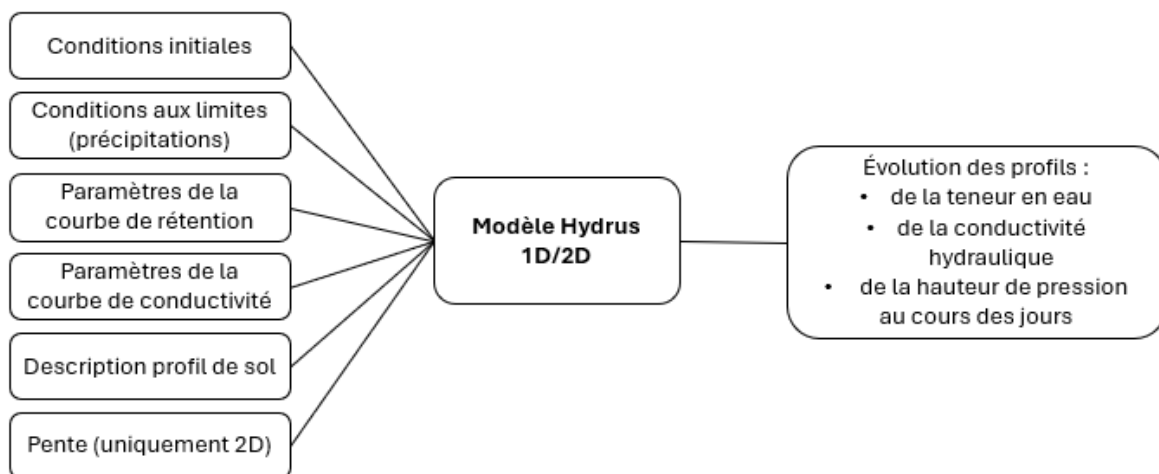


Figure 25 Méthodologie de la modélisation dans Hydrus

Hydrus 1D permet d'analyser la sensibilité du modèle aux conditions initiales, conditions variables dans le temps (précipitations), conditions limites inférieures. Une fois l'analyse de sensibilité établie, les paramètres les plus représentatifs de la réalité seront utilisés dans le modèle HYDRUS 2D. Avec HYDRUS 2D, une analyse de sensibilité à la pente sera établie et une simulation du 18/08/2021 au 06/10/2021 sera effectuée dans le but de simuler l'évolution de la teneur en eau dans le profil de sol au moment du glissement de terrain (entre le 2 et 5 octobre 2021).

Le glissement de terrain ne sera pas représenté dans son entièreté par soucis de simplification de la modélisation. Une partie de la pente sera donc représentée dans Hydrus 2D et mesurera 7,67 m. En réalité le glissement de terrain est long de 767 m.

6. Résultats

6.1. Densité apparente

La densité apparente a été calculée uniquement pour les échantillons non perturbés. Les horizons de sol B, 2AB et 3AB (thixotropique) ont respectivement une densité apparente de 0,57 g/cm³, 0,58 g/cm³ et 0,45 g/cm³. Ces horizons respectent donc le critère andique de la densité apparente < 0,9 g/cm³ (Arnalds, 2004).

6.2. Analyses granulométriques

Les proportions d'argiles et de limons, mesurés par la méthode de la colonne d'eau, pour les différents horizons sont repris dans le tableau 6.

Tableau 6 Proportions d'argiles, limons et sables au sein des différents horizons du profil de sol étudié. Mesure effectuée par colonne d'eau.

Horizons	Sables (> 50 µm) %	Limons (2 µm – 50 µm) %	Argiles (< 2 µm) %
A	36,1	58,7	5,3
B	61,9	33,6	4,5
C	48,1	45,6	6,3
2AB	33,2	53,8	13
2C	28,7	63,7	7,7
3AB	45,5	33,8	20,8

Les horizons A, 2AB et 2C sont dominés par la fraction limoneuse. L'horizon 2C est sablo-limoneux. Les autres horizons sont principalement sableux. L'horizon 3AB qui est thixotropique est le plus argileux.

6.3. Analyse minéralogique

6.3.1. DRX

Le diffractogramme de la fraction argileuse (Figure 26) présente un bruit de fond élevé où la ligne de base s'élève pour former une « bosse » caractéristique des matériaux amorphes (Basile-Doelsch et al., 2007). Les différents horizons de ce profil de sol (Annexe 3) contiennent vraisemblablement des matériaux amorphes. Les diffractogrammes des horizons C et 2C, qui sont les matériaux cendreux, présentent une « bosse » de plus grande intensité. De plus, dans certains horizons il y a présence de pics avec peu d'intensité, qui confirme la présence de minéraux peu cristallins.

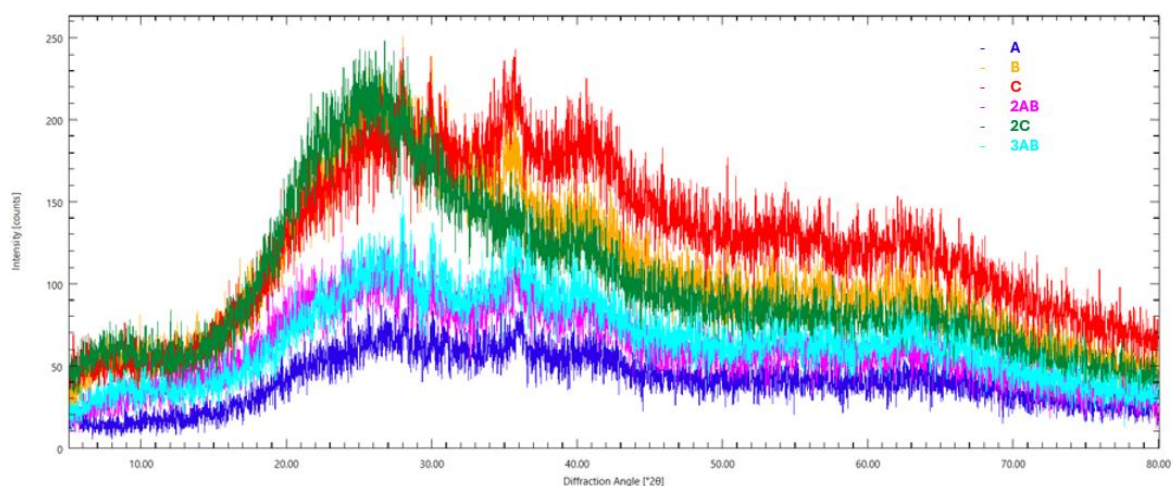


Figure 26 Analyse DRX de la fraction argileuse de chaque horizon du profil de sol étudié

Dans le diffractogramme de la fraction limoneuse des horizons (Figure 27), la « bosse » est toujours présente, suggérant également des matériaux amorphes. Les verres volcaniques sont des matériaux amorphes et on les retrouve généralement dans les fractions limoneuse et sableuse. Chaque horizon, excepté l'horizon 2C, possède des pics aux mêmes angles de diffraction mais avec des intensités différentes (Annexe 4). Selon le diffractogramme, le sol étudié contient de l'albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) dans chacun de ces horizons. Il semble aussi que de l'hallowsite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) est présente dans l'horizon 2AB ainsi que le quartz (SiO_2) dans les horizons 2AB et 2C.

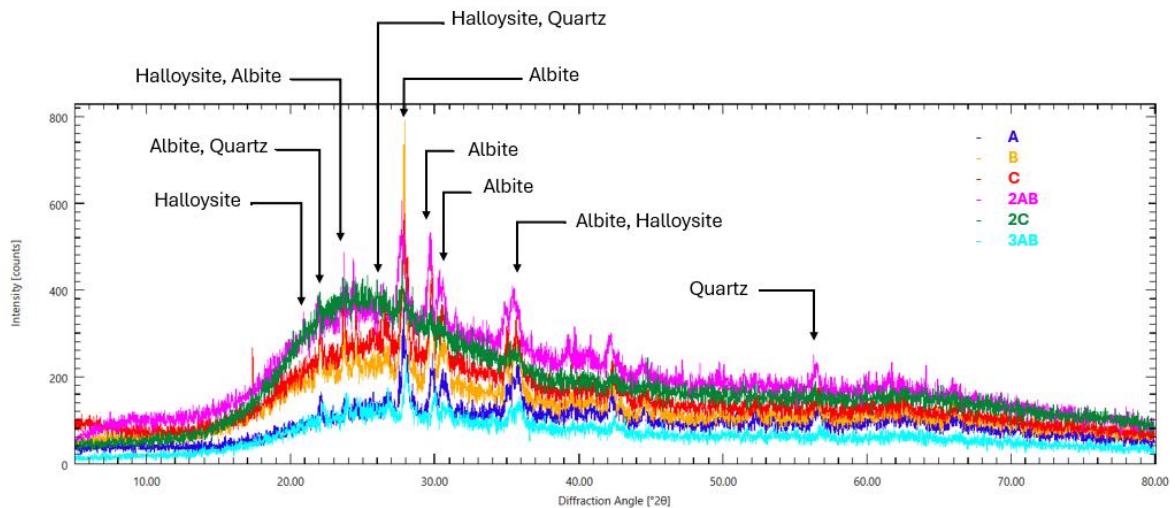


Figure 27 Analyse DRX de la fraction limoneuse de chaque horizon du profil de sol étudié

6.3.2. Extractions sélectives

Les teneurs en allophanes calculées avec l'équation 19 sont comprises entre 10,6 % pour l'horizon 2C et 26% pour l'horizon 3AB thixotropique (Tableau 7). La teneur en ferrihydrite (équation 20) varie de 2,4 % (2C) à 10,5 % (3AB). La teneur en $Al_o + 0,5 Fe_o$ est > 2 % pour tous les horizons du profil de sol. Le rapport $\frac{Al_p}{Al_o}$ est $< 0,5$ pour chaque horizon du profil de sol et atteint même des valeurs faibles : 0,04 pour l'horizon A. La proportion d'Al provenant des allophanes est obtenue en soustrayant Al_o et Al_p . Cette proportion d'Al provenant des allophanes est plus importante pour l'horizon thixotropique (4,6 %).

Tableau 7 Teneurs massiques en allophanes et ferrihydrite et rapports déduits des extractions à l'oxalate et au pyrophosphate

	Allophane	Ferrihydrite	$Al_o + 0,5 Fe_o$	$\frac{Al_p}{Al_o}$	$Al_o - Al_p$
Horizons	%	%	%	-	%
A	22,0	10,2	7,5	0,04	4,4
B	21,4	8,8	6,5	0,08	3,6
C	16,5	8,0	5,7	0,07	3,1
2AB	20,2	8,9	6,6	0,08	3,6
2C	10,6	2,4	2,9	0,17	1,8
3AB	26,0	10,5	8,4	0,14	4,6

6.4. Teneur en carbone organique

La teneur en carbone organique dans les horizons est faible et varie le long du profil de sol de 1,73 % (horizon 2C) à 5,21 % (horizon C) (Figure 28). La teneur en carbone organique est plus grande dans les premiers centimètres du profil avec une teneur de 3,96 % qui est équivalente à la teneur dans les derniers centimètres du profil (3,97 %). La teneur en carbone organique varie entre le haut et le bas du profil, en diminuant jusqu'à 2,95 % puis réaugmentant vers 5,21 % dans l'horizon C, la teneur diminue ensuite jusqu'à 1,73 % (horizon 2C) et réaugmente dans l'horizon 3AB.

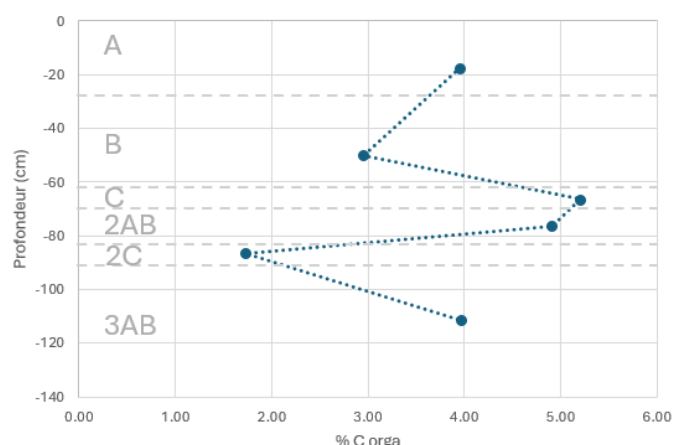


Figure 28 Distribution du Carbone Organique dans le profil de sol étudié

6.5. Courbes de rétention en eau

6.5.1. Échantillons non perturbés

Les courbes de rétention des horizons B, 2AB, 3AB sont représentées aux graphes de la figure 29.

Les mesures des réplicas de l'horizon B sont proches par rapport au modèle avec un RMSE de 0,0279. Pour l'horizon 2AB, le troisième réplica de l'horizon 2AB (2AB 3) donne des résultats un peu différents des deux autres. Le RMSE est néanmoins faible et vaut 0,06 pour l'horizon 2AB. Pour l'horizon 3AB, les résultats sont proches dans des gammes de pF faibles et ils divergent légèrement pour des valeurs de pF > 1,8. Le RMSE vaut 0,03.

Les trois courbes de rétention ajustées aux valeurs ont le AIC le plus faible. Les horizons B, 2AB et 3AB ont un AIC respectivement de -252, -202 et -244. Les modèles choisis sont donc les plus adaptés aux mesures et prennent en compte la complexité du modèle. Pour les trois horizons, le modèle de Fredlund-Xing (Fredlund et al., 1994) a été sélectionné. Pour l'horizon B, le modèle bimodal s'ajuste le mieux.

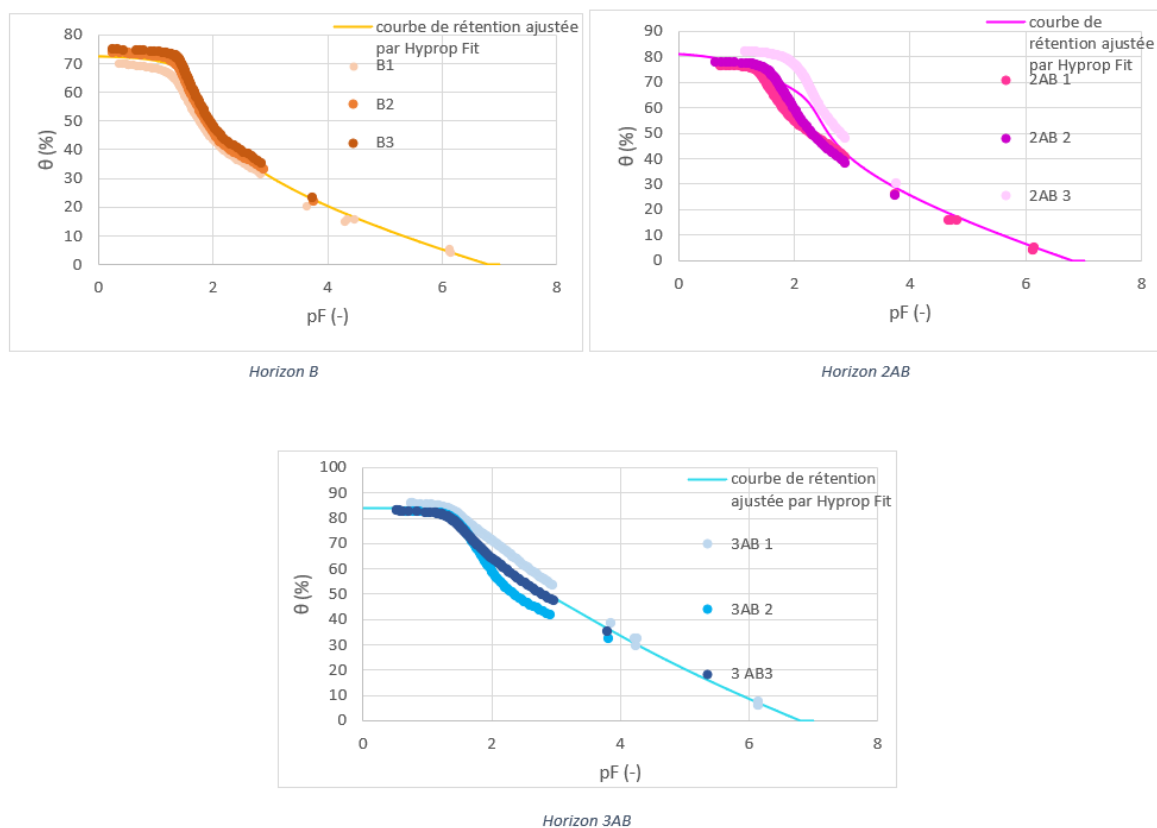


Figure 29 Mesures d'Hyprop et WP4C pour les trois répliques des horizons B, 2AB et 3AB et la courbe de rétention ajustée selon les mesures effectuées

Les trois horizons ont des courbes de rétentions différentes (Figure 30). La θ_s est plus élevée pour l'horizon 3AB (84 %) et plus faible pour l'horizon B (72 %). En ce qui concerne la réserve en eau utile, l'horizon 2AB est celui dont la réserve en eau utile est la plus grande et vaut 46 % (Tableau 8). Cependant, la capacité au champ est plus grande pour l'horizon 3AB (75 %) mais à un point de flétrissement plus élevé (32 %).

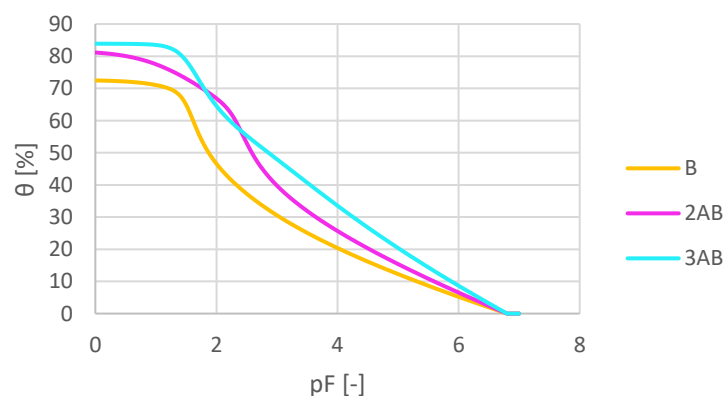


Figure 30 Courbes de rétention modélisée par le logiciel Hyprop Fit depuis les résultats d'Hyprop et WP4C pour les trois répliques pour chaque horizon (B, 2AB, 3AB) possédant des échantillons non perturbés

Tableau 8 Capacité de rétention en eau typique des différents horizons B, 2AB, 3AB

Horizon	Teneur en eau à saturation	Capacité au champ (pF 1,8)	Point de flétrissement (pF 4,2)	Réserve en eau utile
	θ_s (%)	θ (%)	θ (%)	θ (%)
B	72	51	18	33
2AB	81	69	23	46
3AB	84	75	32	43

6.5.2. Sélection des fonctions de pédotransfert

Les différents modèles des courbes de rétention, estimés via les fonctions de pédotransfert, estiment une θ_s plus faible que celle déterminée par Hyprop (Figure 31). La θ_s la plus proche est celle estimée par la modèle de Van Genuchten-Mualem et elle est 12% plus faible.

Le modèle Brooks-Corey est graphiquement différent de la courbe de rétention de l'horizon B. En effet, le RMSE est élevé et vaut 19,5. Le modèle Bimodal de Van Genuchten est, quant à lui, fortement différent et il sous-estime la teneur en eau pour chaque gamme de pF.

Les deux modèles de Van Genuchten sont graphiquement proches de la courbe de rétention de l'horizon B et cela se confirme avec un RMSE de 6,5 pour le modèle de Van Genuchten et 6,7 pour le modèle modifié de Van Genuchten. Le modèle de Van Genuchten est graphiquement plus proche à partir de pF 1,8 de la courbe ajustée aux mesures d'Hyprop. En effet, ce modèle a un RMSE de 6,5 sur toute la gamme de pF, mais pour la gamme de pF entre 0 et 1,8 le RMSE vaut 11,4 et entre pF 1,8 et 6,3 le RMSE vaut 2,7.

Le modèle de Van Genuchten est plus adapté aux différents horizons du profil de sol étudié (Annexe 5). Ce modèle sera donc utilisé pour les échantillons perturbés.

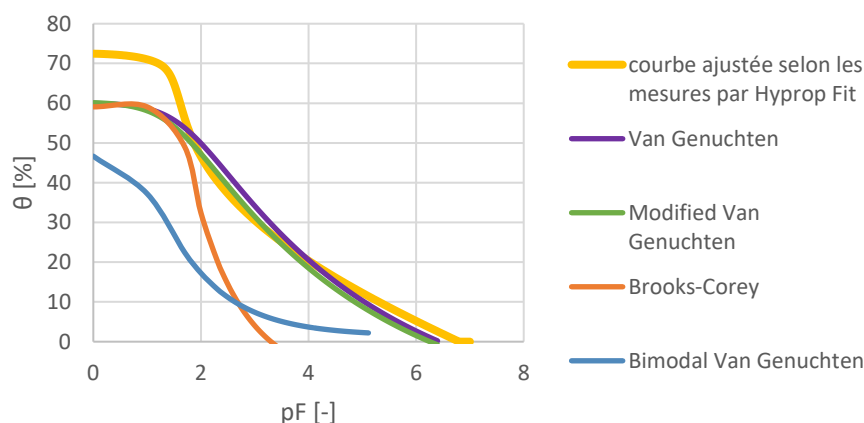


Figure 31 Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour l'horizon B

6.5.3. Échantillons perturbés

N'ayant que des échantillons perturbés pour les horizons A, C et 2C, les mesures Hyprop et WP4C n'étaient pas possible. Les courbes de rétention de ces horizons ont donc été estimées via le modèle de Van Genuchten et la fonction de pédotransfert en annexe 2. Les courbes de rétention modélisée selon le modèle de Van Genuchten sont assez proches pour les différents horizons (Figure 32). L'horizon 2C a néanmoins une θ_s plus grande de 2%.

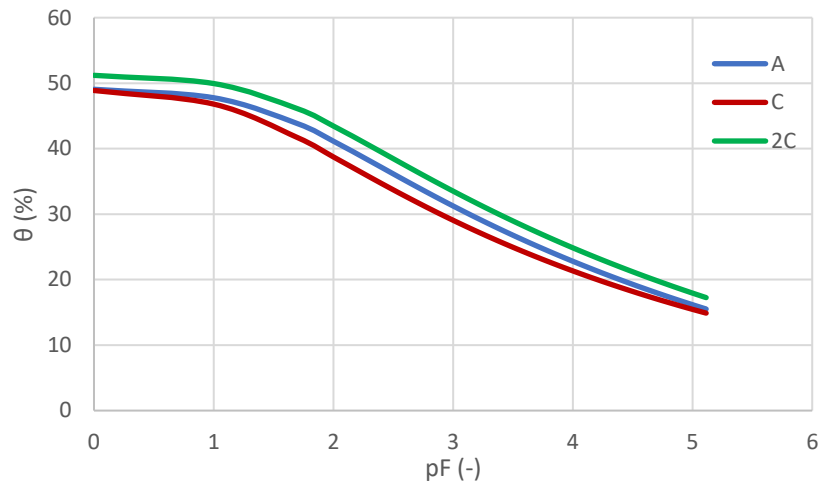


Figure 32 Courbe de rétention des échantillons perturbés pour les horizons A, C et 2C selon le modèle de Van Genuchten-Mualem

6.6. Hystérèse

Par manque de temps (plus de 15 jours sont nécessaires pour atteindre l'équilibre à une nouvelle valeur de pF), seule la teneur en eau pour le pF 1,5 a pu être déterminée dans le sens de l'humectation. Ces valeurs sont donc des approximations étant donné que le poids sec des échantillons et le poids des anneaux kopekis ne sont pas connus.

Les teneurs en eau mesurées lors de l'humectation par la méthode du bac à sable sont inférieures à celles obtenues pour la courbe de rétention dans le sens du séchage pour les horizons 2AB et 3AB (Figure 33). À l'inverse, les teneurs d'eau de l'horizon B sont plus hautes lors de l'humectation que lors du séchage.

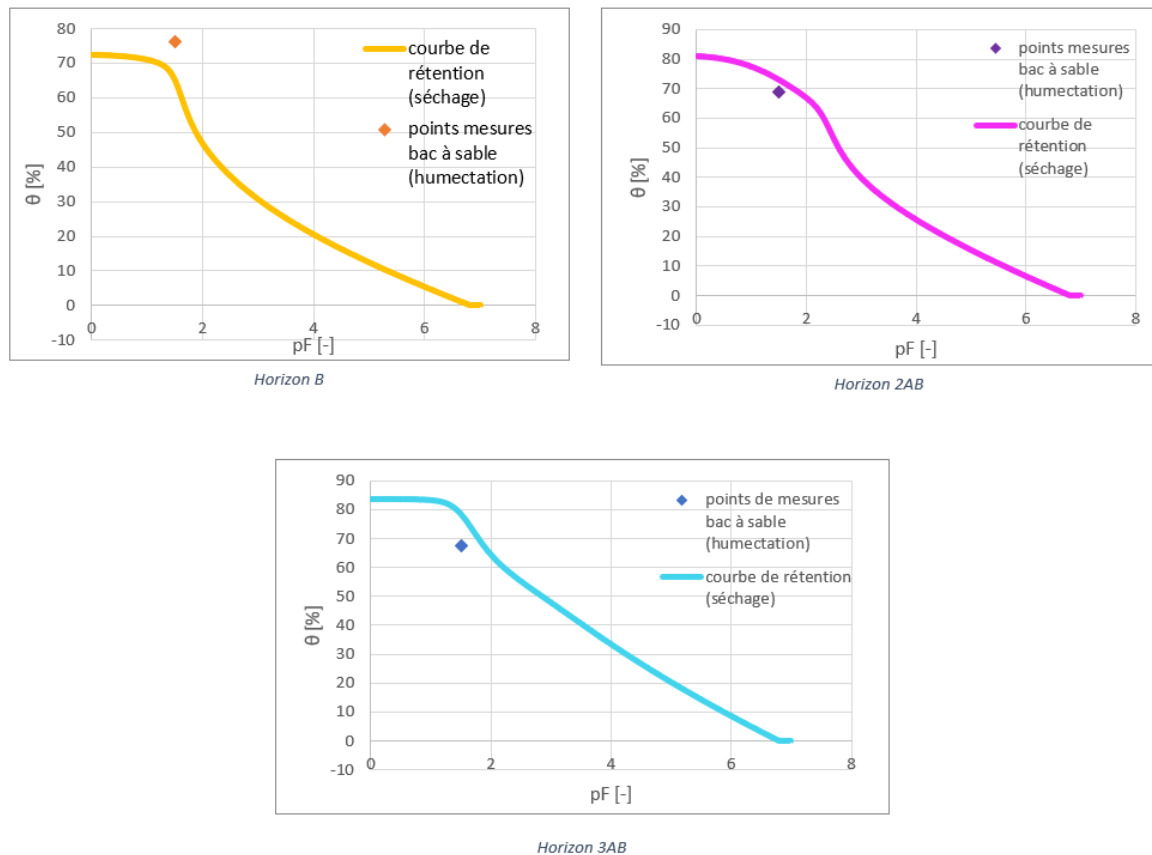


Figure 33 Hystérèse au pF 1,5 pour les horizons B, 2AB et 3AB

6.7. Conductivité hydraulique

6.7.1. Échantillons non perturbés

Via Hyprop et WP4C et Perméamètre à charge constante

Le modèle choisi selon le critère AIC est le même pour les courbes de rétention et de conductivité hydraulique. La courbe de conductivité hydraulique se conforme aux mesures des trois répliques (Figure 34). Les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation prises par KSAT® (entre 62 et 223 cm/jour) sont proches des valeurs estimées par les modèles (entre 63 et 316 cm/ jour) pour les différents horizons (Figures 34). Ces valeurs sont reprises dans le tableau 6.

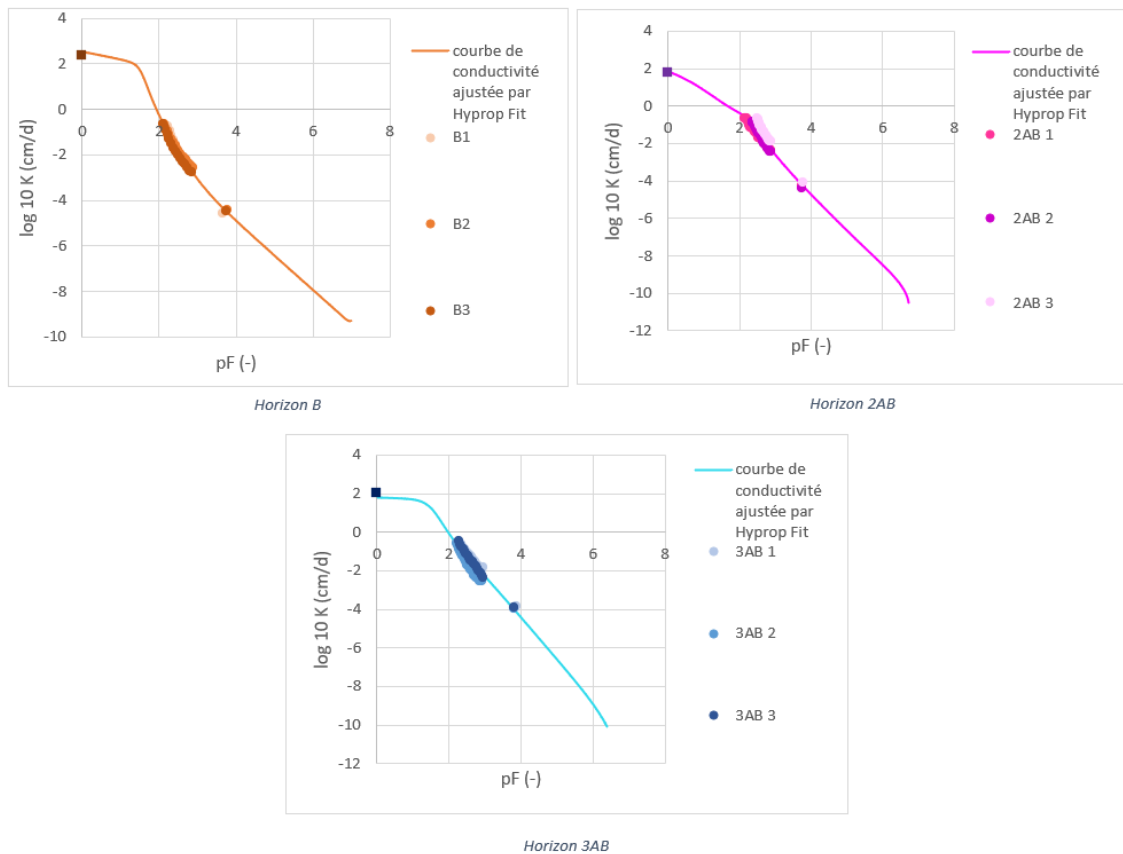


Figure 34 Courbe de conductivité hydraulique ajustée aux mesures d'Hyprop et WP4C et valeur mesurée par KSAT[®] pour les horizons B, 2AB et 3AB

Tableau 9 Valeurs de la conductivité hydraulique à saturation mesurée par KSAT[®] et par Hyprop pour les horizons D, E et F

Horizons	K_s (mesuré par KSAT [®])	K_s (estimée via Hyprop fit)
	cm/jour	cm/jour
B	223	316
2AB	62	74
3AB	102	63

6.7.2. Échantillons perturbés

Les valeurs de K_s des horizons A, C et 2C sont estimées via l'équation de Cosby et al. (1984) basée sur la texture du sol :

$$K_s = 60,96 * 10^{0,0126*sable - 0,0064*argile - 0,6} \quad [24]$$

où sable et argile sont les pourcentages massiques de ces classes granulométriques dans l'horizon du sol.

Les valeurs des conductivités hydrauliques à saturation des horizons du profil de sol avec des échantillons perturbés sont reprises dans le tableau 10.

Tableau 10 Valeurs de la conductivité hydraulique à saturation estimées via le modèle de (Cosby et al., 1984) pour les horizons A, C et 2C

Horizons	K_s
	cm/jour
A	38
C	52
2C	30

6.8. Teneur en eau in situ

Les teneurs en eau mesurées à l'aide de l'humidimètre TDR varient le long du profil (Figure 35). La teneur en eau minimale est 0,326. Cette teneur est mesurée dans les horizons B et 2AB. La teneur est maximale dans l'horizon 3AB et vaut 0,516.

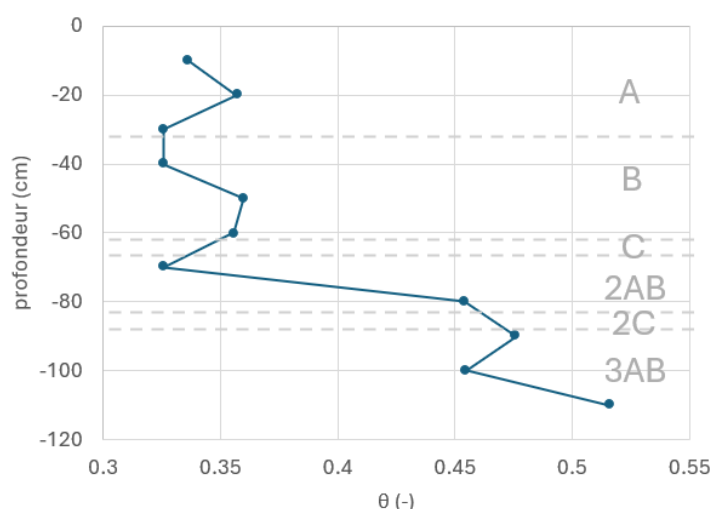


Figure 35 Profil des teneurs en eau du sol le 01/07/2023 prises sur le terrain à l'aide de la méthode TDR

6.9. Modélisation de la teneur en eau du sol

6.9.1. Analyse de sensibilité Hydrus 1D et validation

En fonction des conditions initiales, les teneurs en eau le long du profil de sol sont différentes (Figure 36). La condition initiale pour laquelle le sol est saturé ($h = 0\text{ cm}$) donne des teneurs en eau plus élevées tandis que la condition initiale $h = -100\text{ cm}$ (sol non saturé) donne les teneurs en eau les plus faibles. La condition initiale ($h = -100$ à 0 cm) donne des teneurs en eau comprises entre les deux autres conditions initiales. La variation de la teneur en eau le long

du profil est identique avec une augmentation de la teneur en eau entre 35 et 65 cm (horizon B), entre 70 et 85 cm (horizon 2AB) et entre 90 et 135 cm de profondeur (horizon 3AB).

Pour une même condition initiale, les valeurs de flux constant en conditions limites inférieures donnent des résultats similaires (Annexe 6).

Les valeurs de teneur en eau TDR évoluent de la même manière le long du profil de sol que les teneurs en eau modélisées mais les teneurs en eau TDR sont plus faibles.

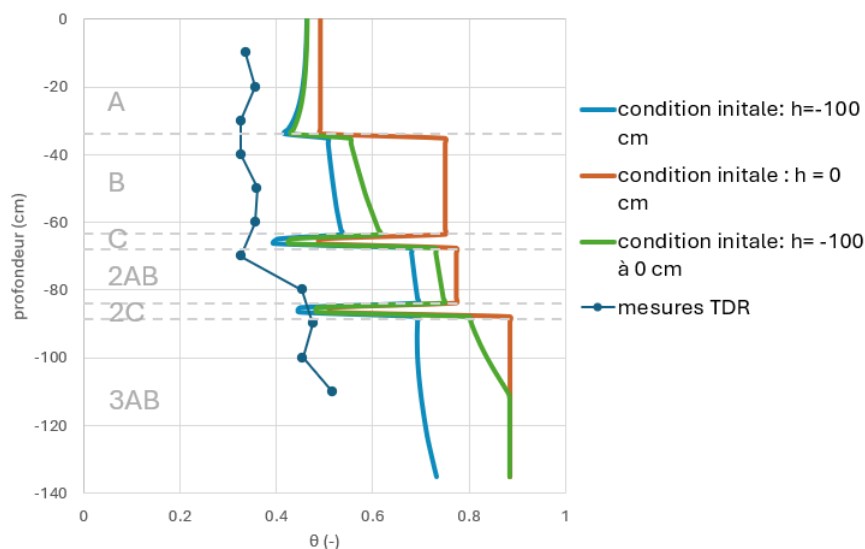


Figure 36 Modélisation de la teneur en eau au sein du profil de sol étudié pour la condition limite inférieure du flux constant = -0,00025 cm/jour

Les conditions initiales $h = -100$ à 0 cm et $h = 0$ cm donnent des valeurs de teneurs en eau identiques après 30 jours de modélisation pour une limite inférieure de $h = 0$ cm (Figure 37). Seule la condition initiale $h = -100$ cm détermine des valeurs de teneurs en eau plus faibles (entre 0,40 et 0,73) que les conditions initiales $h = -100$ à 0 cm et $h = 0$ cm (entre 0,42 et 0,48), mais ces teneurs en eau varient de la même manière le long du profil du sol.

Pour la condition initiale $h = -100$ cm, la condition limite inférieure avec un faible flux constant (Figure 36) donne les mêmes résultats qu'avec une condition limite inférieure de $h = 0$ cm (Figure 37).

Les valeurs de teneurs en eau modélisées varient de la même façon que les mesures *in situ* TDR mais sont plus élevées.

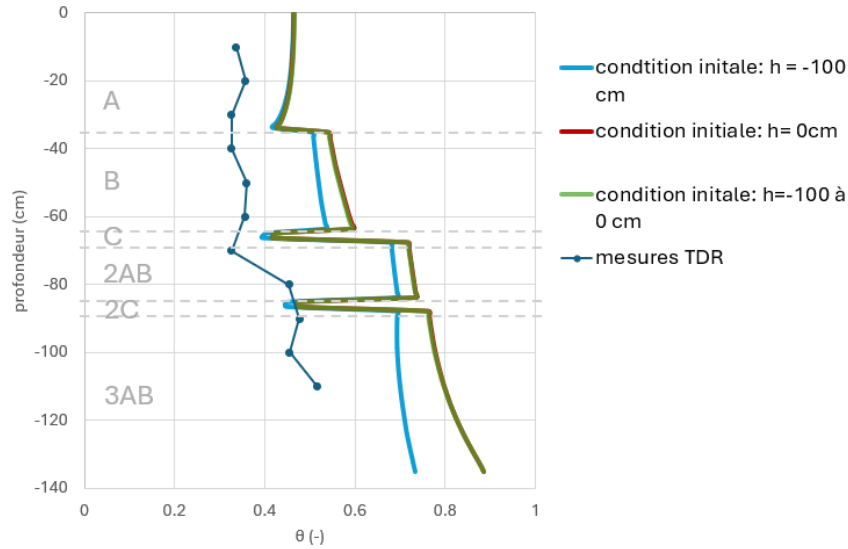


Figure 37 Modélisation de la teneur en eau au sein du profil de sol étudié pour la condition limite inférieure $h = 0$ cm

Lorsque la coulée de lave consolidée est modélisée (Figure 38), pour les conditions initiales $h = -100$ cm et $h = -100$ à 0 cm, les résultats de teneurs en eau sont identiques à ceux de la modélisation avec une condition limite inférieure de $h = 0$ cm. Les teneurs en eau sont identiques pour la condition initiale $h = -100$ cm et $h = 0$ cm que ceux générés avec la modélisation où la condition limite inférieure est un flux constant de $-0,00025$ cm/jour.

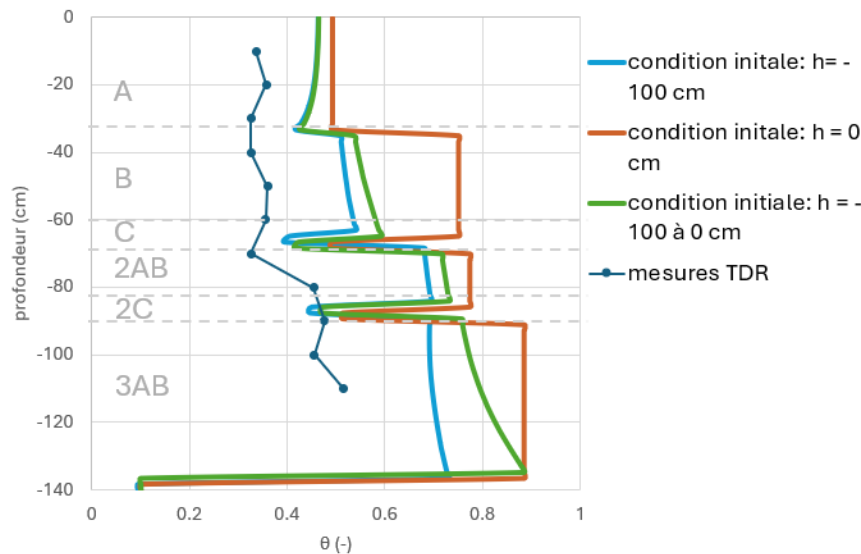


Figure 38 Modélisation de la teneur en eau au sein du profil de sol étudié avec couche de coulée de lave consolidée modélisée

La condition initiale $h = -100$ à 0 cm est la plus réaliste car c'est la répartition naturelle de la hauteur de pression dans un système hydrostatique, c'est-à-dire sans flux entrant. Pour cette condition initiale, l'hypothèse $h = 0$ cm comme limite inférieure donne les mêmes résultats de teneurs en eau que lorsqu'on modélise la coulée de lave. La condition initiale $h = -100$ à 0 cm et la condition limite inférieure $h = 0$ cm seront donc utilisées dans la modélisation Hydrus 2D.

6.9.2. Analyse de sensibilité HYDRUS 2D et validation

Lorsque la pente est prise en compte, la teneur en eau est plus élevée en bas de la pente qu'en haut dû à l'effet de la gravité. La pente a donc un impact sur la teneur en eau (Figure 39).

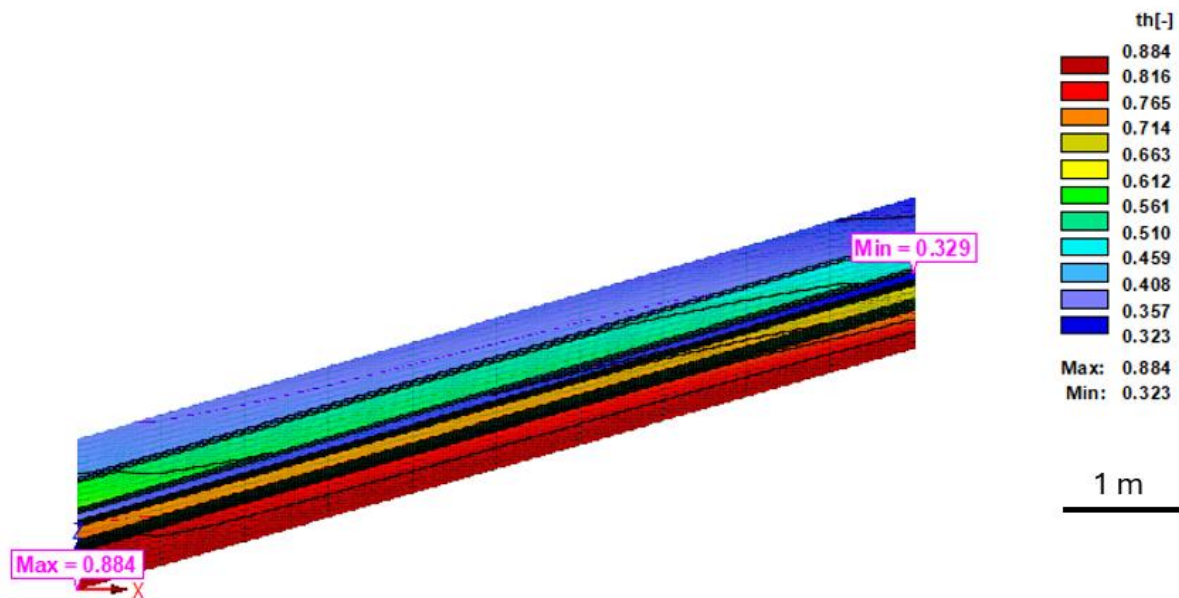


Figure 39 Teneurs en eau sur le profil de sol avec comme condition initiale $h = -100$ à 0 cm, une condition limite inférieure $h = 0$ cm et une pente de $16,07^\circ$

En comparant les profils de teneurs en eau à différents endroits de la pente, nous constatons qu'en haut de la pente les teneurs en eau sont plus faibles (Figure 40). De plus, ces valeurs sont proches des mesures de teneur en eau prises sur le terrain (mesures TDR). La modélisation surestime la teneur en eau par rapport aux mesures TDR entre 35 et 65 cm de profondeur (correspondant à l'horizon B), entre 80 et 90 cm de profondeur (correspondant à l'horizon 2AB) ainsi que dans la partie supérieure de l'horizon 3AB à 110 cm de profondeur.

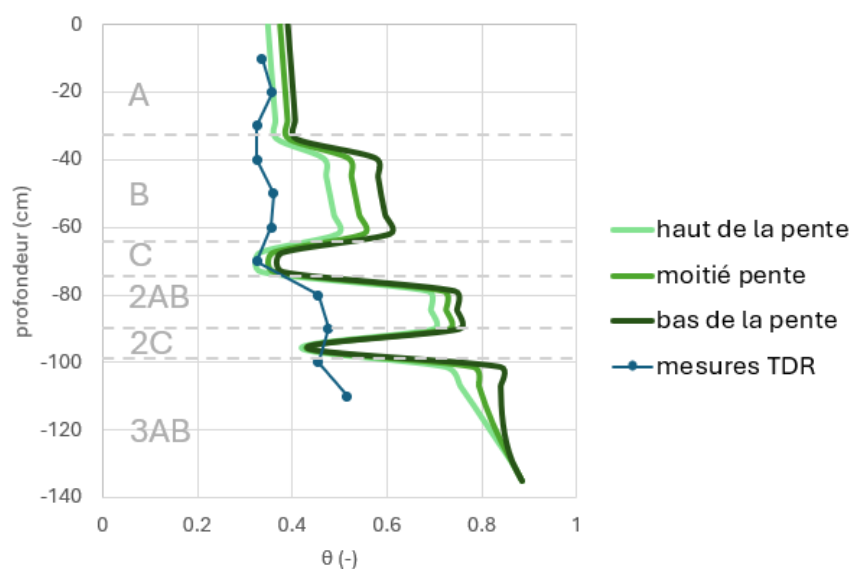


Figure 40 Profil de la teneur en eau à différents endroits de la pente

L'augmentation de la pente de $16,07^\circ$ (pente moyenne) à $27,47^\circ$ (pente maximale sur le terrain (Figure 13)), modifie légèrement la teneur en eau dans le bas de la pente (Figure 41). En effet, dans le bas de pente les teneurs en eau varient de 0,38 à 0,88 pour les deux pentes différentes. Dans le haut de la pente à $16,07^\circ$ les teneurs en eau varient de 0,33 à 0,88 (Figure 42) et dans le haut de la pente à $27,47^\circ$ les teneurs en eau varient de 0,31 à 0,88 (Figure 40).

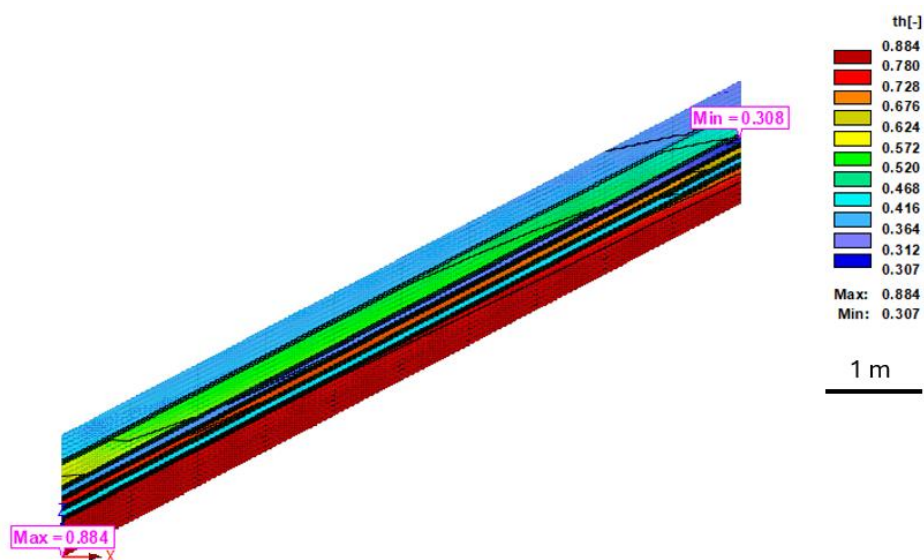


Figure 41 Teneurs en eau sur le profil de sol avec comme condition initiale $h = -100$ à 0 cm, une condition limite inférieure flux constant ($-0,00025$ cm/jour) et une pente de $27,47^\circ$

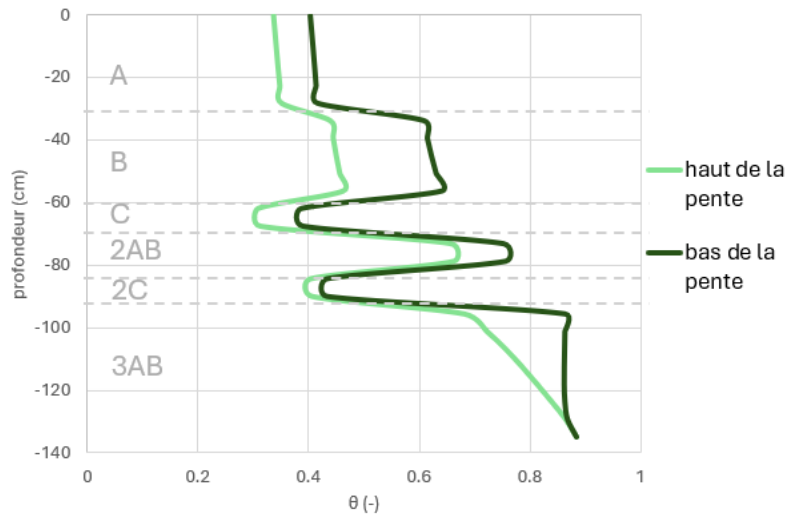


Figure 42 profil des teneurs en eau pour une pente de 27,47°

6.9.3. Évolution de la teneur en eau au moment du glissement de terrain

En fonction des conditions initiales de la hauteur de pression, les résultats finaux de la teneur en eau diffèrent. Cela signifie que l'équilibre hydrodynamique n'est pas atteint en 30 jours par le modèle et donc, les différences de hauteur de charge initiale influencent la teneur en eau finale. À partir de 50 jours, l'équilibre est atteint et les conditions initiales de $h = -100$ cm, $h = 0$ cm et $h = -100$ à 0 cm donnent les mêmes résultats de teneur en eau (Figure 43). Pour l'année 2023 où les mesures TDR ont été effectuées, nous disposons que de 30 jours de données de précipitations pour le mois de juin. Effectuer une modélisation sur 50 jours n'est donc pas possible pour la validation du modèle. Néanmoins, la modélisation de la teneur en eau à la période du glissement de terrain, sera effectuée pour 50 jours sur une pente de 16,07° et 7,67 m de long.

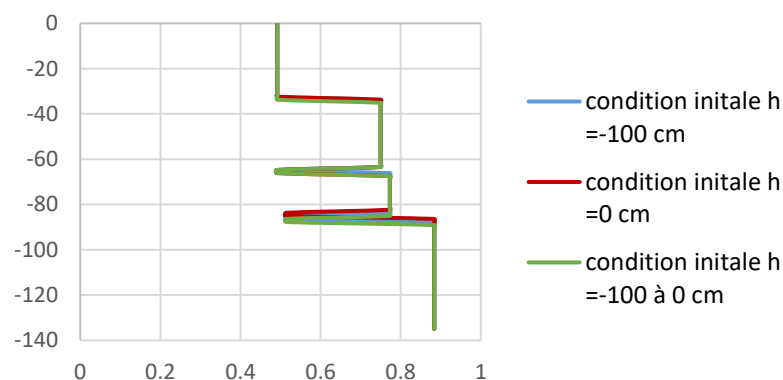


Figure 43 Teneurs en eau après 50 jours de précipitations avec une condition inférieure considérant un flux constant de -0,00025 cm/jour

Le glissement de terrain se serait déclenché entre le 2 et le 5 octobre 2021. En haut de la pente, la teneur en eau est la plus importante le 2 octobre (Figure 44).

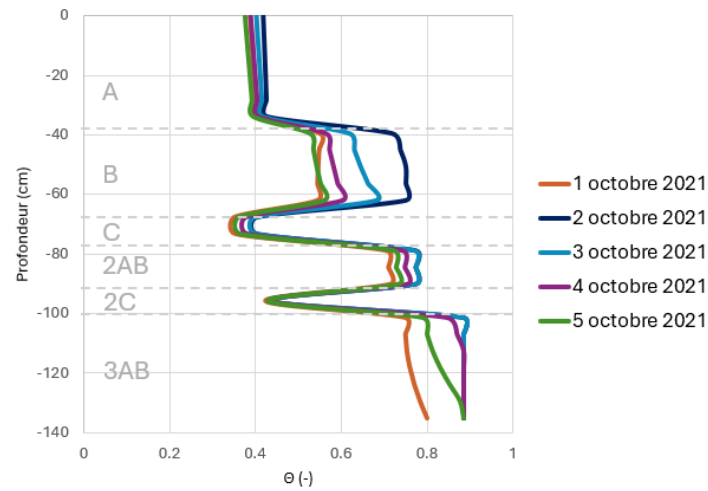


Figure 44 Profil des teneurs en eau entre le 01/10/21 et le 05/10/21 dans le haut de la pente pour un modèle avec une condition initiale de $h = -100$ cm, une condition limite inférieure flux constant

Dans le bas de la pente, les teneurs en eau sont identiques entre le 1 octobre 2021 et le 5 octobre 2021 et ces teneurs en eau sont maximales (Figure 45).

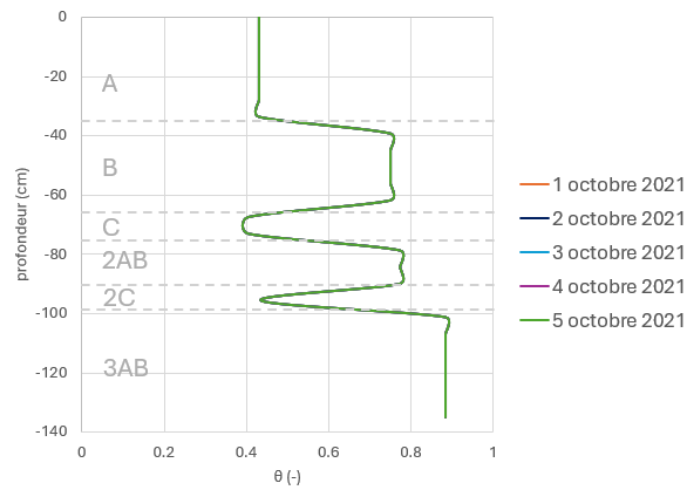


Figure 45 Profil des teneurs en eau entre le 01/10/21 et le 05/10/21 dans le bas de la pente

7. Discussion

7.1. Granulométrie

La granulométrie des horizons est cohérente avec la granulométrie des Andosols bruns d'Islande. En effet, selon le digramme textural (Figure 46), les Andosols bruns sont limoneux (Arnalds, 2015).

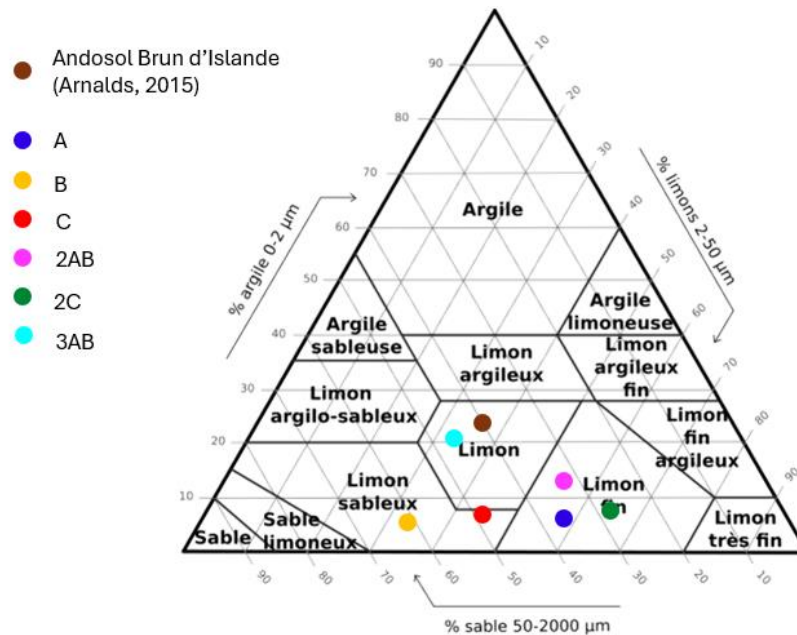


Figure 46 Diagramme textural des différents horizons du profil de sol étudié et d'un Andosol brun d'Islande (Arnalds, 2015)

Généralement, dans un développement de sol, la fraction argileuse prédomine au sommet du profil du sol, car c'est là que l'altération est la plus importante (due aux précipitations). Or, on constate ici que l'horizon le plus argileux se situe dans l'horizon inférieur (3AB) du profil. Les sols volcaniques sont souvent constitués de plusieurs sols formés sur des dépôts de cendres distincts et donc d'origines différentes. Ce sont des sols polygéniques. Cela pourra être confirmé par les données de carbone organique le long du profil de sol. En effet, un sol enfoui est un sol contenant de la matière organique le long de son profil et non uniquement dans l'horizon supérieur de son profil.

7.2. Carbone organique

La mesure de la teneur en carbone organique est cohérente avec les teneurs en carbone organique mesurées dans les Andosols bruns dans le nord de l'Islande qui varient le long du profil de sol et sont inférieures à 5% (Figure 47). En effet, les résultats montrent de faibles

teneurs en carbone organique <5 % et des variations identiques le long du profil de sol (Figure 28). Cette variation traduit la superposition de sols enfouis.

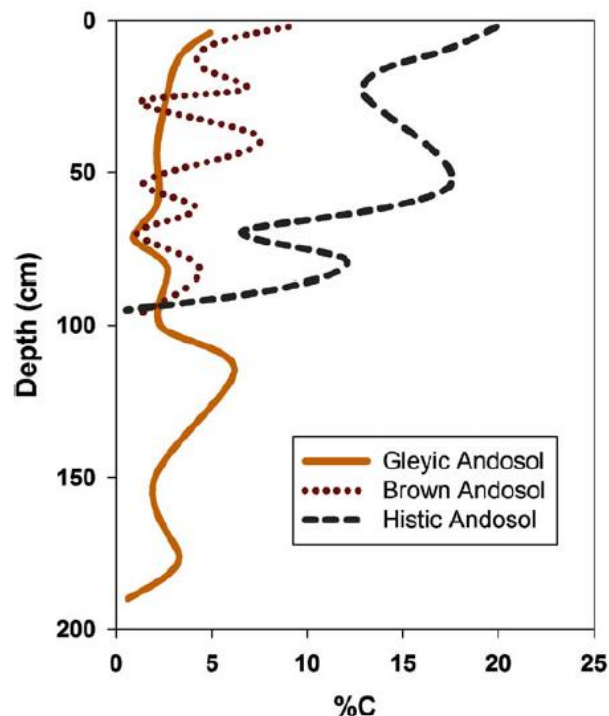


Figure 47 Distribution du carbone organique pour trois pédons sélectionnés, un Andosol gleyique (Sud Islande), un Andosol brun (Nord-Est de l'Islande) et un Andosol Histic (Nord-Ouest de l'Islande) (Arnalds, 2015)

La teneur en carbone organique est la plus élevée dans l'horizon C (Figure 28). Cet horizon étant une couche de cendres, sa teneur en carbone organique devrait être faible. La couche de cendres a une faible épaisseur. Par ailleurs, l'horizon 2AB situé sous celle-ci a une forte teneur en carbone organique (4,91 %). Nous suspectons une contamination de l'échantillon prélevé dans l'horizon C par des matériaux issus de l'horizon 2AB.

Les horizons 2AB et 3AB ont des teneurs en carbone organique plus élevées (4,91 % et 3,97 %) que l'horizon supérieur A (3,96 %). La teneur en carbone organique étant normalement plus élevée dans les horizons supérieurs, ces horizons ont probablement été enfouis à la suite d'éruptions volcaniques et donc à la suite de dépôts de cendres sur le sol correspondant aux horizons C et 2C.

7.3. Minéralogie

Selon la *World Base for Soils Ressources (WRB)*, les Andosols sont définis par la présence d'un ou plusieurs horizons aux propriétés andiques (WRB et al., 2015).

Les différents horizons du profil du sol étudié respectent le critère de la densité apparente $< 0,9 \text{ g/cm}^3$. De plus, tous les horizons ont une teneur en $\text{Al}_o + 0,5 \text{ Fe}_o > 2 \%$ allant même jusque $8,4 \%$ pour l'horizon thixotropique (3AB) (Tableau 7). La rétention en phosphate n'a pas été mesurée dans le cadre de cette étude.

Le profil de sol contient des allophanes (entre $10,6$ et 26%). Les résultats des analyses DRX de la fraction argileuse confirment indirectement la présence de phases solides amorphes dans les sols comme les allophanes. Il s'agit donc probablement d'un Andosol allophanique. Ceci est aussi confirmé par le rapport $\frac{\text{Al}_p}{\text{Al}_o}$ qui évalue la quantité d'Al présente dans les complexes organo-métalliques par rapport à celle présente dans les phases solides faiblement cristallisées. En général, un rapport $\frac{\text{Al}_p}{\text{Al}_o} < 0,5$ est associé à la présence d'allophanes. La proportion en Al des allophanes est obtenue en soustrayant Al_o et Al_p . Ces valeurs confirment une proportion en Al allophanique plus importante (Tableau 7). Le profil de sol contient aussi de la ferrihydrite, une phase solide faiblement cristallisée, dans des teneurs massiques comprises entre $2,4$ à $10,5 \%$. La ferrihydrite est un minéral très commun dans les Andosols en Islande (Arnalds, 2015).

L'albite est identifiée comme un minéral primaire dans les horizons du sol. Par ailleurs, le quartz est présent dans les horizons 2AB et 2C. Le matériau parental qui est des cendres provenant de l'éruption Hekla 3 est composé de rhyolite. Du quartz se retrouve donc dans les horizons pédologiques, le quartz étant très résistant à l'altération chimique.

La diffraction aux rayons X révèle également la présence d'autres minéraux comme l'halloysite dans l'horizon 2AB. Ce minéral se forme dans des conditions de drainage plus limitées et avec des concentrations en Si importantes dans la solution du sol (Figure 6) (R. Parfitt, 1985). Ce minéral a donc pu précipiter durant des conditions plus sèches. Cependant, la conductivité hydraulique de cet horizon n'est pas la plus élevée du profil de sol étudié (62 cm/jour) et elle est proche de la conductivité de l'horizon C juste au-dessus (estimée à 52 cm/jour). L'horizon est donc rarement sec. De plus, le rapport Al/Si de cet horizon est de $1,4$. Il faut un rapport de 1 pour former de l'halloysite (Maziarz et al., 2019). Bien que l'halloysite est un minéral commun dans les Andosols (Arnalds, 2015), la présence de ce minéral n'est pas plausible. En effet, l'halloysite est souvent présent dans des environnements plus altérés que les sols dominés par l'allophane (Arnalds, 2015). Une erreur d'interprétation des résultats DRX peut expliquer le résultat faussé de la détection de l'halloysite par DRX. Certains pics de diffractions de structures cristallines proches ont pu se superposer, compliquant l'identification des minéraux.

Selon la carte des sols d'Islande (Figure 14), la zone d'étude se situe sur un Andosol brun. Les résultats confirment bien que le profil de sol analysé durant cette étude est un Andosol brun allophanique

7.4. Propriétés hydrauliques

Les teneurs en eau à la capacité au champ (entre 51 et 79 %) et au point de flétrissement (entre 18 et 32 %) sont cohérentes avec les valeurs théoriques des Andosol bruns d'Islande qui sont comprises respectivement entre 30 et 100 % et entre 15 et 70 % (Figure 48). La teneur en eau au point de flétrissement est assez élevée pour les horizons B, 2AB et 3AB en raison de la microporosité particulière de ce type de sol (Maeda et al., 1977). En effet, la présence des allophanes dans ces horizons de sol favorise la microporosité.

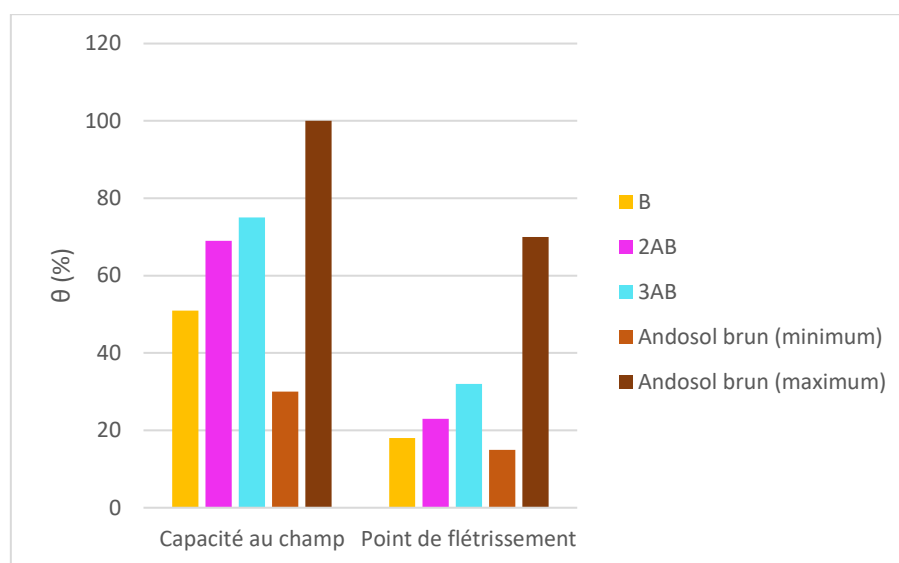


Figure 48 Capacité de rétention typique d'eau des horizons B, 2AB et 3AB et d'un Andosol brun d'Islande. Les valeurs typiques pour un Andosol brun d'Islande varient dans une gamme de valeurs (comprises entre un minimum et un maximum) (Arnalds, 2015)

Les valeurs des conductivités hydrauliques à saturation mesurées par le perméamètre à charge constante sont cohérentes avec les valeurs des sols allophaniques. Les K_s des sols allophaniques se situent entre 43 cm/jour (Fontes et al., 2004) et 241 cm/jour (Regalado & Muñoz-Carpena, 2004), et les K_s des horizons B, 2AB et 3AB sont respectivement de 223, 62 et 102 cm/jour (Tableau 9). Ces valeurs de conductivités à saturation sont élevées et du même ordre de grandeur que les sols sableux. Ceci s'explique par la porosité importante dans Andosols volcaniques et qui est causée par l'agrégation des particules (principalement des allophanes et de la ferrihydrite avec de la matière organique) (Arnalds, 2015).

Les sols à forte teneur en allophane ont une courbe de rétention d'eau en forme de « S », similaire à celle d'un sol sableux avec une partie linéaire se situant entre 0,01 et 1 bar (Maeda et al., 1977). Cela est dû à la dominance de micropores et macropores dans ce type de sol. Les courbes de rétention obtenues via Hyprop sont légèrement en forme de « S » (Figure 30). Cela est fort marqué pour les suctions plus faibles. En effet, Hyprop mesure des teneurs en eau

pour des succions $< pF3$ et WP4C mesure pour des succions entre $pF\ 3$ et $pF\ 6,5$. La fin de la courbe est donc une estimation via les modèles ajustés dans Hyprop Fit.

L'horizon B a une macroporosité plus importante que l'horizon 2AB et 3AB. En effet, en raison de cette macroporosité la diminution de la teneur en eau entre la saturation et la capacité au champ est plus importante et passe de 72 % à 51 %. Ces macropores expliquent aussi l'importante conductivité à saturation de l'horizon B (223 cm/jour). La macroporosité importante est provoquée par l'agrégation des particules du sol.

De plus, les valeurs obtenues sont cohérentes avec la granulométrie des différents horizons. L'horizon 3AB étant le plus argileux, il a la teneur en eau à saturation la plus grande (84 %) en comparaison à l'horizon B qui est le plus sableux. L'horizon le plus sableux (horizon B) a la conductivité hydraulique la plus élevée.

Les fonctions de pédotransfert sous-estiment fortement les valeurs de θ_s par rapport aux valeurs mesurées par Hyprop pour les horizons B, 2AB et 3AB (Figure 31). Ces fonctions de pédotransfert ne sont donc pas adéquates pour des sols volcaniques aux propriétés particulières.

Cependant, les valeurs de θ_s estimées via ces fonctions de pédotransfert pour les horizons C et 2C sont proches des valeurs de θ_s pour des cendres avec une granulométrie similaire (Hers, 2023). Les valeurs θ_s se situent entre 40 et 50 % ce qui est cohérent avec les valeurs obtenues pour les horizons C (52,5 %) et 2C (51,3 %) du sol étudié.

7.5. Modélisation

Dans chaque modélisation, la teneur en eau est plus importante dans le bas du profil (horizon 3AB) (Figures 36 à 45). En effet, la coulée de lave consolidée ne permet pas de drainer librement l'eau, il y a donc une accumulation d'eau juste au-dessus de cette coulée de lave consolidée. De plus, cet horizon a une grande capacité de teneur en eau à saturation (84 % selon les mesures Hyprop).

Peu importe les hypothèses de conditions limites inférieures et de conditions initiales, l'évolution de la teneur en eau à travers les horizons de sol présente un comportement semblable (Figures 36 à 38). La discontinuité des propriétés hydrauliques le long du profil de sol cause un stockage d'eau aux interfaces où les discontinuités sont présentes.

Les conditions inférieures font varier légèrement les résultats de teneur en eau (Figures 36, 37 et 38). Pour des valeurs de flux constant légèrement différentes (-0,00025 cm/jour, -0,025 cm/jour et -0,005 cm/jour) la teneur en eau ne varie pas pour une même condition initiale (Annexe 6). Si les flux d'eau, dépendant des précipitations, dans les différents horizons jusqu'à la coulée de lave sont inférieurs au flux d'eau dans la coulée de lave, alors la valeur du flux en condition limite inférieure n'influence pas la teneur en eau au-dessus.

Les conditions initiales font varier les teneurs en eau après 30 jours de modélisation car l'équilibre hydrodynamique n'est pas atteint en 30 jours par le modèle. Pour un sol saturé initialement, les horizons du sol sont encore saturés après 30 jours de modélisation avec des conditions limites inférieures de flux constant et la modélisation de la coulée de lave. Pour la condition limite inférieure $h = 0$ cm, les horizons de sol initialement saturés ne le sont plus après 30 jours. La condition limite inférieure $h = 0$ cm, implique un écoulement dirigé par la conductivité hydraulique à saturation de l'horizon qui est plus élevée que les flux constants imposés et la conductivité hydraulique à saturation de la coulée de lave consolidée.

Le modèle est peu sensible à la pente appliquée. En effet, la teneur en eau en bas de la pente est identique pour une pente de $16,07^\circ$ et $27,47^\circ$ (Figures 39 à 42). En haut de la pente, la teneur en eau est 2% plus faible lorsque la pente est plus grande. L'eau de pluie excédant K_{sat} n'est pas directement infiltrée et donc ruisselle et se déplace vers le bas de la pente sous l'influence de la gravité. La teneur en eau en bas de pente est donc plus importante. De plus, les profils de sols volcaniques sont composés de sols stratifiés créant donc une anisotropie de la conductivité hydraulique. Dans le cadre de cette étude, seulement l'anisotropie verticale est prise en compte. Il y a donc une augmentation de l'eau dans les derniers centimètres des horizons caractérisés par une grande conductivité hydraulique et reposant sur un horizon caractérisé par une plus faible conductivité hydraulique. L'augmentation de la teneur en eau implique une augmentation de la conductivité hydraulique engendrant un déplacement horizontal plus important. Cette stratification amène donc à un déplacement de l'eau latéral, plus marqué lorsque les couches sont inclinées comme dans le profil de sol étudié. L'eau va donc s'accumuler en bas de pente.

Le modèle donne des résultats proches des mesures TDR prises sur le terrain lorsque la pente est prise en compte (Figure 40). Les mesures *in situ* TDR ont été prises dans le haut de la pente, les teneurs en eau modélisées y sont donc plus proches dans le haut de la pente que dans le bas de la pente. Cependant, il y a une surestimation des teneurs en eau modélisées dans l'horizon B, l'horizon 2AB et le haut de l'horizon 3AB. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ces résultats.

Premièrement, les mesures TDR ne sont peut-être pas précises. La précision de l'appareil est entre 3 et 4 % et si la calibration est établie et correcte, la précision de l'appareil est de 1 %. Les échantillons ont été transportés hermétiquement jusqu'au laboratoire. Les teneurs en eau de ces échantillons ont été mesurées *ex situ*. Ces mesures sont plus élevées que les teneurs en eau mesurées par TDR (Figure 49). Cela pourrait expliquer la surestimation des valeurs modélisées.

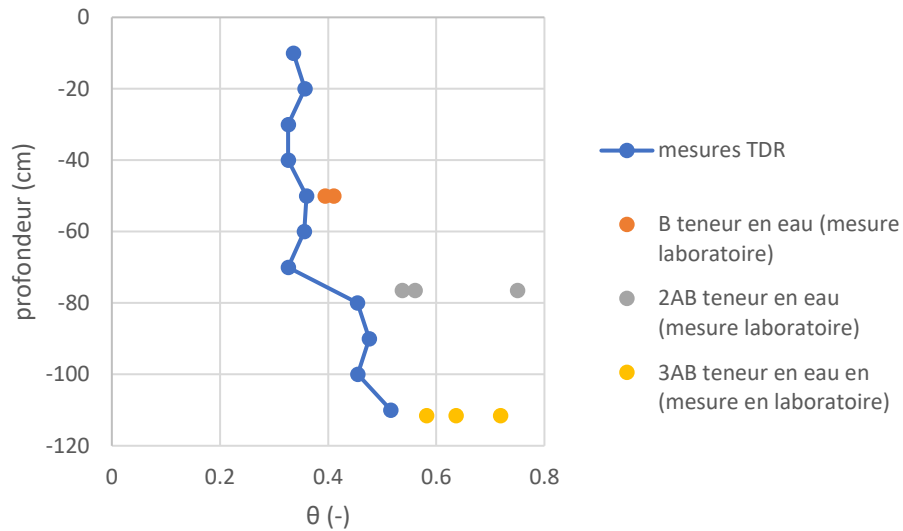


Figure 49 Différence de teneur en eau des échantillons lors de l'échantillonnage en fonction de deux méthodes (Mesures TDR et mesures en laboratoire)

Par ailleurs, les mesures TDR varient en fonction de l'endroit où elles sont prises. En effet, des mesures TDR ont été prises le même jour mais sur le bord opposé de la cicatrice du glissement de terrain. Ces teneurs en eau sont plus élevées que celles prises dans le profil de sol étudié (Figure 50). Cependant, les teneurs en eau modélisées sont sous-estimées par rapport à ces valeurs TDR (Figure 50). Les teneurs en eau modélisées correspondent ici aux teneurs en eau du 1^{er} juillet 2023 avec une condition limite inférieure de $h = 0$ cm et une condition initiale de $h = -100$ à 0 cm.

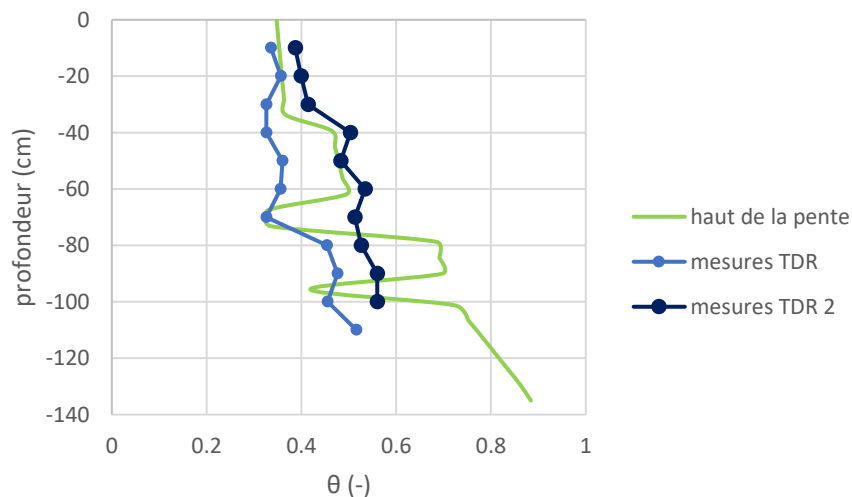


Figure 50 Profil des teneurs en eau en haut de la pente le 1 juillet 2023. Mesures TDR prises à deux endroits différents et teneur en eau modélisées

Deuxièmement, les paramètres d'Hyprop donnent la courbe de rétention dans le sens du séchage. Cependant, le modèle simule des précipitations sur le sol. La courbe de rétention devrait donc être celle dans le sens du mouillage. En effet, pour une même succion au sein du sol, différentes teneurs en eau sont possibles si le sol s'humecte ou se sèche. Pour une même

succion, la teneur en eau est toujours plus basse lorsque le sol s'humecte. Cela pourrait donc diminuer les teneurs en eau modélisées. Cependant, les teneurs en eau dans le sens humectation sont un peu plus faible (de 0,041 pour l'horizon 2AB et 0,13 pour l'horizon 3AB) que les teneurs en eau dans le sens du séchage. Pour l'horizon B, les teneurs en eau lors de l'humectation sont plus grandes que lors du séchage pour une même succion (Figure 33). Néanmoins, ces valeurs restent des estimations. Cette hypothèse ne peut donc pas être vérifiée.

Troisièmement, les mesures TDR ont été prises à 50 cm d'une surface du bord de la cicatrice du glissement de terrain qui était exposée à l'atmosphère, au vent et donc sensible à l'évaporation depuis le mois d'octobre 2021. Cela pourrait expliquer que les mesures TDR des teneurs en eau soient plus faibles que celles modélisées au sein de profil de sol non impacté par l'évaporation.

Une condition limite a été imposée sur le côté gauche du profil de sol à l'aide d'Hydrus 2D. Cette condition limite représente les échanges avec l'atmosphère possible sur ce côté du profil exposé. Les résultats de cette modélisation montrent une diminution progressive de la teneur en eau au plus on se rapproche du côté exposé (Figure 51). Cependant, les teneurs en eau sur le bord de la face exposée à l'atmosphère sont seulement entre 0,7 et 4 % plus faibles qu'à 1 m. La différence entre les teneurs en eau modélisées et les mesures *in situ* TDR étant plus grande que 4%, cette hypothèse ne suffit pas à expliquer les différences entre les valeurs modélisées et les mesures de terrain. Cependant, la modélisation a été effectuée pour 30 jours alors qu'en réalité la surface exposée à l'atmosphère l'a été pendant presque 2 ans. Une telle modélisation ne peut pas être effectuée par manque de données. Cependant, nous pouvons confirmer que le nombre de jour a un impact sur la teneur en eau. En effet, pour une même modélisation sur 10 jours, les teneurs en eau à 1 m du bord sont 1 % plus élevées qu'après 30 jours d'exposition à l'atmosphère (Annexe 7).

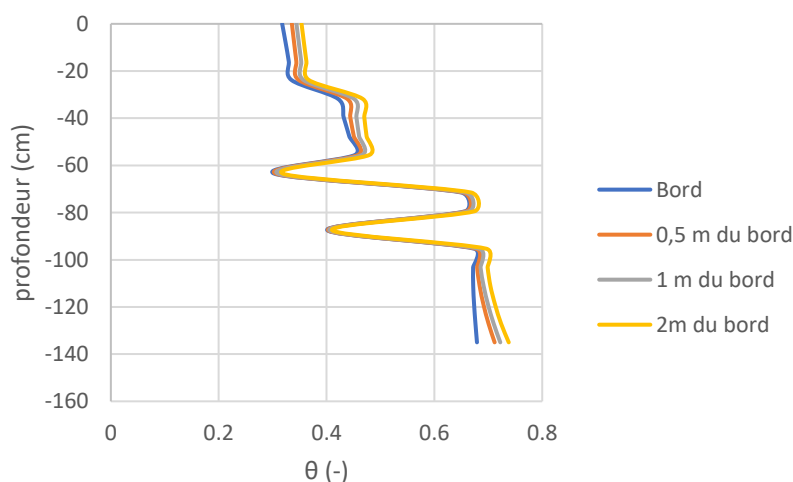


Figure 51 Teneurs en eau le 1 juillet 2023 pour la modélisation du profil de sol avec sa face gauche exposé à l'atmosphère

Quatrièmement, le ruissellement est sous-estimé. Dans le logiciel Hydrus, le ruissellement apparait quand la conductivité du sol est dépassée dans la couche supérieure. Or, en réalité toute l'eau des précipitations ne s'infiltre pas même si K_{sat} n'est pas dépassé. L'impact des plantes sur l'infiltration de l'eau dans le sol n'est pas non plus pris en compte dans les différents modèles. En effet, l'eau ne ruisselle pas immédiatement mais peut rester temporairement sur les feuilles. De plus, les plantes interceptent l'eau par leurs racines et les racines modifient la structure du sol influençant la rétention en eau et la conductivité hydraulique (Páez-Bimos et al., 2022).

Selon nos observations sur le terrain, la végétation présente sur le glissement de terrain est de type bruyères (Figure 53). La carte de végétation d'Islande confirme la présence de végétation de type bruyère dans notre zone d'étude malgré une certaine hétérogénéité dans la région (Figure 52). L'enracinement de ce type de végétation est peu profond. Sur le terrain, de fines racines étaient observées jusqu'à l'horizon B.

Selon l'étude de Mendes et al. (2021), la végétation sur une pente de 15° a intercepté 6 % des précipitations totales. Cette étude a été réalisée sur une graminée vivace tropicale. Les bruyères étant plus denses, on peut émettre l'hypothèse que plus d'eau sera interceptée. En effet, les landes à bruyères intercepteraient 35 % des précipitations (Soulsby et al., 2017).

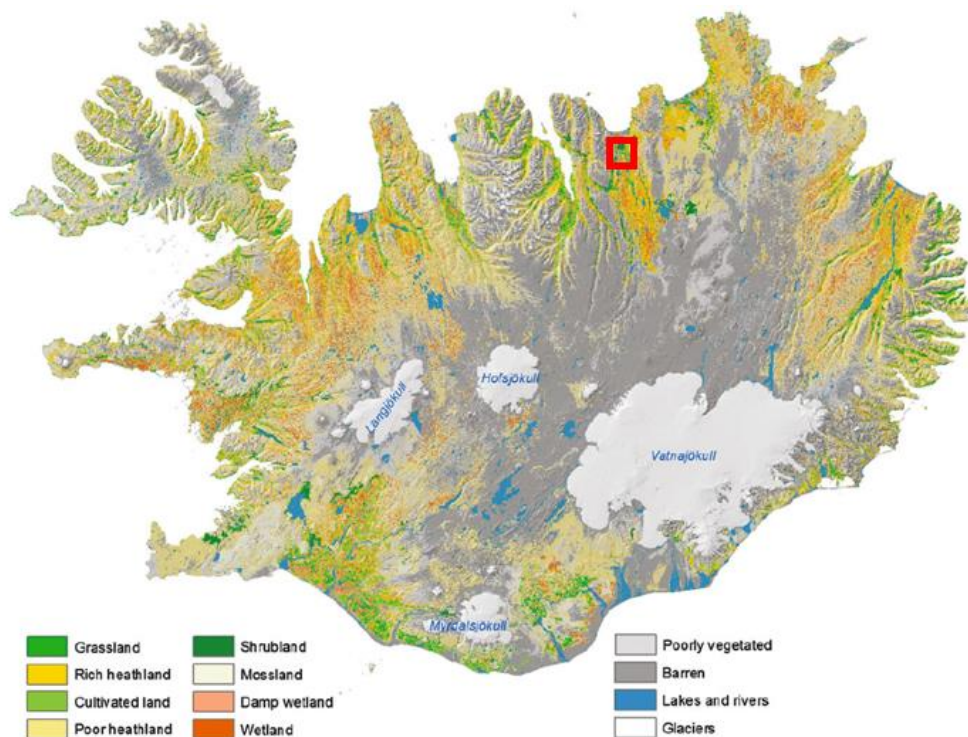


Figure 52 Carte des classes de végétation en Islande. Le carré rouge correspond à la zone d'étude (Arnalds, 2015)



Figure 53 Végétation présente sur la zone d'étude avec la profondeur d'enracinement

En émettant l'hypothèse que 35 % des précipitations sont interceptées, les teneurs en eau modélisées sont légèrement plus faibles. Elles sont en moyenne 1 % plus faible (Figure 54). Cette estimation ne représente pas la réalité et donne des résultats de teneur en eau peu différents en comparaison à la modélisation ne prenant pas en compte la végétation. Cette hypothèse reste à vérifier avec des études supplémentaires sur l'impact de la végétation sur l'infiltration de l'eau.

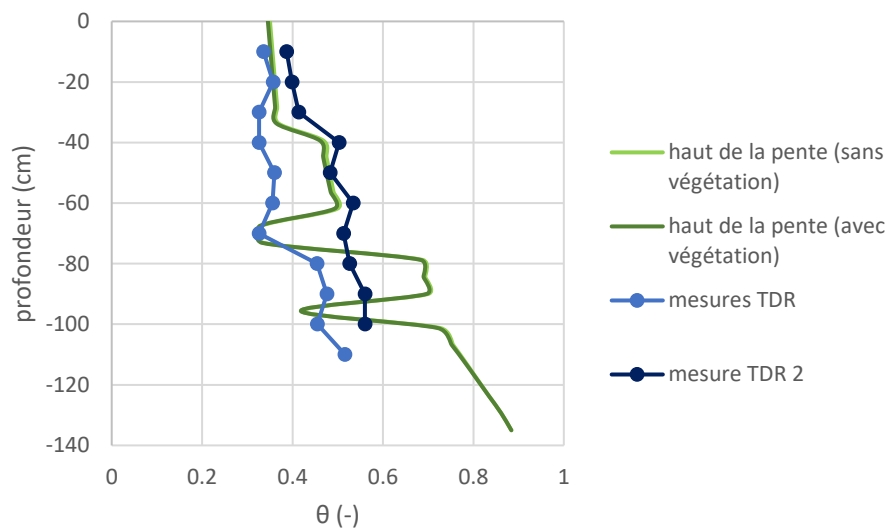


Figure 54 Profil de teneurs en eau avec ou sans végétation

Malgré les surestimations du modèle dans certains horizons, les résultats des simulations s'approchent de la réalité du terrain. Les teneurs en eau modélisées varient de la même

manière que les mesures TDR prises sur le terrain et elles sont dans des gammes de valeurs proches.

Lorsqu'on modélise pour la date à laquelle le glissement de terrain a eu lieu, on observe que les horizons ont une teneur en eau élevée (Figures 44). En effet, des précipitations importantes ont été enregistrées au début octobre 2021 (du 1^{er} au 5 octobre), avec 24,4 cm d'eau sur la zone d'étude, dont 13 cm le 2 octobre. La teneur en eau est maximale en haut de la pente à la date du 2 octobre pour tous les horizons du sol. Dans le bas de la pente, la teneur en eau est à saturation dans tous les horizons du sol. La teneur en eau influençant le poids des horizons et donc la susceptibilité à enclencher un glissement de terrain, ceci pourrait expliquer le déclenchement du glissement de terrain.

Sur le terrain, nous avons émis l'hypothèse que c'était l'horizon le plus thixotropique (horizon 3AB) qui avait glissé et entraîné ce glissement de terrain. Plusieurs raisons peuvent confirmer notre hypothèse. Cet horizon ayant la teneur en eau à saturation la plus élevée (84 % selon les mesures Hyprop) et reposant sur une coulée de lave consolidée peu ou non perméable, l'eau s'accumule donc dans cet horizon de sol. Cet horizon étant saturé lors de l'évènement pluvieux intense, l'hypothèse que sa résistance mécanique au cisaillement est de ce fait plus faible (Delage & Cui, 2001), peut être émise. De plus, cet horizon supportait un poids élevé des horizons supérieurs eux-aussi saturés. Finalement, le comportement thixotropique de cet horizon peut être aussi une cause du glissement de terrain. En effet, selon Ólafur Arnalds (2007), un glissement de terrain se produit lorsqu'il y a présence d'un poids élevé des masses de sols contenant de l'eau, une discontinuité physique plane dans le sol et un potentiel élevé de liquéfaction (thixotropie).

7.6. Limites de l'étude

Le logiciel Hydrus ne dispose que de fonctions de pédotransfert générales. Elles ne sont donc pas adaptées aux sols volcaniques et leurs propriétés spécifiques : minéralogie particulière avec présence d'allophanes, ferrihydrite engendrant une microporosité et macroporosité importante.

La modélisation avec Hydrus repose sur plusieurs hypothèses :

- Les valeurs des paramètres du modèle de Van Genuchten de la courbe de rétention, pour les horizons A, C et 2C, obtenues sont basées uniquement sur la granulométrie des horizons. Ils ne prennent donc pas en compte la structure, la porosité, la densité apparente du sol. Cela ne représente donc pas la réalité.
- Le facteur de tortuosité est établi à 0,5 sur tout le profil de sol selon Mualem 1976 (Nasta et al., 2021). Ce facteur représente la sinuosité des chemins des flux d'eau dans le sol. Ce facteur varie donc en fonction de la texture, la structure et la porosité du sol.

- Les propriétés hydrauliques sont supposées constantes au cours du temps et des conditions (séchage et humectation).
- Les conditions initiales du modèle ne sont pas connues.
- La profondeur des différents horizons est considérée comme constante sur toute la pente du glissement de terrain. On fait cette hypothèse d'après les différents profils de sol analysés sur le terrain et effectués à l'aide d'une tarière le long de la pente (Annexe 1).

Les propriétés hydrauliques du sol ne peuvent pas uniquement expliquer le déclenchement d'un glissement de terrain. Des études des propriétés mécaniques sont nécessaires.

8. Conclusion et perspectives

Dans le cadre de cette étude, une pente volcanique soumise à de fortes précipitations ayant subi un glissement de terrain a été analysée. L'analyse granulométrique et minéralogique ainsi que la densité apparente ont pu confirmer qu'il s'agissait d'un Andosol brun allophanique. Ce profil de sol caractérisé par des dépôts de cendres est un sol polygénique constitué de sols enfouis. En effet, la teneur en carbone organique et la teneur en argile des différents horizons justifient cette caractéristique.

Les propriétés particulières de ce type de sol engendrent des rétentions en eau élevées pour la capacité au champ, et le point de flétrissement et une conductivité à saturation élevée. En effet, la teneur en argiles et en allophanes permet une grande rétention de l'eau. De plus, l'agrégation des particules d'allophanes, de ferrihydrites et de matière organique engendre une macroporosité qui augmente la conductivité hydraulique.

La discontinuité des propriétés hydrauliques des horizons causée par leurs différentes granulométries et minéralogies, engendre une augmentation de stockage à l'interface où les discontinuités sont présentes. De plus, cette stratification amène à un déplacement de l'eau latéral, marquée si l'interface des couches est inclinée, provoquant une augmentation de la teneur en eau en bas des pentes. Ces phénomènes ont été observés lors de la modélisation de la teneur en eau au sein du profil de sol à l'aide d'Hydrus 2D représentant la réalité du terrain en étant validé via les mesures TDR prises *in situ*. En effet, il y a une augmentation de la teneur en eau au-dessus des horizons avec des valeurs plus faibles de conductivité et de rétention en eau.

La modélisation de la teneur en eau lors d'un événement pluvieux intense, confirme l'hypothèse que l'eau joue un rôle dans la stabilité des pentes et a pu favoriser le déclenchement du glissement de terrain au sein de l'horizon 3AB. En effet, lors de l'événement pluvieux intense au début du mois d'octobre 2021, tous les horizons du sol se sont saturés en eau tout le long de la pente. L'horizon 3AB a supporté alors une masse de sols plus conséquente, et sa résistance au cisaillement est plus faible, son comportement thixotropique a pu aussi influencer la résistance mécanique de cet horizon.

Le jour et les causes de ce glissement de terrain ont donc pu être identifiés à l'aide de la modélisation se basant sur les propriétés hydriques dépendant de la granulométrie et de la minéralogie. Néanmoins, plusieurs hypothèses ont été émises lors de la modélisation. Afin d'améliorer les simulations, un échantillonnage plus détaillé le long de la pente pourrait être envisagé afin de représenter l'hétérogénéité des profils de sol le long de la pente. L'implémentation des paramètres de la courbe de rétention dans le sens de l'humectation (hystérèse) afin de représenter au mieux la rétention de l'eau dans le sol lors de précipitations doit être poursuivie. De plus, des mesures de la porosité et de la densité apparente des horizons A, C et 2C (échantillons perturbés) augmenteraient la précision des paramètres du

modèle de Van Genuchten pour ces horizons afin d'avoir des estimations plus proches de la réalité. Par ailleurs, l'impact de la végétation sur l'infiltration de l'eau devrait aussi être pris en compte. Finalement, les propriétés mécaniques des horizons de sol n'ont pas été déterminée. Or, la compréhension de la résistance des matériaux au cisaillement est essentielle lors d'un glissement de terrain. Cette analyse est en cours dans le cadre de la thèse de doctorat de Maxime Delvoie.

9. Bibliographie

- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6), 716-723. <https://doi.org/10.1109/TAC.1974.1100705>
- Alfnès, E., Kinzelbach, W., & Aagaard, P. (2004). Investigation of hydrogeologic processes in a dipping layer structure : 1. The flow barrier effect. *Journal of Contaminant Hydrology*, 69(3), 157-172. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2003.08.005>
- Arnalds, O. (1999). *Soil Survey and Databases in Iceland*.
- Arnalds, O. (2004). Volcanic soils of Iceland. *CATENA*, 56(1), 3-20. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2003.10.002>
- Arnalds, O. (2015). *The Soils of Iceland*. Springer.
- Ayris, P. M., & Delmelle, P. (2012). The immediate environmental effects of tephra emission. *Bulletin of Volcanology*, 74(9), 1905-1936. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0654-5>
- Basile, A., Mele, G., & Terribile, F. (2003). Soil hydraulic behaviour of a selected benchmark soil involved in the landslide of Sarno 1998. *Geoderma*, 117(3), 331-346. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00132-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00132-0)
- Basile-Doelsch, I., Amundson, R., Stone, W. E. E., Borschneck, D., Bottero, J. Y., Moustier, S., Masin, F., & Colin, F. (2007). Mineral control of carbon pools in a volcanic soil horizon. *Geoderma*, 137(3), 477-489. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.10.006>
- Bastet, G., Bruand, A., Quétin, P., & Cousin, I. (1998). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique. *Étude et Gestion des Sols*.
- Baver, L. D., Gardner, W. H., & Gardner, W. R. (1972). *Soil Physics*. Wiley.
- Bengtsson, L., Ulf, A., & et al. (2017). *The HARMONIE-AROME Model Configuration in the ALADIN-HIRLAM NWP System in : Monthly Weather*. https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/145/5/mwr-d-16-0417.1.xml?tab_body=fulltext-display
- Blake, G. R. (1965). Bulk Density. In *Methods of Soil Analysis* (p. 374-390). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.2134/agronmonogr9.1.c30>
- Bragg, W. H. (1997). IX. Bakerian Lecture.—X-rays and crystal structure. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 215(523-537), 253-274. <https://doi.org/10.1098/rsta.1915.0009>
- Brooks, R. H., & Corey, A. T. (1964). *Hydraulic Properties of Porous Media and Their Relation to Drainage Design*. <https://doi.org/10.13031/2013.40684>
- Campbell, G. S. (1974). A SIMPLE METHOD FOR DETERMINING UNSATURATED CONDUCTIVITY FROM MOISTURE RETENTION DATA. *Soil Science*, 117(6), 311.
- Campbell, G. S. (1988). Soil water potential measurement : An overview. *Irrigation Science*, 9(4), 265-273. <https://doi.org/10.1007/BF00296702>
- Childs, C. W., Matsue, N., & Yoshinaga, N. (1991). Ferrihydrite in volcanic ash soils of Japan. *Soil Science and Plant Nutrition*, 37(2), 299-311. <https://doi.org/10.1080/00380768.1991.10415040>

- Ciollaro, G., & Romano, N. (1995). Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. *Geoderma*, 65(3), 263-282. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(94\)00050-K](https://doi.org/10.1016/0016-7061(94)00050-K)
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. R. (1984). A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682-690. <https://doi.org/10.1029/WR020i006p00682>
- Dahlgren, R. A., Saigusa, M., & Ugolini, F. C. (2004). *Advances in Agronomy*. Elsevier.
- Darcy, H. (1856). *The public fountains of the City of Dijon : Exposition and application of principles to follow and formulas to use in questions of water distribution: the book ends with an appendix on water supplies of several cities' water filtration and the manufacture of cast iron, lead, and sheet metal and bitumen pipes*. Kendall/Hunt Pub. Co.
- Delage, P., & Cui, Y.-J. (2001). *Comportement mécanique des sols non saturés*. Ed. Techniques Ingénieur.
- Delmelle, P., Opfergelt, S., Cornelis, J.-T., & Ping, C.-L. (2015). Chapter 72—Volcanic Soils. In H. Sigurdsson (Éd.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (p. 1253-1264). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00072-9>
- Durner, W., Pertassek, T., & Str, G. (2015). *HYPROP-FIT Software*.
- Erlingsson, S. (2019). *Geotechnical challenges in Iceland*. In *17th European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, ECSMGE 2019, 1 September 2019 through 6 September 2019 (pp. 27-51)*. International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering.
- Fontes, J. C., Gonçalves, M. C., & Pereira, L. S. (2004). Andosols of Terceira, Azores : Measurement and significance of soil hydraulic properties. *CATENA*, 56(1), 145-154. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2003.10.008>
- Fredlund, D. G., Xing, A., & Huang, S. (1994). Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(4), 533-546. <https://doi.org/10.1139/t94-062>
- Froude, M. J., & Petley, D. N. (2018). Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(8), 2161-2181. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2161-2018>
- Glossary of Soil Science Terms*. Soil Science Society of America : Madison, Wisconsin. (1997).
- Haghverdi, A., Öztürk, H. S., & Durner, W. (2020). Studying Unimodal, Bimodal, PDI and Bimodal-PDI Variants of Multiple Soil Water Retention Models : II. Evaluation of Parametric Pedotransfer Functions Against Direct Fits. *Water*, 12(3), Article 3. <https://doi.org/10.3390/w12030896>
- Hubbert, M. K. (1956). Darcy's Law and the Field Equations of the Flow of Underground Fluids. *Transactions of the AIME*, 207(01), 222-239. <https://doi.org/10.2118/749-G>
- Iceland Climate : Weather Iceland & Temperature By Month*. (s. d.). Consulté 9 avril 2024, à l'adresse <https://en.climate-data.org/europe/iceland-135/>
- IPCC, I. panel on climate change. (2018). *Global Warming of 1.5 °C*. <https://www.ipcc.ch/sr15/download/>
- Jackson, T. R., & Fenelon, J. M. (2022). Relation of hydraulic conductivity to depth, alteration, and rock type in the volcanic rocks of Pahute Mesa, Nevada, USA. *Hydrogeology Journal*, 30(8), 2417-2432. <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02571-9>
- Jenny, H. (1994). *Factors of Soil Formation : A System of Quantitative Pedology*. Courier Corporation.

Jón Kristinn Helgason. (2023). [Communication personnelle].

Jónsdóttir, J. F., & Uvo, C. B. (2009). Long-term variability in precipitation and streamflow in Iceland and relations to atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 29(10), 1369-1380. <https://doi.org/10.1002/joc.1781>

Kirkham, M. B. (2005). *Principles of soil and plant water relations*. Elsevier Academic Press.

Les deux types d'éruption volcanique—Ressources pour les enseignants—Ressources élémentaire. (s. d.). Consulté 3 avril 2024, à l'adresse <https://www.assistancescolaire.com/enseignant/elementaire/ressources/base-documentaire-en-sciences/fde07sc15i02>

Logsdon, S. D. (2005). Soil Dielectric Spectra from Vector Network Analyzer Data. *Soil Science Society of America Journal*, 69(4), 983-989. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.0352>

Lu, N., & Godt, J. W. (2013). *Hillslope Hydrology and Stability*. Cambridge University Press.

Luo, S., Lu, N., Zhang, C., & Likos, W. (2022). Soil water potential : A historical perspective and recent breakthroughs. *Vadose Zone Journal*, 21(4), e20203. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20203>

Luo S, Zhou B, Peng J, Likos W, & Lu N. (2023). Water Adsorption–Induced Pore-Water Pressure in Soil. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. <https://ascelibrary.org/doi/epdf/10.1061/%28ASCE%29GT.1943-5606.0002814>

Maeda, T., Takenaka, H., & Warkentin, B. P. (1977). Physical Properties of Allophane Soils. In N. C. Brady (Éd.), *Advances in Agronomy* (Vol. 29, p. 229-264). Academic Press. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60220-5](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60220-5)

Marshak, S., & Evrard, O. (2014). *Terre, portrait d'une planète*. De Boeck Supérieur. <https://cea.hal.science/cea-02666611>

Maziarz, P., Matusik, J., Leiviskä, T., Strączek, T., Kapusta, C., Marek Woch, W., Tokarz, W., & Górniak, K. (2019). Toward highly effective and easily separable halloysite-containing adsorbents : The effect of iron oxide particles impregnation and new insight into As(V) removal mechanisms. *Separation and Purification Technology*, 210, 390-401. <https://doi.org/10.1016/j.seppur.2018.08.012>

McKeague, J. A. (1967). An evaluation of 0.1 m pyrophosphate and pyrophosphate-dithionite in comparison with oxalate as extractants of the accumulation products in podzols and some other soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 47(2), 95-99. <https://doi.org/10.4141/cjss67-017>

Mendes, T. A., Alves, R. D., Gitirana, G. de F. N., Pereira, S. A. dos S., Rebolledo, J. F. R., & da Luz, M. P. (2021). Evaluation of Rainfall Interception by Vegetation Using a Rainfall Simulator. *Sustainability*, 13(9), Article 9. <https://doi.org/10.3390/su13095082>

Meter Group. (2023). *Hyprop 2 Manual*.

Meter Group. (2024). *Operation Manual KSAT*.

Mosquera, G. M., Crespo, P., Breuer, L., Feyen, J., & Windhorst, D. (2020). Water transport and tracer mixing in volcanic ash soils at a tropical hillslope : A wet layered sloping sponge. *Hydrological Processes*, 34(9), 2032-2047. <https://doi.org/10.1002/hyp.13733>

Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513-522. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>

Nasta, P., Szabó, B., & Romano, N. (2021). Evaluation of pedotransfer functions for predicting soil hydraulic properties : A voyage from regional to field scales across Europe. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37, 100903. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100903>

- Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C2), 1231-1238. <https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>
- Novák, V., & Hlaváčiková, H. (2019). *Applied Soil Hydrology* (Vol. 32). Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-01806-1>
- Nuth, M., & Laloui, L. (2008). Advances in modelling hysteretic water retention curve in deformable soils. *Computers and Geotechnics*, 35(6), 835-844. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2008.08.001>
- Ólafur Arnalds (Éd.). (2007). *Soils of volcanic regions in Europe*. Springer.
- Pachepsky, Y., Timlin, D., & Rawls, W. (2003). Generalized Richards' equation to simulate water transport in unsaturated soils. *Journal of Hydrology*, 272(1), 3-13. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00251-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00251-2)
- Páez-Bimos, S., Villacís, M., Morales, O., Calispa, M., Molina, A., Salgado, S., de Bievre, B., Delmelle, P., Muñoz, T., & Vanacker, V. (2022). Vegetation effects on soil pore structure and hydraulic properties in volcanic ash soils of the high Andes. *Hydrological Processes*, 36(9), e14678. <https://doi.org/10.1002/hyp.14678>
- Pálsdóttir et al. (2013). (PDF) Þórútoft í Seljadal Könnunarskurður. https://www.researchgate.net/publication/340163085_THorutoft_i_Seljadal_Konnunarskurdur
- Parfitt, R. (1985). PARFITT, R.L., WILSON, A.D. 1985 : Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. Catena. Supplement 7:1 8. *Catena supplement*, 7, 1.
- Parfitt, R. L. (2009). Allophane and imogolite : Role in soil biogeochemical processes. *Clay Minerals*, 44(1), 135-155. <https://doi.org/10.1180/claymin.2009.044.1.135>
- Park, B. Y., Kim, K. S., Kwon, S., Kim, C., Bae, D. S., Hartley, L. J., & Lee, H. K. (2002). Determination of the hydraulic conductivity components using a three-dimensional fracture network model in volcanic rock. *Engineering Geology*, 66(1), 127-141. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00037-6](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00037-6)
- Patil, N. G., & Singh, S. K. (2016). Pedotransfer Functions for Estimating Soil Hydraulic Properties : A Review. *Pedosphere*, 26(4), 417-430. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(15\)60054-6](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60054-6)
- PC-Progress. (2022). *Hydrus-Technical manual II. Hydrus 2D/3D version 5*.
- Polemio, M., & Petrucci, O. (2000). *Rainfall as a landslide triggering factor an overview of recent international research*. Thomas Telford Ltd. <https://www.earth-prints.org/handle/2122/7936>
- Pollock, W., & Wartman, J. (2020). Human Vulnerability to Landslides. *GeoHealth*, 4(10), e2020GH000287. <https://doi.org/10.1029/2020GH000287>
- Prószyński, M. (1986). Une Méthode D'analyse Aréométrique du Sol. *Miscellanea Geographica*, 2(1), 47-54. <https://doi.org/10.2478/mgrsd-1986-020108>
- Rassam, D., Šimůnek, J., & van Genuchten, M. Th. (2003). *Modelling Variably Saturated Flow with HYDRUS-2D*.
- Regalado, C. M., & Muñoz-Carpena, R. (2004). Estimating the saturated hydraulic conductivity in a spatially variable soil with different permeameters : A stochastic Kozeny–Carman relation. *Soil and Tillage Research*, 77(2), 189-202. <https://doi.org/10.1016/j.still.2003.12.008>
- Richards, L. A. (1931). CAPILLARY CONDUCTION OF LIQUIDS THROUGH POROUS MEDIUMS. *Physics*, 1(5), 318-333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>

- Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Schneider, D. J., Ernst, G. G. J., Riley, C. M., Henderson, L. J., & McGimsey, R. G. (2001). Observations of Volcanic Clouds in Their First Few Days of Atmospheric Residence : The 1992 Eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. *The Journal of Geology*, 109(6), 677-694. <https://doi.org/10.1086/323189>
- Rose, W. I., & Durant, A. J. (2009). Fine ash content of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(1), 32-39. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.010>
- ROUILLER, J., G, B., & B, S. (1972). LA DISPERSION DES SOLS DANS L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE, METHODE UTILISANT LES RESINES ECHANGEUSES D'IONS. *LA DISPERSION DES SOLS DANS L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE, METHODE UTILISANT LES RESINES ECHANGEUSES D'IONS*.
- ROYAL EIJKELKAMP. (2022). *Sandbox for pF-determination- User manual*.
- S. Gupta, & W.E. Larson. (1979). Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research*. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/WR015i006p01633>
- Saigusa, M., Matsuyama, N., Honna, T., & Abe, T. (1991). Chemistry and fertility of acid Andisols with special reference to subsoil acidity. In R. J. Wright, V. C. Baligar, & R. P. Murrmann (Éds.), *Plant-Soil Interactions at Low pH: Proceedings of the Second International Symposium on Plant-Soil Interactions at Low pH, 24-29 June 1990, Beckley West Virginia, USA* (p. 73-80). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3438-5_8
- Schaum, D. (1966). *Theory and Problems of COLLEGE PHYSICS*.
- Serna, F., Lagneau, J., & Carpentier, J.-M. (2014). *La diffraction des rayons X : une technique puissante pour résoudre certains problèmes industriels et technologiques*. Chimie Nouvelle.
- Si, B., Dyck, M., & Parkin, G. (2011). Flow and Transport in Layered Soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 91(2), 127-132. <https://doi.org/10.4141/cjss11501>
- Sienz, F., Bordi, I., Fraedrich, K., & Schneidereit, A. (2007). Extreme dry and wet events in Iceland : Observations, simulations and scenarios. *Meteorologische Zeitschrift*, 9-16. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2007/0172>
- Snæbjörnsdóttir, S. Ó., Wiese, F., Fridriksson, T., Ármannsson, H., Einarsson, G., & Gislason, S. (2014). CO₂ storage potential of basaltic rocks in Iceland and the oceanic Ridges. *Energy Procedia*, 63, 4585-4600. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.11.491>
- Soulsby, C., Braun, H., Sprenger, M., Weiler, M., & Tetzlaff, D. (2017). Influence of forest and shrub canopies on precipitation partitioning and isotopic signatures. *Hydrological Processes*, 31(24), 4282-4296. <https://doi.org/10.1002/hyp.11351>
- Topp, G. C., Davis, J. L., & Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content : Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3), 574-582. <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>
- Tsuya, H., & Morimoto, R. (1963). Types of volcanic eruptions in Japan. *Bulletin of Volcanology*, 26(1), 209-222. <https://doi.org/10.1007/BF02597287>
- Tuller, M., & Or, Dani. (2003). *RETENTION OF WATER IN SOIL AND THE SOIL WATER CHARACTERISTIC CURVE*.
- van Genuchten, M. Th. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>

Whalley, W. B. (2009). Chapter 24 Iceland : Glaciers and Volcanoes in the North Atlantic. In *Geomorphological Landscapes of the world* (Piotr Migon). https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-90-481-3055-9_24

WP4C - METER Group. (s. d.). Consulté 6 avril 2024, à l'adresse <https://metergroup.com/products/wp4c/>

WRB, I., Schád, P., van Huyssteen, C., & Micheli, E. (2015). *World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015*.

Yang, X. M., Drury, C. F., Reynolds, W. D., & MacTavish, D. C. (2009). Use of sonication to determine the size distributions of soil particles and organic matter. *Canadian Journal of Soil Science*, 89(4), 413-419. <https://doi.org/10.4141/cjss08063>

10. Annexes

Annexe 1 : Profils de sol le long de la pente du glissement de terrain



Figure 55 Glissement de terrain sélectionné pour l'échantillonnage. L1 se situe en bas du glissement de terrain et correspond au premier endroit où le profil de sol a été effectué. L5 correspond au haut du glissement de terrain où le dernier profil de sol a été effectué.



L1



L2



L3

Figure 56 Profils de sol effectué à la carrière



L4



L4.5
droite



L4.5
gauche



L5

Figure 57 Profils de sol sur le bord de la cicatrice du glissement de terrain

Annexe 2 : Fonction de pédotransfert

Le modèle de Van Genuchten : $\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^{1-1/n}$ [25]

Où

$$\alpha = -1,186 - 4,644 * (\text{limons}) - 3,038 * (\text{argile})^2 + 12,213 * (\text{argile})(\text{limons})$$

$$n = 0,216 - 0,1 * (\text{limons}) - 0,109 * (\text{argile})(\text{limons})$$

$$\theta_r = 0,016 + 0,411 * (\text{argile}) - 0,372 * (\text{limons})^2$$

$$\theta_s = 0,456 + 1,357 * (\text{argile})(\text{limons})$$

Argile et limons représente le pourcentage en fraction argileuse et limoneuse

L'estimation des paramètres se base sur les recherches de (Haghverdi et al., 2020).

Annexe 3 : Diffractogramme de la fraction argileuse

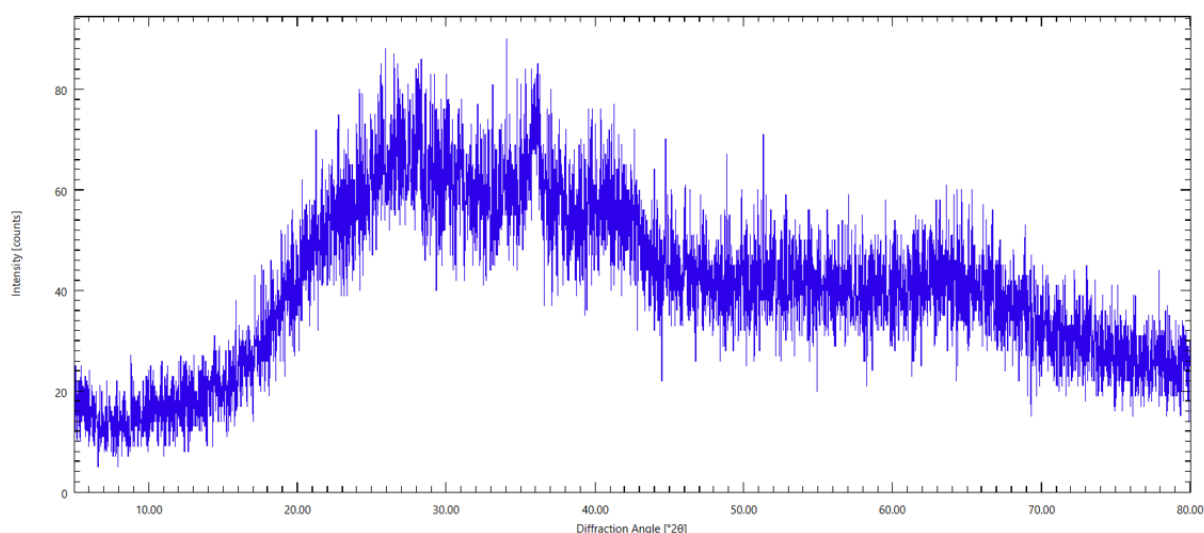


Figure 58 Diffractogramme fraction argileuse horizon A

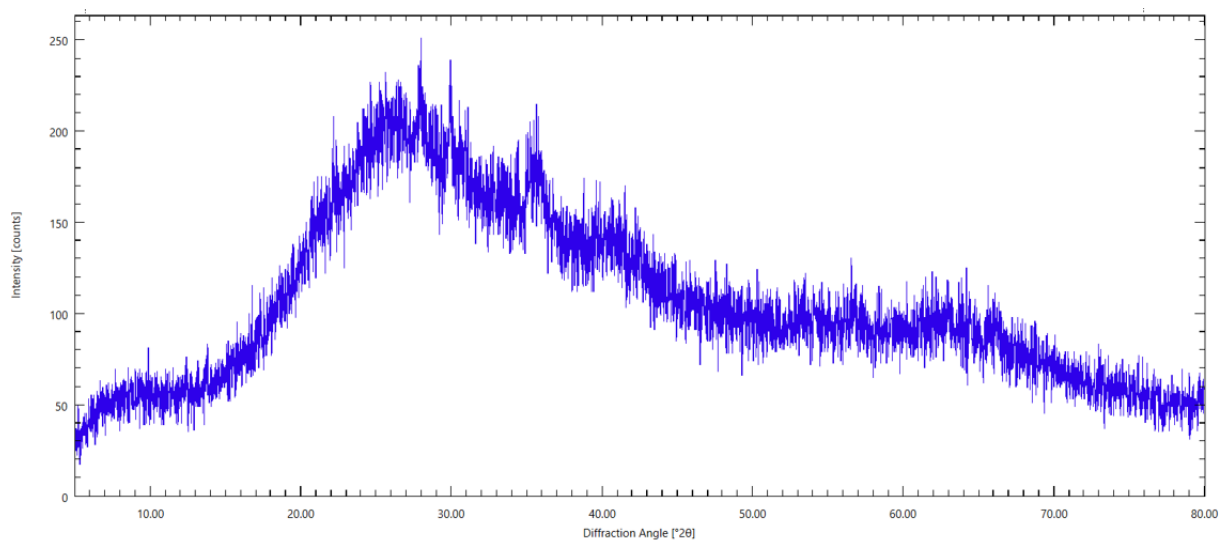


Figure 59 Diffractogramme fraction argileuse horizon B

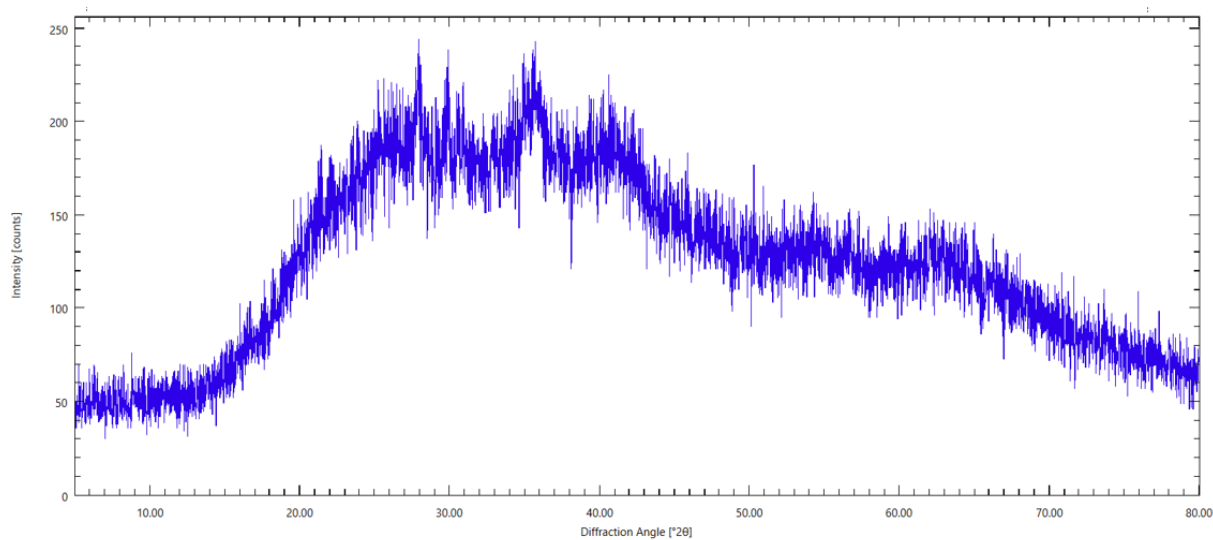


Figure 60 Diffractogramme fraction argileuse horizon C

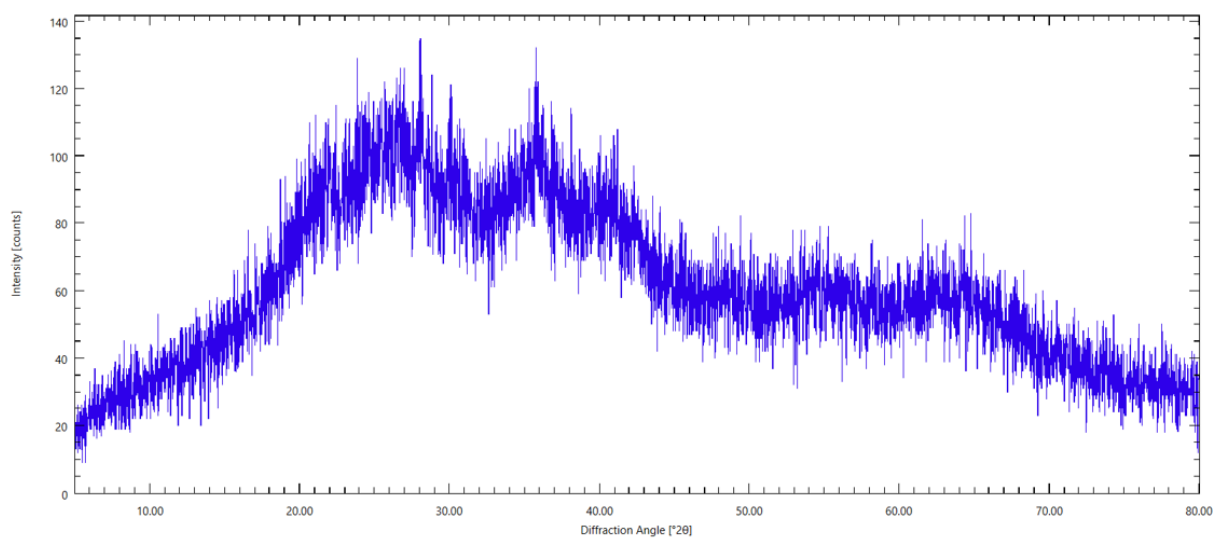


Figure 61 Diffractogramme fraction argileuse horizon 2AB

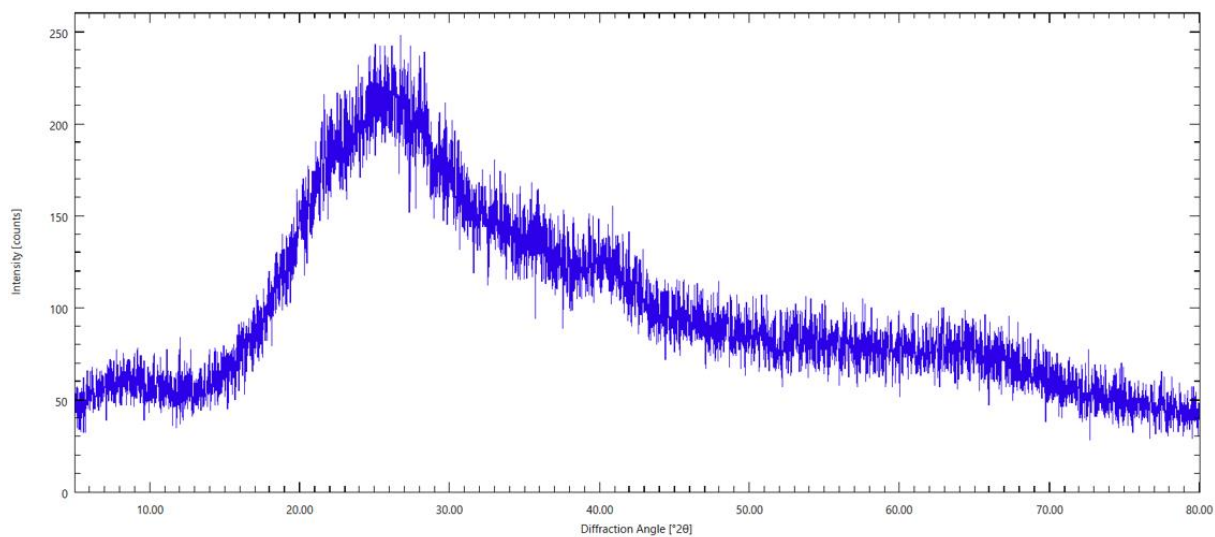


Figure 62 Diffractogramme fraction argileuse horizon 2C

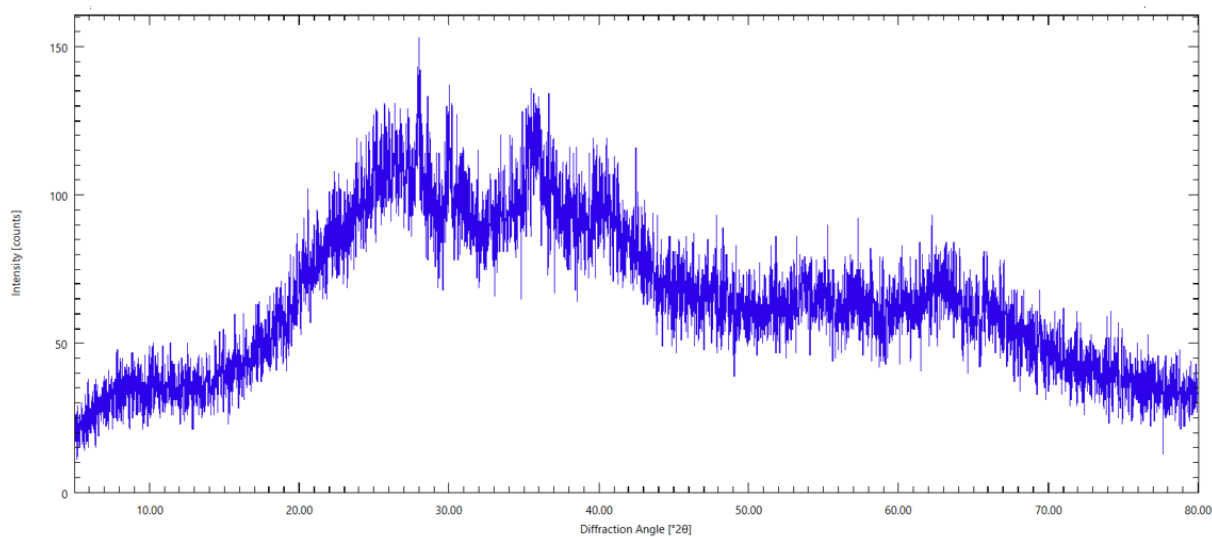


Figure 63 Diffractogramme fraction argileuse horizon 3AB

Annexe 4 : Diffractogramme de la fraction limoneuse

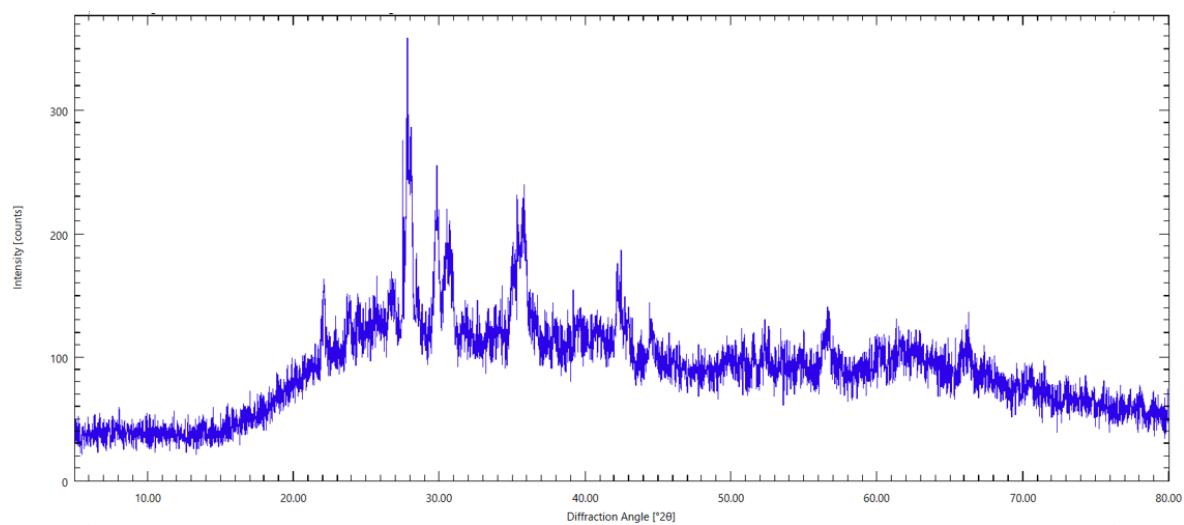


Figure 64 Diffractogramme fraction limoneuse horizon A

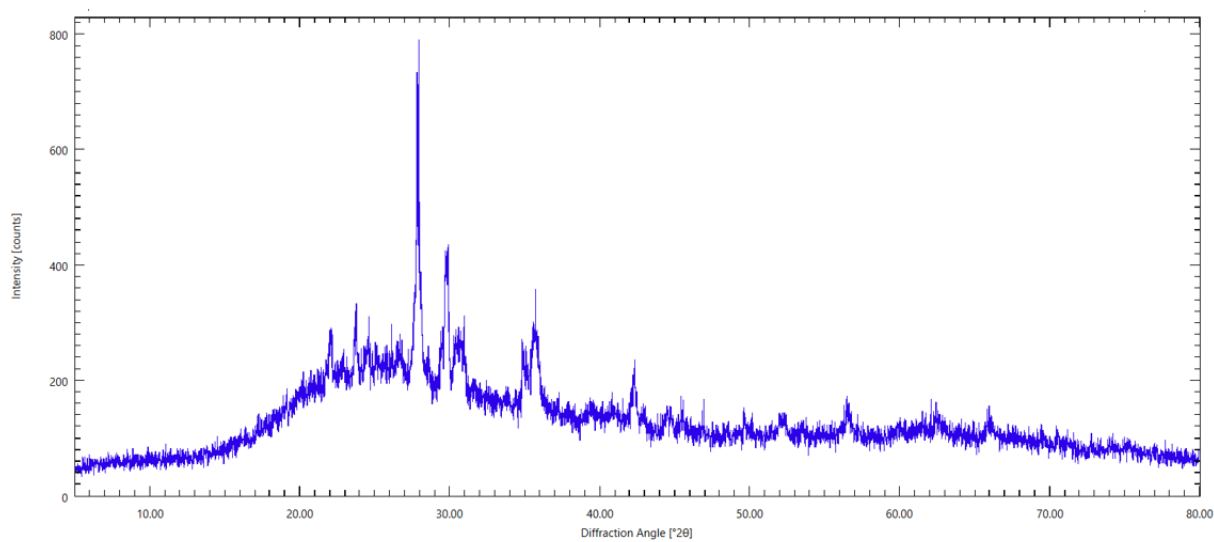


Figure 65 Diffractogramme fraction limoneuse horizon B

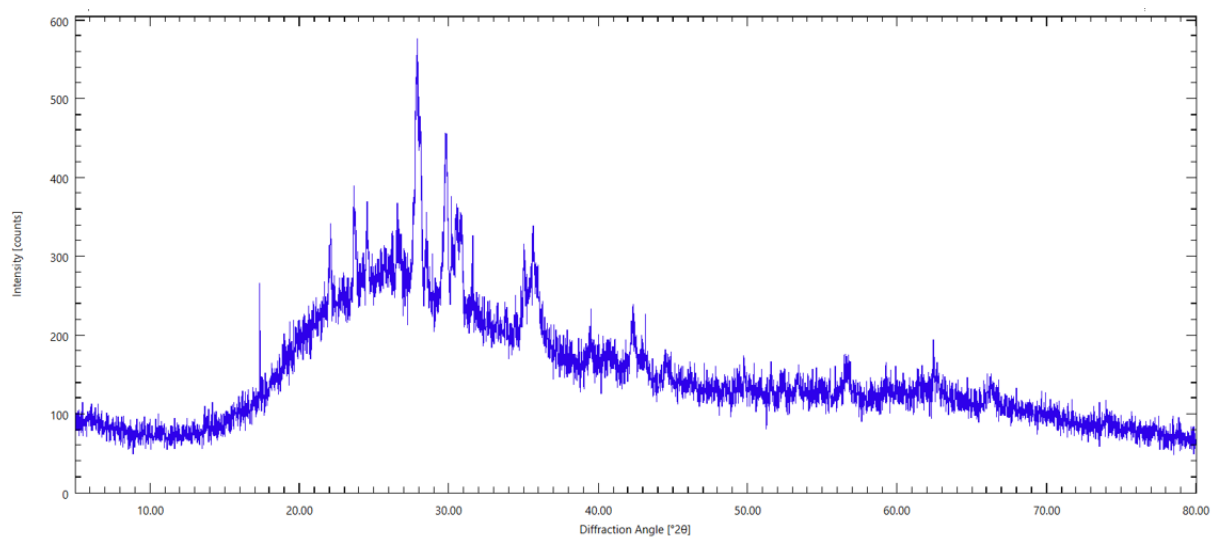


Figure 66 Diffractogramme fraction limoneuse horizon C

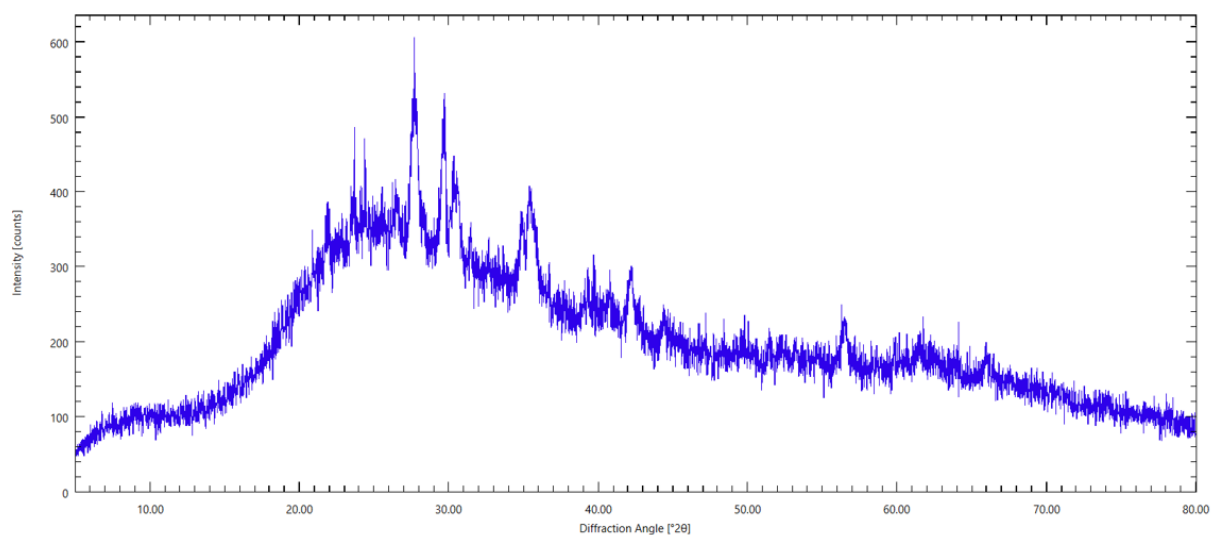


Figure 67 Diffractogramme fraction limoneuse horizon 2AB

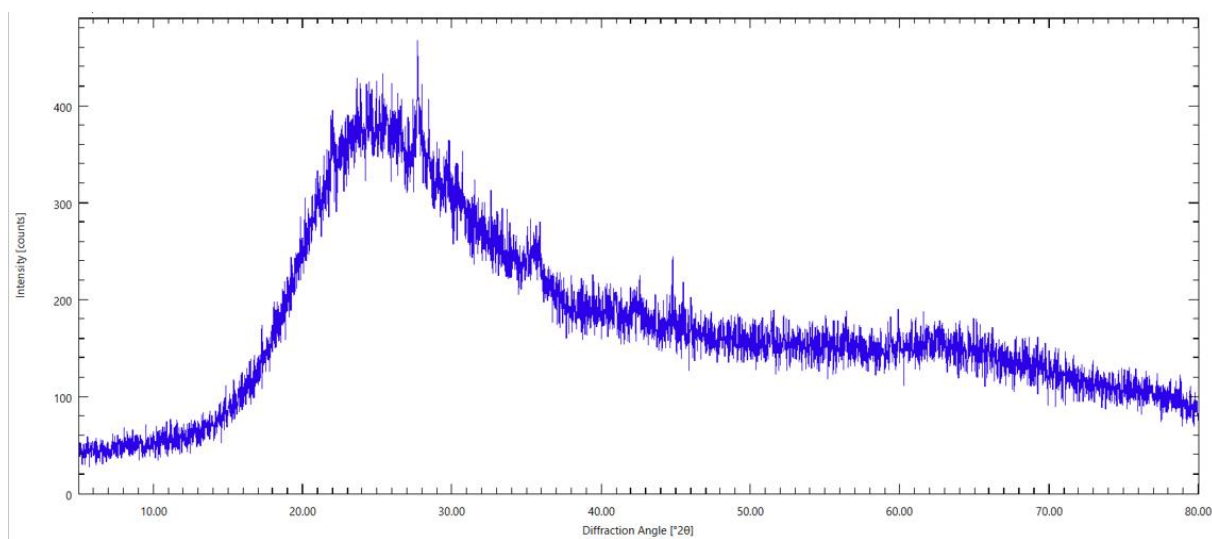


Figure 68 Diffractogramme fraction limoneuse horizon 2C

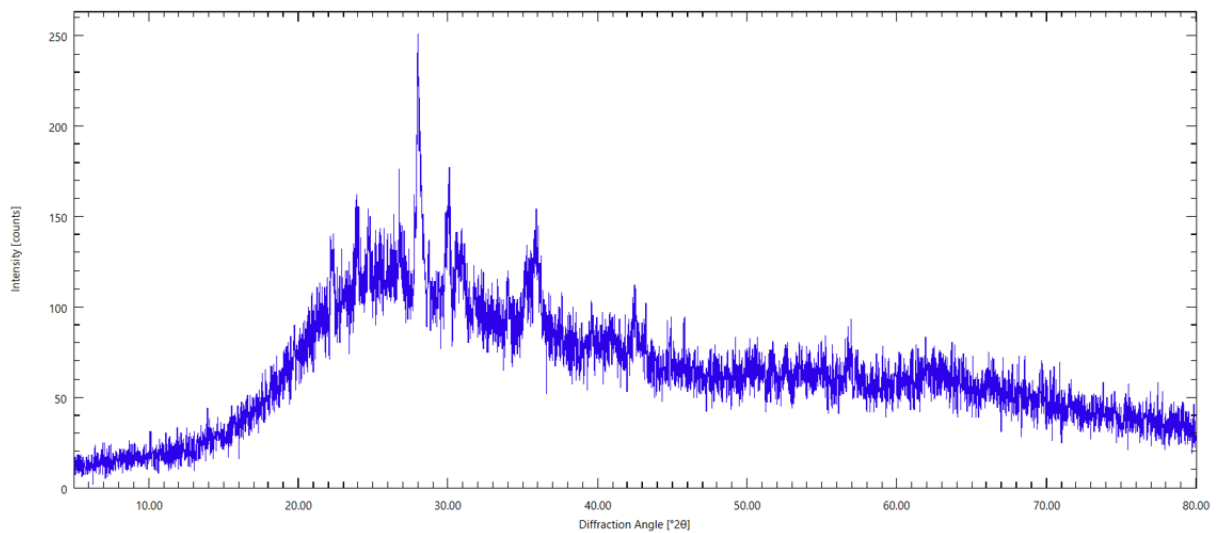


Figure 69 Diffractogramme fraction limoneuse horizon 3AB

Annexe 5 : Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour les horizons 2AB et 3AB

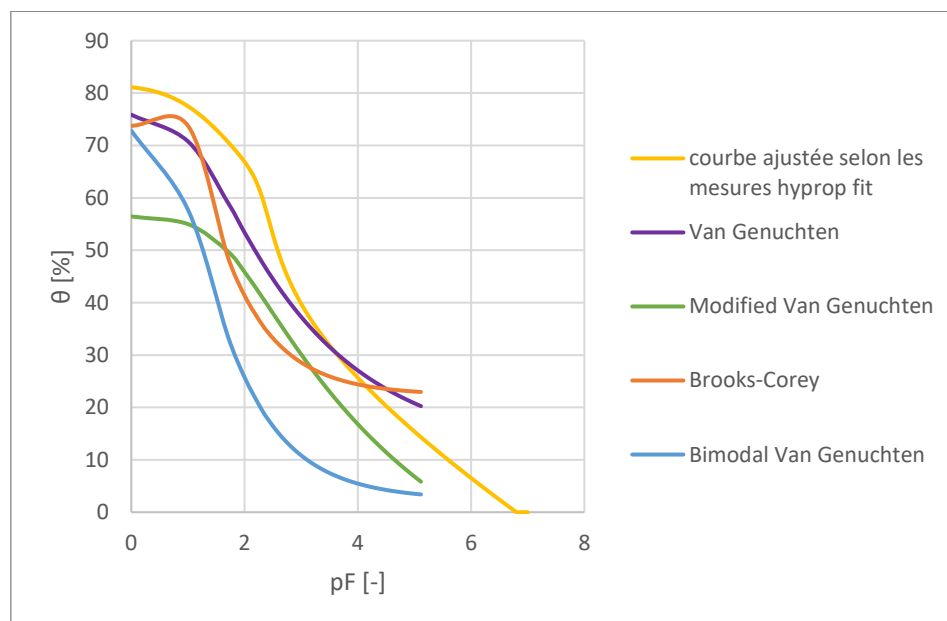


Figure 70 Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour l'horizon 2AB

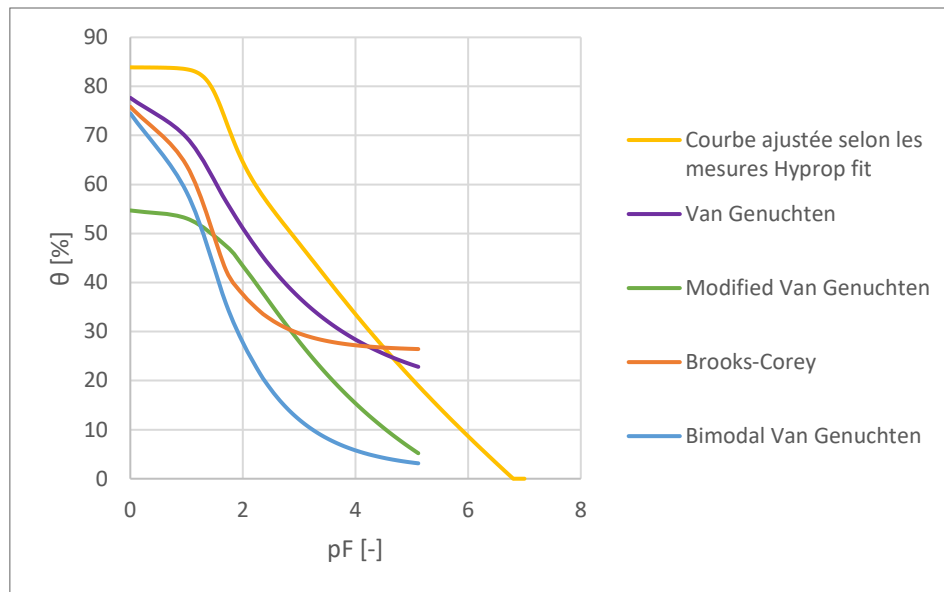


Figure 71 Courbe de rétention obtenues à partir des modèles implémentés dans Hydrus pour l'horizon 3AB

Annexe 6 : Modélisation avec conditions limites inférieures un flux constant de -0,025 cm/jour et -0,005 cm/jour

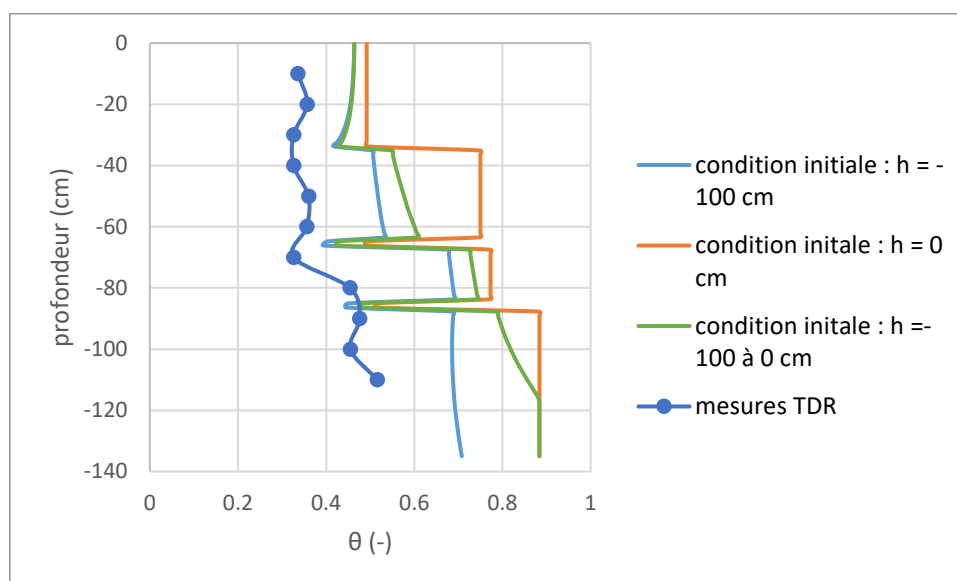


Figure 72 Modélisation de la teneur en eau pour une condition limite inférieure : flux constant = -0,025 cm/jour

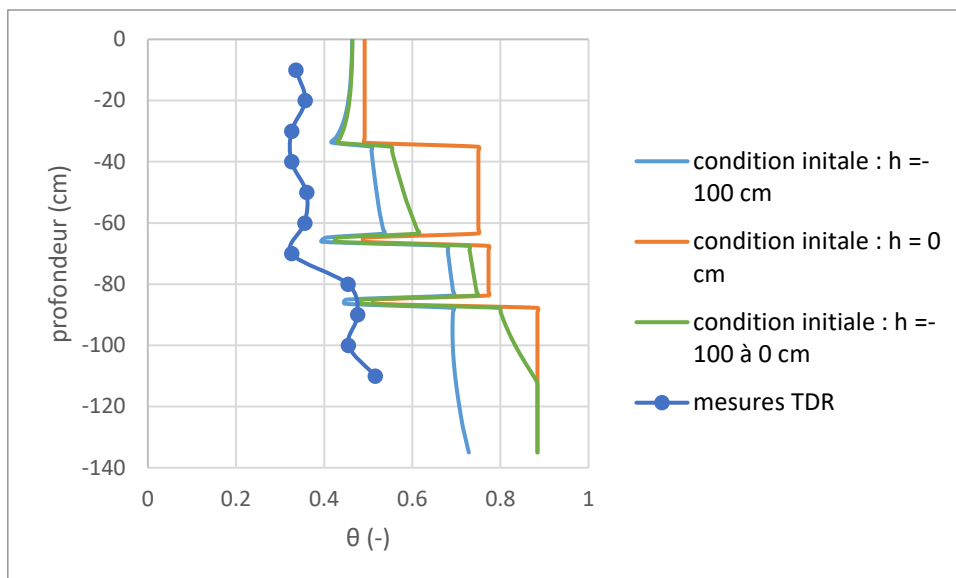


Figure 73 Modélisation de la teneur en eau pour une condition limite inférieure : flux constant = -0,005 cm/jour

Annexe 7 : Modélisation de la surface exposée pendant 10 jours

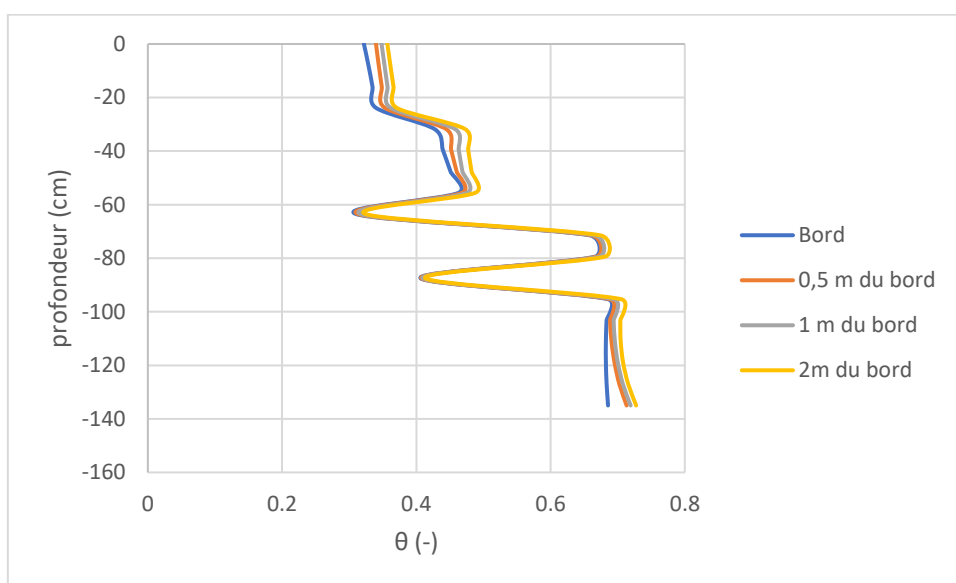


Figure 74 Teneurs en eau le 1 juillet 2023 pour la modélisation du profil de sol avec sa face gauche exposé à l'atmosphère après 10 jours

Hydrogéologie des pentes volcaniques : étude de cas en Islande

Les sols formés à partir de matériaux volcaniques présentent des propriétés particulières dû au développement de minéraux secondaires peu ou pas cristallins qui dominent ces sols. Ceux-ci présentent donc une microporosité importante ainsi qu'une macroporosité importante en raison de l'agrégation de ces minéraux avec la matière organique qui forment des agrégats de la taille des particules de limons ou sables. Ces sols, comme les Andosols, ont donc des propriétés hydrauliques uniques : une grande rétention en eau ainsi qu'une conductivité hydraulique importante. Les sols volcaniques qui se développent le long des pentes sont sensibles aux glissements de terrain, souvent déclenchés par des fortes précipitations causant un changement brusque des apports en eau. Les changements globaux de la distribution spatiale, l'intensité et la fréquence des précipitations affecteront l'Islande qui sera donc plus vulnérable aux glissements de terrain. Ce travail vise à mieux comprendre et à étudier les propriétés hydrauliques et le mouvement de l'eau des sols volcaniques qui sont peu étudiés jusqu'à présent.

Dans le cadre de ce travail, des sols volcaniques d'une pente soumise à des précipitations intenses et qui ont subi un glissement de terrain, ont été échantillonnés. Ce cas d'étude se situe dans le nord de l'Islande. Le sol étudié est un Andosol brun allophanique polygénique. Cela a pu être confirmé via les analyses granulométriques, minéralogiques et la teneur en carbone organique. Les propriétés hydrauliques mesurées soulignent l'importance du phénomène d'agrégation dû à la présence des allophanes et de ferrihydrite.

La modélisation a pu confirmer que l'accumulation d'eau dans les différents horizons du sol est causée par la stratification ainsi que la discontinuité des propriétés hydrauliques au sein du profil. La teneur en eau joue un rôle sur la stabilité des pentes. Lors du glissement de terrain étudié, tous les horizons du sol étaient saturés en eau augmentant la masse de sol et diminuant la résistance au cisaillement. Finalement, le comportement thixotropique influence aussi le déclenchement des glissements de terrain.

Nell Harcq

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des bioingénieurs

Croix du Sud, 2 bte L7.05.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | www.uclouvain.be/agro