UNIVERSITÉ DE LORRAINE | BIBLIOTHÈQUES UNIVERSITAIRES

AVERTISSEMENT
DROIT D'AUTEUR

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document. Toute contrefaçon, plagiat ou reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact bibliothèque : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr
(Cette adresse ne permet pas de contacter les auteurs)

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

UNIVERSITÉ DE LORRAINE
34 COURS LÉOPOLD — CS 25233
54052 NANCY CEDEX
TÉL : 03 54 50 54 00
CONTACT@UNIV-LORRAINE.FR
WWW.UNIV-LORRAINE.FR



UNIVERSITÉ DE LORRAINE

École doctorale Science et Ingénierie des Molécules, des Produits, des Procédés et de l'Énergie (SIMPPÉ)
Laboratoire d'Énergétique et de Mécanique Théorique et Appliquée (LEMTA)

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du grade de
Docteur de l'Université de Lorraine
Spécialité : Énergie et mécanique

Par

Rawan EL YOUSSEF

Comportement thermohydrique des sols fins compactés, application au stockage d'énergie

Soutenance le 30 Janvier 2026 devant la commission d'examen :

M. Bernardo Caicedo	Professeur, Université de los Andes, Colombie	Rapporteur
M. Said Taibi	Professeur, Université de Havre Normandie	Rapporteur
M. Hossein Nowamooz	Professeur, INSA de Rennes	Président
Mme Sahar Hemmati	Chargée de Recherche, Université Gustave Eiffel	Examinatrice
M. Sébastien Leclerc	Ingénieur de Recherche, Université de Lorraine	Invité
Mme Sandrine Rosin-Paumier	Professeure, Université de Lorraine	Directrice de thèse
M. Adel ABDALLAH	Maitre de conférences, Université de Lorraine	Co-Directeur de thèse

We build on what has been done
and leave a path for those who follow

À ma famille,
Pour vos sacrifices silencieux et votre amour inconditionnel.
Papa, Maman, Abbas, Alaa, Amin-Hussein et Carla, si j'ai pu aller au bout de ce chemin, c'est parce que vous avez toujours cru en moi, plus que moi-même.
Cette réussite est la vôtre autant que la mienne.

Je vous dois la personne que je suis devenue,
Rawan

To my family,
My first home, my constant strength, the quiet foundation beneath every step I have taken, the ones whose prayers I saw answered in every success.
Distance has made me understand how deeply rooted I am in you.

This achievement reflects the values you planted in me long before I knew where life would lead.

À la mémoire de mon frère de cœur, Mohamad.
À celui que je connais depuis mes premiers instants, depuis mon premier souffle.
À celui qui est parti trop tôt, que j'ai perdu au cœur de ma troisième année de thèse.
À son âme pleine d'honneur et de dignité.

Hammoudi, ton souvenir m'accompagne bien au-delà des mots.

« Our dead are never dead to us, until we have forgotten them. »

— George Eliot

Remerciements

Au terme de ce parcours, je mesure combien cette thèse est le fruit d'un engagement collectif, porté par la confiance, le soutien et la bienveillance de ceux qui m'entourent. Ces mots, bien qu'ils ne puissent exprimer pleinement tout ce que j'ai reçu, sont l'occasion d'adresser ma sincère reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à ce chemin. « Soyons reconnaissants aux personnes qui nous donnent du bonheur ; elles sont les charmants jardiniers par qui nos âmes sont fleuries » Marcel Proust.

Tout d'abord, je remercie les membres du jury pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant d'évaluer ce travail. Je leur suis reconnaissante pour l'attention portée à ce manuscrit, pour la qualité de leurs analyses et pour la richesse des échanges lors de la soutenance, qui ont contribué à approfondir et à valoriser cette thèse.

Pour mes encadrants, Sandrine Rosin-Paumier et Adel Abdallah.

Sandrine, je te remercie pour ta présence constante tout au long de ces années. Tu m'as accordé une réelle autonomie dans la conduite de mes travaux, tout en restant toujours disponible, au laboratoire comme en visioconférence, pour répondre à mes questions, et m'accompagner aux moments clés de cette thèse. Ton suivi attentif et ton engagement ont été essentiels à l'avancement et à la qualité de ce travail. Je garde précieusement en mémoire les gestes symboliques, comme ce crayon représentant une personne gravissant des escaliers, ainsi que le livre « *Un monde à découvrir »*, qui résument l'esprit de notre travail : avancer pas à pas, vers toujours plus de connaissance.

Adel, j'ai longuement réfléchi avant d'écrire ces mots, ne sachant pas par où commencer. Merci pour ton soutien, non seulement dans mon travail et dans mon parcours scientifique durant ces trois années, mais aussi pour le soutien que tu m'as apporté en tant que personne. Bien que je ne sois pas naturellement quelqu'un de très confiant, tu m'as offert un espace où j'ai appris à m'exprimer lorsque tout devenait lourd autour de moi. Tu n'as pas été seulement un codirecteur de thèse, mais un véritable guide, à la fois exigeant et bienveillant, comme un père. Merci de m'avoir laissée évoluer à mon rythme, de m'avoir appris à me dépasser et d'avoir toujours été

présent pour m'écouter et me soutenir. Tu as été pour moi une prière exaucée de mes parents, inquiets de me savoir loin d'eux. Je l'ai ressenti dès notre premier entretien, alors que j'étais encore au Liban. Merci d'être Toi !

Le travail relatif à la partie IRM de cette thèse a été réalisé en collaboration avec l'équipe IRM du LEMTA de l'Université de Lorraine. Je tiens à remercier Jean-Christophe Perrin pour sa disponibilité, ses conseils et les idées précieuses qu'il a apportées tout au long de cette collaboration. Je remercie tout particulièrement Sébastien Leclerc pour son accompagnement constant lors de ce travail. Sa présence et son implication dans le suivi expérimental ont largement contribué à la rigueur et à la qualité des résultats obtenus. Je remercie également Christophe Morlot pour sa participation aux essais IRM et sa contribution à la réalisation de cette partie du travail.

Je souhaite adresser mes remerciements à Mme Farimah Masrouri et à M. Olivier Cuisinier pour m'avoir accueillie au sein de leur laboratoire et de leur équipe. Madame, je vous remercie tout particulièrement pour la confiance que vous m'avez toujours témoignée, et pour l'esprit que vous avez perçu en moi. Vos paroles ont été pour moi une source d'encouragement précieuse et ont profondément marqué ce parcours. Je n'oublierai jamais celles que vous m'avez adressées lors de ma soutenance. Ces mots continueront toujours de m'accompagner.
Olivier, merci pour ton accueil et pour l'attention que tu as portée à l'évolution de ce travail. Merci également pour les moments partagés en dehors du cadre scientifique, pour les échanges et les discussions qui ont rendu ces années enrichissantes.

Je remercie les membres de mon comité de suivi M. Hossein Nowamooz et M. Bernardo Caicedo, pour leur accompagnement tout au long de ces années de doctorat. Leurs conseils, leurs remarques constructives et leurs échanges réguliers ont contribué à orienter et à enrichir ce travail.

À M. Fujiao Tang et M. Hossein Nowamooz, un grand merci pour les échanges et les réunions de travail consacrés à la partie modélisation. Les discussions menées ensemble ont permis d'ouvrir des pistes et des perspectives de développement pour cette partie.

Aux techniciens de l'équipe Mécanique des Sols du LEMTA, Jacques Tisot et Jordane Rudolf. Les efforts que vous fournissez au quotidien ne sont pas toujours visibles, mais ils constituent la base solide sur laquelle reposent nos expérimentations. Votre disponibilité, votre efficacité et votre aide précieuse à chaque étape pratique ont grandement contribué au bon déroulement de cette thèse. Merci pour votre patience et pour toutes les situations où vous avez su trouver des solutions, même lorsque tout semblait bloqué.

À Marise, Armelle et Liliane, merci pour les moments partagés au cours de ces trois années.

À mes collègues du laboratoire, avec qui j'ai partagé bien plus que des heures de travail : les journées longues, les moments de doute et les périodes plus intenses. Merci pour votre présence au quotidien, pour les discussions et pour ces instants simples — un café, un mot, un sourire — mais aussi pour ces attentions discrètes — un geste réconfortant, un ballon, un dessin sur le tableau, un petit message, une pomme ou un chocolat — qui ont souvent suffi à alléger les jours plus difficiles. Nicolas (un frère de cœur que la France m'a donné), Marissabelle, Khaled, Anaïs, Nour, Zeina, Nathan, Hasnain, Kunpeng, Tinting, Visal, Umut, Bahaa, Louisa, Tala, Giulia, Filomena, Salma, Alice, Asli, Hanieh, Issam et bien d'autres ! Votre soutien, parfois silencieux, a compté plus que vous ne l'imaginez.

À mes amis, ma famille choisie, qui m'a tenue debout, cru en moi, soutenu mes silences avec une fidélité et une force qui ne se sont jamais démenties. Mohamad, merci d'avoir toujours vu le meilleur en moi, d'être mon meilleur ami, celui vers qui je peux toujours me tourner quand j'ai besoin de parler. Merci d'être simplement toi. Marissabelle, Taghrid, Hadia et Nour, mes parents ne m'ont pas donné de sœur, mais la vie m'en a offert quatre.

داري يَوْمَ غِبْتُ عَنْ داري، أَهْلي يَوْمَ نَفَتْني غُرْبَتي إلى بِلادِ النَّوَى عَنْ عِزْوَتي، دَعَواتُ أَهْلي لي في غُرْبَتي.

À Mariam Joundi, Hussein Abdallah, Nour El Fares, Zeinab (Zee), Ahmed Guefrech, Ali El Hajj, Sara Nahlé, Neamat, Alaa Bzal, Sara Abdelrahim, Dana Ayoub, Hanan Jafar, Hasan Flity, Mariam Abdo, Abdallah Wazneh, Ayman, Ziad, merci d'être les personnes adorables que vous êtes.

À mon oncle Karim et à ma grand-mère Warradeh, dont la présence, l'amour discret et les prières ont toujours accompagné mes pas. شكراً

À ma famille, ce que je suis devenue aujourd'hui, c'est grâce à vous. Vous avez toujours su me rappeler, dans les moments de doute comme dans les moments de réussite, qui je suis — scientifiquement et personnellement. Vous m'avez appris à prendre conscience de l'étendue de mes capacités et de la grandeur de mes ambitions. Vous n'avez jamais douté de moi. Jamais. Papa, Habibi, toi qui me rappelles toujours que je suis ton soutien et ta seule fille, وحيدتك وصغيرتك. Tes mots portent une responsabilité douce et un amour immense que je garderai toute ma vie. Je veux que tu saches qu'une fille qui a un père comme toi derrière peut atteindre le ciel. Maman, la femme qui a sacrifié son temps et ses rêves pour nous offrir le meilleur avenir. Mes deux frères Abbas et Alaa, je ne pourrai jamais trouver des mots pour exprimer ce que vous représentez pour moi. Merci pour votre amour inconditionnel. Amuna, mon neveu, toute ma vie. Carla, ma nièce, tu es dans mon cœur pour toujours, même si tu es loin. C'est grâce à vous tous que j'ai appris à me tenir droite, à avancer avec conviction et à devenir la personne que je suis aujourd'hui. Je remercie Dieu de m'avoir offert la plus belle chose au monde : être votre fille. Ma famille, que je n'ai pas choisie, mais dont je suis, avec honnêteté et fierté, infiniment chanceuse.

«هيدي بنتي هيدي رورو» بتعني لروان كتير. بحبكن كتير

Contributions scientifiques

Articles de journaux

El Youssef, R.; Rosin-Paumier, S.; Abdallah. A. Determination of the Unsaturated Hydraulic Parameters of Compacted Soil Under Varying Temperature Conditions. *Geotechnics 2025*, 5, 38. https://doi.org/10.3390/geotechnics5020038

Articles de conférences

Sandrine Rosin-Paumier, **Rawan El Youssef**, Adel Abdallah, Jean-Christophe Perrin, Sebastien Leclerc. Characterizing water transfer in compacted soils in the context of energy storage, con tribution of magnetic resonance imaging (MRI). Symposium on Energy Geotechnics Accelerating the energy transition- SEG2023, Oct 2023, Delft, Netherlands. 10.59490/seg23.2023.560. hal-04311361.

El Youssef, R.; Rosin-Paumier, S.; Abdallah, A. Détermination des paramètres hydrodynamiques non saturés d'un sol fin compacté sous des conditions non isothermes. RUGC 2025, 3-6 Juin 2025, Aix-Marseille.

El Youssef, R.; Rosin-Paumier, S.; Abdallah, A. Redistribution de l'humidité et fissuration des sols sous sollicitations thermiques : étude expérimentale des cycles séchage-humidification. RUGC 2026, 18-21 Mai 2026, Toulouse. (Article soumis)

El Youssef, R.; Abdallah, A. ; Rosin-Paumier, S. Etude couplée des transferts thermo-hydriques d'un sol fin compacté soumis à des cycles thermiques. JNGG 2026, 7-10 Avril 2026, Grenoble. (Article soumis)

El Youssef, R.; Rosin-Paumier, S.; Abdallah, A. Impact of temperature on desiccation cracking of a compacted soil. PMGEC 2026, 25-28 Mars 2026, Liban. (Article soumis)

Table de matières

Liste des Figures XVII
Liste des Tableaux XXIV
Liste des Symboles XXV
Résumé 1
Abstract 3
Introduction Générale 5
Chapitre I. Synthèse bibliographique : Stockage de chaleur dans les remblais de sol 11
Partie 1 : Revue des études sur le stockage thermique souterrain 11
1.1. Principes généraux 11
1.2. Méthodes de stockage thermique dans les sols 14
1.2.1. Stockage de chaleur dans les aquifères (ATES – Aquifer Thermal Energy Storage) 14
1.2.2. Stockage par échangeurs verticaux (BTES – Borehole Thermal Energy Storage) 15
1.2.3. Stockage d'énergie thermique dans les sols compactés 16
1.3. Conclusions 24
Partie 2 : Propriétés thermo-hydriques des sols non saturés 26
1.4. Comportement hydrique des sols non saturés 26
1.4.1. L'eau en phase liquide et la notion de succion 26
1.4.2. Courbe de rétention et modèles empiriques 29
1.4.3. Transfert d'eau dans les sols non saturés 31
1.5. Comportement thermique des sols non saturés 33
1.5.1. Propriétés thermiques des sols 33
1.5.2. Modes de transfert de chaleur dans le sol 39
1.6. Transfert thermo-hydrique couplé 41
1.7. Effet de la température sur les propriétés thermiques du sol 42
1.8. Effet d'une modification de la température sur les propriétés hydriques du sol 46
1.8.1. Effet de la température sur la conductivité hydraulique 46
1.8.2. Effet de la température sur la capacité de rétention 49
1.9. Effet de l'application d'un gradient de température 50
1.10. Conclusion 54
Chapitre II. Essais de séchage en colonne et mesure des papiers filtre 57
2.1. Préparation et caractérisation géotechnique préalable à l'étude 59
2.1.1. Préparation du sol 59
2.1.2. Courbe granulométrique 60

2.1.3. Composition minéralogique 61
2.1.4. Masse volumique des particules solides 63
2.1.5. Limites d'Atterberg 63
2.1.6. Etat de compactage 64
2.2. Préparation des éprouvettes et suivi des essais 65
2.2.1. Préparation et assemblage de la colonne 1 de l'essai de séchage isotherme de référence 66
2.2.2. Préparation et assemblage des colonnes du nouveau dispositif 67
2.3. Programme expérimental 69
2.3.1. Description des essais 69
2.3.2. Détermination de la succion matricielle du sol 70
2.4. Résultats des profils de teneur en eau et de succion matricielle 71
2.4.1. Essais de séchage isothermes 72
2.4.2. Essais de séchages non isothermes 73
2.4.3. Synthèse : Analyse comparative des cinétiques de séchage aux différentes profondeurs sous différents gradients thermiques 77
2.5. Courbe de rétention de l'humidité 79
2.5.1. Essais de séchage isothermes 79
2.5.2. Essais de séchage non isothermes 81
2.6. Conductivité hydraulique non saturée 85
2.7. Conclusion 89
2.8. Points expérimentaux critiques et précautions méthodologiques 91
Chapitre III. Utilisation de l'IRM pour l'étude des transferts hydriques dans les sols . 95
3.1. Principes Physiques de l'imagerie par résonance magnétique 95
3.2. Applications de l'IRM aux sols non saturés 99
3.3. Dispositif et protocoles expérimentaux 104
3.3.1. Principe de la méthode SPI et description du système de l'IRM et du générateur d'air humide 104
3.3.2. Réglages et calibration 107
3.4. Matériaux et préparation expérimentale 107
3.4.1. Caractéristiques du sol et moules utilisés 107
3.4.2. Préparation des échantillons 109
3.5. Acquisition de la courbe de calibration 110
3.6. Suivi de séchage 112
3.6.1. Méthodologie 112
3.6.2. Obtention du signal brut 114
3.6.3. Correction de la réceptivité de la sonde 115
3.6.4. Analyse de l'ensemble des signaux 119

3.6.5. Effet des interférences liées à l'hétérogénéité minéralogique du sol 121
3.6.6. Reproductibilité de la méthode $\mathbf{T2} * .M_0$ 122
3.6.7. Analyse réduite au temps d'encodage le plus court (75 µs) 124
3.7. Conclusion 128
Chapitre IV. Analyse expérimentale du comportement thermohydrique du sol sous gradients et cycles thermiques 131
4.1. Introduction 131
4.2. Description des essais cycliques chauffage/refroidissement 132
4.2.1. Essai cyclique EC1 133
4.2.2. Essai cyclique EC2 133
4.3. Evolution des teneurs en eau et succions au cours des cycles 134
4.3.1. Essai cyclique EC1 134
4.3.2. Essai cyclique EC2 136
4.4. Evolution des propriétés hydriques sous cycles thermiques 140
4.4.1. Evolution de la courbe de rétention au cours du cycle EC1 140
4.4.2. Evolution de la courbe de rétention au cours du cycle EC2 141
4.4.3. Evolution de la courbe de la conductivité hydraulique non saturée au cours du cycle EC1 143
4.4.4. Evolution de la courbe de la conductivité hydraulique non saturée au cours du cycle EC2 144
4.5. Dynamique des flux hydriques 145
4.5.1. Essais monotones 145
4.5.2. Essai cyclique EC1 148
4.5.3. Essai cyclique EC2 149
4.6. Évolution de la pression de vapeur 151
4.6.1. Principe de calcul 151
4.6.2. Essais monotones 152
4.6.3. Essais cycliques 155
4.7. Conclusion 156
Chapitre V. Analyse numérique des transferts thermo-hydriques en vue du stockage de chaleur dans les remblais de sol 161
5.1. Introduction 161
5.2. Synthèse des travaux antérieurs sur la modélisation thermo-hydrique des sols non saturés 162
5.3. Présentation générale du logiciel HYDRUS-1D 166
5.3.1. Prétraitement- Géométrie et discrétisation 167
5.3.2. Définition du modèle hydrique du sol 168
5.3.3. Dépendance en température des fonctions hydrauliques du sol 168
5.3.4. Ecoulement liquide-vapeur 169

5.3.5. Conditions aux limites et conditions initiales 171
5.3.6. Paramètres de transfert de chaleur 172
5.3.7. Conditions thermiques aux limites 173
5.3.8. Conditions aux limites temporelles 173
5.3.9. Post traitement 174
5.4. Stratégies de simulation 174
5.4.1 Simulation directe 174
5.4.2. Simulation inverse 175
5.5. Résumé des paramètres et modèles 175
5.5.1. Ecoulement de l'eau en milieu non saturé (van Genuchten, 1980) 176
5.5.2. Influence de la température sur l'écoulement (Šimůnek et al., 2009) 177
5.5.3. Ecoulement liquide/vapeur (Saito et al., 2006) 177
5.5.4 Transfert de chaleur et capacité thermique (Campbell, 1985 ; de Vries, 1963) .. 179
5.6. Résultats 180
5.6.1. Simulation thermo-hydrique directe en conditions isothermes 180
5.6.2. Simulation thermo hydrique inverse en conditions isothermes 183
5.6.3. Simulation thermo hydrique en conditions non isothermes 187
5.7. Limites et contraintes de la modélisation sous HYDRUS-1D 188
5.8. Conclusion 190
Conclusion générale 193
Perspectives 198
Références Bibliographiques 201
Annexe 1 : Correction des signaux par le reco map slope 215
Annexe 2 : Ajustement de M0 et T2* pour chaque pixel 216
Annexe 3 : Suivi des images des essais de fissuration 218

Liste des Figures

Figure I-1. Décalage saisonnier entre irradiation solaire et demande de chaleur (Hadorn, 2005). 12
Figure I-2. Illustration de stockage thermique en aquifère. 14
Figure I-3. Schéma du stockage thermique par sondes géothermiques, combinant énergie solaire et système de pompe à chaleur (Gao et al. 2015). 15
Figure I-4: Applications de stockage thermique souterrain dans de nombreux pays depuis plusieurs décennies 16
Figure I-5. Dispositif expérimental en laboratoire pour l'étude du transfert couplé de chaleur et d'humidité dans un sol (Reuss et al. 1997)..... 17
Figure I-6. Boucle d'échange thermique horizontale linéaire installée dans un remblai (Beier and Holloway, 2015) 18
Figure I-7. Exemple de résultats de la simulation avec l'anneau d'argile utilisé comme technique d'isolation : a) vue en plan X–Y ; b) coupe X–Z (Giordono et al. 2016). 20
Figure I-8: Géométrie de l'ouvrage, conditions initiales et conditions aux limites (Boukelia, 2016). 21
Figure I-9. champ de température dans le remblai à la fin de chaque saison pour le dernier cycle modélisé (10ème année) (Boukelia,2016)..... 21
Figure I-10. Énergie totale extraite en fonction du temps : a) premier scénario à température ambiante et b) deuxième scénario à température 50 °C, comparés au système HGHE initial (Tang et al. 2021)..... 23
Figure I-11. Les différentes phases de l'eau dans un sol (Mehenni, 2015) 27
Figure I-12. Remontée capillaire dans un tube (Delage and Cui, 2000) 29
Figure I-13. Courbe de rétention d'eau d'un sable argileux (Delage et Cui 2000))..... 30
Figure I-14. Evolution de la conductivité thermique en fonction de la masse volumique et la teneur en eau pour : a) sable, b) limon sableux, c) limon argileux, d) limon (Abu-Hamdeh et al., 2001)..... 35
Figure I-15. Conductivité thermique (λ) mesurée (symboles) et estimée en développant un modèle simple reposant sur la texture, la densité sèche et la teneur en eau (courbes) en fonction de la teneur en eau pour un sol limoneux (Lu et al., 2014)..... 35
Figure I-16. Evolution de : a) la conductivité thermique, b) la capacité thermique volumique c) la diffusivité thermique, en fonction de la teneur en eau et de la masse volumique sèche des éprouvettes (énergie de compactage Proctor normal) (Boukelia,2016) 36
Figure I-17. Capacité calorifique volumique en fonction de la teneur en eau pour un sol argileux à différentes densités sèches (Abu-Hamdeh, 2003)..... 38

Figure I-18. Variation de la conductivité thermique en fonction de degré de saturation de la température : a) sable dense avec ρd=1,77 Mg/m^3, b) sable lâche avec ρd= 1,57 Mg/ m^3 (Smits et al., 2013). 43
Figure I-19. Evolution de la conductivité thermique (a) et de la diffusivité thermique (b) du matériau illitique en fonction de la densité, de la teneur en eau et de la température (Eslami, 2014). 44
Figure I-20. Evolution de la conductivité thermique(k ici) des sols éoliens avec la variation de la teneur en eau et de la température (Mengistu et al., 2017). 45
Figure I-21. Effet du chauffage et du cycle thermique sur la conductivité thermique du limon de Plaisir (Boukelia, 2016) 45
Figure I-22. Variation de la perméabilité d'une bentonite (FEBEX) sous chauffage (Villar and Lloret, 2004). 47
Figure I-23. Perméabilité en fonction de l'indice des vides et de la température (Romero et al., 2001) 48
Figure I-24. Conductivité hydraulique non saturée du sol (a) en fonction de la teneur en eau des différentes couches à 25 °C ; (b) en fonction de la teneur en eau de la couche du sol rouge à 25 et 40 °C ; (c) en fonction de la teneur en eau de la couche du sol sableux à 25 et 40 °C ; (d) en fonction de la teneur en eau de la couche du détritus à 25 et 40 °C (Yang et al., 2024). 49
Figure I-25: Variations de la succion matricielle avec la température pour différentes teneurs en eau (loess). 50
Figure I-26: Comparaison des saturations en eau avec et sans chauffage (Liu et al., 2016). 52
Figure I-27: Proportion du flux de vapeur accru dans la perte totale en eau au cours du temps sous chauffage (Liu et al., 2016). 52
Figure I-28. Teneur en eau relative à 3 cm pour différentes teneurs en eau initiales (Gao et al., 2020). 54
Figure II-1: Préparation du LP par Boukelia (2016) : a) séchage naturel du matériau ; b) sol tamisé à 15 mm ; c) broyeur à marteau ; d) matériau broyé de granulométrie inférieure à 8 mm. 60
Figure II-2: courbe granulométrique du limon de plaisir (Boukelia, 2016) 60
Figure II-3: Diffractogramme mode poudre de limon de Plaisir (Ca : Calcite ; Do : Dolomite ; F : Feldspath potassique ; I : Illite ; Q : Quartz ; Sm : Smectite). 61
Figure II-4: Diffractogrammes des minéraux argileux de limon de Plaisir sur préparations orientées, séchée à l'air (AD), glycolée (EG) puis chauffée à 350°C et 500°C. (Ar : Minéraux argileux; C : chlorite; Ca : Calcite ; Do : Dolomite ; F : feldspath potassique; Go : Goethite ; He

: Hématite ; I : Illite; IS : Interstratifié type illitesmectite ; P : Plagioclase; Q : Quartz; S : Smectite)..... 62
Figure II-5: Détermination de la masse volumique des particules solides du LP à l'aide d'un pycnomètre..... 63
Figure II-6: Courbe de compactage du LP (Boukelia, 2016)..... 64
Figure II-7: a) Disposition des 10 échantillons de sol et des 9 papiers filtres calibrés dans la colonne ; b) Dispositif expérimental de la colonne 1 utilisé dans l'essai isotherme (E1)..... 67
Figure II-8: a) Conception des nouveaux moules en plastique utilisés pour les essais : isotherme (E2) et non isothermes (E3-E4 et E5) ; b) Vue tridimensionnelle ; c) Dispositif expérimental avec rainures d'insertion des capteurs thermiques..... 68
Figure II-9: Dispositif expérimental complet utilisé pour les essais thermohydriques..... 69
Figure II-10: Essai isotherme E1 avec 10 moules en acier inoxydable : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions..... 72
Figure II-11: Essai isotherme E2 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions..... 73
Figure II-12: Essai non isotherme E3 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de températures à chaque profondeur..... 74
Figure II-13: Essai non isotherme E4 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de températures à chaque profondeur..... 75
Figure II-14: Essai non isotherme E5 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de températures à chaque profondeur..... 76
Figure II-15: Évolution temporelle de la teneur en eau volumique pour différentes profondeurs et conditions thermiques : a) essai isotherme E2 à 20°C, et essais non isothermes avec base à : b) 40°C (E3) ; c) 30°C (E4) ; d) 5°C (E5)..... 78
Figure II-16: Courbe de rétention d'eau (SWRC) du LP obtenue à partir des essais E1 et E2 en conditions isothermes, ajustée selon le modèle de van Genuchten..... 80
Figure II-17: Comparaison entre SWRC obtenue à partir des essais isotherme E2 et non isothermes E3 et E4..... 81
Figure II-18: Comparaison entre SWRC obtenue à partir des essais isotherme (E2) et : a) non isotherme (E3) ; b)non isotherme (E4). Le modèle de van Genuchten est ajusté sur les données de l'essai E2. Les points de données des essais E3 et E4 sont regroupés en fonction de la distance à l'interface sol-atmosphère..... 82
Figure II-19: Comparaison entre SWRC obtenue à partir des essais isotherme E2 et non isothermes E5 à 5 °C..... 84
Figure II-20: Conductivité hydraulique non saturée du LP obtenue à partir des essais isothermes E1 et E2 et non isothermes E3 et E4..... 86

Figure II-21: Conductivité hydraulique non saturée du LP obtenue à partir des essais isothermes E1 et E2 et non isothermes E5. 88
Figure III-1: a) Application d'un champ magnétique statique $B0$; b) Précession de $M0$ autour de $B0$ (Magat, 2008a) 96
Figure III-2. Représentation des différentes composantes de l'aimantation résultante induite par l'IRM (Magat, 2008a)..... 97
Figure III-3. Relaxation spin-réseau : retour selon l'aimantation longitudinale (Magat, 2008a). 97
Figure III-4. Relaxation spin-spin : Annulation de l'aimantation transversale (Magat, 2008a). 98
Figure III-5. Séquence d'écho de spin (cours à l'Université de Rennes)..... 99
Figure III-6. a) Courbe de calibration qui relie l'intensité du signal à la teneur en eau massique ; b) Position du front d'humidification en fonction de la racine carrée du temps (Amin et al, 1997). 101
Figure III-7. Densité d'aimantation en fonction de T_1 pour quatre stades d'hydratation : 16 h, 6, 13 et 27 jours, pour un échantillon ayant subi un séchage multidirectionnel après 24 h en cure étanche. On note que la valeur des composantes en T_1 diminue ainsi que l'intensité des pics. 102
Figure III-8. Relation linéaire entre le taux de relaxation de $T1$ et la concentration volumique de bentonite MX80 (Dvinskikh, 2009)..... 102
Figure III-9. Schéma du dispositif expérimental complet combinant le générateur d'air humide, l'aimant supraconducteur et le système d'acquisition des données (modifié d'après Mrad (2023)). 106
Figure III-10. Conception du moule en Téflon utilisé pour les essais d'IRM : a) photographie ; b) Schéma 2D..... 109
Figure III-11. Exemple des étalons préparés pour déterminer la courbe de calibration..... 110
Figure III-12: Evolution de l'intensité moyenne des signaux sur la hauteur de chaque étalon (E1 à E9) en fonction du temps d'encodage..... 111
Figure III-13. Courbe de calibration 1, reliant $T2*$ à la teneur en eau massique du LP. 112
Figure III-14. Exemple d'affichage d'image 1D sous ParaVision d'un échantillon de 3 cm 113
Figure III-15. Signal obtenu de L'IRM pour l'exemple de séchage S_1, pour un temps d'écho de 75 µs pour la première mesure (à T_0) et à T_7=7h de séchage. 114
Figure III-16. Profil de signal obtenu pour le gel PDMS. 115
Figure III-17. Courbe de calibration 2, reliant le produit de M_0 et $T2*$ à la teneur en eau massique du Limon de Plaisir. 117
Figure III-18. Profil des teneurs en eau bruts en fonction de la position de l'échantillon (mm), obtenu pour l'exemple de séchage S_1. 117

Figure III-19. Profil des teneurs en eau lissés en fonction de la position de l'échantillon (mm), obtenu pour l'exemple de séchage S_1. 118
Figure III-20. Courbe de conductivité hydraulique du limon de Plaisir obtenue à partir des résultats des teneurs en eau obtenus de l'IRM pour l'essai S1..... 119
Figure III-21: Ajustement de tous les points des étalons de 1cm et des premières mesures à t=0h sur des éprouvettes de 3 cm. 120
Figure III-22: Ajustement des points, des étalons de 1cm et des premières mesures à t=0h sur des éprouvettes de 3 cm, avec un coefficient de détermination R^2 supérieur à 0,99..... 121
Figure III-23. Vérification de la présence éventuelle de particules ferromagnétiques dans le LP à l'aide d'un aimant. 122
Figure III-24. Courbe de calibration 3, reliant : a) T2* ; b) T_2*.M_0 à la teneur en eau massique après démagnétisation du Limon de Plaisir. 122
Figure III-25: Profils des teneurs en eau en fonction de la position de l'échantillon (en mm), obtenu pour l'exemple de séchage S1 après démagnétisation, correction avec le PDMS et en appliquant la courbe de calibration de T2*.M0. 123
Figure III-26: Profils des teneurs en eau lissées en fonction de la position de l'échantillon (en mm), obtenu pour l'exemple de séchage S1 après démagnétisation, correction avec le PDMS et en appliquant la courbe de calibration de T2*.M0..... 123
Figure III-27: Courbe de conductivité hydraulique du limon de Plaisir obtenue à partir des résultats des teneurs en eau obtenus de l'IRM pour l'essai S2, en appliquant la méthode T2*.M0 124
Figure III-28. Courbe de calibration 4, reliant le signal à la teneur en eau massique pour le temps d'encodage 75 µs. 125
Figure III-29. Signaux bruts obtenus pour l'essai de séchage S2, pour le temps d'encodage 75 µs. 125
Figure III-30. Signaux corrigés à partir du profil PDMS, obtenus pour l'essai de séchage S2, pour le temps d'encodage 75 µs. 126
Figure III-31. Profil des teneurs en eau bruts de l'essai S2 en fonction de la position de l'échantillon (mm), pour le temps d'encodage 75 µs. 126
Figure III-32: Profil des teneurs en eau lissés de l'essai S2 en fonction de la position de l'échantillon (mm), pour le temps d'encodage 75 µs. 127
Figure III-33: Courbe de conductivité hydraulique du limon de Plaisir obtenue à partir des résultats des teneurs en eau obtenus de l'IRM pour l'essai S2, pour le temps d'encodage 75 µs. 128
Figure IV-1: Schéma du programme thermique des cycles EC1 et EC2..... 134

Figure IV-2: Essai cyclique EC1 avec phase de chauffage en base à 40 °C puis refroidissement à 20 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur 136
Figure IV-3: Essai cyclique EC2 en première phase de chauffage par la base à 30 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur 137
Figure IV-4: Essai cyclique EC2 en phase de refroidissement par la base à 10 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur 138
Figure IV-5: Essai cyclique EC2 en phase finale de chauffage par la base à 30 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur 139
Figure IV-6: Courbe de rétention du limon de Plaisir obtenue à partir de l'essai cyclique EC1. 141
Figure IV-7: Courbe de rétention du limon de Plaisir obtenue à partir de l'essai cyclique EC2 141
Figure IV-8: Conductivité hydraulique non saturée du limon de Plaisir obtenue à partir de l'essai cyclique EC1. 143
Figure IV-9: Conductivité hydraulique non saturée du LP obtenue à partir du cycle EC2 .. 145
Figure IV-10: Évolution du flux hydrique à différentes profondeurs pour l'essai : a) isotherme (E2) ; b) non isotherme (E3) ; c) non isotherme (E5) ; non isotherme (E4). 147
Figure IV-11: Évolution du flux hydrique à différentes profondeurs lors du cycle thermique ouvert de la surface EC1. 149
Figure IV-12: Évolution du flux hydrique à différentes profondeurs lors du cycle thermique fermé EC2. 150
Figure IV-13: Évolution de la pression de vapeur calculée à l'aide de l'équation (3) à différentes profondeurs : (a) essai isotherme (E2) ; (b) essai non isotherme (E3). 152
Figure IV-14: Évolution du rapport de la pression de vapeur ($P_v/P_{v,sat}$) calculé à l'aide de l'équation (3) à différentes profondeurs : a) essai isotherme E2 ; b) essai non isotherme E3 ; c) essai non isotherme E5 ; essai non isotherme E4. 153
Figure IV-15: Évolution du rapport de la pression de vapeur ($P_v/P_{v,sat}$) calculé à l'aide de l'équation (3) à différentes profondeurs : a) essai cyclique EC1 ; b) essai cyclique EC2. .. 156
Figure V-1: Relations entre les valeurs observées et prédites du log K obtenues en utilisant la valeur de paramètre de tortuosité: a) égale à 0,5 et b) égale à -0,77, valeur optimisée dans l'étude de Shinomiya et al. (2001). 163
Figure V-2: Évaporation cumulée simulée et observée en fonction du temps pour les modèles à équilibre et hors équilibre (Smits et al., 2011). 165

Figure V-3: Simulation directe des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, en utilisant les paramètres hydrauliques obtenues expérimentalement. 181
Figure V-4: Simulation directe des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, en utilisant les paramètres hydrauliques obtenues expérimentalement à l'exception de la perméabilité qui a été multipliée par 10. 182
Figure V-5: Simulation directe des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, avec activation de la phase vapeur, en utilisant les paramètres hydrauliques obtenues expérimentalement à l'exception de la perméabilité qui a été multipliée par 10. 183
Figure V-6: Simulation inverse des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, visant à déterminer la combinaison optimale des paramètres hydriques, avec un facteur de tortuosité fixé à 0,5. 184
Figure V-7: Simulation inverse des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, en fixant le paramètre α à sa valeur expérimentale et en laissant le facteur de tortuosité libre. 186
Figure V-8: Comparaison de la courbe expérimentale en conditions isothermes : a) de rétention ; b) de conductivité hydraulique non saturée, avec les résultats simulés dans HYDRUS-1D à l'aide des inversions 1 et 2. 187
Figure V-9: Simulation inverse des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions non isothermes (40°C-20°C). 188

Liste des Tableaux

Tableau I-1. Caractéristiques de quelques matériaux de stockage à chaleur sensible (Hadorn, 2005) 12
Tableau I-2. Modèles empiriques pour l'estimation de la conductivité hydraulique non saturée. 32
Tableau II-1: Caractéristiques du sol LP..... 65
Tableau II-2: Conditions principales de chaque essai réalisé. 70
Tableau II-3: Paramètres constants optimisés proposés par Haghighi et al. (2012) 71
Tableau III-1. Valeurs des paramètres $M0$ et $T2*$ corespondant à chaque teneur en eau. 112
Tableau III-2. Exemple de facteurs correctifs obtenu à partir du profil PDMS pour les pixels de 21 à 46..... 116
Tableau III-3: Comparaison des valeurs finales des teneurs en eau réelles et issues de l'IRM pour l'essai S1 118
Tableau III-4: Comparaison des valeurs finales des teneurs en eau réelles et issues de l'IRM pour l'essai S2. 127
Tableau V-1: Synthèse des modèles théoriques utilisés pour la description des propriétés hydrauliques et thermiques du LP..... 176
Tableau V-2: Paramètres pour le modèle d'écoulement en milieu non saturé 176
Tableau V-3: Paramètres pour le modèle prenant en compte l'effet de la température sur les propriétés hydrauliques..... 177
Tableau V-4: Paramètres pour le modèle d'écoulement en phase liquide/vapeur dans le LP 178
Tableau V-5: Paramètres pour le calcul de la conductivité thermique du sol 179
Tableau V-6: Paramètres pour le calcul de la capacité thermique du sol..... 179
Tableau V-7: Paramètres hydrauliques d'entrée et limites de variation du modèle de van Genuchten dans HYDRUS-1D 184
Tableau V-8: Comparaison des paramètres hydrauliques obtenus expérimentalement et à partir des résultats des inversions 1 et 2 réalisées avec HYDRUS-1D en conditions isothermes. 187
Tableau V-9: Paramètres hydrauliques obtenues en conditions non isothermes avec HYDRUS-1D..... 188

Liste des Symboles

θ_r	Teneur en eau résiduelle
θ_s	Teneur en eau à saturation
α	Inverse de la pression d'entrée d'air
n	Paramètre de forme de la SWRC
k_s	Conductivité hydraulique à saturation
l	Coefficient de tortuosité
h	Charge hydraulique
μ	Viscocité dynamique de l'eau
ρ	Densité de l'eau
θ	Teneur en eau volumique
T	Température
k	Conductivité hydraulique
M	Masse molaire de l'eau
g	Accélération de pesanteur
R	Constante des gaz parfaits
z	Profondeur
ρ_w	Masse volumique de l'eau liquide
ρ_{vs}	Masse volumique de l'eau gazeuse
τ_g	Coefficient de tortuosité
η_e	Facteur d'amplification
H_r	Humidité relative
D_a	Diffusivité de la vapeur dans l'air
θ	Teneur en eau volumique
f_c	Fraction massique d'argile
G_{wT}	Facteur de gain
γ	Tension superficielle de l'eau
β_T	Dispersivité thermique
θ_q	Fraction volumique quartz
θ_m	Fraction volumique minérale
θ_c	Fraction volumique argile

θ_n	Fraction volumique solide
C_m	Capacité thermique volumique minérale
C_w	Capacité thermique volumique eau
f_m	Fraction volumique minérale
f_w	Fraction volumique eau
I_P	Indice de plasticité
w	Teneur en eau
w_L	Limite de liquidité
w_{OPN}	Teneur en eau optimum Proctor
w_P	Limite de plasticité
Q	Chaleur sensible
m	Masse
c_p	Capacité calorifique massique
Ψ_{tot}	Potentiel de l'eau dans le sol
Ψ_m	Potentiel matriciel associé aux forces de rétention capillaire et d'adsorption
Ψ_s	Potentiel osmotique lié à la concentration des sels dissous
Ψ_g	Potentiel gravitaire
Ψ_p	Potentiel de pression lié à la phase liquide
Ψ_a	Potentiel pneumatique exercé par la phase gazeuse sur l'eau dans le sol
$\emptyset_T$	Contribution entropique de la température.
C_v	Capacité thermique volumique
λ	Conductivité thermique d'un sol
α	Diffusivité thermique (mm^2/s)

Résumé

Le stockage de chaleur dans les sols constitue une solution prometteuse pour répondre aux enjeux de la transition énergétique. Cependant, comprendre les mécanismes couplés de transfert eau–chaleur est essentiel pour prédire le comportement des sols non saturés soumis à des cycles thermiques. Cette étude analyse l'influence de la température sur le comportement hydrique d'un sol fin compacté pour évaluer l'importance des transferts en phase vapeur.

Afin de simuler les cycles de chauffage-refroidissement liés au fonctionnement des échangeurs géothermiques, des essais de séchage en colonne ont été menés dans des conditions isothermes, et non isothermes avec un chauffage (30°C et 40°C) ou un refroidissement (5°C) par la base, et une surface exposée à l'évaporation. Le dispositif expérimental développé, et équipé de papiers filtre et de capteurs thermiques, a permis de suivre l'évolution de la teneur en eau, des succions et de la température. Les données ont servi à établir les courbes de rétention et de conductivité hydraulique non saturée. L'application d'un gradient de température conduit à une accélération du séchage avec des tendances non monotones. Des zones humides (condensation) apparaissent à mi-hauteur tandis que la base de la colonne s'assèche dès les premières heures des essais à la base des colonnes chauffées. Par ailleurs, la conductivité hydraulique non saturée diminue sous succions intermédiaires, et augmente sous fortes succions, traduisant l'effet des transferts de vapeur. Le flux ascendant en profondeur est environ 2,3 fois plus élevé à 40°C qu'à 30°C, montrant l'amplification nette de la dynamique vapeur avec la température. À 5°C, un flux descendant est observé vers la zone refroidie, reproduisant ainsi les phénomènes de condensation susceptibles de se produire dans les remblais soumis à des cycles de refroidissement.

En complément, l'imagerie par résonance magnétique (IRM) a été utilisée pour suivre la redistribution de l'eau sans perturber le matériau. Deux approches ont été testées : une première reliant le produit $T_2^* \cdot M_0$ à la teneur en eau, et une seconde simplifiée basée sur le signal au premier temps d'encodage (75 µs) permettant d'établir un lien direct entre le signal IRM et la teneur en eau. Ces mesures offrant une résolution spatiale de 1,1 mm permettent d'obtenir une visualisation continue de l'humidité, nettement plus détaillée que celle obtenue dans les essais en colonne permettant la détermination de la courbe de conductivité hydraulique saturée en quelques heures.

Des cycles thermiques ont également été appliqués aux colonnes de sol en conservant la surface ouverte ou confinée afin d'évaluer la réversibilité des transferts. Les analyses des flux hydriques et des pressions de vapeur montrent que les gradients thermiques induisent des redistributions internes d'humidité qui ne peuvent être négligées, similaires à celles qui seront susceptibles de se produire à proximité des échangeurs de chaleur souterrains.

Enfin, une modélisation numérique a été conduite avec HYDRUS-1D selon une approche inverse pour reproduire les essais expérimentaux et approfondir la compréhension des mécanismes thermo-hydriques. Un paramétrage rigoureux du modèle a permis de restituer correctement les comportements isothermes. En revanche, en conditions non isothermes, le modèle reproduit les tendances générales, mais ne permet pas d'analyse quantitative. Les transferts de vapeur sont largement sous-estimés. Des développements supplémentaires, notamment à l'aide d'un logiciel permettant de paramétrer explicitement le transport de vapeur et la rétention dépendante de la température, seraient nécessaires pour atteindre une modélisation pleinement prédictive.

Ce travail combine observations expérimentales, imagerie IRM et modélisation numérique pour fournir un cadre d'analyse complet du comportement thermo-hydrique des sols non saturés, utile à la conception et à l'optimisation des systèmes de stockage thermique dans les sols.

Mots clefs : Stockage de chaleur ; cycles thermiques ; sols non saturés ; migration de vapeur ; conductivité hydraulique non saturée ; imagerie IRM ; modélisation thermo-hydrique.

Abstract

Heat storage in soils represents a promising solution to address the challenges of the energy transition. However, understanding the coupled water–heat transfer mechanisms is essential for predicting the behavior of unsaturated soils subjected to thermal cycles. This study investigates the influence of temperature on the hydraulic behavior of a compacted fine soil in order to assess the importance of vapor-phase transfers.

To simulate the heating–cooling cycles associated with geothermal heat exchangers, column drying tests were conducted under isothermal conditions and non-isothermal conditions with heating (30°C and 40°C) or cooling (5°C) applied at the base, while the upper surface was exposed to evaporation. The experimental setup, equipped with filter papers and temperature sensors, made it possible to monitor the evolution of water content, suction, and temperature. These data were used to establish the water retention curve and the unsaturated hydraulic conductivity. The application of a temperature gradient led to a strong acceleration of drying with non-monotonic trends. Moist zones (condensation) appeared at mid-height, whereas the base of the heated columns dried rapidly. The unsaturated hydraulic conductivity decreased at intermediate suctions and increased at high suctions, reflecting the influence of vapor transport. The upward flux at depth was about 2.3 times higher at 40°C than at 30°C, demonstrating the pronounced amplification of vapor dynamics with temperature. At 5°C, a downward flux toward the cooled zone was observed, reproducing condensation phenomena likely to occur in embankments subjected to cooling cycles.

Magnetic resonance imaging (MRI) was used to follow water redistribution without disturbing the material. Two approaches were tested: one relating the product $T_2^* \cdot M_0$ to water content, and a simplified method based on the signal at the first encoding time (75 µs), providing a direct link between the MRI signal and water content. With a spatial resolution of 1.1 mm, MRI enabled continuous and detailed visualization of moisture distribution, far superior to that obtained in column tests and allowing the determination of the saturated hydraulic conductivity curve within a few hours.

Thermal cycles were also applied to soil columns with open or confined surfaces to assess the reversibility of transfers. Analyses of water fluxes and vapor pressures showed that thermal gradients induce significant internal moisture redistributions, similar to those expected near underground heat exchangers.

Finally, numerical modeling was carried out with HYDRUS-1D using an inverse approach to reproduce the experimental results and deepen the understanding of thermo-hydric mechanisms. A rigorous parameterization allowed the model to accurately reproduce isothermal behavior. However, under non-isothermal conditions, the model only captured general trends and did not allow for quantitative analysis, as vapor transfers were largely underestimated. Further developments, particularly using software capable of explicitly parameterizing vapor transport and temperature-dependent retention, would be required to achieve fully predictive simulations.

This work combines experimental observations, MRI imaging, and numerical modeling to provide a comprehensive framework for analyzing the thermo-hydric behavior of unsaturated soils, supporting the design and optimization of thermal energy storage systems in the subsurface.

Keywords: Heat storage; Thermal cycles; Unsaturated soils; Vapor migration; Unsaturated hydraulic conductivity; MRI imaging; Thermo-hydric modelling.

Introduction Générale

Au cours des dernières décennies, la transition énergétique a conduit à un intérêt croissant pour l'exploitation des ressources renouvelables et pour la valorisation des capacités naturelles des matériaux géologiques. Les énergies renouvelables jouent en effet un rôle central, mais leur caractère intermittent, en particulier pour l'énergie solaire, rend indispensable le développement de solutions de stockage capables de lisser la production et d'assurer une disponibilité continue. Dans cette optique, le stockage thermique intersaisonnier (STES – *Seasonal Thermal Energy Storage*) apparaît comme une option stratégique. Parmi les technologies existantes, le stockage de chaleur dans les sols se distingue comme une solution prometteuse pour valoriser l'énergie thermique d'origine solaire et répondre aux besoins énergétiques à long terme. L'idée consiste à utiliser les massifs de sol naturels, ou des remblais de sol compactés, comme un milieu de stockage thermique capable d'accumuler la chaleur excédentaire pendant les périodes favorables (en été) et de la restituer lorsque la demande augmente (en hiver). Cette approche reste toutefois encore non maîtrisée du point de vue du comportement thermo-hydrique des sols, dont les mécanismes de transfert d'eau et de chaleur sont fortement couplés et dépendants de la température.

Le sol est en effet un milieu poreux non saturé dans lequel la distribution de l'eau dépend de l'équilibre entre les phases liquide et vapeur, régies par la succion et la température. Lorsqu'un flux de chaleur est imposé, par exemple à proximité d'un échangeur géothermique ou dans un remblai instrumenté pour le stockage thermique, les variations thermiques modifient les propriétés de l'eau (tension de surface,

viscosité, pression de vapeur) ainsi que les interactions capillaires dans la matrice poreuse. Ces changements se traduisent par des redistributions locales d'humidité, qui influencent à leur tour la conductivité thermique du sol. La diffusion de chaleur devient alors dépendante de l'état hydrique, tandis que le transfert d'eau est lui-même affecté par le gradient thermique.

À l'interface sol–atmosphère, les phénomènes deviennent encore plus complexes. Le sol échange en permanence de la chaleur et de la vapeur d'eau avec l'air ambiant par conduction, convection et évaporation. Ces échanges sont fortement influencés par la température de surface, l'humidité relative de l'air, le vent et le rayonnement solaire. Dans un climat tempéré comme celui de la France, ces effets peuvent se propager typiquement jusqu'à une profondeur de l'ordre de 10 à 15 mètres (Taylor et Stefan, 2009). Lors de l'application d'un flux de chaleur, qu'il soit d'origine naturelle (climat) ou anthropique (échangeur géothermique), la redistribution de l'eau et les gradients de succion peuvent engendrer des contraintes de traction dépassant la résistance du matériau, entraînant ainsi l'initiation de fissures (Ledesma, 2016). Avec le temps, ces fissures peuvent se propager en profondeur, accélérant le dessèchement des couches internes (Tang et al., 2019). Un sol fissuré présente alors une résistance à l'érosion, une stabilité et une capacité portante réduites, ce qui peut compromettre la durabilité et la performance énergétique des ouvrages en service (Auvray et al., 2013 ; Cui et al., 2014).

Ainsi, le couplage entre les phénomènes thermiques et hydriques joue un rôle déterminant dans la conception et la performance des systèmes de stockage de chaleur dans les sols. Or, malgré les avancées récentes, les études expérimentales sur les effets directs des gradients de température sur les propriétés hydriques demeurent limitées. Les mesures simultanées de succion, de teneur en eau et de température dans un même dispositif sont difficiles à réaliser sous gradient thermique, ce qui rend la compréhension quantitative de ces mécanismes encore partielle, notamment pour les sols fins compactés. Par ailleurs, des modèles existent pour simuler les transferts d'eau et de chaleur dans les sols. Cependant, les propriétés utilisées dans ces modèles, telles que la courbe de rétention, la conductivité hydraulique ou la diffusivité de la phase vapeur, restent mal connues lorsque la température n'est pas homogène dans tout le massif, ce qui rend les simulations

moins fiables pour représenter les conditions réelles de stockage de chaleur. Ces incertitudes soulignent la nécessité d'une approche intégrée, combinant expérimentation contrôlée et modélisation numérique, afin de mieux comprendre le comportement thermohydrique des sols soumis à des gradients de température.

C'est dans ce cadre que s'inscrit la présente thèse, dont l'objectif principal est de mieux comprendre l'influence des gradients thermiques sur le comportement hydrique et thermique des sols fins compactés, en vue de leur utilisation dans les systèmes de stockage de chaleur. Le travail vise à identifier les mécanismes de transfert couplés eau–chaleur et à évaluer les variations des propriétés hydriques en fonction de la température, notamment sous l'effet de cycles de chauffage et de refroidissement susceptibles de se produire à proximité des échangeurs thermiques. La démarche repose sur une approche expérimentale combinant des essais de séchage en colonne, sous conditions isothermes ou non isothermes, avec chauffage ou refroidissement par la base à différentes températures, et des mesures détaillées de succion, de teneur en eau et de température. Une étude exploratoire par imagerie par résonance magnétique (IRM) a également été conduite afin de tenter de visualiser la distribution interne de l'eau dans le sol et d'évaluer le potentiel de cette technique pour le suivi spatio-temporel non destructif des transferts hydriques. Enfin, une analyse numérique complète le travail expérimental pour la modélisation des transferts couplés et l'interprétation des phénomènes observés.

Ce manuscrit de thèse est organisé en cinq chapitres.

Le **chapitre I** présente une revue bibliographique consacrée aux principaux concepts relatifs au comportement hydrique et thermique des sols non saturés. La première partie présente les principes et applications du stockage thermique dans les sols. Elle expose les fondements du stockage intersaisonnier de chaleur, puis décrit les principales méthodes employées, telles que le stockage en aquifères (ATES), le stockage par échangeurs verticaux (BTES) et le stockage de chaleur dans les sols compactés. Une synthèse des projets existants de stockage de chaleur sensible dans les sols est également proposée, permettant de situer l'étude dans le contexte des recherches et réalisations actuelles. La seconde partie est consacrée aux propriétés thermohydriques des sols non saturés. Elle aborde d'abord le comportement hydrique des sols, en détaillant les notions de succion et de courbe de rétention, ainsi que les

mécanismes de transfert d'eau, et les principaux modèles empiriques utilisés pour les décrire. Elle traite ensuite du comportement thermique des sols non saturés, en présentant les propriétés thermiques fondamentales et les différents modes de transfert de chaleur dans le sol. Enfin, cette partie discute le couplage entre transferts de chaleur et d'eau, ainsi que l'influence de la température sur les propriétés thermiques et hydriques, en lien avec l'efficacité du stockage de chaleur dans les remblais compactés. Ce chapitre s'intéresse également à l'interaction sol–atmosphère et aux phénomènes de fissuration induits par les variations thermiques et hydriques.

Le **chapitre II** décrit en détail le dispositif expérimental développé et la méthodologie mise en œuvre. Il présente la conception des colonnes d'essais, les conditions expérimentales appliquées, les capteurs utilisés et les méthodes de mesure de la succion, de la teneur en eau et de la température. Les essais de séchage ont été réalisés sous différentes configurations thermiques : isothermes ou non isothermes avec une température contrôlée par chauffage ou refroidissement par la base. Ce chapitre inclut également la détermination des courbes de rétention et de conductivité hydraulique non saturée correspondant à chaque condition étudiée.

Le **chapitre III** est consacré à l'application de la technique d'imagerie par résonance magnétique (IRM). Il présente les principes de la méthode, les conditions expérimentales et les difficultés rencontrées lors de sa mise en œuvre. Ce chapitre met en évidence le potentiel de l'IRM pour le suivi non destructif et spatio-temporel de la distribution de l'eau dans les sols, ainsi que les limites techniques rencontrées dans ce travail.

Le **chapitre IV** étudie à la lumière des résultats obtenus, le comportement thermohydrique du sol soumis à des cycles de chauffage et de refroidissement. Il analyse la distribution des températures, les flux hydriques, ainsi que la pression de vapeur d'eau dans le milieu poreux. Il discute également les dynamiques de redistribution de l'eau et les effets combinés des gradients thermiques et hydriques observés lors des essais, en lien avec les conditions aux limites appliquées (surface ouverte ou fermée).

Le **chapitre V** présente la modélisation numérique réalisée à l'aide du logiciel HYDRUS. Il détaille le paramétrage du modèle, les équations de transfert utilisées et

la procédure de calibration des paramètres. Les résultats simulés sont confrontés aux observations expérimentales afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les processus de transfert d'eau et de chaleur. Ce chapitre met en évidence les limites du modèle et les pistes d'amélioration pour une meilleure prise en compte du transport en phase vapeur.

Cette thèse s'inscrit dans l'étude du comportement thermohydrique des sols compactés soumis à des sollicitations thermiques, avec une attention particulière portée aux effets du couplage entre transferts de chaleur et d'eau dans les remblais énergétiques. Elle vise à analyser expérimentalement et numériquement ces phénomènes afin de mieux comprendre les mécanismes en jeu et de proposer une démarche permettant d'aborder leur modélisation.

Chapitre I. Synthèse bibliographique : Stockage de chaleur dans les remblais de sol

Partie 1 : Revue des études sur le stockage thermique souterrain

1.1. Principes généraux

Le stockage thermique constitue un pilier essentiel dans le développement de systèmes énergétiques durables, en permettant de découpler temporellement la production et la consommation de chaleur. Les énergies renouvelables telles que l'énergie solaire, sont par nature intermittentes ou souvent disponibles de manière non corrélée à la demande. Le stockage de l'énergie thermique repose sur la capacité d'un matériau ou d'un système à emmagasiner de l'énergie thermique pendant les périodes d'excédent (souvent en été dans les régions tempérées) afin de la restituer lors des périodes de forte demande (typiquement en hiver) (Hadorn, 2005) (Figure I-1). Ce décalage saisonnier met en évidence l'intérêt d'un stockage d'énergie thermique à long terme, condition indispensable à la valorisation des sources de chaleur renouvelable.

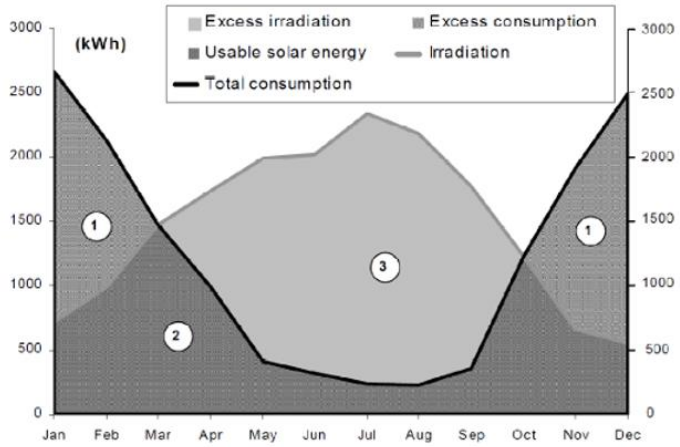


Figure I-1. Décalage saisonnier entre irradiation solaire et demande de chaleur (Hadorn, 2005).

On distingue trois principaux types de stockage thermique.

Le Stockage de chaleur sensible : ce mode repose sur la variation de température d'un matériau, qui emmagasine ou restitue de la chaleur sans changer son état. La capacité dépend de la masse et de la capacité calorifique spécifique du matériau. Ce type est le plus simple et le plus largement utilisé, notamment dans les systèmes utilisant le sol ou les remblais comme milieu de stockage. Les matériaux de stockage par chaleur sensible les plus courants sont l'eau, le béton, la roche et la terre, en raison de leur capacité thermique et de leur disponibilité. Le Tableau I-1 présente les propriétés thermiques caractéristiques de ces matériaux.

Tableau I-1. Caractéristiques de quelques matériaux de stockage à chaleur sensible (Hadorn, 2005)

	Eau (1 bar)	Béton	Roche compacte	Terre avec gravier	Argile
Capacité thermique ($J.K^{-1}.kg^{-1}$)	4171	1130	800	1840	880
Masse volumique ($kg.m^{-3}$)	988	2400	2600	2000	1500
Densité de stockage volumique ($kWh.K^{-1}.m^{-3}$)		0.75	0.58	1.02	0.36
Conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	0.64	2.3	2.5	0.52	1.28
Gamme de température (°C)	0-100	0-130	illimitée	illimitée	illimitée

La quantité d'énergie thermique stockée peut être exprimée par la relation suivante :

$$Q = m\, c_p\, (T_2 - T_1) \qquad \text{(I.1)}$$

Avec Q : la chaleur sensible (J) ; m : la masse du matériau du stockage (kg) ; c_p : la capacité calorifique massique ($J.kg^{-1}.°C^{-1}$) ; (T_2-T_1) : la différence entre la température finale et initiale (°C).

Le Stockage de chaleur latente : ce procédé repose sur l'exploitation de l'énergie absorbée ou restituée lors d'un changement de phase physique d'un matériau, généralement entre les états solide et liquide. Contrairement au stockage sensible, ce procédé permet de stocker une quantité importante d'énergie à température quasi constante, ce qui en fait une solution attractive pour les applications nécessitant une stabilité thermique (Zalba et al., 2003). Les matériaux à changement de phase (MCP) sont souvent intégrés dans des systèmes pour améliorer la capacité de stockage. Ils permettent de stocker en moyenne 10 fois plus d'énergie par unité de volume que les systèmes de stockage de chaleur sensible (Hongois, 2012).

Le Stockage thermochimique : ce stockage repose sur l'utilisation de réactions chimiques réversibles qui absorbent ou libèrent de la chaleur, permettant un stockage à long terme avec une très faible déperdition, ce qui le rend particulièrement adapté aux systèmes nécessitant un découplage temporel important entre la production et la demande énergétique. Les matériaux thermochimiques utilisés incluent des sels hydratés**,** des oxydes métalliques**,** ou encore des systèmes sorption/désorption**.** Cette méthode, malgré son fort potentiel pour le stockage de chaleur à long terme, est encore en développement pour des applications à grande échelle.

Dans le cadre de ce travail, l'attention est portée sur le stockage de chaleur sensible dans les milieux géologiques. Cette approche inclut différentes technologies de stockage géothermique, telles que le stockage de chaleur dans les aquifères (ATES - Aquifer Thermal Energy Storage), le stockage par sondes géothermiques verticales (BTES - Borehole Thermal Energy Storage), ainsi que le stockage dans les remblais de sols compactés. Les remblais suscitent un intérêt croissant et apparaissent comme une solution à la fois économique et écologique de stockage thermique, en raison de leur disponibilité et de leurs capacités thermiques et hydriques adaptées (Boukelia, 2016; Xu et al., 2014).Toutefois, pour assurer un stockage efficace, il est essentiel de prendre en compte les caractéristiques géologiques, thermiques et hydriques du site, ainsi que les conditions climatiques locales. La conception de systèmes de stockage performants dans les sols doit aussi intégrer les effets à long terme des cycles

thermiques, susceptibles de modifier les propriétés du sol et, par conséquent, d'altérer l'efficacité du stockage (Boukelia, 2016; Laloui and Loria, 2019).

1.2. Méthodes de stockage thermique dans les sols

1.2.1. Stockage de chaleur dans les aquifères (ATES – Aquifer Thermal Energy Storage)

Le stockage thermique dans les aquifères (ATES) consiste à injecter de l'eau chaude ou froide dans une formation aquifère souterraine pour emmagasiner ou extraire de la chaleur selon les besoins saisonniers (Figure I-2). Ce système utilise la capacité de stockage naturelle du sous-sol saturé en eau, permettant des volumes importants de stockage avec un bon rendement thermique. Les systèmes ATES sont généralement adaptés à des aquifères peu profonds, perméables et à faible vitesse d'écoulement. Leur efficacité dépend fortement des conditions hydrodynamiques du site, et de la stabilité thermique du milieu (Bakr et al., 2013). Un milieu de stockage favorable présente une perméabilité suffisante pour permettre les débits d'injection et de pompage, une capacité calorifique volumique élevée pour stocker une quantité importante d'énergie, une conductivité thermique modérée limitant la dissipation de chaleur, ainsi qu'une stabilité thermique garantissant le maintien des propriétés du milieu au cours des cycles de charge et de décharge. L'ATES est largement utilisé dans des contextes urbains ou industriels pour le chauffage et la climatisation, notamment en Europe du Nord (Lee, 2010).

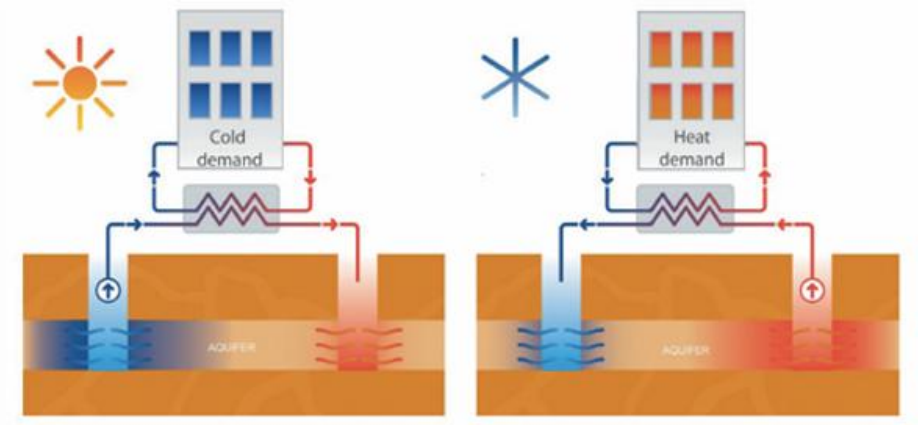


Figure I-2. Illustration de stockage thermique en aquifère.

1.2.2. Stockage par échangeurs verticaux (BTES – Borehole Thermal Energy Storage)

Le stockage par échangeurs verticaux, ou BTES, repose sur l'installation de sondes géothermiques verticales dans le sol, constituées généralement de tubes en forme de U, insérées dans des forages pouvant atteindre environ 100 mètres de profondeur (Cao, 2010), où un fluide caloporteur circule pour transférer la chaleur au massif géologique environnant. L'intégration du BTES avec des systèmes de collecte solaire thermique (Figure I-3) crée des réseaux thermiques intelligents capables d'optimiser la gestion de l'énergie à l'échelle collective (Gao et al., 2015 ; Yang et al., 2017).

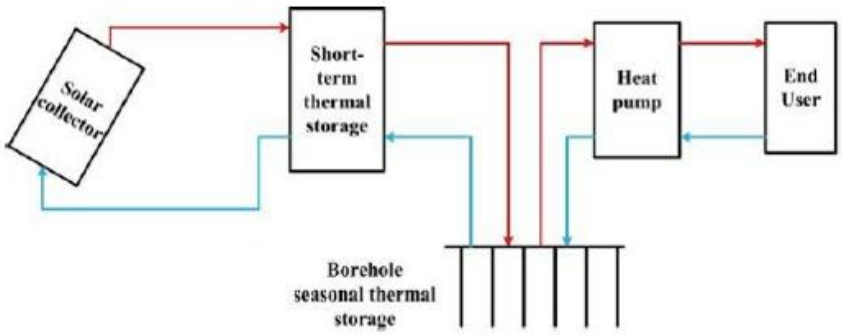


Figure I-3. Schéma du stockage thermique par sondes géothermiques, combinant énergie solaire et système de pompe à chaleur (Gao et al. 2015).

Les BTES sont particulièrement adaptées aux bâtiments résidentiels et tertiaires, et ils ont connu un développement rapide dans certains pays européens en raison de leur performance thermique élevée (Figure I-4). Cependant malgré leur efficacité, ils présentent plusieurs limites telles que le coût élevé des forages profonds et de l'installation des sondes, ainsi que des craintes environnementales liées à la modification de la température des nappes phréatiques.

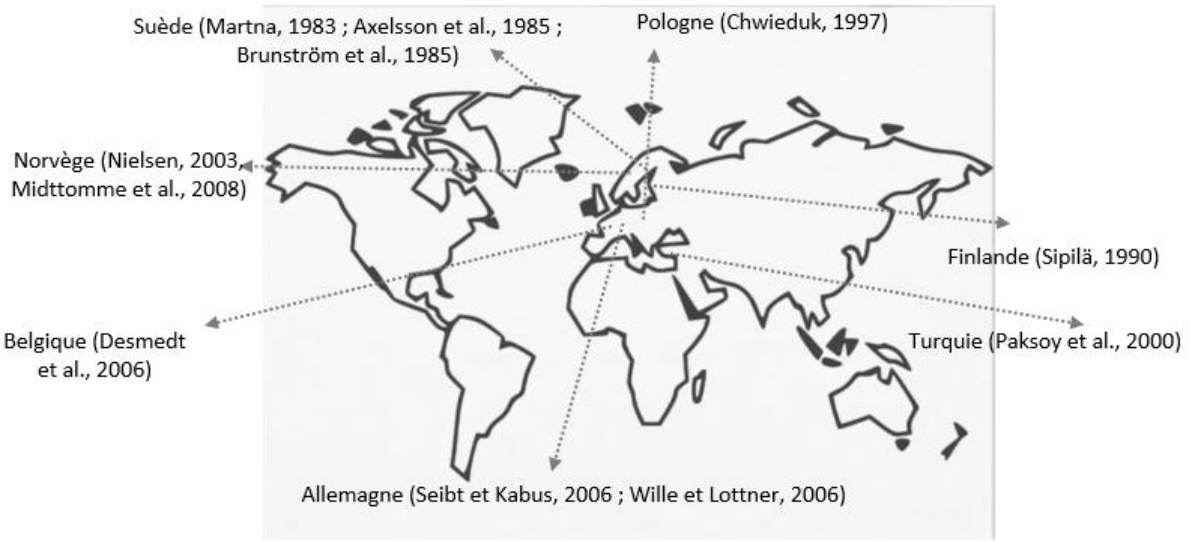


Figure I-4: Applications de stockage thermique souterrain dans de nombreux pays depuis plusieurs décennies

1.2.3. Stockage d'énergie thermique dans les sols compactés

Le stockage d'énergie thermique dans les sols compactés présente une solution efficace et économique qui exploite la capacité thermique du sol pour accumuler et restituer la chaleur. Cette méthode utilise des boucles d'échangeurs géothermiques disposées horizontalement dans le sol compacté (Horizontal Ground Heat Exchangers, HGHE), ce qui améliore les échanges thermiques grâce aux propriétés thermo-hydriques de ces sols. Les remblais sont particulièrement adaptés à cette technique, offrant une surface importante pour l'intégration des systèmes. Ce procédé permet ainsi une gestion durable de l'énergie avec un faible impact environnemental et des coûts maîtrisés. Plusieurs recherches ont étudié les performances thermiques de différentes boucles horizontales**.**

Reuss et al. (1997) ont mené une série d'essais expérimentaux à échelle réduite, visant à étudier le stockage saisonnier de chaleur dans différents matériaux de sols, notamment du sable siliceux, du kaolin et de l'argile à Opalinus**.** Le dispositif expérimental consiste en un conteneur cylindrique d'un mètre de diamètre et d'un mètre de hauteur, contenant le matériau testé, au centre un échangeur thermique vertical coaxial permettant la circulation de l'eau comme fluide caloporteur (Figure I-5). Pour reproduire des conditions proches de celles des installations à grande échelle, l'ensemble du cylindre est immergé dans un bain thermostatique dont la température est contrôlée afin d'imposer des conditions thermiques fixes aux parois et de créer les

gradients nécessaires à l'analyse des transferts. Lors de la phase de chargement thermique, l'échangeur injecte de l'eau chaude pour chauffer le sol, tandis que le bain est maintenu à 25 °C afin que la chaleur puisse se diffuser depuis l'échangeur (zone chaude) vers les parois plus froides. À l'inverse, durant la phase de déchargement, l'échangeur fait circuler de l'eau froide pour extraire la chaleur stockée, tandis que le bain est réglé à 50 °C, de façon que le gradient thermique reste orienté vers l'échangeur froid et permette une restitution efficace de l'énergie. La température du sol est mesurée en seize points répartis sur quatre altitudes verticales et à différentes distances horizontales autour de l'échangeur (Figure I-5). La teneur en eau est suivie grâce à des prélèvements réguliers.

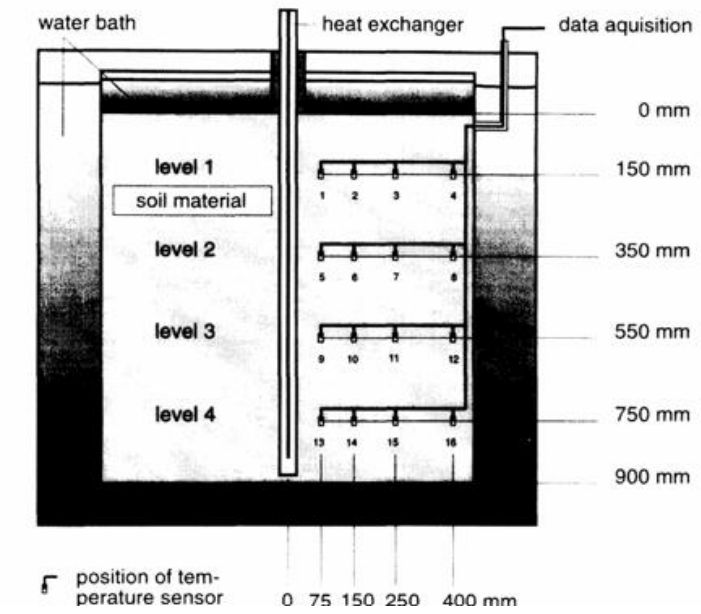


Figure I-5. Dispositif expérimental en laboratoire pour l'étude du transfert couplé de chaleur et d'humidité dans un sol (Reuss et al. 1997)

Ces essais ont mis en évidence une influence marquée de la teneur en eau sur la conductivité thermique et la capacité calorifique des sols. Pour le sable, une migration significative de l'humidité, conjuguée à un assèchement progressif, a été observée vers le haut et latéralement à partir de l'échangeur, avec une teneur en eau descendant en dessous de 1 % près de la source de chaleur. À l'inverse, le kaolin, grâce à sa forte capillarité, a présenté une distribution d'humidité plus homogène, sans zones asséchées, avec une teneur en eau oscillant entre 22 % et 33 %. L'argile à Opalinus, matériau anisotrope et hétérogène, a montré une migration limitée de vapeur dans le plan des couches, sans dessèchement total ni migration gravitaire d'humidité. À partir de ces résultats, un modèle numérique de transport couplé chaleur-humidité a été développé. Ce modèle a été validé par des essais de

laboratoire et de terrain. Sur cette base, un pilote expérimental de 15 000 m³ a été conçu, intégrant 140 échangeurs thermiques verticaux de 30 m reliés à une unité de cogénération de 174 kW thermique. Le système permet de stocker 418 MWh/an de chaleur à 80 °C durant l'été, et de restaurer 266 MWh/an à des températures comprises entre 40 °C et 70 °C pour alimenter un réseau de chauffage. Les performances de ce dispositif ont montré une bonne efficacité thermique, démontrant ainsi le potentiel du stockage souterrain pour valoriser des sources d'énergie renouvelable.

Beier and Holloway (2015) ont étudié l'évolution des performances thermiques de forages horizontaux installés dans un sol argileux (Figure I-6), à des profondeurs variantes entre 1,9 m et 3,4 m. Deux campagnes d'essais de réponse thermique ont été réalisées à deux ans d'intervalle, entre lesquelles une sécheresse a réduit l'humidité du sol. Les résultats ont montré que la conductivité thermique du sol augmentait avec la profondeur**,** atteignant jusqu'à 2,8 W/m·K pour les forages les plus profonds. En revanche, dans les forages peu profonds (< 2,4 m), la conductivité thermique a chuté de plus de moitié après deux ans, accompagnée d'une augmentation de la résistance thermique des forages. Ces variations sont liées à la baisse de la teneur en eau du sol. L'étude met en évidence l'influence de l'humidité et de la profondeur d'installation sur les performances thermiques des échangeurs horizontaux.

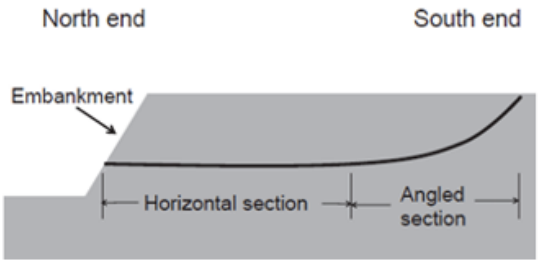


Figure I-6. Boucle d'échange thermique horizontale linéaire installée dans un remblai (Beier and Holloway, 2015)

Pour étudier la faisabilité du stockage de chaleur sensible dans un sol sableux-graveleux partiellement saturé, Giordano et al. (2016) ont analysé les propriétés thermiques du matériau ainsi que l'efficacité globale du système de stockage. Selon les auteurs, ce type de stockage dépend principalement de la capacité thermique volumique du sol et de la densité d'énergie stockée, mais aussi de la conductivité thermique, de la diffusivité thermique, du gradient de température et des pertes de

chaleur, ces dernières étant influencées par le rapport surface/volume de la zone de stockage. Ils estiment qu'un volume de sol naturel deux fois plus important que celui de l'eau est nécessaire pour stocker une même quantité d'énergie, mais que ce besoin diminue à seulement 25 % de volume supplémentaire dans un sol saturé avec une porosité de 35 %. En l'absence d'écoulement d'eau capable de décharger la chaleur, le milieu poreux présente une bonne capacité de stockage avec des pertes limitées. Pour valider ces hypothèses, une installation à l'échelle réelle a été mise en place à Grugliasco (Italie), comportant quatre sondes thermiques de 27 m de profondeur disposées en triangle équilatéral de 2 m de côté, avec une sonde centrale. La partie supérieure des sondes est enfouie à 1,5 m de profondeur afin de limiter les pertes thermiques vers l'atmosphère. Après un an de fonctionnement, les résultats ont montré que le sol était capable d'accumuler environ 17 % de l'énergie thermique injectée. Par ailleurs, les simulations numériques réalisées avec le code éléments finis OpenGeoSys (OGS) ont permis d'identifier des stratégies d'optimisation, notamment l'ajout d'une couche d'argile isolante autour du champ de sondes, qui permettrait de doubler l'efficacité du système. Une simulation complémentaire a ainsi évalué l'effet d'un anneau isolant en argile placé autour des sondes. La Figure I-7 illustre ces résultats : la vue en plan (à gauche) montre que l'isolation concentre la chaleur autour du forage en limitant sa dispersion latérale, tandis que la coupe verticale (à droite) met en évidence une zone chaude plus étendue et plus uniforme le long de la profondeur. Grâce à cette barrière isolante, la température du volume de stockage augmente, avec un gain d'environ 2,3 °C à 2 m du forage. Le volume isolé peut alors stocker jusqu'à 4,16 GJ, soit près de 46 % de l'énergie produite, ce qui représente une efficacité environ deux fois supérieure à celle observée sans isolation.

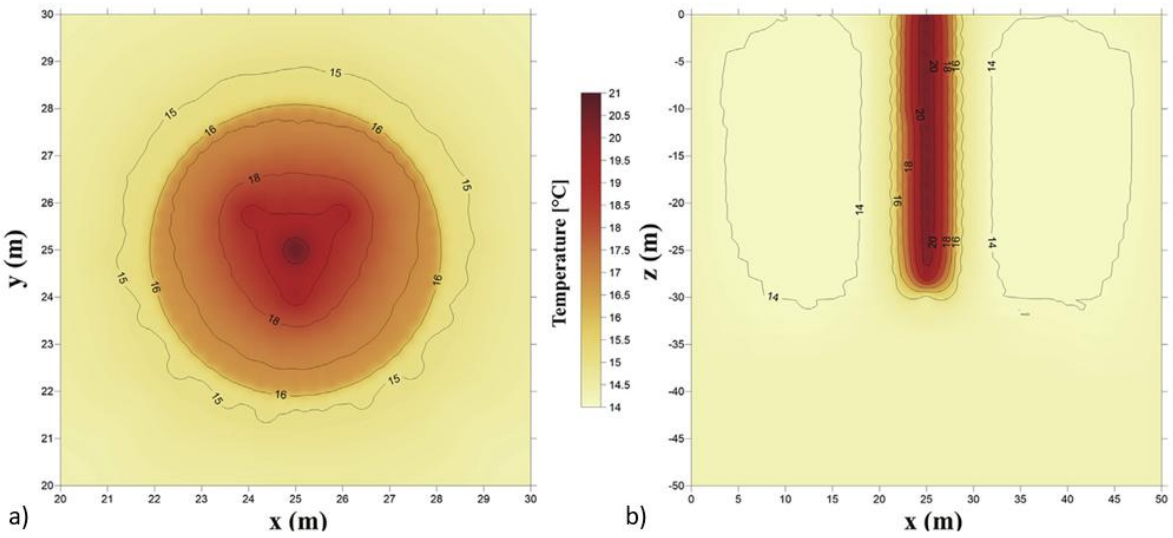


Figure I-7. Exemple de résultats de la simulation avec l'anneau d'argile utilisé comme technique d'isolation : a) vue en plan X–Y ; b) coupe X–Z (Giordono et al. 2016).

Boukelia (2016) s'est intéressé à la faisabilité du stockage thermique dans un remblai entropique équipé d'échangeurs thermiques horizontaux. Afin de caractériser les propriétés hydrauliques du sol à l'état saturé, il a réalisé des essais triaxiaux consolidés non drainés à l'état saturé sur le limon de Plaisir. La perméabilité saturée a ensuite été déterminée pendant le dernier palier de consolidation en appliquant la loi de Darcy à partir du débit d'eau mesuré à l'entrée et à la sortie des éprouvettes. Il a aussi établi une liste de paramètres thermo-hydriques essentiels à la modélisation du remblai. Par la suite, il a réalisé des modélisations thermo-hydriques afin d'évaluer l'impact de différents paramètres d'optimisation sur le système. Il a notamment déterminé que l'espacement optimal entre les sondes thermiques horizontales était de x=3 m (Figure I-8), ce qui minimise les interactions thermiques indésirables entre elles. De plus, la distance optimale entre la dernière sonde et la base du remblai a été fixée à y=11,5 m afin d'éviter que les sondes ne soient influencées par la température extérieure, notamment en l'absence d'isolation thermique.

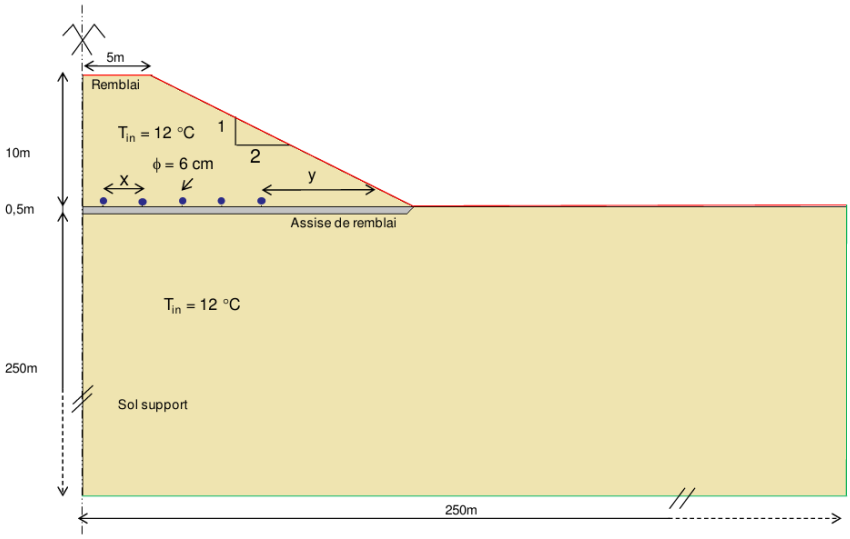


Figure I-8: Géométrie de l'ouvrage, conditions initiales et conditions aux limites (Boukelia, 2016).

Plusieurs scénarios d'exploitation thermiques ont été étudiés. Un scénario d'injection/extraction (50°C en été/5°C en hivers) (Figure I-9), la modélisation a montré que la température du remblai restait au-dessus de la température initiale à la fin de la période d'extraction, prouvant ainsi la faisabilité du stockage de chaleur dans ce type de remblai, en choisissant un programme thermique adéquat pour l'exploitation du stockage.

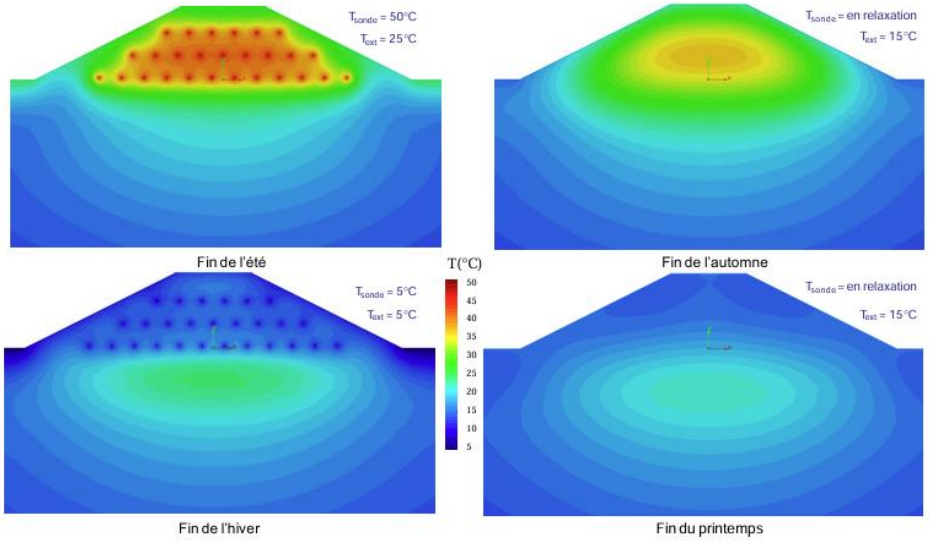


Figure I-9. champ de température dans le remblai à la fin de chaque saison pour le dernier cycle modélisé (10ème année) (Boukelia,2016)

L'étude a également révélé que la mise en place de plusieurs couches de sondes thermiques (trois lits espacés de 3 m) combinée à une isolation thermique efficace sur la partie supérieure du remblai permettait d'augmenter significativement la capacité thermique du massif. Sur un horizon de dix ans, les simulations ont démontré un

réchauffement progressif du remblai, atteignant un état d'équilibre thermique stable autour de la septième année d'exploitation. À ce stade, l'amplitude maximale de variation de température dans le remblai est de 26,3 °C, avec des températures variantes entre 14,5 °C et 40,7 °C, mesurées à 4 mètres de hauteur dans l'axe du remblai. La baisse de température durant la période de stockage est limitée à 3,14 °C, soit seulement 12 % de la différence entre la température estivale maximale et la température initiale du sol, soulignant ainsi la bonne conservation de la chaleur dans le système.

Elminshawy et al. (2017) ont étudié expérimentalement un système d'échange air–sol dans lequel l'air circule dans un échangeur horizontal enterré. Ils ont montré que la performance thermique dépend fortement de l'état de compactage du sol, notamment de sa densité et de sa teneur en eau, ainsi que du débit d'air circulant dans le système. Une densité plus élevée correspond à un meilleur compactage des particules solides dans un même volume, ce qui augmente le nombre de points de contact entre les grains. Ces contacts supplémentaires améliorent le transfert de chaleur par conduction dans le sol et se traduisent par une différence de température plus marquée entre l'air à l'entrée et à la sortie de l'échangeur. Bien que leur étude porte sur un échangeur air–sol, leurs conclusions rejoignent celles observées pour d'autres types d'échangeurs enterrés, où la densité sèche et la teneur en eau jouent également un rôle déterminant dans l'efficacité du transfert thermique. Ces résultats ont été obtenus par Hurtado et al. (2012), qui ont utilisé un modèle analytique fondé sur la méthode des volumes finis pour étudier la capacité d'un sol compacté à stocker la chaleur dans le contexte d'une centrale à cheminée solaire. Dans ce type de centrale, appelée "solar chimney", une large surface vitrée chauffe l'air au sol, lequel s'élève ensuite dans une très grande cheminée verticale, ce mouvement d'air permettant d'entraîner des turbines et de produire de l'électricité. Hurtado et al. (2012) ont observé que la puissance de sortie augmentait de 10 % lorsque le sol passait d'un état lâche à un état dense.

Tang et al. (2021) ont mené une étude numérique couplée à des caractérisations en laboratoire, prenant en compte l'interaction entre l'atmosphère, le sol et l'échangeur thermique, démontrant qu'un sol compacté peut améliorer de 18,5 % la performance thermique d'un système HGHE par rapport au sol naturel non compacté local. Ils ont

évalué l'effet de différentes températures d'injection (température du fluide entrant dans le système) et de différentes profondeurs d'installation. Il a été montré qu'un fluide à 50 °C en été, pouvait améliorer l'efficacité thermique du système de 13,7 % à 41,4 %**,** contre une amélioration plus faible (0 à 4,8 %) avec une température ambiante (Figure I-10). Une profondeur d'enfouissement plus importante permet également d'augmenter la quantité d'énergie extraite, bien que cela entraîne des coûts d'installation plus élevés.

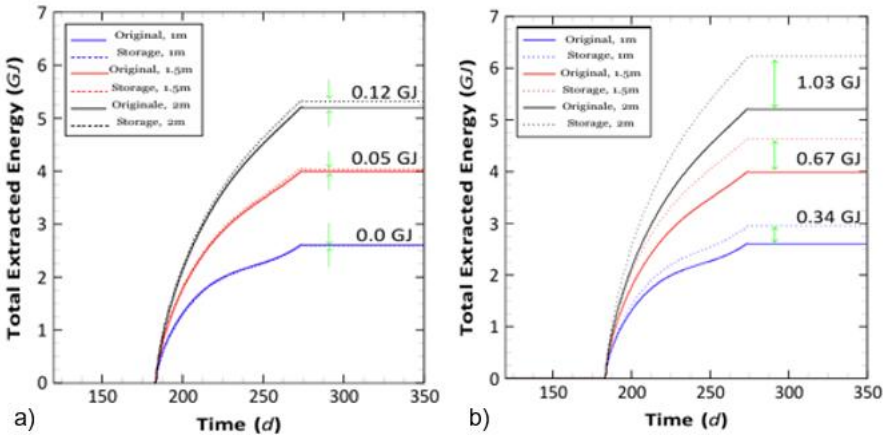


Figure I-10. Énergie totale extraite en fonction du temps : a) premier scénario à température ambiante et b) deuxième scénario à température 50 °C, comparés au système HGHE initial (Tang et al. 2021).

Sakr et al. (2022) ont conduit au Japon une expérimentation pilote de 18 mois visant à évaluer les performances d'un système de chauffage du sol alimenté par des capteurs solaires, dans la perspective d'applications en stockage thermique peu profond et en consolidation thermique. L'eau chauffée par un capteur solaire de 4 m² relié à un réservoir de 200 L était injectée dans trois échangeurs thermiques insérés dans une cuve contenant 2,63 m³ de kaolin, elle-même installée dans un sol sableux. La cuve était isolée par une couche interne de mousse de polyéthylène de 6 cm pour limiter les pertes de chaleur vers l'extérieur. Au cours de la période d'essai, la température du kaolin a atteint 41,1 °C en été et 14,9 °C en hiver, tandis que l'eau circulant dans les échangeurs présentait des températures saisonnières variant de 77,5 °C à 22,5 °C. L'expérience a été reproduite numériquement à l'aide d'un modèle par éléments finis basé sur la conduction thermique, pour modéliser les échanges au niveau des échangeurs et une condition aux limites thermique dépendant de la température ambiante, du vent et du flux solaire. Le modèle a permis de prédire les températures mesurées avec une précision de 2 à 3 °C, et a mis en évidence que les gradients thermiques induisaient des transferts d'humidité suffisants pour modifier la

teneur en eau du kaolin. Les simulations ont également montré que la température du sol sableux environnant était très sensible aux variations d'humidité provoquées par l'évapotranspiration : lorsque le sable s'assèche, sa conductivité thermique diminue, ce qui amplifie les variations de température et modifie la distribution de chaleur autour du dispositif. Enfin, une simulation réalisée en imposant une isolation thermique parfaite des parois a révélé que les pertes vers l'environnement étaient responsables d'une réduction de 13,5 à 19,5 °C de la température moyenne du kaolin, soulignant l'importance d'une isolation efficace pour les systèmes de chauffage du sol en conditions réelles.

1.3. Conclusions

Dans cette partie, différentes méthodes de stockage d'énergie thermique dans les milieux géologiques ont été présentées. Les travaux disponibles montrent que plusieurs configurations, ont démontré la faisabilité du stockage thermique dans le sol. Le stockage dans les sols compactés, notamment dans les remblais, apparaît comme une piste prometteuse, mais encore peu explorée et dont les performances restent à mieux caractériser. Pour que cette technologie puisse être pleinement exploitée, plusieurs défis scientifiques doivent être relevés. Parmi eux, la compréhension précise du comportement thermo-hydrique des sols sous sollicitation thermique est essentielle. En effet, la mobilité de l'eau, qu'elle soit sous forme liquide ou vapeur, joue un rôle majeur dans la redistribution de la chaleur et l'évolution de la teneur en eau dans les massifs de sol compacté.

Les études existantes mettent en évidence des comportements thermiques parfois contrastés selon les matériaux, les conditions hydriques et la profondeur d'installation, ce qui souligne la nécessité d'une compréhension plus fine des phénomènes couplés de transfert de chaleur et d'eau. La redistribution de l'humidité, la variabilité des propriétés thermiques avec la température et l'influence des conditions environnementales constituent en particulier des points clés encore insuffisamment documentés.

Dans ce contexte, les travaux de modélisation et les investigations expérimentales sont essentiels pour progresser vers une conception optimisée et fiable des systèmes de stockage dans les sols compactés. La revue de littérature détaillée présentée dans

la partie suivante vise ainsi à situer l'état actuel des connaissances, à identifier les limites des approches existantes et à établir les fondements scientifiques nécessaires pour orienter les développements proposés dans cette thèse. Elle permet de mettre en évidence les éléments qui restent à consolider pour améliorer la performance et la maîtrise de ces systèmes.

Partie 2 : Propriétés thermo-hydriques des sols non saturés

Le sol est un matériau triphasé, constitué d'un assemblage de grains minéraux entre lesquels existent des vides. Ces pores peuvent être occupés par de l'eau, de l'air, ou un mélange des deux. Dans les sols non saturés, la phase liquide contenant de l'eau et des solutés dissous coexiste avec la phase gazeuse dans le réseau poreux. L'eau interstitielle ne se comporte pas entièrement comme un liquide libre, car elle interagit avec les surfaces minérales du sol, subit des effets capillaires, et sa répartition est fortement influencée par la taille et la forme des pores. Cette organisation conditionne directement les transferts thermiques et hydriques. Les propriétés du sol, telles que la conductivité thermique, la capacité calorifique, la conductivité hydraulique ou la capacité de rétention en eau, varient fortement avec la teneur en eau et le potentiel énergétique de l'eau. L'état hydrique du sol gouverne ainsi l'ensemble des processus de transport de chaleur, eau liquide et vapeur, ainsi que les phénomènes associés comme l'évaporation, la condensation, l'infiltration ou le ruissellement. Une compréhension fine du comportement de l'eau dans les sols non saturés est donc indispensable pour modéliser les échanges thermiques et hydriques dans les systèmes naturels ou les dispositifs techniques tels que les stockages de chaleur souterrains.

1.4. Comportement hydrique des sols non saturés

1.4.1. L'eau en phase liquide et la notion de succion

Dans un sol, plusieurs formes d'eau coexistent, chacune se distinguant par son état de liaison avec la matrice solide et sa mobilité :

- L'eau de constitution, intimement liée à la structure chimique des minéraux du sol, fait partie intégrante des matériaux et ne peut être extraite sans altération chimique.
- l'eau adsorbée comprend l'eau hygroscopique, fortement retenue à la surface des particules par des forces moléculaires, et l'eau pelliculaire, formant une fine couche autour des grains du sol.

- L'eau capillaire, quant à elle, est maintenue dans les pores fins par des forces de tension entre l'eau et l'air, tout en restant partiellement influencée par la gravité.
-
- L'eau libre, faiblement retenue, circule facilement dans les pores du sol sous l'effet de la gravité ou d'un gradient de pression.

Un sol situé sous le niveau de la nappe phréatique est dit saturé lorsque l'ensemble de ses pores est entièrement rempli d'eau. En revanche, au-dessus de la nappe, de l'air est présent dans les pores, le sol est non saturé. L'eau restante se trouve alors sous forme capillaire ou adsorbée, et sa répartition est gouvernée par l'équilibre entre les forces de tension aux interfaces eau/air et eau/solide, ainsi que par l'action de la gravité (Figure I-11).

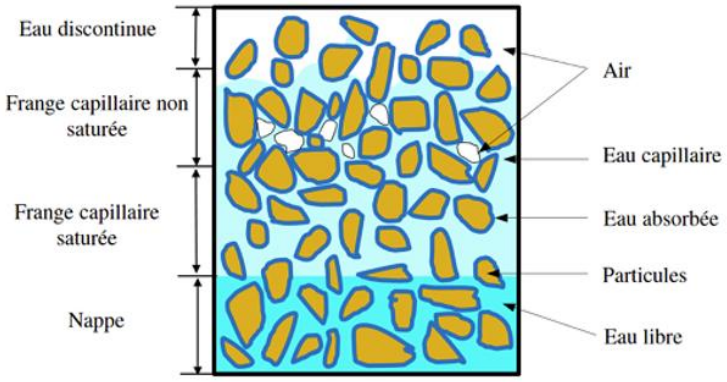


Figure I-11. Les différentes phases de l'eau dans un sol (Mehenni, 2015)

Dans ces conditions, les sols non saturés se caractérisent par une pression négative de l'eau interstitielle, communément appelée succion ou potentiel matriciel. Cette succion correspond à l'énergie libre relative de l'eau dans le sol par rapport à l'eau pure à une pression atmosphérique de référence. Elle résulte principalement des effets capillaires et des forces d'adsorption exercées à la surface des particules solides. Plus la teneur en eau diminue, plus la succion augmente, rendant l'eau de plus en plus difficile à mobiliser.

$$\Psi_{tot} = \Psi_m + \Psi_s + \Psi_g + \Psi_p + \Psi_a + \emptyset_T \quad \text{(I.2)}$$

Où Ψ_{tot} représente le potentiel de l'eau dans le sol, Ψ_m est le potentiel matriciel associé aux forces de rétention capillaire et d'adsorption, Ψ_s est le potentiel osmotique

lié à la concentration des sels dissous, Ψ_g est le potentiel gravitaire, fonction de l'altitude par rapport à un niveau de référence, Ψ_p est le potentiel de pression lié à la phase liquide, Ψ_a le potentiel pneumatique exercé par la phase gazeuse sur l'eau dans le sol, et $\emptyset_T$ est la contribution entropique de la température.

Le potentiel gravitaire reflète la position verticale de l'eau dans le profil du sol : il est plus élevé en surface et décroît avec la profondeur. Le potentiel matriciel dépend des propriétés texturales et structurales du sol ; les sols fins ont des pores plus petits et donc un potentiel matriciel plus important que les sols grossiers. Le potentiel osmotique est influencé par la teneur en solutés dissous : plus la concentration est élevée, plus le potentiel est important. Enfin, les potentiels pneumatiques et de pression tiennent compte des interactions entre les phases liquide et gazeuse, et peuvent varier selon le degré de saturation et les conditions atmosphériques.

La capillarité est classiquement illustrée par l'expérience de remontée capillaire dans un tube fin plongé dans un réservoir d'eau (Delage and Cui, 2000) (Figure I-12). Lorsqu'un tube de rayon r est inséré dans l'eau, le liquide remonte à l'intérieur du tube sous l'effet des forces capillaires, jusqu'à atteindre une hauteur h d'équilibre. Cette élévation résulte de la tension superficielle de l'eau à l'interface eau-air, notée σ_s, et de l'angle de contact θ entre le liquide et la paroi du tube. Selon la loi de Jurin, issue de la simplification de la loi de Laplace dans le cas de pores cylindriques, la pression capillaire peut être exprimée par la relation :

$$u_a - u_w = \frac{2\sigma_s \cos\theta}{r} \quad \text{(I.3)}$$

Où u_a et u_w sont respectivement les pressions de l'air et de l'eau. Pour l'eau pure, on considère σ_s =72,75×10^{-3} N/m et cosθ=1 (angle de mouillage nul). Cette relation montre que plus le rayon du tube est petit, plus la pression de l'eau devient négative par rapport à la pression de l'air. En prenant la pression atmosphérique comme référence nulle, on en déduit que l'eau en position capillaire est soumise à une succion (pression négative), liée à une charge hydraulique donnée par

$$h = \frac{u_w}{\gamma_w} + z = 0 \text{ , ce qui implique : } u_w = -\gamma_w z \quad \text{(I.4)}$$

Cette équation montre que la tension dans l'eau est proportionnelle à la hauteur de la colonne d'eau dans le tube.

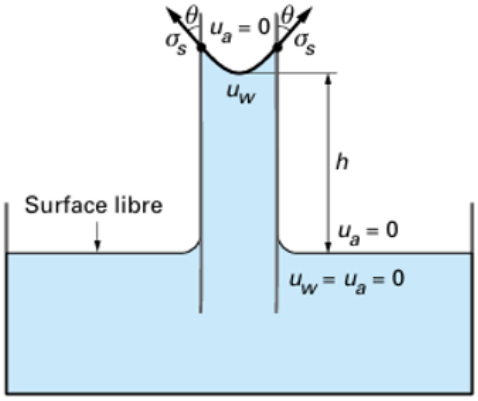


Figure I-12. Remontée capillaire dans un tube (Delage and Cui, 2000)

La succion totale est directement reliée à l'humidité relative dans le sol par la loi de Kelvin :

$$S_{tot} = -RT\ M_g \ln(RH) \quad \text{(I.5)}$$

Avec S_{tot} la succion totale, R la constante des gaz parfaits, T la température absolue, M la masse molaire de l'eau, g l'accélération de la pesanteur et RH l'humidité relative du sol.

Une élévation progressive de la succion totale induit un assèchement graduel de la solution interstitielle, débutant par les pores les plus larges, puis affectant les plus petits au fur et à mesure que la succion augmente. Ce processus s'accompagne d'une diminution du degré de saturation, établissant ainsi une relation directe entre succion et teneur en eau. Cette relation est classiquement représentée par la courbe de rétention d'eau du sol (Aitchison, 1965).

1.4.2. Courbe de rétention et modèles empiriques

La courbe de rétention d'eau décrit la relation entre la teneur en eau d'un sol et la succion (ou le potentiel matriciel) à laquelle cette eau est retenue. Elle reflète la rétention de l'eau dans les différentes tailles de pores du sol. Cette courbe peut être classiquement divisée en quatre zones principales correspondant à des régimes de rétention différents :

- La zone de saturation, où les pores sont totalement remplis d'eau, la succion est proche de zéro, et une petite variation de succion provoque une forte diminution de la teneur en eau.
- La zone de drainage capillaire, dans laquelle l'eau libre sous l'effet d'une succion croissante, commence à quitter les pores les plus larges qui ne sont

pas encore en contact direct avec l'air, et où la courbe présente une pente marquée.

- La zone de rétention capillaire, correspondant à la vidange progressive des pores plus fins. L'eau y est retenue principalement par capillarité, et la courbe s'aplatit progressivement.
- La zone d'adsorption ou la zone résiduelle, dans laquelle ne subsiste que l'eau adsorbée à la surface des particules solides. À ce stade, l'eau est fortement liée, et même une forte augmentation de la succion ne modifie que très peu la teneur en eau.

Cette structure en quatre parties reflète les mécanismes physiques responsables de la rétention d'eau dans le sol, depuis la saturation jusqu'au seuil hygroscopique.
Comme rappelé par Fredlund and Rahardjo (1993), la relation entre la teneur en eau et la succion n'est pas unique : elle dépend de l'histoire hydrique du sol, phénomène connu sous le nom d'hystérésis. Ainsi, la courbe de rétention obtenue lors du séchage d'un sol initialement saturé diffère de celle observée lors du mouillage d'un sol initialement sec (Figure I-13). Pour une même valeur de succion, la teneur en eau est généralement plus faible lors de l'humidification que lors du séchage. Cette hystérésis résulte de plusieurs mécanismes, tels que l'emprisonnement d'air, la géométrie du réseau poreux. Elle constitue un aspect fondamental à prendre en compte dans la modélisation du comportement hydriques des sols non saturés.

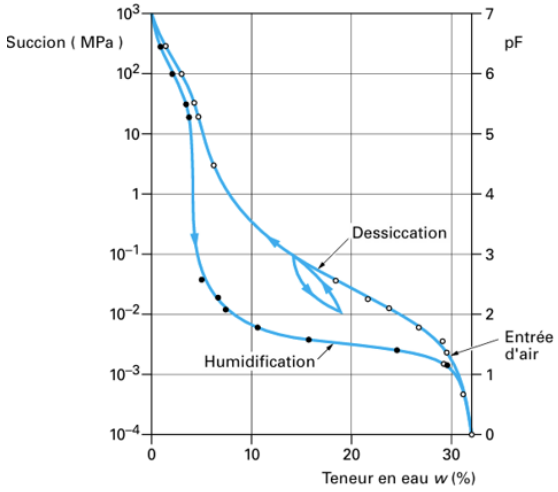


Figure I-13. Courbe de rétention d'eau d'un sable argileux (Delage et Cui 2000))

Modèles empiriques

De nombreux auteurs ont proposé des modèles permettant de présenter la courbe de rétention d'eau. Richards (1931) a proposé l'une des premières représentations de la courbe de rétention, basée sur une approximation linéaire entre la teneur en eau volumique (θ) et la succion (Ψ) :

$$\theta = \theta_s - a\Psi \quad \text{(I.6)}$$

Où θ_s est la teneur en eau à saturation, a est la pente caractérisant la sensibilité du sol à la succion. Ce modèle simple a ensuite été remplacé par des formulations plus élaborées. Le modèle de Brooks et Corey (1964) définit une succion d'entrée d'air Ψ_b séparant les zones saturée et non saturée :

$$\theta = \begin{cases} \theta_s & pour\ \Psi \leq \Psi_b \\ \theta_r + (\theta_s - \theta_r)\left(\frac{\Psi_b}{\Psi}\right)^{\lambda} & pour\ \ \Psi > \Psi_b \end{cases} \quad \text{(I.7)}$$

Où θ_r la teneur résiduelle, et λ un paramètre caractéristique de la distribution des pores.

Cette relation est adaptée aux modèles de Burdine (1953) et de Mualem (1976).

Le modèle de van Genuchten (1980) améliore cette représentation en proposant une fonction continue et plus souple qui est une des fonctions les plus utilisées :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_s}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{((1+|\alpha\Psi|)^n)^m} \quad \text{(I.8)}$$

S_e est la saturation effective, α (en kPa^{-1}) est un paramètre lié à l'inverse de la pression d'entrée d'air, et m et n sont des paramètres de forme liés à la distribution de la taille des pores, avec la contrainte m=1−1/n.

(I.9)

1.4.3. Transfert d'eau dans les sols non saturés

Le transfert hydrique isotherme est un processus important en géotechnique car il affecte la stabilité des structures de génie civil, le tassement du sol et la qualité de l'eau souterraine. Il fait référence au mouvement de l'eau dans le sol, à travers les pores en réponse à une différence de gradient de potentiel. Cette différence peut être due à une différence de pression hydrostatique, une différence de concentration de soluté ou une différence de potentiel matriciel. L'eau est déplacée des points où ce potentiel est élevé vers ceux où il est le plus bas.

La loi de Darcy généralisée, adaptée aux milieux non saturés donne une relation entre un flux d'écoulement q [L T^{-1}], un gradient de charge hydraulique H [L] et la conductivité hydraulique non saturée k(θ) [L T^{-1}],

$q = -k\,(\theta)$. grad (H) (I.9)

Pour un écoulement unidirectionnel (selon la verticale), cette équation devient :

$$q = -k(\theta)\left(\frac{\partial \mathrm{h}(\theta)}{\partial \mathrm{z}} + 1\right) \quad \text{(I.10)}$$

Dans le cas où le gradient de charge est unitaire (h(θ) constante dans l'espace), la vitesse de Darcy est égale à la conductivité hydraulique du milieu.

Il existe plusieurs modèles empiriques pour déterminer la conductivité hydraulique non saturée. En effet, plusieurs auteurs (Burdine, 1953; Mualem, 1976) ont montré que k(ψ) est directement contrôlée par la distribution des tailles de pores, donc par la relation θ(ψ). Ainsi, les modèles de conductivité hydraulique découlent explicitement de la fonction de rétention choisie.

Le Tableau I-2 présente ensuite différents modèles empiriques permettant d'estimer la conductivité hydraulique non saturée. Ces formulations, bien que simples, doivent être choisies de manière cohérente avec la courbe de rétention utilisée.

Tableau I-2. Modèles empiriques pour l'estimation de la conductivité hydraulique non saturée.

Equations	Références	Paramètres
$k = a\Psi + b$	Richards (1931)	a et b
$k = k_s S_e^2 \int_0^{S_e} \frac{dS}{h(S)}$ k_s: conductivité hydraulique à saturation S_e : saturation effective	Burdine (1953)	-
$k = k_s {S_e}^{2+\frac{3}{\lambda}}$	Brooks et Corey (1964)	λ
$k = k_s S_e^l \left[\int_0^{S_e} \frac{dS}{h(S)}\right]^2$	Mualem (1976)	l
$k = k_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m\right]^2$	Van Genuchten-Mualem (1980)	l et m
$k = \frac{\int_{\ln(\Psi)}^{b} \frac{\theta(e^y) - \theta(\Psi)}{e^y} \theta'(e^y) dy}{\int_{\ln(\Psi_a)}^{b} \frac{\theta(e^y) - \theta_s}{e^y} \theta'(e^y) dy}$ Ψ_a: succion au point d'entrée d'air Y : variable d'intégration	Fredlund et Xing (1994)	$b = \ln(10^6)$

L'analyse des modèles montre que, malgré leur diversité, tous reposent sur l'hypothèse que la conductivité hydraulique peut être déduite de la courbe de rétention. Si ces formulations sont largement utilisées, leur capacité à représenter fidèlement les sols compactés dans des conditions de stockage thermique où la température modifie les transferts d'eau reste à vérifier.

1.5. Comportement thermique des sols non saturés

Après avoir détaillé dans la partie précédente le comportement hydrique des sols non saturés, qui joue un rôle essentiel dans la circulation et la rétention de l'eau, il est également fondamental de s'intéresser au comportement thermique de ces milieux. En effet, dans le cadre des applications liées au stockage de chaleur dans les sols, la compréhension des propriétés thermiques et des mécanismes de transfert de chaleur dans les sols est indispensable. Ces phénomènes conditionnent non seulement l'efficacité du stockage thermique mais influencent également le comportement hydrique par des couplages thermo-hydriques complexes. La présente partie est donc consacrée à l'étude des propriétés thermiques des sols et des processus de transfert thermique qui s'y développent.

1.5.1. Propriétés thermiques des sols

Dans le cadre du transfert de chaleur dans les sols, trois propriétés thermiques sont définies : la conductivité thermique, la capacité thermique volumique et la diffusivité thermique déduite des deux premiers. Ces propriétés contrôlent à la fois la manière dont la chaleur est stockée et sa propagation au sein de la matrice du sol. Leur mesure peut être effectuée par des méthodes directes ou indirectes, en analysant la réponse thermique d'un matériau soumis à un flux de chaleur. Les méthodes dites en régime permanent, telles que la méthode de la plaque chauffante, consistent à maintenir un flux de chaleur constant à travers l'échantillon jusqu'à atteindre un état stable (Abu-Hamdeh, 2001; Kraemer and Chen, 2014). À l'inverse, les méthodes en régime transitoire reposent sur l'observation du comportement thermique lors de phases non stationnaires. Parmi celles-ci, l'utilisation d'une sonde à aiguille thermique ou les techniques d'imagerie thermique infrarouge sont largement répandues pour déterminer la conductivité et la diffusivité thermique, tant en laboratoire que sur le terrain (Coquard et al., 2006; Barry-Macaulay et al., 2013).

Il est important de noter que ces propriétés thermiques ne sont pas constantes : elles évoluent selon les caractéristiques physiques et hydriques du sol, notamment sa composition minéralogique, sa densité sèche et son degré de saturation. Une compréhension fine de ces dépendances est essentielle pour modéliser correctement les transferts thermiques dans les sols non saturés.

Conductivité thermique

La conductivité thermique d'un sol, généralement notée λ (W/m·K), traduit sa capacité à transmettre la chaleur sous l'effet d'un gradient de température.

Dans les sols secs, l'air, mauvais conducteur thermique, occupe une grande partie des vides, ce qui entraîne une faible conductivité. À l'inverse, l'eau présente dans les pores joue un rôle d'interface conductrice entre les particules solides, augmentant significativement λ lorsque le sol est plus saturé. Ainsi, la conductivité thermique augmente de manière non linéaire avec le degré de saturation, notamment lorsque les films d'eau assurent la continuité des voies de conduction thermique à travers la matrice du sol.

Abu-Hamdeh et al. (2001) ont mesuré la conductivité thermique de différents types de sols (sable, limon sableux, limon, limon argileux) en laboratoire à l'aide de deux méthodes, l'une basée sur le chauffage et l'autre sur le refroidissement du sol. Leurs résultats, (Figure I-14 dans laquelle λ est notée K), montrent une augmentation de la conductivité thermique avec la densité sèche et la teneur en eau. Ils ont également observé un effet notable de la texture : les sols fins comme le limon argileux présentent une conductivité thermique plus faible que les sols grossiers comme le sable.

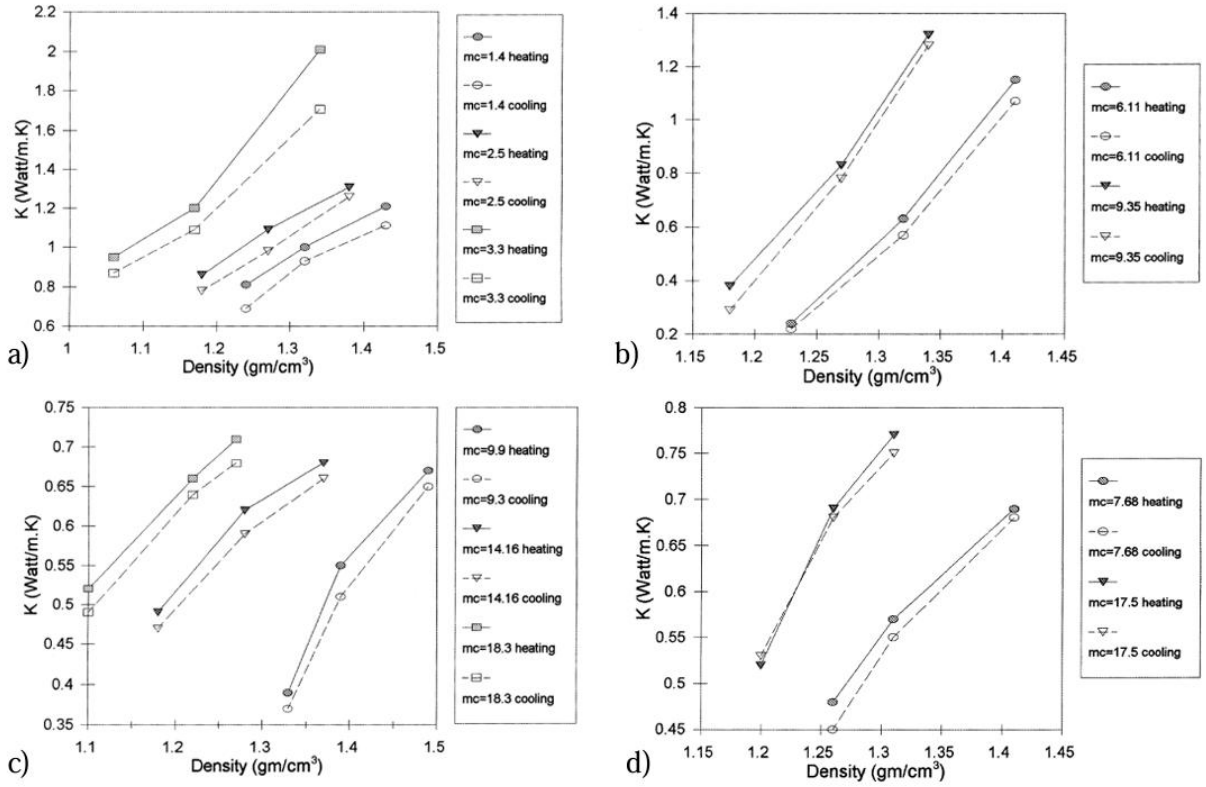


Figure I-14. Evolution de la conductivité thermique en fonction de la masse volumique et la teneur en eau pour : a) sable, b) limon sableux, c) limon argileux, d) limon (Abu-Hamdeh et al., 2001).

L'étude expérimentale de Lu et al. (2014) pour évaluer la relation entre la conductivité thermique et la teneur en eau dans un sol limoneux (Figure I-15), montre qu'avec l'ajout d'humidité, un mince film d'eau se forme entre les particules, créant des ponts qui augmentent la surface de contact effective. Cette amélioration des connexions favorise le transfert de chaleur et se traduit par une augmentation de la conductivité thermique.

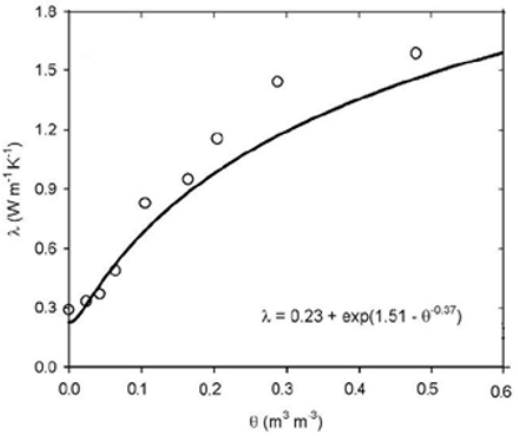


Figure I-15. Conductivité thermique (λ) mesurée (symboles) et estimée en développant un modèle simple reposant sur la texture, la densité sèche et la teneur en eau (courbes) en fonction de la teneur en eau pour un sol limoneux (Lu et al., 2014).

Eslami (2014) a étudié l'évolution de la conductivité thermique d'un sol illitique en fonction de la densité sèche et de la teneur en eau, en se basant sur la courbe de compactage. Les résultats montrent une augmentation progressive de la conductivité thermique du côté sec de la courbe, atteignant un maximum à proximité de l'optimum Proctor.

Dans l'étude expérimentale menée par Boukelia (2016), l'effet couplé de la teneur en eau et de la densité sèche sur la conductivité thermique du sol a été examiné pour plusieurs matériaux : PL, S+I, S+JL, S+XL , où (I) est le matériau illitique, (PL) le limon de Plaisir, (JL) le limon de Jossigny, (XL) le limon de Xeuilley et (S) est le sable d'Hostun. Le sol dans chaque cas a été compacté à l'énergie Proctor normal à différentes teneurs en eau. Les résultats (Figure I-16.a) montrent que, pour tous les sols testés, la conductivité thermique augmente progressivement depuis le côté sec de la courbe de compactage pour atteindre un maximum à proximité de l'optimum Proctor, correspondant à des degrés de saturation compris entre 90 et 95 %. Cette augmentation s'explique par la réduction de la teneur en air au profit des phases solides et liquides, plus conductrices thermiquement. Par ailleurs, l'augmentation de la densité améliore le contact entre particules, renforçant ainsi la conductivité thermique.

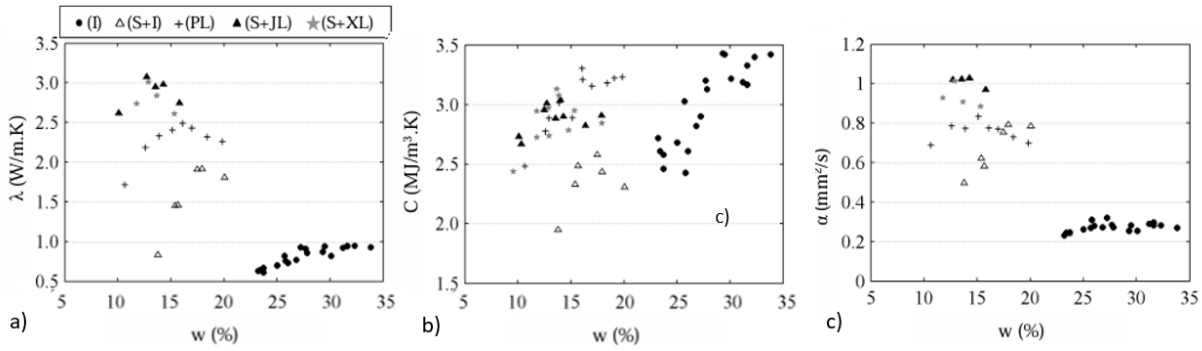


Figure I-16. Evolution de : a) la conductivité thermique, b) la capacité thermique volumique c) la diffusivité thermique, en fonction de la teneur en eau et de la masse volumique sèche des éprouvettes (énergie de compactage Proctor normal) (Boukelia,2016)

Cependant, au-delà de l'optimum, les évolutions diffèrent selon la minéralogie : les sols siliceux (PL, S+I, S+JL, S+XL) présentent une diminution marquée de leur conductivité thermique sur le versant humide, alors que le matériau illitique testé par Eslami (2014) a conservé une conductivité proche de son maximum. Cette différence est liée aux contrastes de conductivité thermique entre les composants solides et l'eau : le quartz, majoritaire dans les sols siliceux, possède une conductivité thermique

bien plus élevée (7,7 W.m⁻¹.K⁻¹) que l'eau (0,61 W.m⁻¹.K⁻¹) (Brigaud et Vasseur, 1989). Ainsi, lorsque la teneur en eau augmente, les proportions relatives des phases évoluent : la fraction d'eau occupe une part croissante du volume poreux, ce qui réduit la capacité globale du milieu à conduire la chaleur. À l'inverse, l'illite ayant une conductivité plus proche de celle de l'eau (1,9 W.m⁻¹.K⁻¹), l'impact du remplacement des solides par l'eau reste limité, expliquant la stabilité de la conductivité thermique observée pour ce matériau.

Capacité thermique volumique

La capacité thermique volumique C_v (J/m³K) est une propriété thermique fondamentale qui reflète la capacité d'un sol à stocker de l'énergie thermique par unité de volume. Elle est définie par le produit de la capacité calorifique massique c (J/kg K) et de la masse volumique ρ (kg/m³).

$$C_v = \rho\, c \tag{I.11}$$

La capacité thermique volumique dépend directement de la nature et de la proportion des différentes phases présentes dans le sol (solides, eau et air). Elle peut être estimée à l'aide d'une combinaison pondérée en fonction des volumes occupés par chaque phase (De Vries, 1963):

$$C_v = \theta_w C_w + \theta_s C_s + \theta_a C_a \tag{I.12}$$

Où θ_w, θ_s, θ_a sont respectivement les fractions volumiques d'eau, de solides et d'air, et C_w, C_s, C_a sont les capacités thermiques volumiques de l'eau, des solides, et de l'air.

Dans la pratique, étant donné la très faible contribution de l'air, l'équation peut souvent être simplifiée en négligeant le terme associé à C_a. Ainsi, la capacité thermique volumique du sol augmente généralement avec la teneur en eau et la densité sèche. À la saturation, C_v atteint des valeurs maximales, traduisant une forte capacité du sol à emmagasiner la chaleur. Cette propriété joue un rôle clé dans les applications de stockage de chaleur à court et long terme, car elle conditionne la quantité d'énergie thermique que le sol peut absorber ou restituer lors de cycles de chauffage-refroidissement.

Abu-Hamdeh (2003) a réalisé des essais expérimentaux pour évaluer la capacité thermique volumique de sols argileux et sableux en faisant varier la densité sèche et

la teneur en eau. Les résultats obtenus (Figure I-17) montrent une augmentation progressive de la capacité thermique volumique avec l'accroissement de la densité sèche et de la teneur en eau. Cette tendance s'explique par la contribution importante de l'eau et des solides à la capacité thermique, contrairement à l'air dont l'influence sur la capacité thermique est négligeable.

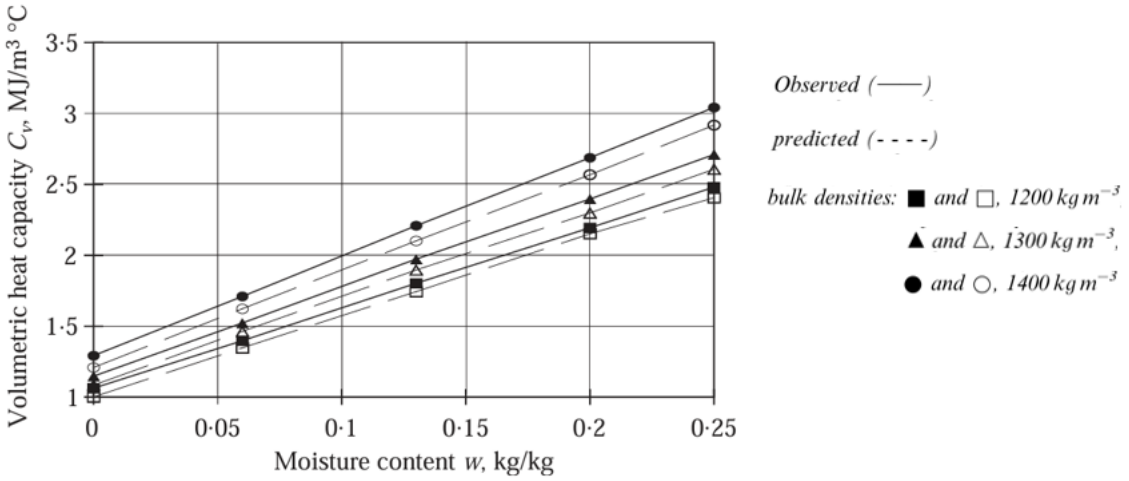


Figure I-17. Capacité calorifique volumique en fonction de la teneur en eau pour un sol argileux à différentes densités sèches (Abu-Hamdeh, 2003).

Boukelia (2016) s'est également intéressé à la capacité thermique volumique des matériaux étudiés. Les résultats (Figure I-16.b) montrent que, tout comme la conductivité, cette propriété augmente du côté sec de la courbe de compactage, atteignant un maximum près de l'optimum Proctor. Du côté humide, les valeurs restent élevées ou diminuent très faiblement. Cette stabilité s'explique par le fait que la baisse de la masse volumique sèche est compensée par une augmentation de la teneur en eau. Ainsi, la capacité thermique volumique apparaît globalement moins sensible aux variations de densité et d'humidité que la conductivité thermique. Par ailleurs, l'auteur a trouvé que les matériaux testés montrent un bon potentiel de stockage thermique : par exemple, le limon de Plaisir (PL) présente une capacité thermique de 3,25 MJ/m³·K, soit environ 77 % de celle de l'eau pure (4,2 MJ/m³·K).

Diffusivité thermique

La diffusivité thermique α(mm^2/s), définie comme le rapport entre la conductivité thermique et la capacité thermique volumique :

$$\alpha = \frac{\lambda}{C} \tag{I.13}$$

Elle caractérise la vitesse à laquelle un matériau réagit à une variation de température. Elle reflète donc la capacité d'un sol à transmettre une variation thermique par rapport à sa capacité à emmagasiner de la chaleur. Dans l'étude de Boukelia (2016), la diffusivité thermique présente des variations similaires à celles observées pour la conductivité thermique. Elle augmente progressivement du côté sec de la courbe de compactage, atteignant un maximum à proximité de l'optimum Proctor, avant de diminuer du côté humide (Figure I-16.c). Parmi les matériaux étudiés, les mélanges S+JL et S+XL se distinguent par des valeurs de diffusivité plus élevées, traduisant une meilleure aptitude à transmettre les variations de température.

1.5.2. Modes de transfert de chaleur dans le sol

Le transfert de chaleur dans un massif de sol se décompose en deux grandes parties : le transfert convectif entre le fluide caloporteur et le sol, et le transfert de chaleur dans la zone de stockage induisant des pertes de chaleur. Nous nous intéressons au transfert de chaleur dans le stockage qui est dû au gradient thermique. En effet, le second principe de la thermodynamique indique que la chaleur se diffuse depuis les points chauds vers les points froids.

Comme dans les milieux poreux en général, Le transfert de chaleur dans le sol peut être induit par plusieurs mécanismes. Les mécanismes les plus influents sont :

- La conduction à travers les grains du sol
- La convection
- Le rayonnement dans les pores remplis de gaz
- Le transfert de chaleur par changement d'état.

1.5.2.1. Transfert de chaleur par conduction

La conduction thermique est le mode de transfert de chaleur qui se produit au sein d'un matériau lorsque ses particules échangent de l'énergie sous l'effet d'un gradient de température. Ce mode de transfert de chaleur, qui prédomine dans les solides, a été décrit pour la première fois par le mathématicien et physicien français Joseph Fourier en 1822. Sa théorie analytique de la chaleur a permis d'aboutir à ce que l'on

appelle aujourd'hui la loi de Fourier ; le flux de chaleur par unité de surface, q_{cond} (W/m^2) généré par conduction, peut s'écrire comme suit :

$$q_{cond} = -\lambda \nabla \mathrm{T} \quad \text{(I.14)}$$

Où λ est la conductivité thermique du milieu (W/m K), $\nabla \mathrm{T}$ est le gradient de température dans la direction du flux de chaleur.

Il a été convenu que dans la majorité des cas, la conduction à travers les particules solides dans le sol représente le mode de transfert de chaleur dominant. Plus il y'a de l'espace entre les grains, moins ce mode de transfert de chaleur est présent. Par conséquent, augmenter la résistance de contact entre les grains reviendrait à limiter ce processus.

Dans un transfert par conduction, les propriétés du sol les plus importantes sont la conductivité thermique λ et la capacité thermique volumique C.

1.5.2.2. Transfert de chaleur par convection

Ce mode d'échange de chaleur se produit via un transfert de masse. Il est généralement prépondérant dans les fluides. Selon la nature du mécanisme qui provoque le transfert de masse, on distingue :

- La convection naturelle, où l'écoulement est dû à la différence de masse volumique entre différentes parties du fluide, dû par exemple à une différence de température. Cette convection naturelle dépend des propriétés thermo-hydromécaniques et thermiques du fluide et du milieu.
- La convection forcée se produit quand le mouvement du fluide est imposé par une intervention extérieure au système. C'est par exemple le cas des fluides caloporteurs circulant dans les échangeurs thermiques sous l'action de la pompe à chaleur.

Le flux de chaleur $\vec{q}$ généré par la convection à travers un volume peut être alors donné par :

$$\vec{q} = C_v \, \vec{v} \, \nabla T \quad \text{(I.15)}$$

Où C_v est la capacité thermique volumique de l'eau du sol, $\vec{v}$ est le vecteur de la vitesse de l'eau (m/s).

Le vecteur de vitesse de l'écoulement $\vec{v}$ est donné par la loi de Darcy :

$$\vec{v} = -k \nabla H \quad \text{(I.16)}$$

Avec k : la perméabilité du sol (m/s) ∇H : le gradient hydraulique. Dans un transfert de chaleur par convection, la perméabilité du sol est un paramètre important.

1.5.2.3. Transfert de chaleur par radiation

Le transfert de chaleur par radiation est le transfert de chaleur dû à la propagation des ondes électromagnétiques ou photons. L'énergie transmise par rayonnement se déplace à la vitesse de la lumière. Le rayonnement solaire peut être échangé avec la surface du sol sans chauffer l'espace de transition. Le transfert de chaleur par rayonnement peut être décrit par l'équation suivante :

$$q_r = \nabla D_\lambda \nabla T \quad \text{(I.17)}$$

Où q_r est le transfert de chaleur par rayonnement ($W.m^{-2}$) et D_λ est le coefficient de dispersion qui peut être exprimé par :

$$D_\lambda = c_w \rho_w \delta_v |v| \quad \text{(I.18)}$$

Où δ_v est la dissipation thermique.

1.6. Transfert thermo-hydrique couplé

Dans les systèmes géotechniques soumis à des sollicitations thermiques, tels que les remblais utilisés pour le stockage de chaleur, les transferts de chaleur et d'eau sont fortement couplés. Le sol compacté utilisé dans ces ouvrages est généralement non saturé, c'est-à-dire constitué d'une matrice solide (les grains minéraux) et de pores pouvant contenir de l'eau liquide, de l'air, et de la vapeur d'eau. Si les particules solides sont considérées comme immobiles, les phases liquide et gazeuse peuvent se déplacer dans le milieu poreux en réponse à des gradients de température et d'humidité.

Ce couplage thermique et hydrique est à l'origine de phénomènes complexes tels que l'évaporation, la condensation, la migration d'eau liquide et de vapeur, ainsi que la redistribution locale de la teneur en eau. Ces processus sont activés par les gradients thermiques imposés lors du fonctionnement des échangeurs de chaleur enfouis. La compréhension et la modélisation précise de ces mécanismes sont essentielles pour concevoir des systèmes de stockage thermique efficaces et durables.

Le transfert d'humidité peut être divisé en deux flux : celui lié à la vapeur et celui à l'eau liquide. Ces 2 modes de transferts sont principalement contrôlés par les

gradients de température et de teneur en eau. Pour l'eau liquide, le débit d'écoulement peut être décrit à l'aide de la loi de Darcy.

Le flux volumique de vapeur, affecté par la température et la teneur en eau, est exprimé par :

$$Q_v = -D_{Tv}\nabla \mathrm{T} - D_{\theta v}\nabla\theta \quad \text{(I.19)}$$

Où Q_v est le flux volumique de vapeur, D_{Tv} la diffusivité thermique de la vapeur et $D_{\theta v}$ la diffusivité hydraulique isotherme.

Ainsi, le flux total d'humidité dans le sol s'écrit :

$$Q_{total} = Q_v + Q_l \quad \text{(I.20)}$$

Ce cadre théorique met en évidence l'interaction complexe entre les phénomènes thermiques et hydriques dans les sols non saturés, soulignant l'importance de leur prise en compte conjointe pour modéliser correctement les transferts dans les remblais soumis à des gradients de température.

1.7. Effet de la température sur les propriétés thermiques du sol

Plusieurs études se sont penchées sur l'effet combiné de la température et du degré de saturation sur la conductivité thermique des sols. Parmi elles, celle de Hiraiwa et Kasubuchi (2000) a porté sur des sols fins, notamment une argile et un limon argileux, pour des températures comprises entre 5 °C et 75 °C, et une teneur en eau volumique allant de 0 à 0,55. Les auteurs ont mis en évidence une augmentation de la conductivité thermique avec la température, particulièrement marquée dans les plages de saturation intermédiaires. Pour ce type de sol, il a été observé que l'effet de la température devient de plus en plus significatif à mesure qu'elle s'élève, avec une relation presque proportionnelle entre température et conductivité thermique.

Smits et al. (2013) ont étudié la conductivité thermique d'un sable à l'état dense et à l'état lâche pour des températures comprises entre 30 et 70 °C et pour un degré de saturation variant de 0 à 1 (Figure I-18). Pour les deux états de compacité, l'effet de la température devient marqué au-delà de 50 °C : la conductivité thermique est alors environ deux fois plus élevée à 70 °C qu'à 30 °C. Pour des températures inférieures à 50 °C, la conductivité thermique augmente très rapidement lorsque le degré de saturation passe de 0 à 0,1, puis évolue plus lentement jusqu'à atteindre une valeur

presque constante et indépendante de la température pour des saturations supérieures à 60 %. À des températures supérieures à 50 °C, un maximum de conductivité thermique apparaît autour de S ≈ 0,1, avant de diminuer progressivement pour rejoindre les valeurs mesurées à saturation, aussi bien pour le sable dense que pour le sable lâche.

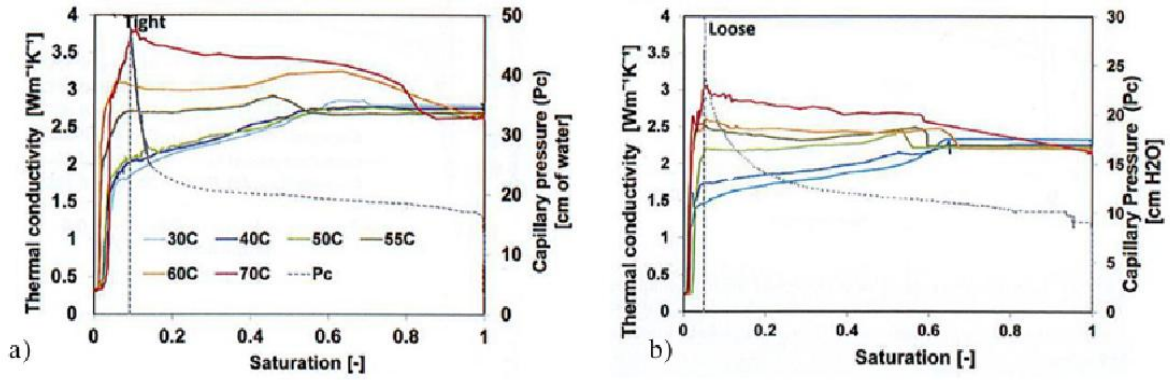


Figure I-18. Variation de la conductivité thermique en fonction de degré de saturation de la température : a) sable dense avec ρd=1,77 Mg/m³, b) sable lâche avec ρd= 1,57 Mg/ m³ (Smits et al., 2013).

Dans son étude, Eslami (2014) met en évidence l'impact de la température sur les propriétés thermiques d'une argile illitique compactée. Il est observé que l'augmentation de la température, dans une plage allant de 1 °C à 70 °C, entraîne une élévation de la conductivité thermique, surtout lorsque le sol se situe du côté sec de la courbe de compactage (Figure I-19). À l'opposé, lorsque le matériau est plus humide, l'effet de la température devient beaucoup moins perceptible. En ce qui concerne la diffusivité thermique, une même tendance est également notée avec l'augmentation de la température, mais cette évolution est limitée aux faibles teneurs en eau. Au-delà du point correspondant à l'optimum de compactage, la température n'a plus d'effet amplificateur marqué sur cette propriété, et une légère baisse peut même être observée.

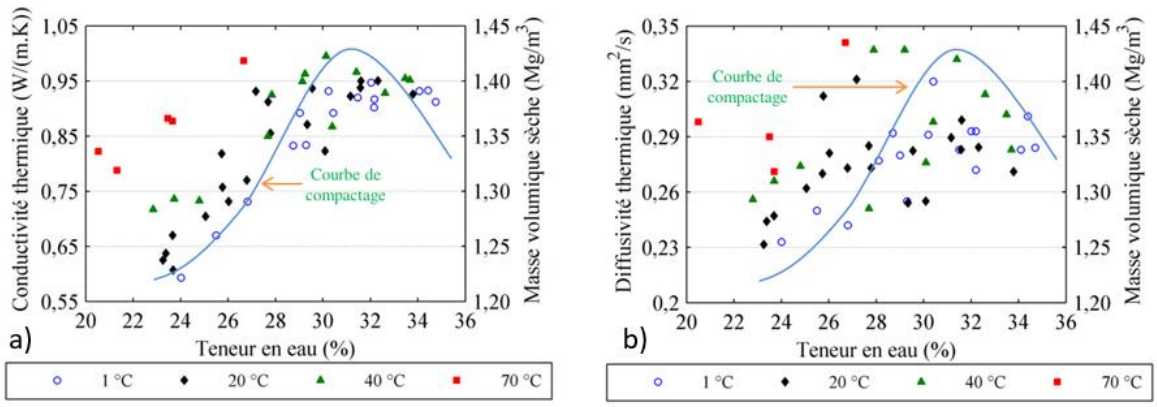


Figure I-19. Evolution de la conductivité thermique (a) et de la diffusivité thermique (b) du matériau illitique en fonction de la densité, de la teneur en eau et de la température (Eslami, 2014).

Mengistu et al. (2017) ont étudié l'effet de températures comprises entre 0 et 60 °C sur les propriétés thermiques de deux sols éoliens d'Afrique du Sud. Les échantillons, d'abord séchés puis recompactés dans des cylindres à des densités sèches prédéterminées, ont ensuite été ajustés à différentes teneurs en eau volumique (0, 8, 16, 22 et 39 %) afin d'évaluer l'influence de l'humidité sur leur comportement thermique.

Les résultats obtenus indiquent que la capacité thermique volumique augmente légèrement avec la température, quel que soit le niveau d'humidité du sol. En revanche, le comportement de la conductivité thermique (Figure I-20) s'est révélé dépendant de la teneur en eau : une hausse progressive a été observée lorsque l'eau était peu présente (0 à 16 %), tandis qu'une diminution a été constatée aux teneurs plus élevées, notamment à 22 % et à saturation (40 %). Ces observations confirment que les propriétés thermiques des sols ne réagissent pas uniformément à la température, et que leur évolution dépend étroitement de l'humidité du sol ainsi que de sa densité.

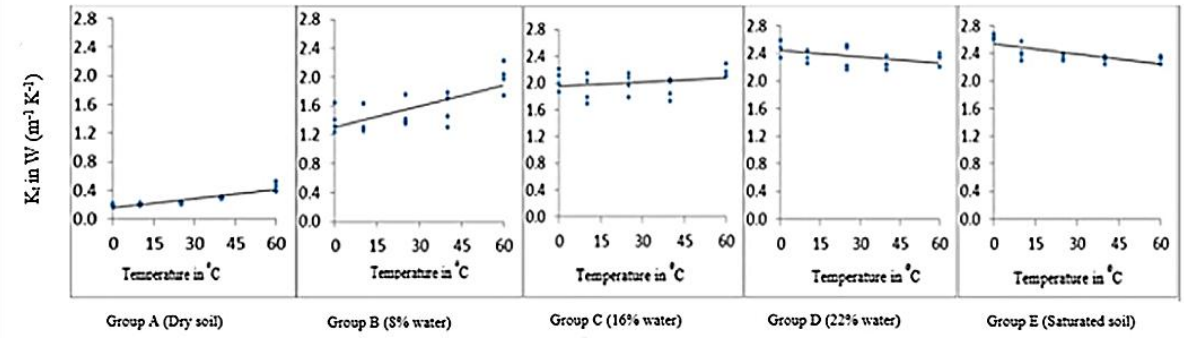


Figure I-20. Evolution de la conductivité thermique(k ici) des sols éoliens avec la variation de la teneur en eau et de la température (Mengistu et al., 2017).

Boukelia (2016) a étudié l'influence de l'élévation de température ainsi que celle des cycles thermiques sur les propriétés thermiques d'un limon quartzeux (limon de Plaisir) (Figure I-21). Des sollicitations thermiques contrôlées ont été appliquées à des échantillons maintenus à teneur en eau constante, selon différents programmes expérimentaux. Les propriétés thermiques ont été mesurées à trois étapes clés : à température ambiante (20 °C), après chauffage à 50 °C, puis de nouveau à 20 °C à l'issue des cycles thermiques. Les résultats montrent une augmentation de la conductivité et de la capacité thermique lors du chauffage. La capacité thermique revient à sa valeur initiale après les cycles, indiquant un comportement réversible. En revanche, la conductivité thermique, bien que mesurée à la même température qu'au début, reste légèrement supérieure, ce qui pourrait être lié à une modification de la structure du sol induite par les sollicitations thermiques.

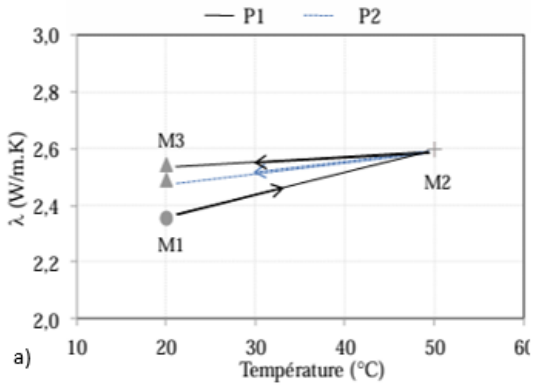


Figure I-21. Effet du chauffage et du cycle thermique sur la conductivité thermique du limon de Plaisir (Boukelia, 2016)

L'expérimentation a également permis d'évaluer la dynamique du stockage et de la restitution de la chaleur dans les éprouvettes. Un exemple des résultats de l'un des programmes appliqués montre que le régime permanent est atteint en 9 heures, aussi bien pendant le chauffage que lors du refroidissement, sous un gradient thermique

constant, avec un coefficient de transfert thermique de 2,3 W/m²·°C. Dans le cas d'un deuxième programme, un chauffage de 2 heures sous un gradient de 30 °C permet d'atteindre une température de 37 °C dans le matériau, correspondant à un coefficient de transfert de 5,1 W/m²·°C. Lors de la phase de refroidissement, sous un gradient de 17 °C, la restitution de la chaleur a lieu en 4 heures, avec un coefficient de transfert de 3,9 W/m²·°C. Ces résultats mettent en évidence que le transfert thermique dépend non seulement de la durée d'application et de l'amplitude du gradient, mais aussi de la quantité d'énergie stockée. Enfin, il est observé que les échantillons compactés du côté humide de la courbe Proctor présentent une capacité thermique plus élevée et une conductivité thermique plus favorable, indiquant une meilleure aptitude au stockage et à l'échange de chaleur dans un contexte géothermique.

1.8. Effet d'une modification de la température sur les propriétés hydriques du sol

1.8.1. Effet de la température sur la conductivité hydraulique

Le coefficient de perméabilité joue un rôle fondamental dans les géo-structures énergétiques, dans la mesure où, le transfert de chaleur dans le massif de sol dépend étroitement de la circulation de l'eau. La performance à long terme d'un système géothermique est ainsi directement influencée par l'évolution de cette propriété. En laboratoire, *k* est généralement mesurée à l'aide d'essais normalisés, en appliquant différentes configurations telles que les perméamètres, les cellules triaxiales ou les essais œdométriques. Ces essais permettent d'obtenir *k* en régime de charge constante ou variable. Dans ce contexte, plusieurs travaux ont analysé l'impact de la température sur la conductivité hydraulique, en conditions saturées puis non saturées, afin de mieux comprendre le couplage thermo-hydrique dans les sols.

1.8.1.1. Evolution de k en condition saturée

L'effet de la température sur la conductivité hydraulique peut s'expliquer principalement par les variations de la viscosité et de la densité de l'eau. Lorsque la température augmente, l'énergie cinétique des molécules d'eau s'accroît, ce qui entraîne une diminution de la viscosité du liquide. Cette baisse de viscosité favorise un écoulement plus fluide à travers les pores du sol. En parallèle, la tension superficielle de l'eau diminue également avec la température, facilitant ainsi la

pénétration du liquide entre les particules du sol. En ce qui concerne la densité, son augmentation modifie la structure du sol en réduisant le volume des vides et en augmentant mécaniquement le degré de saturation pour une même teneur en eau. Cette réduction de la porosité rend les chemins d'écoulement plus étroits, ce qui conduit généralement à une diminution de la conductivité hydraulique non saturée.

Villar et Lloret (2004) ont examiné l'influence de la température sur la perméabilité d'une bentonite (FEBEX) à l'aide d'essais œdométriques. Leurs résultats (Figure I-22) montrent une nette augmentation du coefficient de perméabilité, passant d'environ 6 × 10^{-14} m/s à 10^{-13} m/s lorsque la température est élevée de 20 °C à 80 °C. Cette tendance a également été observée par d'autres auteurs (Cho et al., 1999; Olchitzky, 2002; Abuel-Naga et al., 2005; Bouazza et al., 2008; Ye et al., 2013; Yang et al., 2022; Zhang et al., 2022), qui soulignent que la diminution de la viscosité de l'eau à haute température constitue le principal facteur expliquant l'augmentation de la perméabilité en conditions saturées.

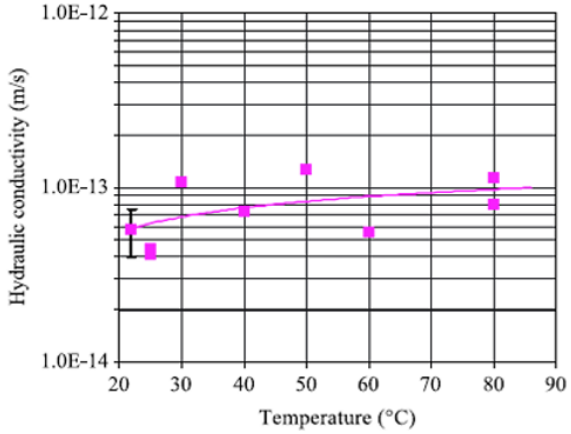


Figure I-22. Variation de la perméabilité d'une bentonite (FEBEX) sous chauffage (Villar and Lloret, 2004).

1.8.1.2. Evolution de k en condition non saturée

En conditions non saturées, Romero et al. (2001) ont observé une augmentation de la perméabilité de l'argile de Boom lorsque la température passe de 22 à 80 °C, pour des degrés de saturation de 95 ± 5 % et 85 ± 5 % (Figure I-23). En revanche, aucun effet significatif de la température n'a été constaté pour un degré de saturation plus faible, autour de 75 ± 5 %. Ces résultats indiquent que l'impact thermique sur la conductivité hydraulique dépend fortement du niveau de saturation du sol.

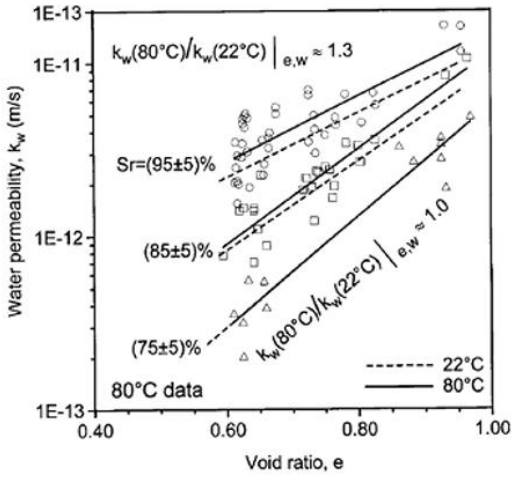


Figure I-23. Perméabilité en fonction de l'indice des vides et de la température (Romero et al., 2001)

Zhang et al. (2013) ont examiné l'effet de la température sur la conductivité hydraulique d'un mélange compacté de bentonite et de sable fin. Les éprouvettes de 60 mm de diamètre et 40 mm de hauteur, ont été placées dans une cellule en acier, puis saturées par le bas. Après différentes durées d'infiltration, les échantillons ont été découpés en tranches de 2 mm d'épaisseur, et leur teneur en eau a été déterminée par séchage à 105 °C pendant 24 heures. Les résultats ont mis en évidence une légère augmentation de la conductivité hydraulique avec la température, mais cet effet restait peu marqué lorsque la teneur en eau ou le degré de saturation était faible. Ces résultats sont compatibles avec ceux de Romero et al. (2001).

Yang et al. (2024) ont étudié trois types de sols : un sol granitique, un sol sableux et un sol détritique. Des essais de séchage ont été réalisés en contrôlant la succion à l'aide de la méthode des papiers filtres, et les courbes de rétention ont été ajustées à l'aide du modèle de conductivité hydraulique non saturée de Burdine (1953) combiné à l'équation de van Genuchten (1980). Pour interpréter les résultats, les auteurs ont utilisé deux calibrations distinctes correspondant aux températures de 25 °C et 40 °C. Ils ont constaté que la conductivité hydraulique non saturée augmentait de manière significative avec la température pour les trois sols étudiés (Figure I-24). Cette évolution a été expliquée par la réduction de la viscosité et de la tension superficielle de l'eau à température plus élevée, facilitant ainsi l'écoulement dans la matrice poreuse du sol.

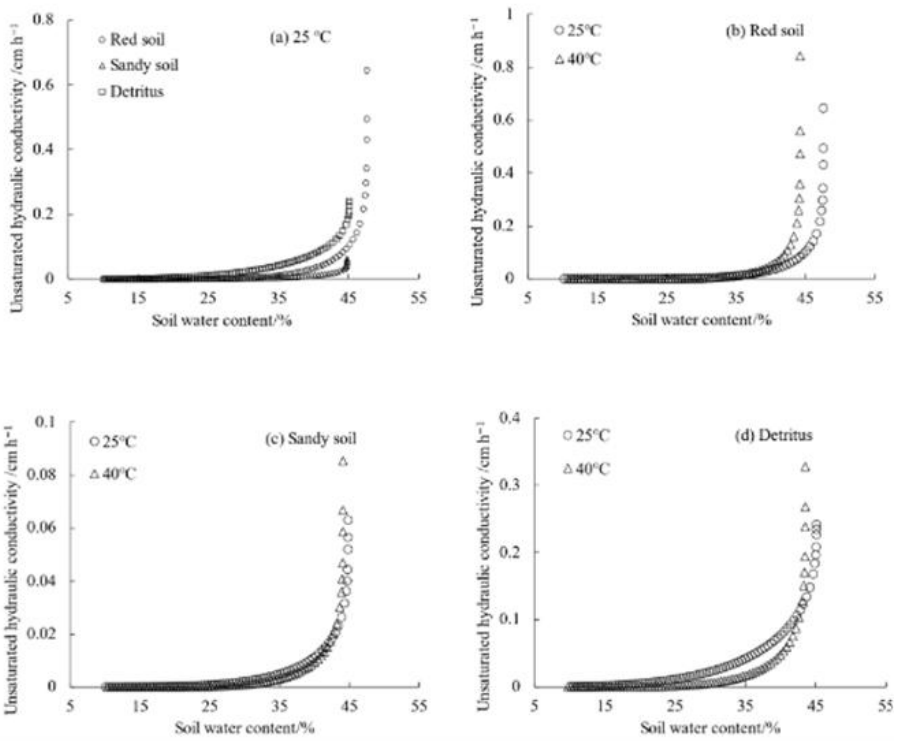


Figure I-24. Conductivité hydraulique non saturée du sol (a) en fonction de la teneur en eau des différentes couches à 25 °C ; (b) en fonction de la teneur en eau de la couche du sol rouge à 25 et 40 °C ; (c) en fonction de la teneur en eau de la couche du sol sableux à 25 et 40 °C ; (d) en fonction de la teneur en eau de la couche du détritus à 25 et 40 °C (Yang et al., 2024).

1.8.2. Effet de la température sur la capacité de rétention

L'effet de la température sur la capacité de rétention a été étudiée par plusieurs auteurs (Exemple : Olchitzky, 2002; Romero et al., 2001; Tang, 2005; Villar et Lloret, 2004,…). L'ensemble de ces travaux vont dans le sens d'une légère diminution de la capacité de rétention d'un sol non saturé avec le chauffage.

Tang et Cui (2005) ont analysé l'influence de la température sur la courbe de rétention d'eau d'une bentonite sodique compactée, en utilisant la méthode d'équilibre vapeur à deux températures distinctes : 20 °C et 80 °C. Les résultats ont montré qu'à succion constante, la teneur en eau diminue lorsque la température augmente, ce qui reflète un déplacement de la courbe de rétention vers des teneurs en eau plus faibles à température plus élevée.

L'analyse de base de données National Resource Conservation Service par El-Keshky (2011) en regroupant en catégories spécifiques les sols présentant des propriétés similaires, notamment en termes d'indice de plasticité et de pourcentage passant au tamis #200, a révélé une relation inverse entre la température et la succion. Cette influence étant particulièrement marquée pour les faibles degrés de saturation, inférieurs à 20 %.

Très récemment Liu et al. (2025) ont analysé l'évolution de la succion en fonction de la température pour deux sols non saturés, un loess et un sable, en utilisant une méthode expérimentale permettant de mesurer la succion à différentes teneurs en eau. Les résultats montrent que la succion diminue systématiquement lorsque la température augmente, confirmant la forte sensibilité thermique de la courbe de rétention. Les auteurs distinguent trois domaines de sensibilité : un domaine de succion maximale (RMax), un domaine très sensible à la température (RTS) et un domaine faiblement sensible (RTW). À mesure que la teneur en eau augmente, la zone RMax se réduit tandis que la zone RTW s'élargit (Figure I-25), indiquant que l'effet de la température est plus marqué dans les sols secs. Le loess présente une sensibilité thermique plus forte que le sable, en raison de sa microstructure plus fine et de ses forces capillaires plus élevées.

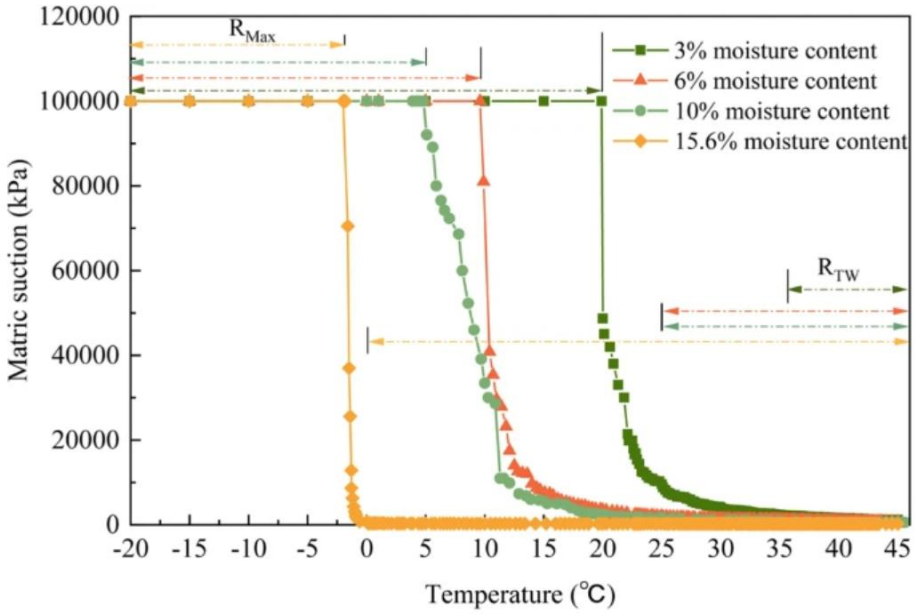


Figure I-25: Variations de la succion matricielle avec la température pour différentes teneurs en eau (loess).

1.9. Effet de l'application d'un gradient de température

Dans l'ensemble des études expérimentales mentionnées ci-dessus, les effets thermiques sur les sols non saturés ont été analysés dans des conditions de température homogènes et contrôlées. Toutefois, dans des conditions réelles de fonctionnement, comme celles rencontrées dans les remblais de sol utilisés pour le stockage de chaleur, les sols sont soumis à des gradients de température qui induisent un transfert de chaleur transitoire ainsi que des changements de phase. Ces conditions non uniformes ont un impact significatif sur la distribution de l'humidité et

sur les processus hydrodynamiques. Dans ce contexte, la phase vapeur joue un rôle essentiel dans le transport de masse en modifiant localement les conditions d'évaporation et de condensation, influençant ainsi fortement le comportement thermo-hydrique des sols non saturés.

Lors de l'activation des échangeurs thermiques dans les remblais, d'importants gradients thermiques et hydriques se développent. Ces gradients induisent des phénomènes complexes tels que le transfert de chaleur, le déplacement de l'eau à l'état liquide et/ou vapeur vers les couches superficielles (McCartney et al., 2014), ainsi que des modifications des propriétés thermo-hydriques du sol. Dans de telles conditions, plusieurs études expérimentales (Cahill et Parlange, 1998; Saito et al., 2006; Sakai et al., 2009), ont montré que, sous un gradient thermique, une portion importante de la chaleur se transporte sous forme de vapeur d'eau. Sa migration puis sa condensation dans les zones plus froides libèrent de la chaleur latente, ce qui modifie significativement les profils de température, en particulier dans les sols secs où le transport de vapeur peut représenter une part importante du flux thermique total. Par ailleurs, au voisinage des échangeurs thermiques, le sol est soumis à des cycles thermiques et hydriques répétés. Afin de simuler ces conditions, plusieurs essais en modèle réduit ont été réalisés en laboratoire, notamment sur des barrières artificielles en bentonite compactée. Les expériences menées par Kanno et al. (1996), Mohamed et al. (1996), Mohammed et al. (1992), Villar et al. (1996), Yong et al. (1997), appliquant des gradients de température à des échantillons de bentonite équipés de capteurs de température et d'humidité, ont systématiquement mis en évidence une migration de l'eau induite par la température, avec une diminution de la teneur en eau à proximité de la source de chaleur et une augmentation dans les zones plus éloignées. Cependant, ces travaux se sont principalement concentrés sur des observations qualitatives de la redistribution de l'humidité.

Des études plus récentes ont cherché à quantifier les processus thermo-hydriques induits par des gradients thermiques. Liu et al. (2016) ont développé un dispositif expérimental permettant de simuler, en conditions contrôlées, les phénomènes de séchage d'une colonne de lœss chauffée à sa base à 70°C, avec le sommet ouvert à l'atmosphère. La colonne était équipée de tensiomètres, sondes TDR et thermocouples installés à mi-hauteur de chaque section pour suivre respectivement la succion, la teneur en eau gravimétrique et la température. L'objectif principal était

d'évaluer le rôle du chauffage sur le transport de l'eau dans ses différentes phases (liquide et vapeur) au sein du sol, et de développer un modèle numérique couplé permettant de reproduire les observations expérimentales. L'analyse des résultats a mis en évidence que la partie inférieure de la colonne était significativement affectée par le chauffage. Le flux de vapeur a été nettement intensifié, et la phase de séchage a été réduite de 22 jours comparée à une situation sans chauffage (Figure I-26).

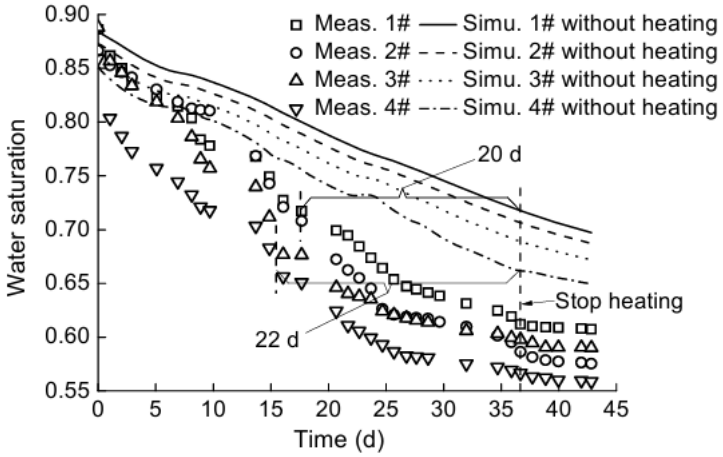


Figure I-26: Comparaison des saturations en eau avec et sans chauffage (Liu et al., 2016).

Les flux de vapeur de vapeur calculés par la différence entre la diminution mesurée de la saturation en eau avec chauffage et celle simulée dans le cas sans chauffage, dominent les pertes en eau pendant les 15 premiers jours, représentant plus de 50 % des flux hydriques (Figure I-27).

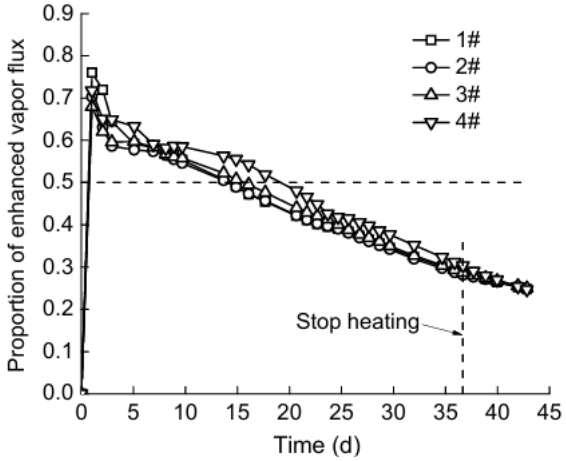


Figure I-27: Proportion du flux de vapeur accru dans la perte totale en eau au cours du temps sous chauffage (Liu et al., 2016).

De plus, une analyse numérique, basée sur un modèle en éléments finis reproduisant fidèlement la géométrie de la colonne, le maillage et les conditions expérimentales, a permis aux auteurs de simuler le transfert couplé eau-vapeur-chaleur. Les conditions

aux limites thermiques et hydriques appliquées ont ensuite permis de réaliser un calage inverse et d'identifier deux paramètres clés du modèle : la tortuosité du chemin de diffusion de la vapeur ($\tau = 0{,}65$) et un coefficient empirique d'évaporation ($a = 0{,}022$ mm/j). L'étude souligne l'importance du chauffage dans l'accélération du dessèchement des sols non saturés, principalement par la diffusion de vapeur, et ouvre la voie à une modélisation à long terme des couvertures finales de lœss.

Plus récemment, Gao et al. (2020) ont étendu cette approche sur des colonnes de sol sableux**,** dans le contexte du stockage d'énergie thermique dans les sols**.** Leur dispositif expérimental était composé de quatre parties principales : une source de chaleur, une cuve d'eau en cuivre jouant le rôle d'échangeur thermique, un conteneur rempli de sol sableux, et un système d'acquisition de données. Le conteneur de sol, d'un volume de 900 × 200 × 200 mm³, était constitué de parois en poly-méthacrylate, à l'exception d'une face latérale en contact direct avec le réservoir d'eau chauffée. Pour assurer un gradient thermique stable, de l'eau à température constante était injectée en continu dans le réservoir via un bain thermostatique, et la face externe du dispositif était isolée thermiquement. Des capteurs combinés humidité-température (Decagon 5TM) ont été installés à mi-hauteur, dans le plan médian horizontal de la colonne, afin de suivre en temps réel l'évolution de la teneur en eau et de la température.

Gao et al. (2020) ont réalisé trois séries d'expériences, en faisant varier la température (18 °C, 28 °C, 37 °C) ainsi que la teneur en eau initiale. Dans tous les cas, un phénomène de migration d'humidité induit thermiquement a été observé. Par exemple, pour un sol initialement à 0,092 m³/m³ (Figure I-28)., l'humidité proche de la source chaude (à 3 cm) augmente initialement, atteignant un pic jusqu'à 0,116 m³/m³ pour 37 °C, avant de diminuer. Le temps nécessaire pour atteindre le pic d'humidité décroit avec la température (1,4 h à 18 °C, 0,8 h à 28 °C, 0,3 h à 37 °C), indiquant une intensification du flux d'humidité avec l'augmentation du gradient thermique.

L'effet de la teneur en eau initiale a également été analysé. Les résultats montrent qu'un sol plus sec présente une plus forte capacité de transfert d'humidité sous gradient thermique, tandis qu'un sol plus humide limite la migration de vapeur, du fait d'un colmatage des pores par l'eau liquide. En revanche, la température du sol était plus élevée pour les échantillons à forte teneur en eau initiale, en raison d'une

conductivité thermique plus élevée, favorisant la diffusion de la chaleur. Cette opposition entre transfert hydrique et transfert thermique selon la teneur en eau initiale illustre le caractère couplé et antagoniste de ces phénomènes.

Cette étude expérimentale met en évidence l'importance des transferts couplés chaleur-humidité dans les sols non saturés soumis à un chauffage prolongé, et souligne le rôle crucial de la température source et de la teneur en eau initiale dans le stockage et la redistribution thermique dans les milieux poreux.

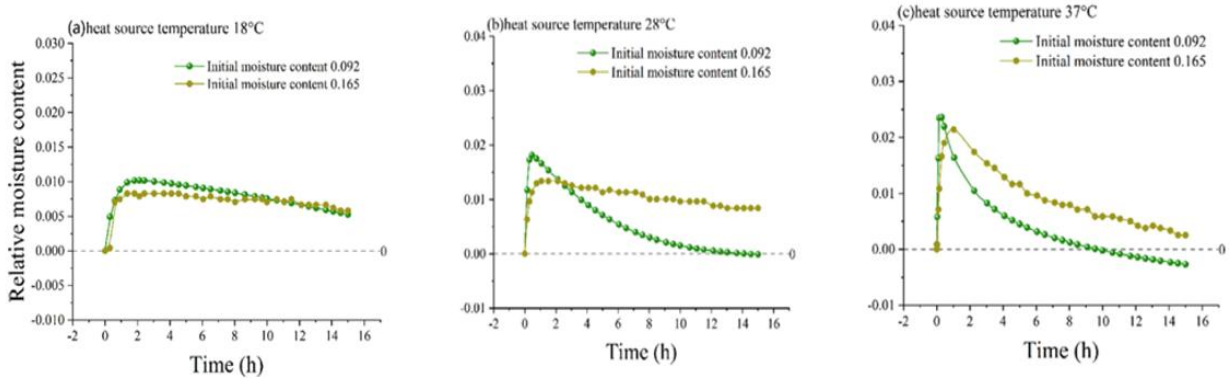


Figure I-28. Teneur en eau relative à 3 cm pour différentes teneurs en eau initiales (Gao et al., 2020).

Bien que ces études aient démontré l'importance du transport en phase vapeur et permis le développement et la validation de modèles couplés de transfert de chaleur et d'humidité, elles se sont principalement focalisées sur l'étalonnage de certains paramètres de modélisation comme le facteur de tortuosité pour la diffusion de vapeur, paramètre empirique d'évaporation (Liu et al., 2016), redistribution de l'eau en fonction de la température et de la teneur en eau initiale (Gao et al., 2020). L'impact de cette redistribution induite par la chaleur sur la courbe de rétention d'eau ou les propriétés hydrauliques en conditions non saturées reste à déterminer. Ainsi, un besoin clair de recherches supplémentaires demeure nécessaire, en particulier dans le contexte des applications géothermiques.

1.10. Conclusion

Ce chapitre a présenté un état de l'art détaillé sur le stockage thermique dans les milieux géologiques et sur les mécanismes thermo-hydriques gouvernant le comportement des sols non saturés. Les travaux existants montrent que le stockage de chaleur dans les sols compactés constitue une approche prometteuse, bien qu'encore peu explorée, pour la gestion saisonnière de l'énergie thermique et

l'intégration des énergies renouvelables dans les infrastructures. Les différentes techniques de stockage, qu'il s'agisse de systèmes ATES, BTES ou de dispositifs intégrés dans des remblais, démontrent la faisabilité du concept mais révèlent également une forte sensibilité des performances aux propriétés hydriques et thermiques du sol.

L'analyse bibliographique confirme que le comportement des sols non saturés soumis à des sollicitations thermiques résulte d'interactions complexes entre phases liquide, gazeuse et solide. La succion, les courbes de rétention, les propriétés hydrauliques et thermiques ainsi que les modes de transfert d'eau et de chaleur évoluent de manière significative avec la température. Les variations thermiques affectent non seulement la viscosité de l'eau et les forces capillaires, mais aussi les mécanismes de transport vapeur–liquide, la distribution de la teneur en eau et la réponse thermique globale du milieu. Lorsque des gradients de température sont appliqués, la contribution du flux de vapeur devient particulièrement marquée et peut dominer les transferts hydriques à court terme.

Malgré les avancées issues de nombreux travaux expérimentaux et numériques, plusieurs limites subsistent dans la compréhension du comportement des sols soumis à des sollicitations thermiques. En particulier, les sols fins compactés, restent insuffisamment caractérisés lorsqu'ils sont exposés simultanément à des variations hydriques et thermiques. De plus, l'influence d'un gradient de température sur la conductivité hydraulique non saturée et sur la capacité de rétention est encore peu documentée dans la littérature, alors même que ces propriétés conditionnent les transferts liquide–vapeur et la distribution de la teneur en eau dans les massifs de sol.

Au-delà des propriétés thermo-hydriques, les sollicitations thermiques peuvent également provoquer des phénomènes mécaniques tels que le retrait, les déformations différentielles ou la dilatation thermique. Ces mécanismes peuvent conduire, à terme, à l'initiation et à la propagation de fissures dans les sols compactés. La fissuration modifie profondément la structure du réseau poreux, créant des voies préférentielles pour les flux hydriques et altérant la conductivité thermique. Bien que la présente revue ne traite pas spécifiquement des mécanismes de fissuration, il est important de souligner que ce phénomène peut influencer significativement les transferts de chaleur et d'eau dans les conditions réelles de fonctionnement des

systèmes de stockage thermique. Ainsi, une compréhension couplée des processus thermiques, hydriques et mécaniques demeure nécessaire pour évaluer la durabilité et les performances des remblais énergétiques.

Dans ce contexte, une meilleure compréhension du comportement thermo-hydrique des sols compactés apparaît indispensable pour le développement de solutions fiables de stockage thermique. Les outils de modélisation numérique, ou les codes éléments finis dédiés aux transferts couplés, ne peuvent fournir des prédictions réalistes qu'à condition d'être calibrés à partir de données expérimentales représentatives des conditions réelles de fonctionnement.

Les travaux présentés dans cette thèse s'inscrivent ainsi dans cette perspective. Ils visent à caractériser expérimentalement le comportement hydrique et thermique de sols compactés soumis à des conditions isothermes et non isothermes, à analyser l'influence des gradients thermiques sur les transferts liquide–vapeur, et enfin à développer et calibrer des modèles numériques capables de reproduire ces phénomènes. L'objectif final est de fournir des éléments scientifiques permettant d'optimiser la conception et le fonctionnement des systèmes de stockage thermique en remblais.

Chapitre II. Essais de séchage en colonne et mesure des papiers filtre

Le stockage de chaleur dans les remblais constitue une solution prometteuse pour la valorisation des énergies renouvelables et l'amélioration de la durabilité des infrastructures énergétiques (Brandl, 2006; Laloui et Loria, 2019). Dans un tel système, le remblai n'est pas seulement un élément de structure : le sol compacté qui le constitue joue également le rôle de milieu poreux au sein duquel s'opèrent les transferts couplés de chaleur et d'eau. La performance et la fiabilité de ces dispositifs reposent ainsi sur une compréhension fine du comportement thermo-hydrique des sols non saturés, en particulier lorsqu'ils sont soumis à des gradients de température.

En particulier, la bibliographie montre que l'élévation de température entraîne une diminution de la viscosité de l'eau et une augmentation de la pression de vapeur saturante, ce qui conduit à une conductivité hydraulique plus élevée pour un même état de succion (Cho et al., 1999; Romero et al., 2001; Bouazza et al., 2008; Yang et al., 2024), dans des conditions de températures homogènes. La courbe de rétention est elle aussi affectée : la teneur en eau mesurée à succion donnée diminue généralement avec la température, traduisant une réduction de la capacité du sol à retenir l'eau (Villar et Lloret, 2004; Tang et Cui, 2005; Salager, 2007; Pham et al., 2023). Ces effets, décrits dans la littérature, peuvent être intégrés dans les modèles classiques de type van Genuchten ou Fredlund–Xing moyennant une adaptation des

paramètres. En revanche, en présence de gradients thermiques, la réponse hydrique devient beaucoup plus complexe et plusieurs mécanismes se mettent en œuvre simultanément.

Une analyse conjointe des transferts liquide–vapeur et de leur dépendance vis-à-vis de la température doit être menée pour décrire de manière réaliste le fonctionnement thermo-hydrique des remblais énergétiques. Dans cette optique, une méthodologie expérimentale est spécialement développée dans ce chapitre. Le dispositif décrit dans §2.2.1 repose sur des colonnes instrumentées permettant de suivre simultanément les profils de teneur en eau (θ), de succion (Ψ) et de température (T) en fonction de la profondeur et du temps. Les essais sont conduits sous différentes conditions thermiques, isothermes, et non isothermes en imposant différents gradients thermiques par la base de la colonne. Cette configuration permet d'explorer le cas d'un chauffage par la base et inversement d'un refroidissement, rarement abordé dans la littérature mais indispensables pour des contextes de stockage saisonnier.

Le sol étudié dans ce travail est décrit dans la partie §2.1. Il s'agit d'un matériau fin compacté à l'état optimal Proctor, condition représentative des pratiques usuelles de mise en œuvre dans les remblais. Les profils θ, Ψ et T obtenus sont présentés en partie §2.5. Ils permettent de suivre conjointement l'évolution spatiale et temporelle des transferts d'humidité. À partir de ces données, les courbes de rétention et les courbes de conductivité hydraulique non saturée ont été établies, apportant de nouvelles informations sur l'influence de la température et de son gradient sur les propriétés hydriques du sol. Au-delà de l'analyse qualitative des courbes de succion et de teneur en eau, une attention particulière est portée à la dynamique des transferts au cours du temps : apparition de zones réhumidifiées, assèchement d'autres zones. Ces observations permettront par la suite de valider ou de discuter les hypothèses utilisées dans les modèles de type Richards couplés à la conduction thermique.

L'objectif de ce chapitre est donc double : (i) mettre en évidence les mécanismes de redistribution de l'eau induits par les gradients thermiques et (ii) quantifier l'impact de la température sur les lois de rétention et de conductivité hydraulique non saturée. Ces résultats constituent une base pour le chapitre IV, où l'analyse sera prolongée par le calcul des flux hydriques et des pressions de vapeur associés à chaque

configuration, avant d'aborder l'influence de cycles thermiques représentatifs des conditions réelles de stockage de chaleur dans les remblais.

Ce chapitre est organisé comme suit : la première section présente la préparation du sol étudié, ainsi que ses différentes propriétés. La deuxième section montre le dispositif expérimental mis en œuvre. Les protocoles d'essais sont ensuite décrits en détails. Enfin, les résultats expérimentaux tels que la courbe de rétention et la courbe de conductivité hydrique non saturée sont présentés et discutés.

2.1. Préparation et caractérisation géotechnique préalable à l'étude

Les essais ont été réalisés sur un sol limoneux prélevé à Plaisir, dans la région parisienne, appelé le limon de Plaisir (LP). Ce matériau a été fréquemment utilisé dans les études expérimentales en géotechnique environnementale, notamment pour l'analyse du comportement thermo-hydrique des sols fins. Son choix dans cette étude repose sur sa disponibilité, sa représentativité des remblais superficiels, ainsi que sur la richesse des données existantes le concernant dans la littérature (Boukelia,2016; Lahoori, 2020).

2.1.1. Préparation du sol

Le sol a été préparé selon une procédure préalablement développée par Boukelia (2016), dans le cadre de ses travaux sur le stockage thermique dans les sols. A l'état initial, le sol présentait un degré d'humidité très important rendant impossible son broyage. Il a donc été séché premièrement à l'air libre pendant 8 jours (Figure II-1.a). Ce prétraitement était efficace pour les fractions les plus fines du matériau mais les agglomérats restaient à un état d'hydratation important. Les fractions de plus de 15 mm (Figure II-1.b) ont été séchées à l'étuve à 90°C. La fraction fine, séchée à l'air libre et la fraction grossière, séchée à l'étuve ont été mélangées préalablement à leur broyage. Un broyeur à marteau (Figure II-1.c), avec un exutoire autorisant la sortie des fractions inférieures à 8mm, a été utilisé. Suite au broyage (Figure II-1.d), la fraction grossière, d'une granulométrie comprise entre 2 et 8 mm a été supprimée par tamisage de l'ensemble du matériau. Le matériau séché, broyé et tamisé à 2 mm a été ensuite quarté et stocké en fûts hermétiques de 200 kg pour assurer une homogénéité optimale entre les fûts. Cette granulométrie étant requise pour la

réalisation des essais présentés dans cette étude. Grâce à cette procédure, le sol est homogénéisé, stabilisé et prêt à l'emploi dans des conditions maîtrisées, facilitant ainsi sa réutilisation dans le cadre de notre programme expérimental.

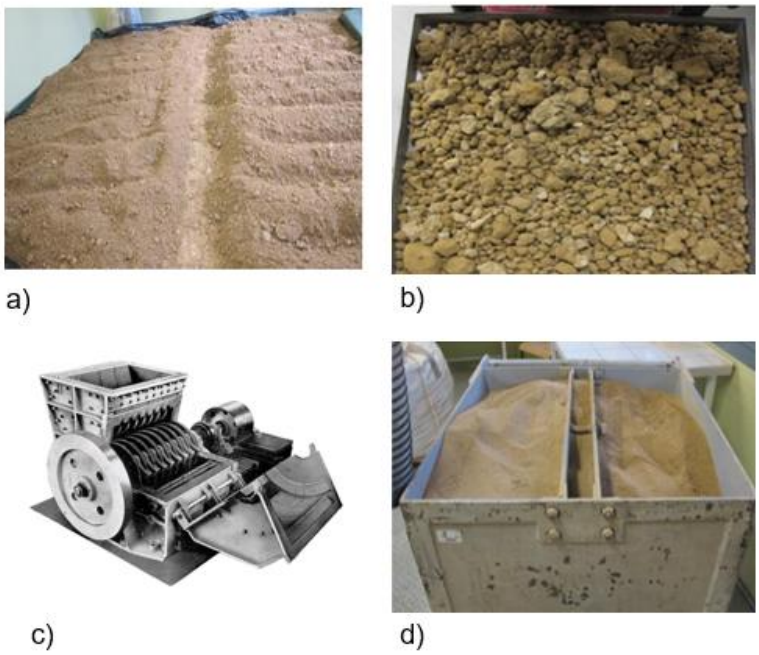


Figure II-1: Préparation du LP par Boukelia (2016) : a) séchage naturel du matériau ; b) sol tamisé à 15 mm ; c) broyeur à marteau ; d) matériau broyé de granulométrie inférieure à 8 mm.

2.1.2. Courbe granulométrique

La distribution de la taille des grains du limon de Plaisir a été réalisée par sédimentométrie et par tamisage par voie humide sur le limon initialement broyé et tamisé à 2mm (Figure II-2). Environ 20% des particules du sol ont une taille inférieure à 2 µm, et 41% sont inférieures à 80 µm, ce qui confirme sa nature limoneuse (ISO, 2024). Selon la norme française de classification des sols (GTR, 2000), il est classé comme un sol fin peu plastique (A1).

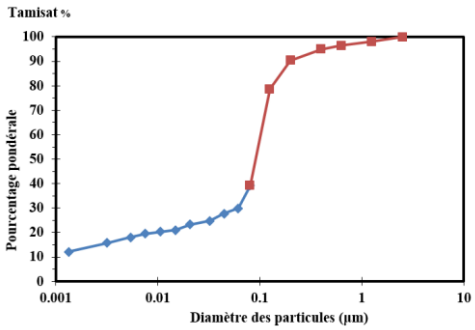


Figure II-2: courbe granulométrique du limon de plaisir (Boukelia, 2016)

2.1.3. Composition minéralogique

Une analyse minéralogique a été réalisée par l'Institut de Chimie des Milieux et Matériaux de Poitiers (C. Fontaine, laboratoire Ic²mP, université de Poitiers). Cette analyse a été par Rosin-Paumier, (2022). Le diffractomètre utilisé est un PANalytical Xpert Pro équipé d'une source au cuivre (λCuKα = 1,541838 Å) et monté en configuration θ/θ Bragg-Brentano (fentes antidivergence 1/4°2θ et anti-diffusion 1/2°2θ) avec un système de fentes de Soller (0,04 rd), et un filtre Ni. Le détecteur Xccelerator, de type détecteur solide, permet une acquisition simultanée sur un secteur angulaire de 2°2θ. Les conditions analytiques sont : 40 kV, 40 mA. Le matériau, préalablement broyé et tamisé à 50 µm, est disposé sur un support de façon à obtenir une poudre dans laquelle les cristallites diffractants sont désorientées. Le domaine angulaire appliqué est de 2,5 à 65°2θ pour les poudres avec un temps de comptage de 90s/2°2θ. L'analyse des résultats montre que le cortège détritique est essentiellement quartzeux accompagné de feldspath potassique en petite quantité (Figure II-3). Deux types de carbonates ont été détectés, de la calcite et de la dolomite ainsi que deux phases argileuses.

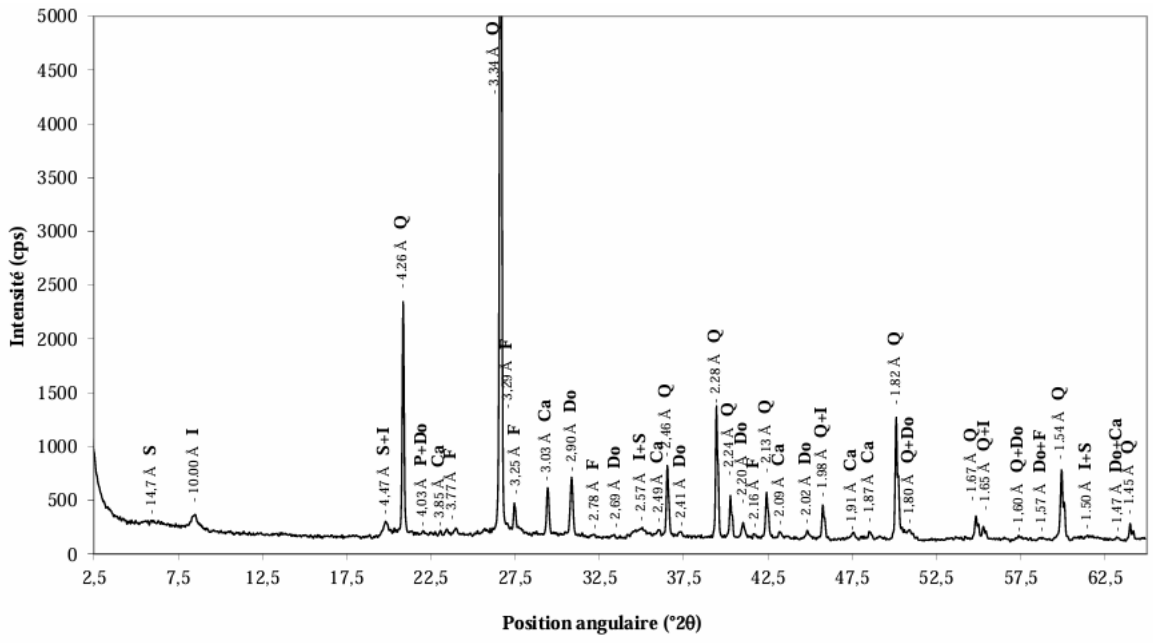


Figure II-3: Diffractogramme mode poudre de limon de Plaisir (Ca : Calcite ; Do : Dolomite ; F : Feldspath potassique ; I : Illite ; Q : Quartz ; Sm : Smectite).

Pour l'analyse en lames orientées, quelques milligrammes de poudres sont dispersés dans de l'eau et une goutte de ce mélange est déposée sur une lame mince. Après séchage, la lame orientée est analysée. Pour les préparations orientées, le domaine est restreint, de 2,5 à 30°2θ avec un temps de comptage de 60s/2°2θ. L'analyse des lames orientées montre que l'assemblage des minéraux argileux est relativement varié (Figure II-4). Il contient un mélange d'illite et dans une moindre mesure des interstratifiés illite-smectite. Une goutte d'éthylène glycol est ensuite déposée sur la lame et une nouvelle analyse est réalisée. Par ailleurs, après glycolation, le déplacement de la réflexion (001) de la smectite vers 17 Å permet de mettre en évidence la présence d'une petite quantité de chlorite. Des analyses post séchage à 350 puis 550 °C complètent l'analyse. De la kaolinite est détectée ainsi que de la goethite à l'état de traces. L'analyse quantitative permet d'évaluer que le matériau est constitué à 81% de quartz, 5% de calcite, 7% de dolomite, 3% de feldspath et 5% de minéraux argileux de type illite et dans une moindre mesure de kaolinite.

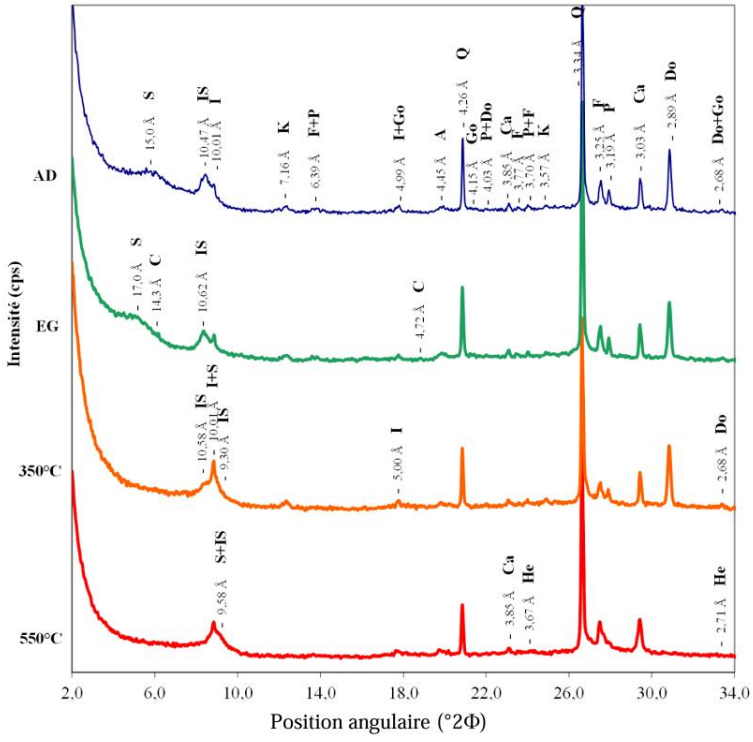


Figure II-4: Diffractogrammes des minéraux argileux de limon de Plaisir sur préparations orientées, séchée à l'air (AD), glycolée (EG) puis chauffée à 350°C et 500°C. (Ar : Minéraux argileux; C : chlorite; Ca : Calcite ; Do : Dolomite ; F : feldspath potassique; Go : Goethite ; He : Hématite ; I : Illite; IS : Interstratifié type illitesmectite ; P : Plagioclase; Q : Quartz; S : Smectite).

2.1.4. Masse volumique des particules solides

La masse volumique des particules solides a été déterminée conformément à la norme NF P 94-054, à l'aide d'un pycnomètre (Figure II-5). Pour cela, une masse connue de sol préalablement séchée à l'étuve (m_s) a été introduite dans un ballon pycnométrique rempli d'eau distillée. Après agitation et dégazage afin d'éliminer toute bulle d'air, le volume d'eau déplacé par les grains (V_s) a été mesuré avec précision. Cette méthode permet de déduire la masse volumique des particules (ρ_s).

Trois essais ont été réalisés afin d'assurer la reproductibilité des résultats et de minimiser les incertitudes expérimentales. La valeur moyenne obtenue pour la masse volumique des particules est de 2,64 Mg/m³ pour des valeurs entre 2,62 et 2,67, ce qui est cohérent avec les valeurs attendues pour un sol limoneux à dominante quartzique.



Figure II-5: Détermination de la masse volumique des particules solides du LP à l'aide d'un pycnomètre.

2.1.5. Limites d'Atterberg

Les limites d'Atterberg, la limite de liquidité (w_L) et la limite de plasticité (w_p), définissent les valeurs de teneur en eau auxquelles la fraction 0-400 µm d'un sol change de consistance (liquide, plastique et solide). Réalisé à la norme EN ISO 17892-12 (juillet 2018), l'essai a donné une limite de liquidité de 30,69 % et une limite de plasticité de 21,55 %**.**

À partir de ces résultats, l'indice de plasticité (IP), défini comme la différence entre les limites de liquidité et de plasticité ($I_P = w_L - w_p$) a été calculé. Il donne l'étendue de la plage de la teneur en eau pour laquelle le matériau se trouve à l'état plastique. Il est égal à 9,14, confirmant que le limon de Plaisir est un sol peu plastique.

2.1.6. Etat de compactage

La détermination de la teneur en eau optimale (w_{OPN}) et de la densité sèche maximale a été réalisée par Boukelia (2016) à partir des courbes de compactage obtenues selon la méthode Proctor normal**,** conformément à la norme AFNOR (1999)**.** Pour cela, les matériaux préalablement séchés et broyés ont été humidifiés à des teneurs en eau ciblées, puis conservés pendant 24 heures dans des sacs hermétiques afin d'assurer une homogénéisation adéquate de l'humidité dans l'ensemble de l'échantillon. Par la suite, des éprouvettes de 117 mm de hauteur et 101,6 mm de diamètre ont été préparées par compactage dynamique dans un moule Proctor standard. La courbe de compactage obtenue pour le limon de plaisir est présentée dans la Figure II-6, avec ρ_d = 1,81 (Mg/m^3) and w_{OPN}=16%.

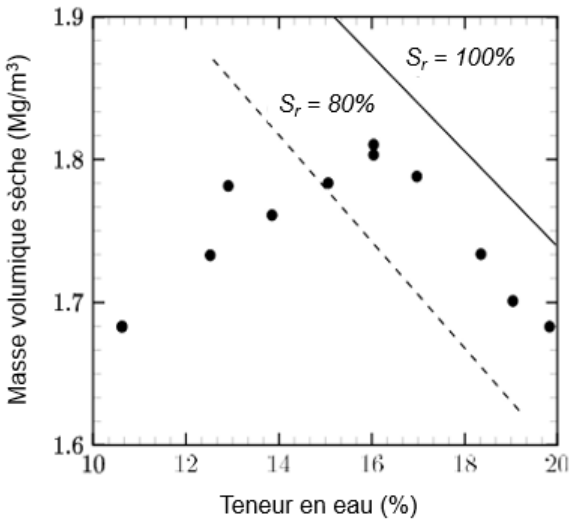


Figure II-6: Courbe de compactage du LP (Boukelia, 2016).

Pour optimiser le système de stockage, les valeurs maximales de la conductivité thermique et de la capacité calorifique volumique du LP étaient atteintes légèrement du côté humide de l'optimum Proctor, pour une teneur en eau de 16,3% et une masse volumique sèche de 1,79 Mg/m^3. Toutefois, pour simuler des conditions réalistes de compactage de remblais à grande échelle, les échantillons dans tous les essais sont compactés à 95% de l'optimum Proctor, soit une masse volumique sèche de 1,72 Mg/m^3.

Le Tableau II-1 résume les principales propriétés du LP déterminées par Boukelia (2016), sur la fraction inférieure à 2 mm. L'état de compactage avec ρ_d =1,72 Mg/m^3 et w =16,3% a été retenu pour l'ensemble des essais réalisés dans la suite de l'étude.

Tableau II-1: Caractéristiques du sol LP.

Composition	
Quartz	81%
Carbonate de calcium	5% calcite, 7% dolomite
Feldspath	3%
Minéraux argileux	5%
Taille des particules	
Passing at 80 µm (%)	41
Passing at 2 µm (%)	20
Teneur en Carbonate	
$CaCO_3$ (%)	0,80
Optimum Proctor Normal	
ρ_d (Mg.m^{-3})	1,81
w_{OPN} (%)	16,3
Etat de compactage	
ρ_d (Mg.m^{-3})	1,72
w (%)	16,3
Limite d'Atterberg	
w_L (%)	30,69
w_p (%)	21,55
Caractéristiques thermiques à 20°C à l'Optimum Proctor	
λ (W/ m K)	2,48
C (MJ/m^3 K)	3,25
α (mm^2/s)	0,76

2.2. Préparation des éprouvettes et suivi des essais

Deux types d'essais ont été réalisés, reposant sur l'utilisation de colonnes verticales de sol compacté, subdivisées en plusieurs cellules de hauteur identique. Le premier est constitué de moules en acier inoxydable. Ce matériau est retenu pour sa rigidité et sa capacité à maintenir une géométrie stable, mais sa forte conductivité thermique constitue une limitation pour les essais thermiques ultérieurs. Le second est constitué de moules en plastique, choisis afin de limiter les pertes de chaleur latérales lors des expérimentations à température variable. Ces moules en plastique, de dimensions plus réduites pour diminuer le temps d'acquisition, comportent des rainures permettant l'insertion de thermocouples pour le suivi continu des températures à chaque profondeur. Une fois cette configuration validée dans les mêmes conditions

isothermes (20 °C), des essais non isothermes ont été réalisés en plaçant la colonne sur une plaque chauffante.

2.2.1. Préparation et assemblage de la colonne 1 de l'essai de séchage isotherme de référence

Le sol humide a été compacté dans 10 cellules en acier inoxydable, à l'état de compactage initial. Chaque cellule a une épaisseur de 20 mm et un diamètre de 70 mm. Chaque échantillon est saturé par l'ajout, depuis la surface, de la quantité d'eau nécessaire pour atteindre la saturation, puis scellé individuellement pendant 24 heures afin de permettre une homogénéisation. Pour garantir la fiabilité de cette méthode, un essai préliminaire a été réalisé sur des échantillons préparés de manière similaire, qui ont été sectionnés et analysés afin de déterminer la teneur en eau locale, confirmant ainsi un degré d'homogénéité satisfaisant. Les 10 échantillons sont ensuite superposés pour former la colonne 1 d'une hauteur de 200 mm (Figure II-7.b).

Une série de papiers filtres secs (Whatman 42, n° de catalogue 1442-055), protégés par une paire de papiers filtres de plus grand diamètre (Whatman 42, n° de catalogue 1442-090), sont intercalés entre les échantillons (Figure II-7.a). La pesée régulière des papiers filtres permet de suivre les profils de succion matricielle du sol Ψ_h (h représentant la distance à l'interface). Après l'assemblage de la colonne, celle-ci est scellée afin d'atteindre un équilibre hydraulique pendant 24 heures à 20 ± 1 °C.

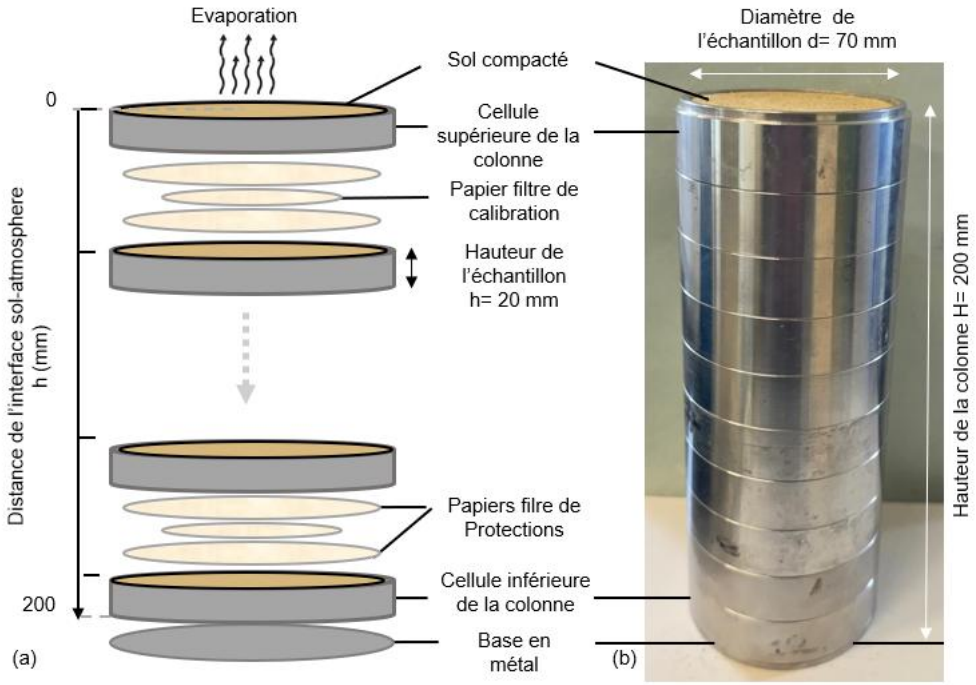


Figure II-7: a) Disposition des 10 échantillons de sol et des 9 papiers filtres calibrés dans la colonne ; b) Dispositif expérimental de la colonne 1 utilisé dans l'essai isotherme (E1).

2.2.2. Préparation et assemblage des colonnes du nouveau dispositif

Un nouveau dispositif expérimental (Figure II-8.a, b) a été développé à l'aide de cellules en plastique plus petites, d'une épaisseur de 15 mm et d'un diamètre de 36,4 mm, afin de réduire la durée des essais. Ces cellules ont été conçues avec de rainures fines permettant l'insertion de thermocouples (Figure II-8.c), garantissant ainsi une mesure précise de la température à l'intérieur de la colonne de sol. Cinq éprouvettes de sol sont compactées à l'état initial de compactage directement dans les cellules pour chaque colonne, soit une hauteur totale de 75 mm. Le système d'insertion des papiers filtres et la procédure de scellement utilisés pour la colonne 1 ont été reproduits à l'identique pour toutes les colonnes.

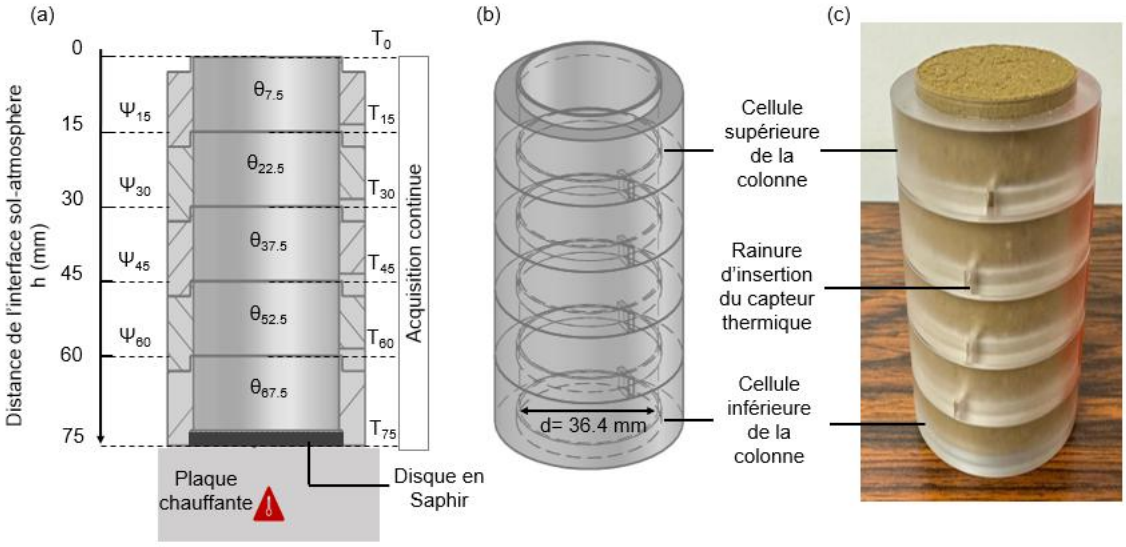


Figure II-8: a) Conception des nouveaux moules en plastique utilisés pour les essais : isotherme (E2) et non isothermes (E3-E4 et E5) ; b) Vue tridimensionnelle ; c) Dispositif expérimental avec rainures d'insertion des capteurs thermiques.

Pour les essais non isothermes, les colonnes sont placées sur une plaque de régulation thermique de marque Decagon, capable de contrôler la température dans une plage de -10 à +90 °C avec une précision de ±1 °C. Un disque en saphir de même diamètre interne que les cellules (36,4 mm), est placé à la base de la colonne afin d'assurer une conduction thermique optimale. Les températures locales sont mesurées à l'aide de thermocouples (RS Pro type K, 1/0,2 mm de diamètre, précision ±1,5 °C). Ils sont insérés entre les cellules, au niveau des papiers filtres de calibration (T_{15} ; T_{30} ; T_{45} ; T_{60}) (Figure II-8.a). Un capteur supplémentaire estutilisé pour mesurer la température ambiante (T_0), tandis qu'un autre capteur contrôle la température à la base de la colonne (T_{75}), entre le disque de saphir et la plaque chauffante. L'ensemble des capteurs est connecté à un système informatique permettant l'enregistrement et le suivi en temps réel de l'évolution des températures.

La Figure II-9 présente le dispositif expérimental complet utilisé pour les essais, comprenant les instruments de mesure, de régulation thermique et d'acquisition des données.

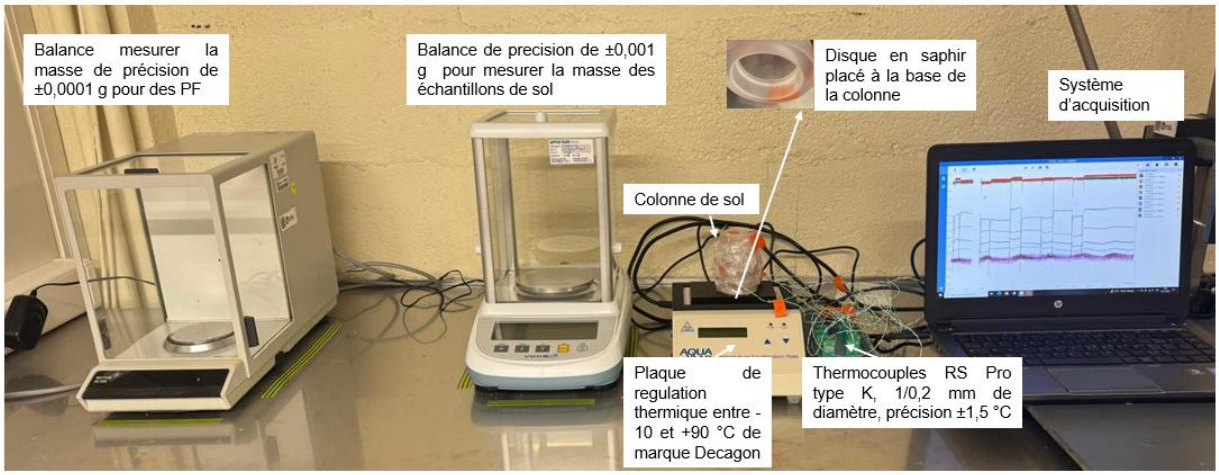


Figure II-9: Dispositif expérimental complet utilisé pour les essais thermohydriques.

2.3. Programme expérimental

2.3.1. Description des essais

2.3.1.1. Essais de séchage isothermes (E1 et E2)

Les essais E1 et E2 (Tableau II-2) correspondant respectivement aux colonnes 1 et 2, sont réalisés dans des conditions de température de référence, à une température constante de 20±1 °C. Après avoir atteint l'équilibre hydrique, la surface supérieure de chaque colonne est ouverte afin de permettre le séchage. À intervalles réguliers, les colonnes sont soigneusement démontées. Les échantillons de sol ont été pesés sur une balance de précision de ±0,001 g, tandis que les papiers filtres ont été pesés sur une balance (METTLER AE200) de précision de ±0,0001 g, puis replacés à leur position initiale. Ces mesures permettent de suivre l'évolution des profils de teneur en eau volumique et de succion matricielle du sol (voir section 2.5 pour plus de détails). Les essais ont été poursuivis jusqu'à la stabilisation des teneurs en eau mesurées, soit pendant 84 jours pour l'essai E1 et 11 jours pour l'essai E2.

Tableau II-2: Conditions principales de chaque essai réalisé.

Essai	Dimensions	Durée (jours)	Type de moules	T° en base (°C)	$w_{initiale}$ (%)	Autres
E1	H 200mm × ∅ 70 mm	84	Acier inoxydable	20 ±1	18,5	-
E2	H 75mm × ∅ 36,4 mm	11	Plastique		16,3	Thermocouples
E3		8		40 ±1		Thermocouples Plaque chauffante Disque de saphir
E4				30 ±1		
E5		8		5 ±1		

2.3.1.2. Essais de séchage non isothermes (E3, E4 et E5)

Les essais E3, E4 Et E5 (Tableau II-2) sont réalisés dans des conditions non isothermes. Après avoir atteint l'équilibre hydraulique, les colonnes 3, 4 et 5 sont placées sur une plaque chauffante maintenue à 40 ±1°C, 30 ±1°C et 5 ±1°C respectivement. La surface supérieure de la colonne est exposée à l'ambiance de la salle à 20 ±1°C. Trois séries de pesées sont effectuées chaque jour sur les échantillons de sol et les papiers filtres, en respectant un intervalle minimum de 3 heures entre chaque mesure. Parallèlement, les températures aux niveaux des papiers filtres sont enregistrées en continu à l'aide des thermocouples insérés dans la colonne. Chaque essai est poursuivi jusqu'à stabilisation de la teneur en eau du sol.

2.3.2. Détermination de la succion matricielle du sol

La méthode des papiers filtres (ASTM D5298-16) est une technique simple et efficace permettant de mesurer une large gamme de valeurs de succion du sol. Elle repose sur une courbe de calibration qui relie la teneur en eau du papier filtre à la succion matricielle du sol, à condition que le temps nécessaire à l'équilibre soit respecté. Des essais préliminaires ont montré qu'un intervalle de trois heures était suffisant pour atteindre l'équilibre entre les papiers filtres et le sol compacté. La masse des papiers filtres à chaque profondeur a été mesurée à l'aide d'une balance de précision (METTLER AE200) avec une précision de ±0,0001 g.

Pour les essais à température constante (E1 et E2), la succion a été déterminée à partir de l'équation de calibration proposée par Amraoui, (1996) établie pour des papiers filtres initialement secs (Whatman n° 40) (Équation (II.1)) :

$$Log\ \Psi = \begin{cases} 5.3344 - 0.0882\ w_f\ \ pour\ w_f < 39.8\ \% \\ 2.4778 - 0.0165\ w_f\ pour\ w_f \geq 39.8\ \% \end{cases} \quad \text{(II.1)}$$

Où Ψ désigne la succion (en kPa) et w_f la teneur en eau du papier filtre (en %).

Pour les essais non isothermes, il était nécessaire de tenir compte de l'effet de la température sur la courbe de calibration des papiers filtres afin d'assurer une estimation fiable de la succion du sol. Pour cela, la correction proposée par Haghighi et al. (2012) et qui couvre une gamme de températures comprise entre 10 et 50 °C a été appliquée (Équation (II.2)) :

$$Ln\ \Psi = \frac{(a+b.w_f+c.T+d.w_f.T)}{(1+f.w_f+g.T+h.w_f.T)} \quad \text{(II.2)}$$

Où T est la température en Kelvins, et a, b, c, d, f g, et h sont des paramètres constants, dont les valeurs sont présentées dans le Tableau II-3.

Tableau II-3: Paramètres constants optimisés proposés par Haghighi et al. (2012)

Paramètre	a	b	c	d	f	g	h
valeur	1,09 10^{1}	-6,4 10^{-2}	-4,06 10^{-2}	2,19 10^{-4}	1,91 10^{-2}	-3,65 10^{-3}	-7,65 10^{-5}

2.4. Résultats des profils de teneur en eau et de succion matricielle

Les figures 10,11,12,13 et 14 présentent les profils de teneur en eau et de succion matricielle obtenus respectivement lors des essais E1, E2, E3 et E4 et E5. Seuls quelques profils représentatifs ont été sélectionnés et affichés afin de privilégier la lisibilité (par exemple 14 profils pour E1 parmi les 30 enregistrés).

Ces profils montrent que l'état initial des colonnes était homogène. La colonne E1, initialement saturée, présente une teneur en eau volumique (θ) initiale de 32,2 ± 0,3 % et une succion matricielle (Ψ) de 6,5 ± 5 kPa. Les colonnes E2, E3 et E4, et E5 préparées à l'état de compactage initial sans saturation, affichaient une teneur en eau volumique homogène de 27,3 ± 0,4 % et une succion de 42,0 ± 6 kPa.

2.4.1. Essais de séchage isothermes

La comparaison de ces deux essais montre que l'évaporation intense au sommet conduit à une diminution de la teneur en eau volumique du sommet vers la base ce qui induit l'apparition d'un gradient de succion qui se développe à l'interface sol–atmosphère. En 3 jours, la teneur en eau volumique (θ) de la cellule supérieure chute de 32,0 % à 8,9 % dans l'essai E1 (avec moules en acier inoxydable), tandis qu'à la base de la colonne, θ reste proche de sa valeur initiale. Après 84 jours, un gradient marqué de teneur en eau subsiste, avec 3 % en haut et 14 % à la base (Figure II-10). L'essai E2 (avec moules en plastique) est plus court (seulement 11 jours), mais commence à un état de saturation plus faible et porte sur des colonnes plus courtes. En 3 jours, θ de la cellule supérieure chute de 27,0 % à 6,3 %, ce qui est similaire à l'essai E1. A la base de la colonne, θ reste proche de sa valeur initiale. Après 11 jours, θ diminue de 27,0 % à 5,8 % en haut, tandis qu'elle reste à 17,9 % à la base (Figure II-11). Ces deux essais mettent en évidence une évaporation intense en surface, mais une progression lente du dessèchement en profondeur.

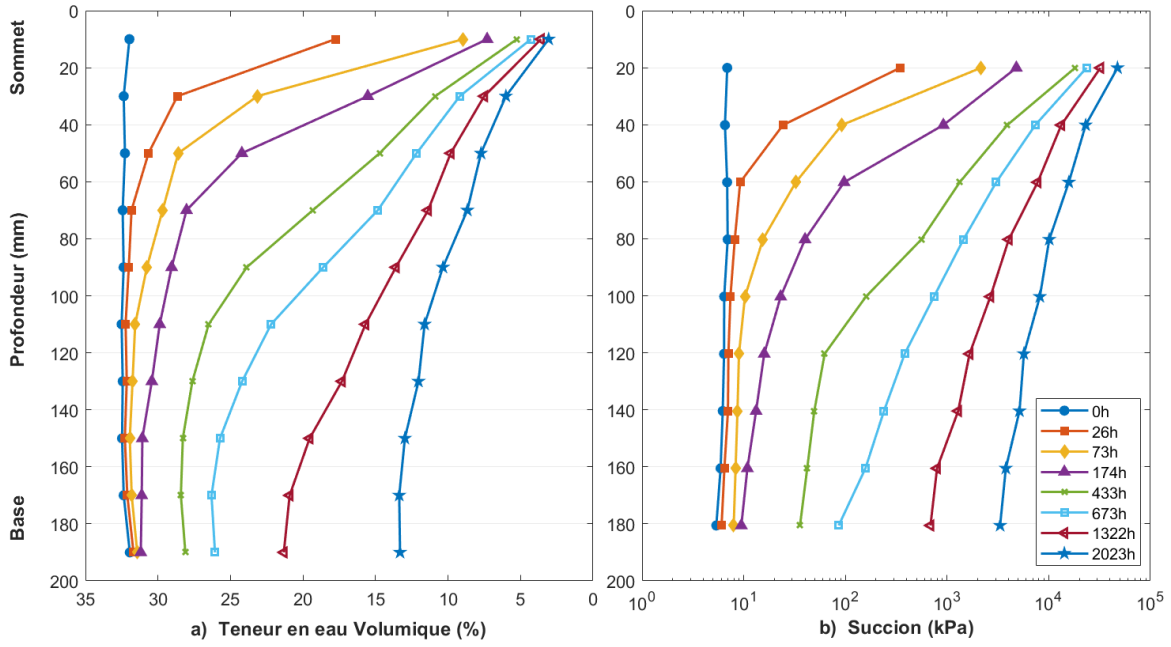


Figure II-10: Essai isotherme E1 avec 10 moules en acier inoxydable : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions.

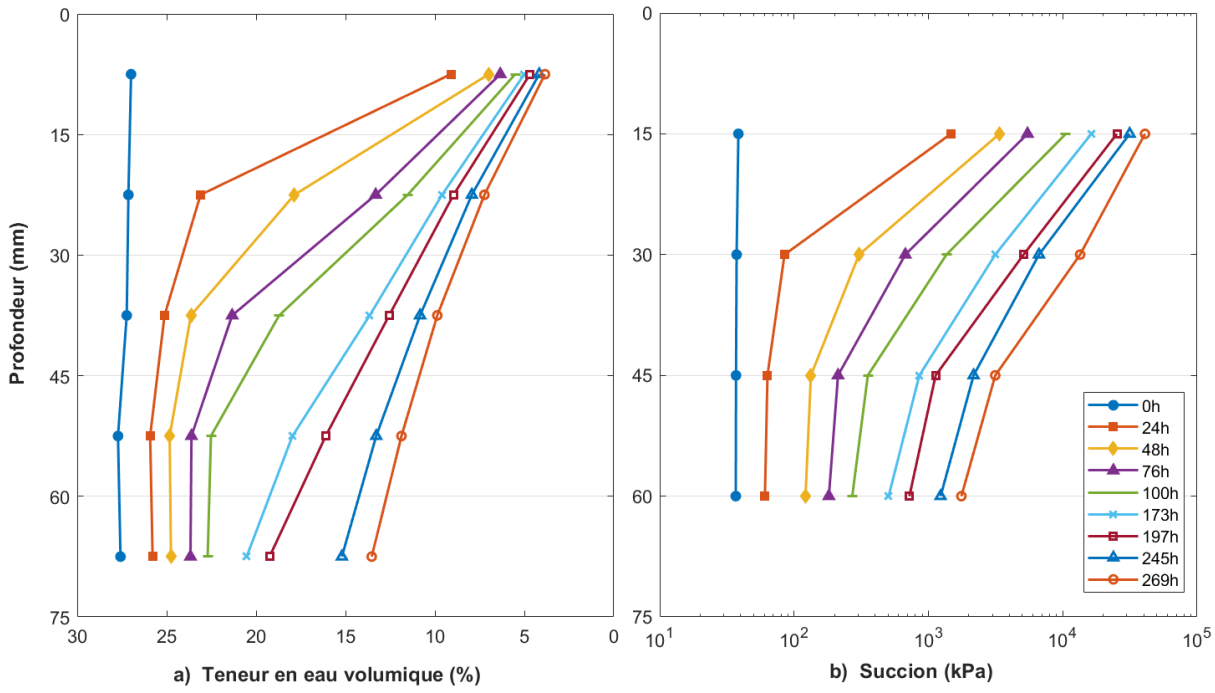


Figure II-11: Essai isotherme E2 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions.

2.4.2. Essais de séchages non isothermes

Pour l'essai non isotherme E3, les profils de teneur en eau sont clairement influencés par le gradient thermique vertical (Figure II-12.a). La plaque chauffante maintient une température de 40 °C à la base, générant un gradient thermique dans la colonne dès les trois premières heures, entre 32 °C à 60 mm de profondeur (T_{60}) et 22 °C à 15 mm (T_{15}) (Figure II-12.c). Ces mesures de température à chaque profondeur permettent d'estimer la succion matricielle du sol, présentée en Figure II-12.b, à partir de l'équation (2).

L'eau située près de la base de la colonne est chauffée, engendrant une forte diminution de θ de 27,0% à 2,1 % après 3 jours. En haut de la colonne θ diminue de 26,8% à 9,9% à cause de l'évaporation. Cette évolution pourrait s'expliquer par l'augmentation de la pression de vapeur en base de la colonne, qui induit un transfert d'humidité vers le sommet sous forme de vapeur. Ces transferts à la base de la colonne étant plus intense que l'évaporation à l'interface sol-atmosphère, les teneurs en eau des niveaux intermédiaires ($\theta_{22,5}$, $\theta_{37.5}$, et $\theta_{52,5}$) augmentent légèrement au cours des premières heures et les succions (Ψ_{15}, Ψ_{30} et $\Psi 4_5$) diminuent due à l'accumulation d'humidité au milieu de la colonne. La succion augmente ensuite

progressivement dans toute la colonne à mesure que l'évaporation en surface se poursuit. À la fin de l'essai E3, toutes les valeurs de θ mesurées sont inférieures à 4,5 %, ce qui indique un dessèchement final nettement plus prononcé que celui observé dans l'essai E2.

Pour l'essai non isotherme à 30 °C, les profils de teneur en eau et de succion (Figure II-13) montrent un processus de séchage similaire à celui observé à 40 °C, mais avec une intensité plus modérée. La base de la colonne s'assèche progressivement, sans atteindre des teneurs aussi faibles qu'à 40°C, confirmant une cinétique de dessèchement plus lente : θ diminue de 27,8% à 4,7% après 3 jours. En surface, la teneur en eau de 26,9 % à 8,3 %. Dans la zone intermédiaire (20–50 mm), une augmentation transitoire de θ est enregistrée dans les premières heures, traduisant la présence d'un flux de vapeur ascendant depuis la base, mais ce phénomène reste limité par rapport à celui observé à 40 °C. Les succions suivent la même logique : elles diminuent légèrement dans les niveaux intermédiaires au début, puis augmentent progressivement dans toute la colonne à mesure que le dessèchement progresse.

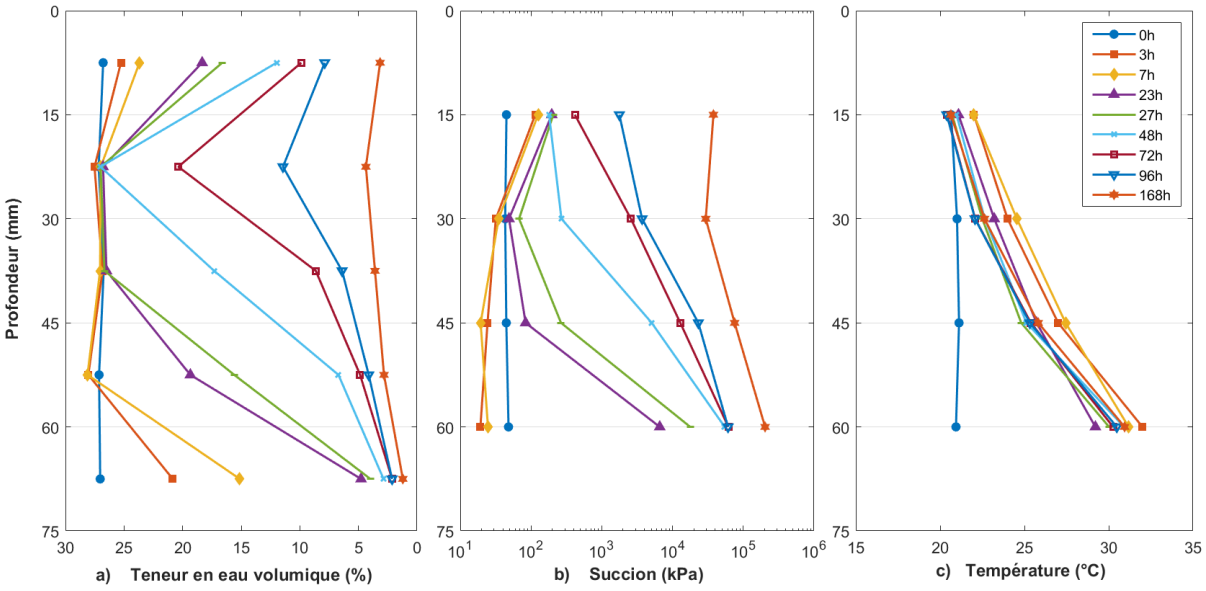


Figure II-12: Essai non isotherme E3 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de températures à chaque profondeur.

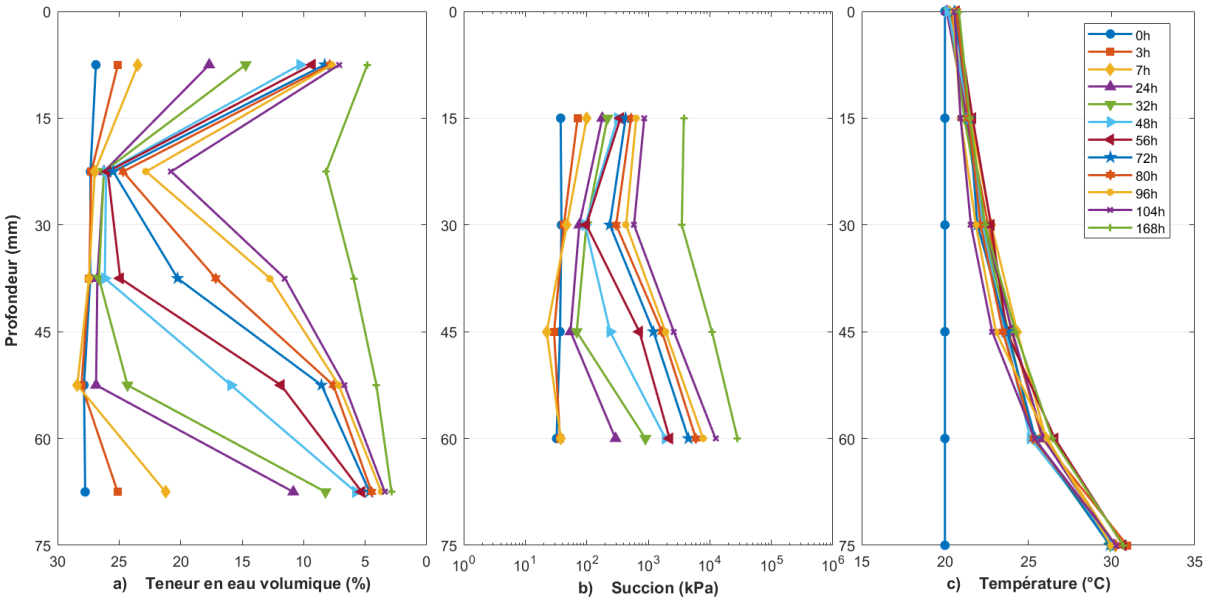


Figure II-13: Essai non isotherme E4 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de températures à chaque profondeur.

Pour l'essai non isotherme E5, réalisé en imposant un gradient thermique inverse, avec une température de 5 °C à la base grâce à la plaque refroidissante, et de 20 °C à la surface (Figure II-14.c), l'objectif était d'évaluer le comportement hydrique du sol lorsque la zone froide se situe en profondeur, contrairement aux essais précédents. Dès les premières heures, la surface de la colonne s'assèche : la teneur en eau passe d'environ 27 % à 20 % après 3 h, et à 3% au bout de 3 jours (Figure II-14.a). Cette évolution est accompagnée d'une augmentation rapide de la succion en surface, traduisant un fort déficit hydrique dans cette zone (Figure II-14.b). À l'inverse, les horizons profonds montrent un comportement opposé. $\theta_{52,5}$, et $\theta_{67,5}$ augmentent de façon progressive, atteignant dans 2 jours, 32 %, et 34%, respectivement, alors que les succions Ψ_{30} et Ψ_{45} chutent à 10 kPa, signe d'une humidification jusqu'à saturation pour les zones les plus profondes. Le niveau intermédiaire présente quant à lui une phase transitoire, avec une humidité relativement stable avec $\theta_{37,5}$ autour de 25,2 – 27,8% et des succions Ψ_{15} autour de 100–800 kPa.

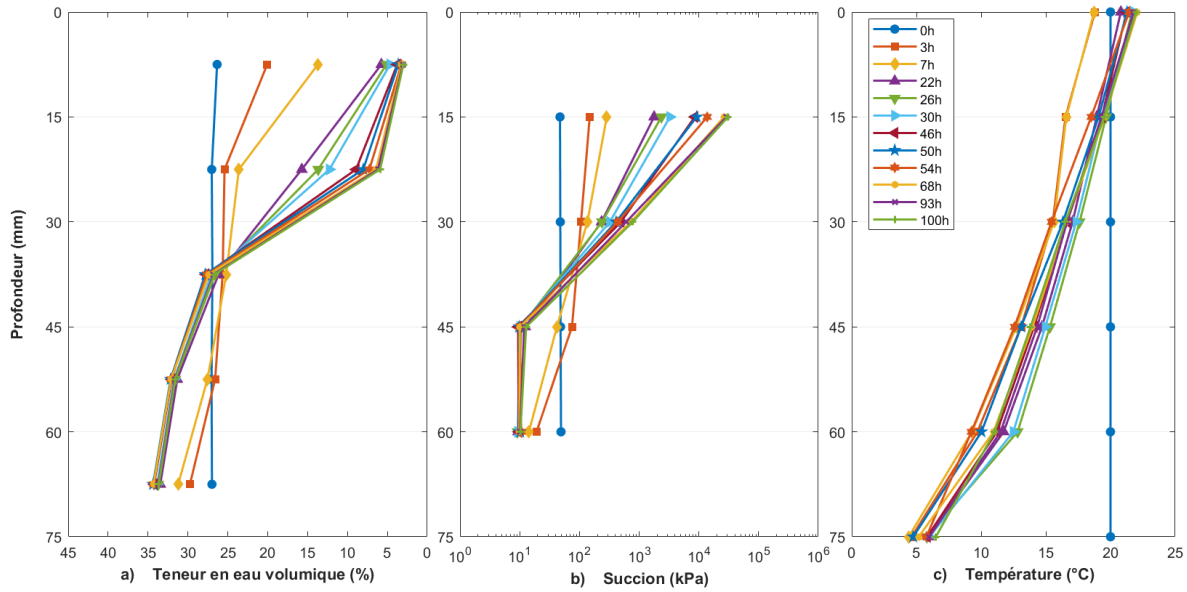


Figure II-14: Essai non isotherme E5 avec 5 moules en plastique : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de températures à chaque profondeur.

Ces résultats traduisent clairement un transfert descendant de l'humidité : elle migre de la surface chaude ($T_0 = 20 \pm 1°C$) vers la base froide ($T_{75} = 5 \pm 1°C$), où elle condense et enrichit en eau les horizons inférieurs. Au fur et à mesure, ce mécanisme accentue le contraste hydrique dans la colonne : dessèchement en surface et saturation en profondeur. Après une semaine, cette accumulation atteint un seuil critique, conduisant à l'apparition d'eau libre et à son écoulement par la base. Ce comportement met en évidence le rôle déterminant du gradient thermique inversé : alors qu'un gradient positif (surface plus froide que la base) favorise une migration ascendante et une perte d'eau par évaporation, un gradient négatif entraîne au contraire une migration descendante et une condensation dans la zone froide, avec un risque d'accumulation et de drainage.

Cette configuration « surface chaude – base froide » a mis en évidence une limite pratique de l'essai en colonne : la condensation progressive dans la zone froide entraîne une accumulation d'eau liquide, puis l'apparition d'un débit par la base. Ce changement d'état de la condition aux limites rend la poursuite de l'essai difficile tout en biaisant l'interprétation des profils. Afin de contourner cette contrainte expérimentale, le recours à des modélisations thermo-hydriques couplées apparait nécessaire. Ces approches permettent d'imposer des conditions aux limites bien contrôlées et de suivre, sans perturbation instrumentale, l'évolution conjointe de la

teneur en eau, de la succion et des flux liquide–vapeur, y compris la transition vers une surface de suintement en pied de colonne.

2.4.3. Synthèse : Analyse comparative des cinétiques de séchage aux différentes profondeurs sous différents gradients thermiques

L'analyse comparative des évolutions de teneur en eau volumique en fonction du temps pour chaque profondeur met en évidence l'effet majeur du gradient thermique sur la cinétique de dessèchement. Dans la zone superficielle (0–15 mm), les dynamiques sont particulièrement contrastées. Dans l'essai isotherme à 20 °C (E2) (Figure II-15.a), on observe une chute rapide de la teneur en eau dès les premières heures, plus marquée que dans les essais à gradient thermique. Ce comportement s'explique par l'absence d'alimentation depuis la base : l'évaporation en surface n'est pas compensée et entraîne une diminution immédiate de la teneur en eau. Par la suite, le séchage devient plus progressif et plus lent, de sorte qu'il faut un temps nettement plus long pour atteindre les teneurs en eau résiduelles. À l'inverse, dans les essais non isothermes E4 (Figure II-15.b) et E3 (Figure II-15.c), la diminution initiale est moins abrupte : les teneurs en eau se maintiennent plus élevées au début en raison d'un apport d'humidité provenant de la base chaude, qui compense partiellement l'évaporation de surface. Une fois ce mécanisme d'alimentation épuisé, le séchage s'accélère et la surface atteint beaucoup plus rapidement les teneurs en eau résiduelles qu'à 20 °C. Enfin, dans l'essai E5 (Figure II-15.d), la chute initiale est encore plus intense que celle observée à 20 °C, en raison d'un double effet : l'évaporation de surface, conjuguée à un transfert d'eau vers la profondeur plus froide. Dans ce cas, les teneurs en eau résiduelles sont atteintes en environ 100 h, soit un temps beaucoup plus court que dans les autres essais.

Dans les couches intermédiaires (15–60 mm), les comportements diffèrent également en fonction du régime thermique appliqué. Dans l'essai isotherme E2, la teneur en eau diminue de manière régulière et continue, traduisant un séchage homogène et progressif qui se propage lentement depuis la surface vers la profondeur. En revanche, dans les essais à base chaude (E3 et E4), une phase initiale de quasi-stabilité de la teneur en eau est observée, suivie d'une chute brutale. La durée de cette phase varie avec la profondeur : elle est plus longue dans les couches proches de la surface, tandis qu'elle diminue progressivement en allant vers la base, au

voisinage de la source de chaleur. Cette évolution traduit l'existence d'un apport d'eau depuis la base, sous forme de vapeur, qui maintient temporairement l'humidité dans ces horizons avant que le front de dessèchement ne s'y installe. L'intensité de ce mécanisme dépend du gradient : à 40 °C (E3), la transition est plus rapide et les teneurs en eau résiduelles sont atteintes plus tôt qu'à 30 °C (E4), où la dynamique reste plus progressive. Dans l'essai à 5 °C (E5), les comportements diffèrent fortement selon la profondeur des zones intermédiaires. Entre 15 et 30 mm, l'évolution suit la tendance observée à la surface, mais avec une intensité moins marquée. Entre 30 et 45 mm, la teneur en eau se maintient longtemps proche de l'état initial, ce qui confirme que le gradient thermique inversé freine considérablement le transfert d'eau vers la surface et limite ainsi le séchage dans cette zone. Enfin, entre 45 et 60 mm, la teneur en eau augmente jusqu'à atteindre la saturation au bout d'une dizaine d'heures, traduisant l'accumulation d'eau issue des transferts vers la partie froide de la colonne.

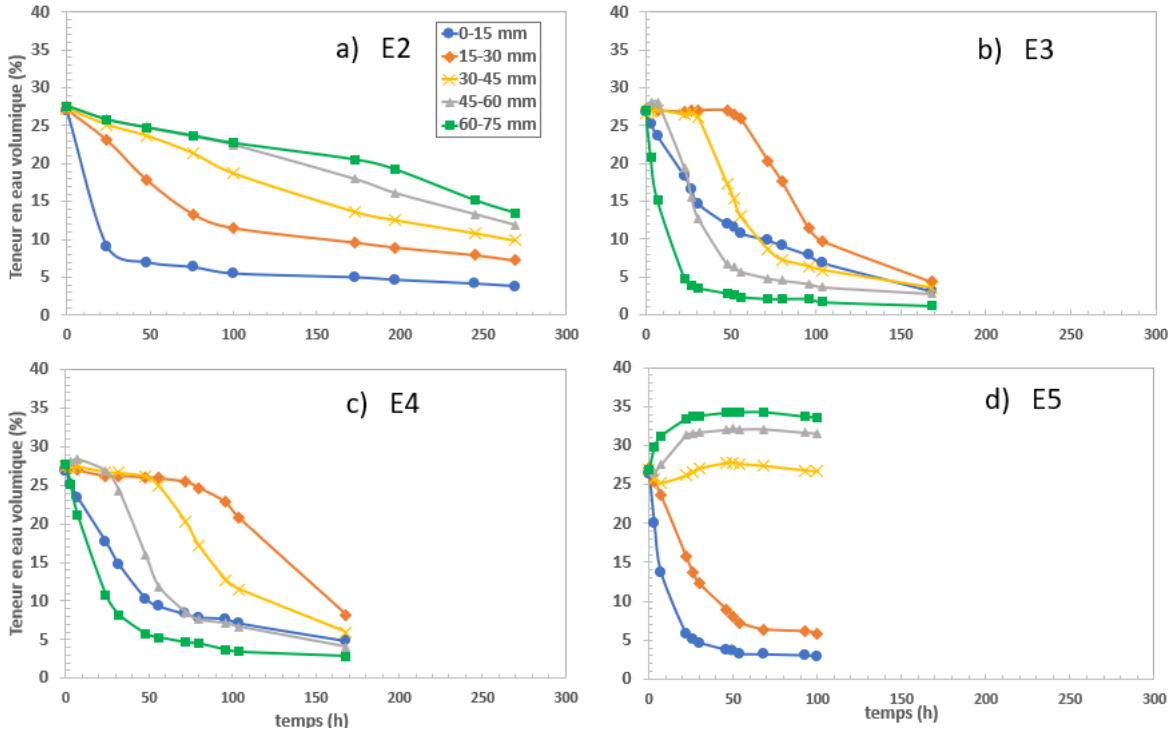


Figure II-15: Évolution temporelle de la teneur en eau volumique pour différentes profondeurs et conditions thermiques : a) essai isotherme E2 à 20°C, et essais non isothermes avec base à : b) 40°C (E3) ; c) 30°C (E4) ; d) 5°C (E5)

Dans la couche la plus profonde (60–75 mm), les différences entre régimes thermiques apparaissent encore plus marquées. En revanche, dans les essais à base chaude, E3 et E4, la chute de teneur en eau est très rapide dès les premières heures, ce qui montre que l'effet du gradient thermique favorise un séchage accéléré de cette

zone. La différence entre E3 et E4 reste liée à l'intensité du gradient : le séchage est légèrement plus rapide à 40 °C qu'à 30 °C, mais les deux atteignent des teneurs en eau résiduelles en un temps beaucoup plus court que l'essai isotherme. Enfin, dans l'essai E5, la teneur en eau augmente rapidement et dépasse la teneur en eau de saturation, avec un excès de près de 2%.

En conclusion, les résultats montrent que l'intensité et le sens du gradient thermique contrôlent directement la dynamique de séchage et la redistribution de l'eau dans la colonne. Un gradient positif accélère fortement l'assèchement et peut engendrer localement des condensations, tandis qu'un gradient négatif freine le transfert vers la surface et conduit à une accumulation d'eau en profondeur, allant jusqu'à la sursaturation.

2.5. Courbe de rétention de l'humidité

Les profils de succion et de teneur en eau volumique obtenus permettent de déterminer les courbes de rétention du sol (SWRC) pour chaque essai. Pour chaque profondeur correspondant à un papier filtre, la teneur en eau est calculée comme la moyenne des teneurs en eau des deux échantillons de sol adjacents en contact avec ce papier. Le modèle de van Genuchten a été choisi pour ajuster les courbes des essais isothermes E1 et E2 selon l'équation suivante :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_s}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{((1+|\alpha\Psi|)^n)^m} \quad \text{(II.3)}$$

Où θ_s est la teneur volumique en eau à saturation, θ_r est la teneur volumique résiduelle, α (en kPa^{-1}) est un paramètre lié à l'inverse de la pression d'entrée d'air, et m et n sont des paramètres de forme liés à la distribution de la taille des pores, avec la contrainte m=1−1/n.

2.5.1. Essais de séchage isothermes

La Figure II-16 montre que les données issues de l'essai E1 à 20 °C sont bien reproduites par le modèle de van Genuchten pour des succions comprises entre 10^2 et 10^4 kPa. La courbe de rétention obtenue traduit fidèlement le comportement hydrique typique d'un sol fin compacté, dont la forme se décompose en trois segments

distincts. Cette zone traduit la présence d'eau libre occupant la macroporosité, facilement mobilisable par faibles variations de succion. Lorsque la succion augmente, une phase de transition apparaît entre 100 et 2000 kPa, marquée par une décroissance progressive de la teneur en eau. Cette partie de la courbe correspond à la réorganisation des films d'eau autour des particules, et son inclinaison reflète la distribution de tailles de pores dans le sol. Enfin, pour des succions supérieures à 10^4 kPa, la teneur en eau résiduelle est associée à l'eau fortement adsorbée dans la microporosité. L'essai E2, conduit avec le nouveau dispositif en plastique, dans des conditions isothermes similaires, a confirmé cette tendance en reproduisant avec fidélité la courbe issue de l'essai E1. Ces résultats témoignent la validité de l'utilisation du dispositif en plastique développé.

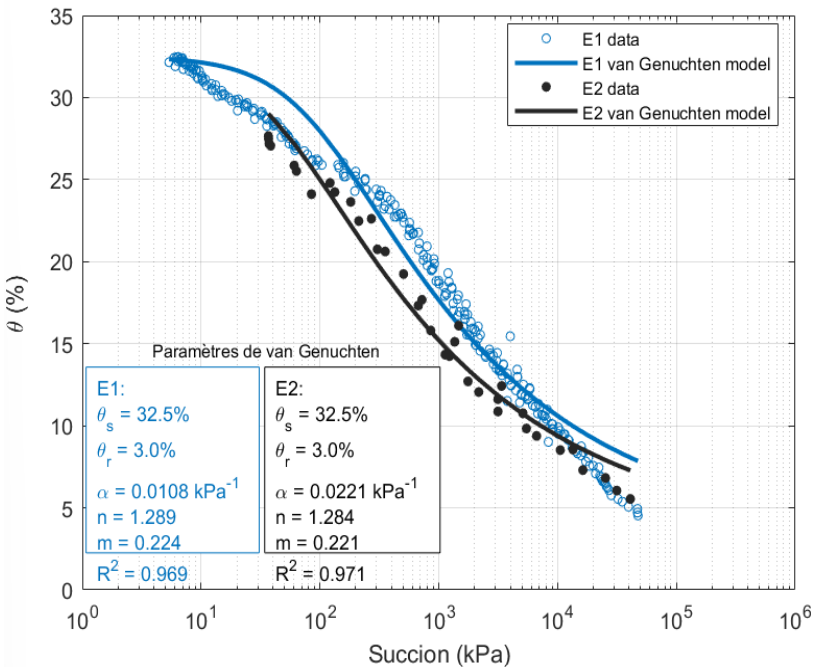


Figure II-16: Courbe de rétention d'eau (SWRC) du LP obtenue à partir des essais E1 et E2 en conditions isothermes, ajustée selon le modèle de van Genuchten.

Ce nouvel équipement a permis de réduire la durée des essais, passant de 84 jours à seulement 11 jours, tout en couvrant la même plage de succion. De plus, les courbes de rétention obtenues dans cette étude concordent avec celles de Lahoori (2020), réalisées sur le même sol et dans des conditions initiales proches. L'accord entre ces différentes études renforce la confiance accordée au protocole expérimental et au modèle utilisé, et permet d'établir la courbe obtenue à 20 °C comme référence isotherme pour la suite de l'analyse.

2.5.2. Essais de séchage non isothermes

La comparaison des courbes de rétention hydrique obtenues lors des essais E2 (20 °C), E3 (base chauffée à 40 °C) et E4 (base chauffée à 30 °C) (Figure II-18), met en évidence l'influence de la température sur le comportement de rétention en eau du sol.

Lorsque la colonne est chauffée par la base à 30 °C, les points expérimentaux montrent un léger décalage vers le bas par rapport à la référence, avec une diminution de la teneur en eau pour les succions intermédiaires. Cette déviation reste modérée mais traduit déjà l'influence du gradient thermique. L'effet devient beaucoup plus marqué à 40 °C, où la courbe est significativement décalée.

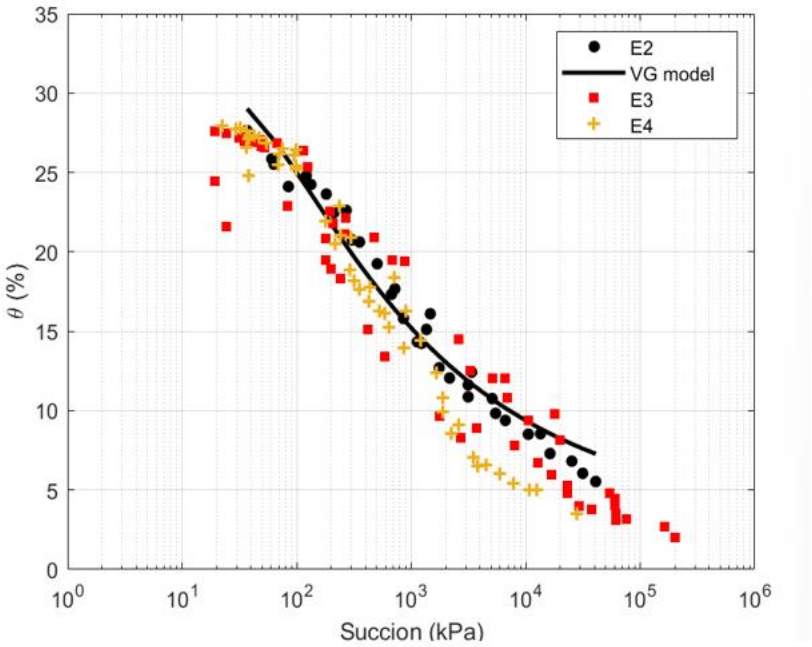


Figure II-17: Comparaison entre SWRC obtenue à partir des essais isotherme E2 et non isothermes E3 et E4.

Pour comprendre l'origine de ces écarts, les courbes de rétention ont été représentées en fonction de la profondeur (Figure II-18.a et b). Cette analyse révèle clairement que les points expérimentaux de l'essai E3 (Figure II-18.a) s'écartant dans la gamme des succions intermédiaires (entre 100 et 1000 kPa) correspondent principalement à des mesures situées près de la surface du sol. Cette déviation pourrait être liée à la transformation d'une partie de l'eau liquide en vapeur, provoquant une redistribution de l'humidité dans les couches superficielles du sol.

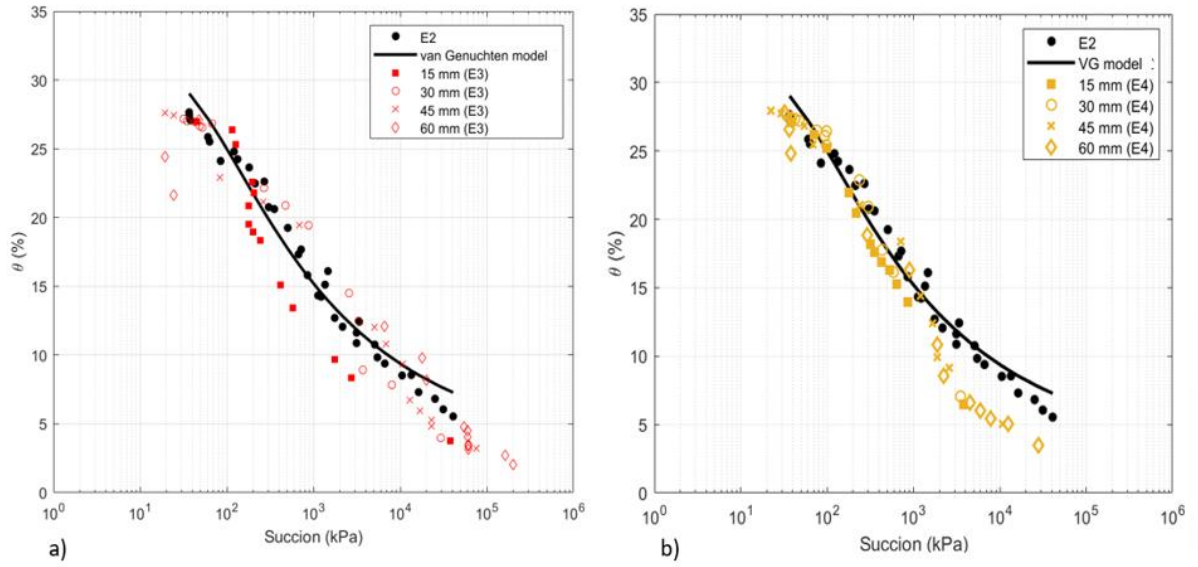


Figure II-18: Comparaison entre SWRC obtenue à partir des essais isotherme (E2) et : a) non isotherme (E3) ; b)non isotherme (E4). Le modèle de van Genuchten est ajusté sur les données de l'essai E2. Les points de données des essais E3 et E4 sont regroupés en fonction de la distance à l'interface sol-atmosphère.

Ainsi, E4 présente une évolution plus régulière et cohérente de la teneur en eau avec la succion, traduisant un processus de dessiccation plus uniforme dans la colonne. Autrement dit, le gradient thermique étant moins intense, la condensation reste moins intense et le séchage homogène domine. Cependant, les teneurs en eau diminuent progressivement, et les succions augmentent de façon continue, sans fortes perturbations liées aux phénomènes de condensation. En revanche, E3 est marqué par une dispersion plus importante des points expérimentaux, conséquence directe des hétérogénéités spatiales créées par les phénomènes de condensation et de redistribution interne. Cette dispersion traduit le caractère non uniforme du champ d'humidité, où certaines zones conservent localement davantage d'eau en raison de la condensation, tandis que d'autres sont fortement asséchées par l'évaporation accélérée.

Aux fortes succions (entre 10^3 et 10^4 kPa), Il est intéressant de noter que, la courbe correspondant à l'essai E4 se situe en dessous de celle obtenue de E3, traduisant une teneur en eau plus faible pour une même succion. Cette observation, pour un premier instant, montre une sorte de contradiction apparente entre les résultats issus des profils de teneurs en eau obtenus pour les deux essais E3 (Figure II-15.b) et E4 (Figure II-15.c), et ceux obtenus à partir des courbes de rétention. Dans les profils il est clair que la colonne chauffée par la base à 40 °C, se dessèche globalement plus vite et atteint des teneurs en eau résiduelles, à 168h, plus faibles qu'à 30 °C. Il

convient de rappeler que les profils de teneur en eau et de succion et les courbes de rétention ne traduisent pas la même information. Les profils décrivent l'évolution spatiale et temporelle du séchage, c'est-à-dire θ et Ψ en fonction de la profondeur et du temps (θ(z,t), Ψ(z,t)). À l'inverse, la courbe de rétention est construite en regroupant les couples (θ, Ψ) issus de différents points de la colonne et de différents instants. Donc cette différence est un effet local et transitoire. Elle ne correspond donc pas à un état ponctuel de la colonne, mais à une représentation intégrée de l'ensemble des mesures. Pour cette zone de succion (entre 10^3 et 10^4 kPa), les couples (θ, Ψ) de l'essai E3 proviennent d'une zone intermédiaire où des phénomènes de condensation ont temporairement maintenu une teneur en eau plus élevée (Figure II-18.a), tandis que les couples équivalents à E4 correspondent aux couches profondes (Figure II-18.b), où le séchage homogène a conduit à une teneur en eau plus faible. Cette différence d'origine explique que la courbe de E3 se situe au-dessus de celle de E4 dans cette zone de fortes succions, sans pour autant contredire le fait que la colonne chauffée par la base à 40 °C se dessèche globalement plus vite. Les deux essais ayant été arrêtés après 168 h, donc pour une même durée, l'essai E4, à sa fin, présente des succions plus élevées et des teneurs en eau résiduelles plus faibles, ce qui confirme les tendances observées dans les profils.

Dans tout ce contexte, la courbe de rétention ne représente plus une loi unique et intrinsèque, mais plutôt une superposition de réponses locales influencées par la variabilité des flux couplés chaleur–eau. Le modèle de van Genuchten, construit à partir d'un essai isotherme, ne permet dès lors pas de reproduire fidèlement la courbe de rétention dans un contexte non isotherme. Si un ajustement reste possible sur les points expérimentaux à 30 et 40 °C, les paramètres obtenus doivent être interprétés comme des valeurs effectives, intégrant les effets conjoints de la succion, de la température et de son gradient, plutôt que comme des constantes hydriques intrinsèques du sol.

La courbe de rétention issue de l'essai E5 avec surface à 20 °C et base à 5 °C (Figure II-19) illustre clairement l'influence du gradient thermique inversé sur la distribution hydrique selon la profondeur. A 15 mm, les points se distinguent par une chute très rapide de la teneur en eau : pour des succions supérieures à 10^3 kPa, θ devient inférieur à une valeur 10%, alors que la courbe de référence isotherme à 20 °C prédit

encore des valeurs un peu plus élevées. Cette forte déviation traduit l'effet conjugué de l'évaporation directe à l'interface sol–atmosphère et du flux descendant d'humidité, qui drainent simultanément l'eau hors de la zone superficielle. À 30 mm de profondeur, la tendance de séchage reste présente : la dessiccation y est toujours influencée par l'évaporation et la migration descendante, bien que de manière atténuée. Les points se concentrent surtout dans la gamme des succions intermédiaires**,** ce qui montre que cette zone n'atteint pas l'extrême dessèchement observé à la surface, mais ne bénéficie pas non plus de condensation.

À 45 mm de profondeur, l'évolution conjointe de la teneur en eau et de la succion met en évidence un comportement inverse. La succion initiale, décroît pour se stabiliser autour de 10 kPa, tandis que la teneur en eau volumique augmente parallèlement de 27 % à près de 30 %. L'absence de passage vers des succions intermédiaires ou fortes confirme que cette profondeur évolue vers un état quasi saturé à faible succion, et elle n'a pas subi de dessication interne.

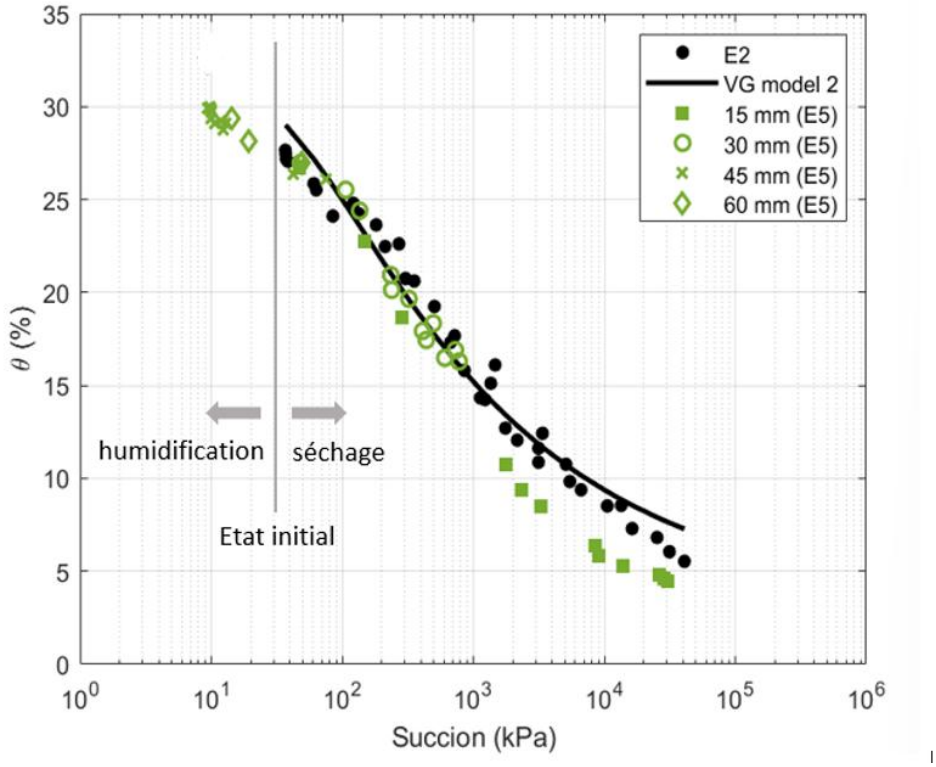


Figure II-19: Comparaison entre SWRC obtenue à partir des essais isotherme E2 et non isothermes E5 à 5 °C.

À 65 mm de profondeur (zone froide), la dynamique hydrique est dominée par la condensation. Les mesures montrent une diminution de la succion vers des valeurs très faibles, accompagnée d'une augmentation notable de la teneur en eau, qui atteint

localement plus de 32,5 % (θ_{sat}). La zone située à 65 mm évolue vers un état qui dépasse la saturation, traduisant son rôle de réservoir d'accumulation. Ce comportement est directement lié au gradient thermique inversé : la vapeur issue des horizons plus chauds migre vers la base froide où elle se condense, entraînant une accumulation progressive d'eau liquide. En fin d'essai, cette accumulation conduit à un excès d'humidité qui se manifeste par l'apparition d'un écoulement libre en pied de colonne.

Ces observations insistent sur la nécessité de recourir à des modèles couplés thermo-hydriques pour représenter correctement la dynamique de l'eau dans des conditions non isothermes. Ainsi, dans le cadre du stockage de chaleur dans les remblais, la prise en compte de ces effets apparaît incontournable : ignorer la dépendance en température de la rétention risquerait de conduire à une sous-estimation des pertes d'eau dans les zones chaudes et à une mauvaise prédiction des transferts couplés eau–chaleur.

2.6. Conductivité hydraulique non saturée

Les profils de teneur en eau et de succion permettent de déterminer respectivement la vitesse d'écoulement (v) et le gradient hydraulique (dΨ/dz) sur chaque intervalle. La conductivité hydraulique non saturée (k_u) est ensuite calculée pour les essais isothermes E1 et E2 en appliquant la loi généralisée de Darcy (Équation (II.4)) :

$$k_u = \frac{v}{\frac{d\Psi}{dz}} \tag{II.4}$$

La perméabilité est directement liée à la viscosité de l'eau : plus la viscosité est élevée, plus la perméabilité est faible. Par conséquent, pour les essais non isothermes, la perméabilité du sol est déterminée à l'aide de l'équation (II.5) selon la norme française (NF X30-442, 2008):

$$k_u = k_{u(T°)} \frac{\eta_T}{\eta_{20°}} \tag{II.5}$$

Avec : $\frac{\eta_T}{\eta_{20°}} = exp(2.44 \times 10^{-2}(20 - T) + 1.8 \times 10^{-4}(20 - T)^2 + 2.5 \times 10^{-6}(20 - T)^3$.

Où k_u est la conductivité hydraulique à 20°C, $k_u(T)$ est la conductivité hydraulique à la température T, η_{20} est la viscosité dynamique à 20°C, η_T est la viscosité dynamique à la température T.

Les courbes de conductivité hydraulique non saturée obtenues lors des essais E1 et E2 (Figure II-20) sous les mêmes conditions isothermes sont cohérentes, démontrant une répétabilité acceptable des résultats. Ces courbes de référence présentent la tendance attendue, une diminution progressive de la conductivité hydraulique avec l'augmentation de la succion.

L'évolution de la conductivité hydraulique sous l'influence du gradient de température (Figure II-20) révèle cependant l'interaction complexe entre le transfert de vapeur et les variations de succion au sein de la colonne. Lorsqu'un gradient thermique est imposé, un comportement contrasté apparaît selon les plages de succion.

Les conductivités hydrauliques pour des succions comprises entre 10 et 100 kPa correspondent en fait à des gradients hydrauliques négatifs. Comme la succion initiale est de 45 kPa (Figure II-12.b), toutes les valeurs inférieures correspondent à un mouillage des échantillons intermédiaires dû au transfert de vapeur.

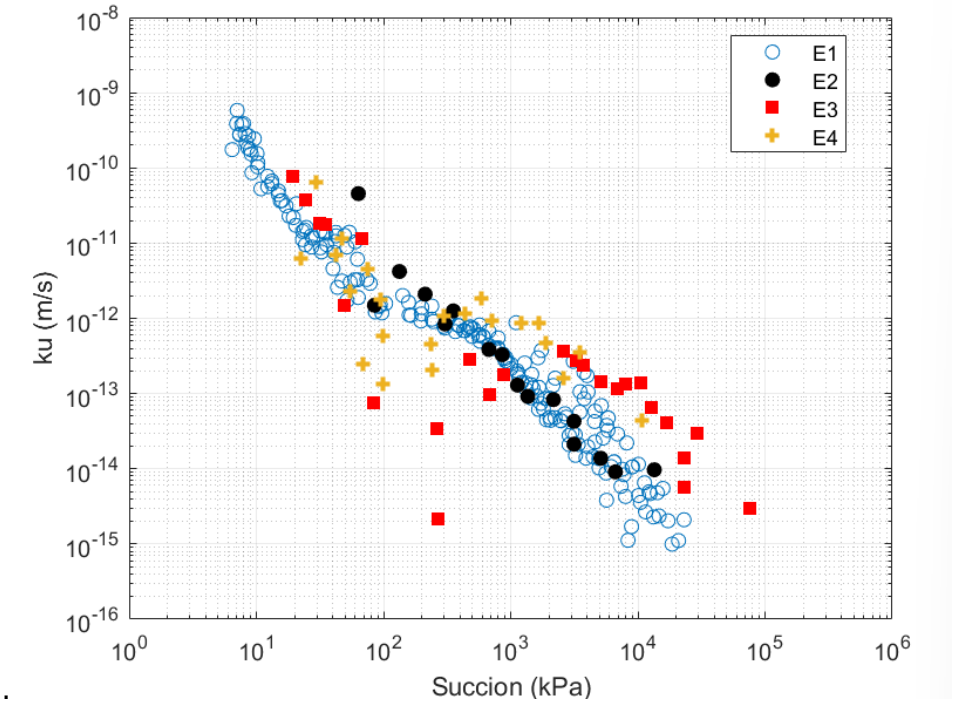


Figure II-20: Conductivité hydraulique non saturée du LP obtenue à partir des essais isothermes E1 et E2 et non isothermes E3 et E4.

Aux succions intermédiaires, entre 100 et 1000 kPa, l'évolution est plus complexe. Le séchage non isotherme est assez différent des conditions isothermes. Le gradient thermique appliqué semble réduire la conductivité hydraulique non saturée. Cela peut être expliqué par l'effet d'un assèchement accéléré et d'une rupture plus rapide des ponts capillaires. Dans cette plage de succion, la vapeur joue un rôle dans la redistribution de l'eau. La conductivité hydraulique mesurée sous gradient thermique ne peut plus être expliquée uniquement par le transport liquide, révélant l'importance de l'interaction entre flux liquide et vapeur. La diminution de la viscosité de l'eau avec l'augmentation de température, qui devrait théoriquement augmenter la conductivité hydraulique, ne suffit pas à compenser la discontinuité des chemins liquides dans la matrice poreuse, expliquant ainsi la baisse observée. Toutefois, cette diminution reste limitée à 30 °C, alors qu'elle devient beaucoup plus marquée à 40 °C, traduisant l'effet amplificateur d'un gradient thermique plus intense. Globalement, ces observations mettent en évidence l'influence complexe et non linéaire de la température sur la conductivité hydraulique des sols non saturés, où s'entremêlent effets contradictoires : d'un côté la diminution de viscosité et l'intensification des transferts diffusifs, de l'autre la rupture accélérée de la continuité capillaire liée au séchage.

À des succions plus élevées, la tendance s'inverse : les valeurs de conductivité hydraulique deviennent supérieures à celles de la courbe de référence, en particulier pour l'essai à 40 °C. Ce résultat peut être interprété par l'influence des gradients de température sur les mécanismes de transfert d'humidité qui deviennent favorisés par la diffusion de vapeur. Ce phénomène est particulièrement marqué près de la base de la colonne où le sol devient très sec et la phase liquide disparaît presque complètement dans cette zone. Dans ces conditions, l'élévation de la température augmente la pression de vapeur et la vitesse de diffusion, ce qui se traduit par une conductivité apparente plus élevée.

Ainsi, le comportement observé reflète un basculement des mécanismes de transfert : aux succions faibles, la conduction est dominée par l'eau capillaire, alors qu'aux succions fortes, ce sont les flux en phase adsorbée et vapeur qui deviennent prépondérants, et leur intensité est amplifiée par l'élévation de la température, ce qui explique la différence des résultats entre les essais à 40 et 30°C.

Sous l'effet du gradient thermique froid (5 °C à la base et 20 °C à la surface) (Figure II-21), les profils de conductivité hydraulique non saturée présentent deux trajectoires contrastées. La première débute à environ 75 kPa puis se déplace vers la gauche, traduisant une forte diminution de la succion liée à un apport d'eau et à une ré-humidification locale. Cette accumulation est probablement due à un phénomène de condensation ou de migration de l'eau vers la zone plus froide, menant à un état proche de la saturation.

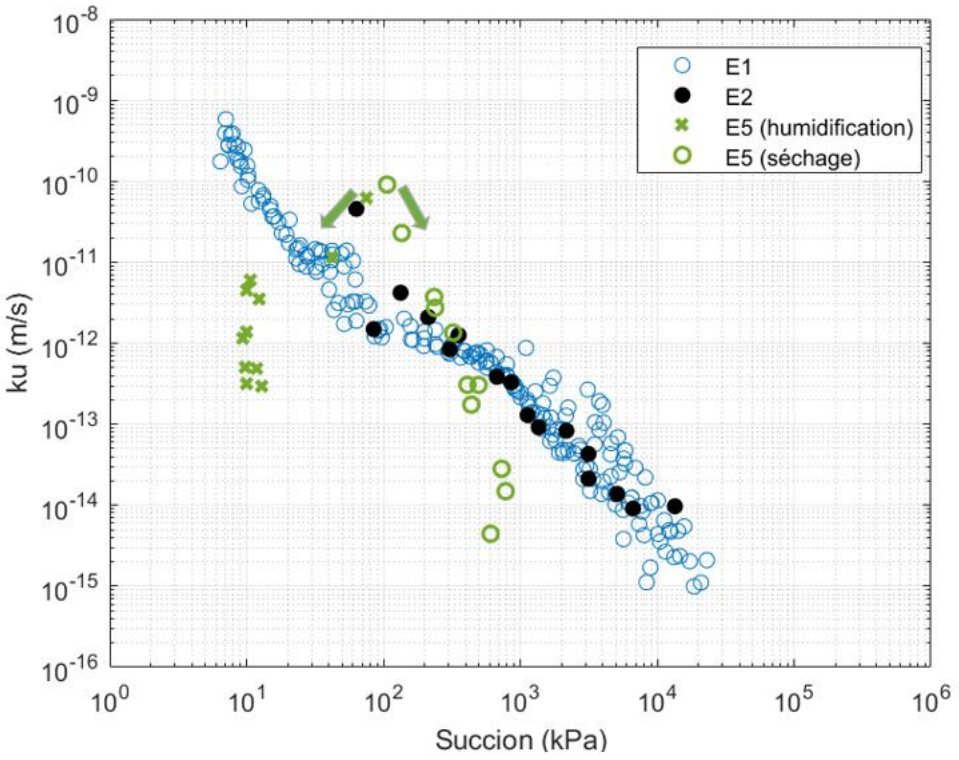


Figure II-21: Conductivité hydraulique non saturée du LP obtenue à partir des essais isothermes E1 et E2 et non isothermes E5.

La deuxième débute à environ 103 kPa et évolue vers la droite, indiquant une augmentation de la succion. Cette tendance reflète un processus de dessiccation : l'évaporation en surface génère un flux ascendant alors que le gradient thermique attire l'eau vers la base refroidie. La conductivité diminue alors fortement. Cet effet hydrique est renforcé par la température locale inférieure à 20 °C, qui augmente la viscosité de l'eau et réduit encore les transferts. Ces observations confirment que la distribution verticale de température contrôle fortement la dynamique hydrique interne et la conductivité hydraulique non saturée.

2.7. Conclusion

Ce chapitre avait pour objectif d'étudier expérimentalement le comportement hydrique non saturé d'un sol compacté sous des conditions isothermes et non isothermes. Pour cela, des essais de séchage en colonne ont été réalisés dans différentes configurations thermiques. L'approche méthodologique reposait sur un suivi détaillé des profils de teneur en eau, de succion et de température en fonction de la profondeur et du temps, complété par la construction des courbes de rétention et des courbes de conductivité hydraulique non saturée pour chaque essai.

Une première série d'essais a été conduite en colonne isotherme à 20 °C, en utilisant d'abord un dispositif en acier inoxydable. Cet essai a permis de confirmer la cohérence des mesures ainsi que la représentativité des lois classiques de rétention et de conductivité hydraulique pour ce type de sol, en accord avec les résultats obtenus précédemment dans des conditions similaires. Afin de réduire le temps d'acquisition et de permettre la réalisation d'essais à différentes températures, un nouveau dispositif en matériau plastique, faiblement conducteur thermiquement, a ensuite été développé. Ce dispositif intègre des rainures permettant l'insertion de thermocouples et présente des dimensions réduites. Il a été validé par la réalisation d'un essai isotherme à 20 °C, dont les résultats se sont révélés compatibles avec ceux du premier dispositif. Une fois cette validation acquise, il a été utilisé pour l'étude des configurations non isothermes.

À partir de cette base, plusieurs essais non isothermes ont été conduits en imposant des gradients thermiques par la base de la colonne, à 30, 40 et 5 °C. Les résultats obtenus mettent en évidence des différences nettes entre conditions isothermes et non isothermes. À 30 et 40 °C, les colonnes chauffées par la base présentent une dessiccation accélérée des couches profondes et un comportement transitoire aux profondeurs intermédiaires, marqué par une humidification temporaire pouvant être attribuée à la condensation de vapeur. Dans ces configurations, certaines zones sont fortement asséchées tandis que d'autres conservent localement davantage d'humidité, traduisant une redistribution complexe entre flux liquide et flux vapeur. Cette hétérogénéité est particulièrement marquée à 40 °C, où le gradient thermique plus intense favorise simultanément une évaporation rapide en surface et une

condensation accentuée en profondeur, ce qui conduit à une forte dispersion des données. En revanche, à 30 °C, le gradient étant moins prononcé, le séchage se développe de manière plus progressive et relativement uniforme. Les profils sont alors plus cohérents et la courbe de rétention correspondante présente une évolution plus régulière, confirmant que l'intensité du gradient thermique conditionne directement le degré d'hétérogénéité dans la réponse hydrique du sol.

Dans les deux cas, ces effets se traduisent par une diminution de la teneur en eau dans la gamme des succions intermédiaires, où le gradient thermique exerce son influence maximale. Bien qu'à 40 °C la surface atteigne en fin d'essai des teneurs en eau résiduelles plus faibles que celles observées à 30 °C, la courbe de rétention montre une situation inverse : aux fortes succions, la courbe obtenue à 30 °C se situe légèrement en dessous de celle à 40 °C. Ce décalage s'explique par la condensation locale plus marquée à 40 °C, qui maintient des teneurs en eau plus élevées dans certaines zones malgré un dessèchement global plus poussé.

La conductivité hydraulique non saturée est également affectée : elle tend à diminuer dans ce domaine, en raison de la rupture progressive des ponts capillaires qui fragmente le réseau d'écoulement liquide. L'effet de la baisse de la viscosité de l'eau avec la température élevée, qui devrait théoriquement accroître la conductivité, reste trop faible pour compenser cette perte de connectivité. En revanche, aux fortes succions, la conductivité augmente, sous l'effet dominant du transport en phase vapeur qui devient le principal mécanisme de transfert.

Lorsque la base est refroidie à 5 °C, la dynamique est inversée : la surface se dessèche fortement, sous l'effet combiné de l'évaporation et de la migration descendante, tandis que la base se réhumidifie par condensation jusqu'à atteindre un état quasi saturé, à l'origine d'un écoulement libre observé en fin d'essai
Dans tous les cas, il apparaît que dans des conditions non isothermes, la relation θ–Ψ ne peut plus être décrite par une courbe unique indépendante des conditions thermiques. Les réponses observées traduisent une superposition de phénomènes locaux — évaporation, condensation, redistribution par vapeur — qui complexifient la représentation macroscopique de la rétention et de la conductivité hydraulique.
Ces observations mettent en évidence le rôle central des phénomènes couplés chaleur–eau dans le contrôle du comportement hydrique des sols non saturés, en

particulier sous gradients thermiques. Elles démontrent également que la méthodologie expérimentale développée et basée sur des essais en colonne instrumentée, le suivi des profils θ–Ψ et la construction des courbes de rétention et de conductivité hydraulique non saturée, constitue une approche fiable et reproductible pour caractériser ces interactions complexes. Forte de cette validation, l'étude peut désormais être prolongée par une analyse quantitative. Le chapitre 4 exploitera ainsi ces résultats afin de calculer les flux hydriques et les pressions de vapeur associé à chaque configuration thermique, avant d'examiner l'effet de cycles de température représentatifs des conditions réelles de stockage de chaleur dans les remblais.

2.8. Points expérimentaux critiques et précautions méthodologiques

La réalisation des essais de séchage en colonne a montré que, malgré le soin apporté à la préparation et à l'instrumentation, plusieurs points sensibles doivent être maîtrisés pour assurer la fiabilité et la répétabilité des résultats.

1. **Préparation et conservation des échantillons** : Bien que le sol ait été compacté à une même teneur en eau et densité sèche initiales, il est indispensable d'emballer immédiatement les éprouvettes après compactage pour éviter toute perte d'humidité. Malgré un emballage soigné de la colonne durant la phase d'équilibrage, une légère diminution de teneur en eau a toujours été constatée. Ainsi, les essais ne commencent pas exactement à la valeur de référence (≈16,3 %), bien que le sol ait été compacté à cette teneur.
2. **Homogénéité après saturation :** Lors du premier essai saturé (E1), il a fallu s'assurer que l'humidité était bien homogène dans l'ensemble des éprouvettes après l'ajout d'eau par la surface. Pour vérifier cette homogénéité, des essais préliminaires ont été réalisés : plusieurs échantillons saturés par la même méthode, ont été découpés en différentes sections, et la teneur en eau de chaque partie a été mesurée. Ces contrôles ont confirmé que la distribution de l'humidité restait uniforme, condition indispensable avant de lancer l'essai principal.

   Une petite quantité d'eau supplémentaire a été ajoutée pour compenser l'absorption des grands papiers filtres, qui captent une partie de l'eau au contact direct avec le sol saturé. Le suivi de la masse des éprouvettes a permis de vérifier cette homogénéité.

3. **Manipulation et pesées :** La précision des mesures de masse est déterminante, surtout en fin d'essai lorsque les échantillons sont très secs et friables. Toute perte, même faible, modifie la teneur en eau calculée. Il est donc nécessaire de maintenir les balances propres et calibrées, d'éviter les poussières et de manipuler les papiers filtres uniquement avec des pinces, afin de ne pas les contaminer par l'humidité ou les impuretés des doigts.
4. **Conditions environnementales :** Le maintien constant de la température et de l'humidité relative de la salle est essentiel pour limiter les perturbations.
5. **Instrumentation et capteurs :** Le positionnement précis des capteurs constitue une source d'incertitude. Comme ils sont retirés puis replacés à chaque mesure, leur localisation doit être strictement respectée. Une mauvaise remise en place peut entraîner un décalage des profils mesurés.
6. **Problèmes rencontrés :** Certains gradients sont particulièrement difficiles à gérer : par exemple, à 5 °C en pied de colonne, l'accumulation d'eau condensée a fini par provoquer un écoulement libre par la base, modifiant la condition aux limites et rendant la fin de l'essai inexploitable. Ces observations montrent que certains régimes thermiques sont délicats à reproduire en laboratoire sur de longues durées.

Ces expériences montrent que la caractérisation thermo-hydrique en colonne est réalisable, mais au prix d'une grande rigueur dans la préparation, le suivi et la manipulation des échantillons. Chaque étape, depuis le compactage jusqu'au traitement des données, doit être soigneusement contrôlée pour éviter toute dérive. C'est pourquoi plusieurs essais ont été répétés afin de s'assurer de la robustesse et de la répétabilité des résultats.

La méthodologie repose sur la nécessité de démonter la colonne à intervalles réguliers afin de procéder aux mesures de masse et de succion. Cette opération, indispensable pour établir les profils hydriques, induit inévitablement des perturbations mécaniques, avec un risque de perte de matériau lors des manipulations, notamment en phase avancée de dessiccation où les éprouvettes deviennent plus fragiles. D'autre part, la résolution spatiale reste limitée à l'échelle de l'éprouvette (≈1,5 cm), suffisante pour caractériser les tendances globales de rétention et de conductivité hydraulique, mais

insuffisante pour accéder aux mécanismes fins, qui se produisent à l'échelle millimétrique.

Ces contraintes, caractère partiellement destructif de la méthode et résolution spatiale limitée, justifient le recours à des approches expérimentales complémentaires. C'est dans cette perspective que s'inscrit le chapitre suivant, qui présente le développement et l'utilisation d'une cellule spécifique permettant un suivi par imagerie par résonance magnétique (IRM). Cette technique offre la possibilité d'observer de manière non destructive et continue la redistribution de l'eau dans le sol, avec une résolution millimétrique, ouvrant ainsi la voie à une possibilité d'une compréhension des mécanismes locaux de transfert liquide–vapeur sous gradient thermique.

Chapitre III. Utilisation de l'IRM pour l'étude des transferts hydriques dans les sols

3.1. Principes Physiques de l'imagerie par résonance magnétique

L'Imagerie par Résonance Magnétique (IRM) est une technique de caractérisation non destructive reposant sur le principe de la résonance magnétique nucléaire (RMN). Elle a été développée dans les années 1970 à partir des travaux pionniers de Bloch et Purcell, récompensés par le prix Nobel de physique en 1952 pour la découverte de la RMN. L'IRM s'appuie sur l'interaction entre les noyaux atomiques possédant un moment magnétique (principalement les noyaux d'hydrogène ^{1}H, abondants dans l'eau) et un champ magnétique externe. La sensibilité la plus élevée et la meilleure résolution pour l'IRM sont obtenues avec l'hydrogène (^{1}H) comme espèce nucléaire détectée (Pearl et al., 1993). Lorsqu'un champ de radiofréquence est appliqué, les noyaux d'hydrogène absorbent de l'énergie puis la restituent sous forme de signal mesurable, appelé signal de résonance. L'analyse spatialisée de ce signal permet de reconstruire des images représentant la distribution de l'eau dans le milieu étudié.

Initialement développée pour l'imagerie médicale, l'IRM a connu un essor considérable en raison de sa capacité à fournir des informations tridimensionnelles et quantitatives sur la répartition des fluides dans les tissus biologiques. Contrairement

à d'autres techniques d'imagerie, elle ne nécessite pas l'emploi de traceurs ou de colorants et n'endommage pas l'échantillon observé.

Le matériau contenant de l'eau est placé dans un champ magnétique statique intense ($\overrightarrow{B_0}$) aligné le long de l'axe de l'IRM (direction Z). Les protons s'alignent selon un vecteur de magnétisation ($\overrightarrow{M}$) parallèle à $\overrightarrow{B_0}$ (Callaghan, 1991, Nestlé et al., 2002). Cela crée un écart d'énergie ΔE, calculable en faisant intervenir la mécanique quantique (Figure III-1-a). $\overrightarrow{M}$ entre en phénomène de précession autour de $\overrightarrow{B_0}$ avec une fréquence caractéristique dite fréquence de Larmor de pulsation ω_0 (Figure III-1.b).

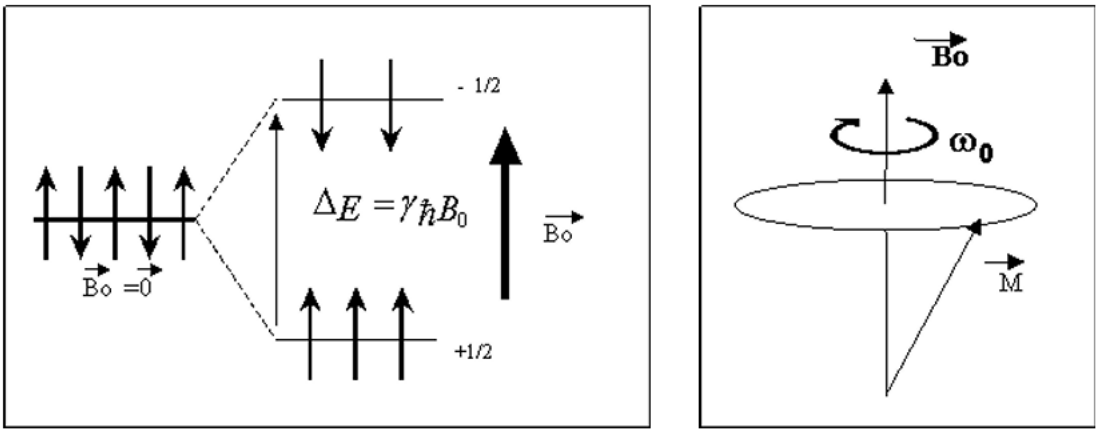


Figure III-1: a) Application d'un champ magnétique statique $\overrightarrow{B_0}$; b) Précession de $\overrightarrow{M_0}$ autour de $\overrightarrow{B_0}$ (Magat, 2008a)

Lors de l'application d'une impulsion de radiofréquence (RF) ($\overrightarrow{B_1}$) perpendiculaire à $\overrightarrow{B_0}$, les protons sont perturbés et s'alignent dans une direction différente, provoquant l'inclinaison de $\overrightarrow{M}$ qui bascule perpendiculairement à $\overrightarrow{B_1}$ et entre en phénomène de double précession. L'aimantation possède alors deux composantes, une longitudinale M_z et une transversale M_{xy} (Figure III-2).

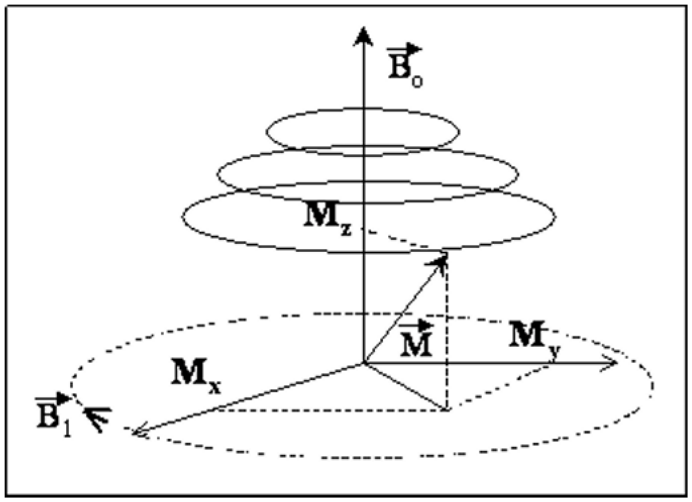


Figure III-2. Représentation des différentes composantes de l'aimantation résultante induite par l'IRM (Magat, 2008a).

A l'arrêt de l'impulsion le vecteur d'aimantation va revenir à son état initial pour rétablir l'équilibre de Boltzmann ; c'est-à-dire parallèle au champ magnétique $\overrightarrow{B_0}$. La relaxation se produit selon deux schémas :

- Relaxation spin-réseau dans la direction Z (longitudinale) caractérisée par un temps T_1 qui correspond au retour selon l'aimantation longitudinale, c'est-à-dire le retour de $\overrightarrow{M}$ suivant $\overrightarrow{B_0}$ (Figure III-3). Elle se fait sous la forme de $M_Z(t) = M_0(1 - e^{\frac{-t}{T_1}})$ où M_0 est l'aimantation résultante à l'équilibre.

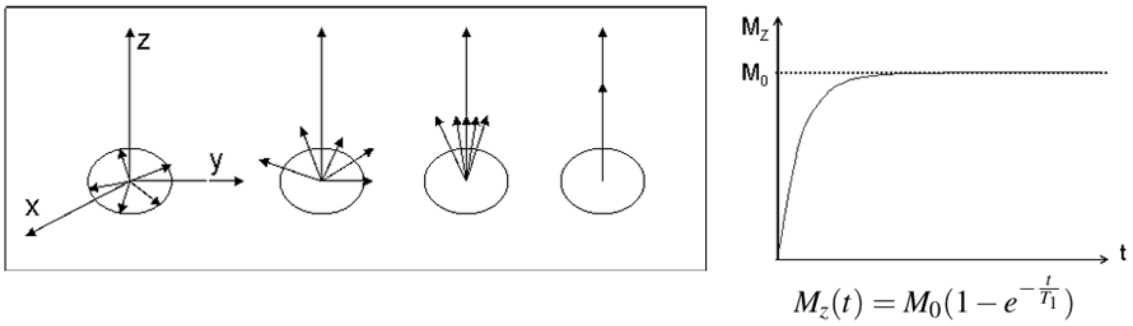


Figure III-3. Relaxation spin-réseau : retour selon l'aimantation longitudinale (Magat, 2008a).

- Relaxation spin-spin dans le plan XY (transversale) caractérisée par un temps T_2 qui correspond à l'annulation de l'aimantation transversale (Figure III-4). Elle se fait sous la forme de $M_{xy}(t) = M_0(1 - e^{\frac{-t}{T_2}})$. Expérimentalement on obtient un temps de relaxation T_2^* correspondant à un temps T_2 plus faible car il est perturbé par les hétérogénéités du champ dues à l'aimant et à l'échantillon.

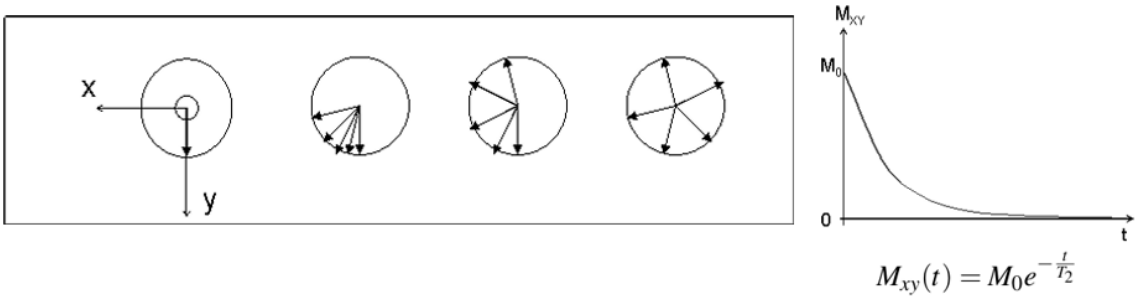


Figure III-4. Relaxation spin-spin : Annulation de l'aimantation transversale (Magat, 2008a).

Afin que toutes les aimantations de l'échantillon possèdent le même angle de basculement, il est impératif de déclencher le gradient de champ après l'impulsion radiofréquence. Or, le temps de montée du gradient, relativement long (quelques centaines de microsecondes), entraine une perte d'intensité non négligeable et problématique lors l'acquisition. De ce fait, les chercheurs utilisent en général la séquence écho de spin. Cette technique est basée sur l'application d'une seconde impulsion radiofréquence d'angle pi entre la première impulsion et l'acquisition (Figure III-5). On appellera TE le temps d'écho entre la première impulsion et l'acquisition et TR la durée totale incluant le temps de retour à l'équilibre. Cette méthode entraine la réapparition du signal après TE et permet donc une détection après un temps plus long.

Le choix de T_E détermine le contraste de l'image suivant T_2. Rappelons en effet que T_2 correspond au temps caractéristique de décroissance de la composante transversale de l'aimantation. Lorsque des zones à temps de relaxation différents sont présentes dans l'échantillon, cela se traduit par une différence de contraste dans l'image obtenue. Il faut trouver un bon compromis entre un T_E trop court (vis-à-vis du T_2) qui ne permettrait pas de mesurer les effets de la relaxation et un T_E trop long (toujours vis-à-vis du T_2) pour lequel le signal n'aurait plus suffisamment d'intensité. En pratique on choisit T_E du même ordre de grandeur que T_2. T_R détermine quant à lui le contraste de l'image en T_1.

Le processus d'excitation-relaxation donc amène les protons à libérer l'énergie électromagnétique stockée sous forme de signal détecté et traité par l'appareil IRM.

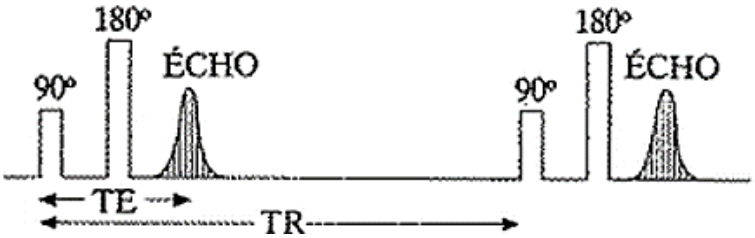


Figure III-5. Séquence d'écho de spin (cours à l'Université de Rennes)

3.2. Applications de l'IRM aux sols non saturés

L'IRM a fait ses preuves dans le domaine médical car elle permet de détecter très clairement l'eau dans les tissus du corps humain (et qui représente 80% du poids humain). Cette technique s'est progressivement imposée comme une méthode puissante pour étudier les milieux poreux non saturés, tels que les sols.

L'étude des sols non saturés présente une difficulté majeure : la phase liquide, essentielle aux processus hydriques et thermiques, est distribuée dans un réseau poreux complexe, souvent hétérogène et difficilement accessible aux méthodes de mesure traditionnelles. Les approches classiques, telles que les mesures de succion par la méthode du papier filtre ou par tensiométrie, reposent sur des mesures indirectes et nécessitent souvent des prélèvements destructifs. Pour surmonter ces difficultés, des méthodes non destructives ont été développées dans la littérature afin de suivre la teneur en eau dans les sols. La réflectométrie dans le domaine temporel (TDR) permet d'estimer la teneur en eau volumique à partir de la constante diélectrique du matériau, tandis que l'imagerie par résonance magnétique (IRM) offre la possibilité d'obtenir une cartographie spatiale de la distribution de l'eau dans le réseau poreux. Ces deux techniques présentent l'avantage d'être non invasives, mais elles demeurent indirectes, car elles nécessitent une courbe d'étalonnage reliant le signal mesuré à la teneur en eau effective du sol. Dans ce contexte, l'Imagerie par Résonance Magnétique (IRM) constitue une avancée significative. Elle repose sur la détection des noyaux d'hydrogène de l'eau contenue dans les pores. Ainsi, l'utilisation de l'imagerie par résonance magnétique nucléaire pourrait apporter des informations intéressantes afin d'obtenir des informations spatio-temporelles sur la dynamique de l'eau au sein du matériau.

Dès 1970, Prebble et Currie, ont proposé la réalisation de courbes de calibration reliant les paramètres du signal RMN à la teneur en eau du matériau étudié. En 1979, Gummerson et al. (1979) ont utilisé l'IRM pour observer les phénomènes de remontée capillaire de l'eau dans des milieux poreux. Une avancée importante dans l'application de l'IRM aux sols non saturés a été réalisée par le groupe de M. Cislerova dans les années 1990 et 2000 (Amin et al., 1997; Votrubová et al., 2003). Ils ont appliqué l'IRM à des carottes de sol naturel afin d'étudier les processus d'infiltration, montrant que l'eau infiltrée ne se répartit pas de manière homogène mais suivait des chemins préférentiels au sein d'un réseau de macropores. Ces macropores, caractérisés par des temps de relaxation T_2 relativement longs, ont permis de visualiser les écoulements malgré les limitations liées aux courts temps de relaxation transverses dans les sols.

D'autres auteurs ont pu obtenir des images tridimensionnelles de la distribution spatiale de l'eau au sein d'un sol structuré. Par exemple Amin et al. (1997) ont utilisé une technique d'écho de spin pour mesurer l'infiltration de l'eau dans le sol. Ils ont obtenu les premiers vrais résultats de suivi de la teneur en eau dans un sol par une méthode d'IRM. Leur étude portait sur un matériau limono-sableux (du Cambisol) prélevé in situ et avait pour objectif de suivre spatialement et temporellement la teneur en eau de l'échantillon durant sa saturation selon deux phases : la première avec le sol totalement sec, la seconde après un drainage complet de la première phase. Pour ce faire des séquences IRM classiques dans le domaine médical ont été utilisées, notamment l'écho de spin. En mesurant le signal d'échantillons à différentes teneurs en eau connues, ils ont démontré une relation linéaire reliant ces deux valeurs (Figure III-6-a). La progression du front d'humidification est alors apparue comme une fonction linéaire de la racine carrée du temps (Figure III-6-b).

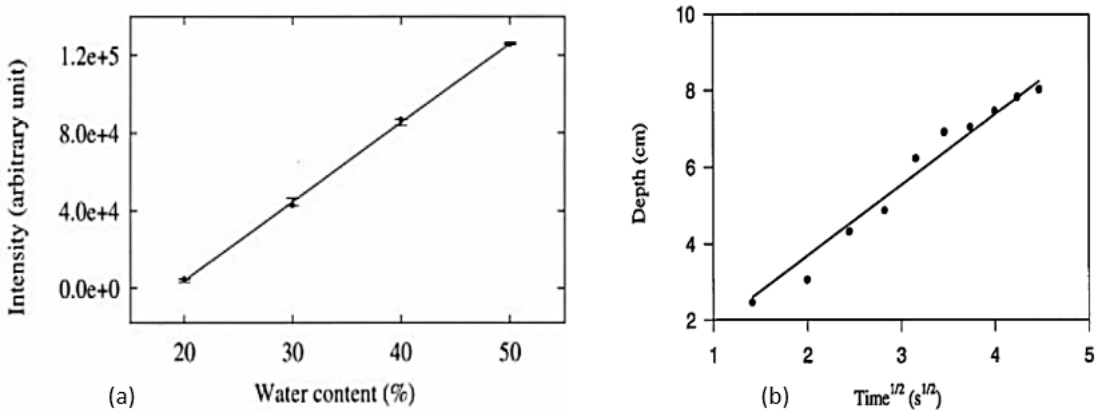


Figure III-6. a) Courbe de calibration qui relie l'intensité du signal à la teneur en eau massique ; b) Position du front d'humidification en fonction de la racine carrée du temps (Amin et al, 1997).

Néanmoins, ces procédures d'imagerie restaient difficilement applicables aux matériaux contenant des éléments métalliques, comme c'est le cas dans les argiles. En effet, ces éléments ont pour effet de diminuer les temps de relaxation en RMN (c'est-à-dire, le temps nécessaire au système pour revenir à l'état d'équilibre), ce qui rend les techniques classiques d'imagerie inefficaces pour caractériser le système.

Pour les sols, la première difficulté réside dans la courte durée des temps de relaxation transverses, ce qui peut considérablement réduire l'intensité des échos, voire empêcher leur détection et si les signaux disparaissent après quelques millisecondes.

Une famille de techniques IRM basée sur l'imagerie à point unique (Single Point Imaging, SPI) développée par Emin et Creyghton (1985), elle permet de contourner cette limitation en évitant la formation d'échos et en sondant directement la décroissance d'induction libre (FID) qui apparaît après chaque impulsion d'excitation (Balcom et al., 1996). Le principal inconvénient de ces méthodes est le temps de mesure long combiné à une résolution faible. Néanmoins, elles sont utilisées pour l'étude de l'eau dans les roches poreuses (Gingras et al., 2002 ; Chen et al., 2006) ainsi que dans les systèmes racine-sol (Pohlmeier et al., 2008).

D'autres équipes ont utilisé cette méthode pour l'étude des mécanismes de prise des matériaux cimentaires (Faure and Caré, 2005; Magat, 2008b). Grâce à une séquence SPI, Faure and Caré (2005) ont pu déterminer que la quantité d'eau libre décroît au cours du séchage. En plus de l'étude SPI, ils ont mesuré les temps de relaxation T_1, sur plusieurs tranches d'échantillons au cours du séchage. Cette analyse a montré

l'existence de deux états de l'eau (eau libre et eau liée), différenciés par leur pic de T_1 (Figure III-7). À partir de ces mesures, ils ont corrélé directement la proportion de grands et de petits pores dans le ciment, l'eau contenue dans les petits pores présentant des temps de relaxation plus courts.

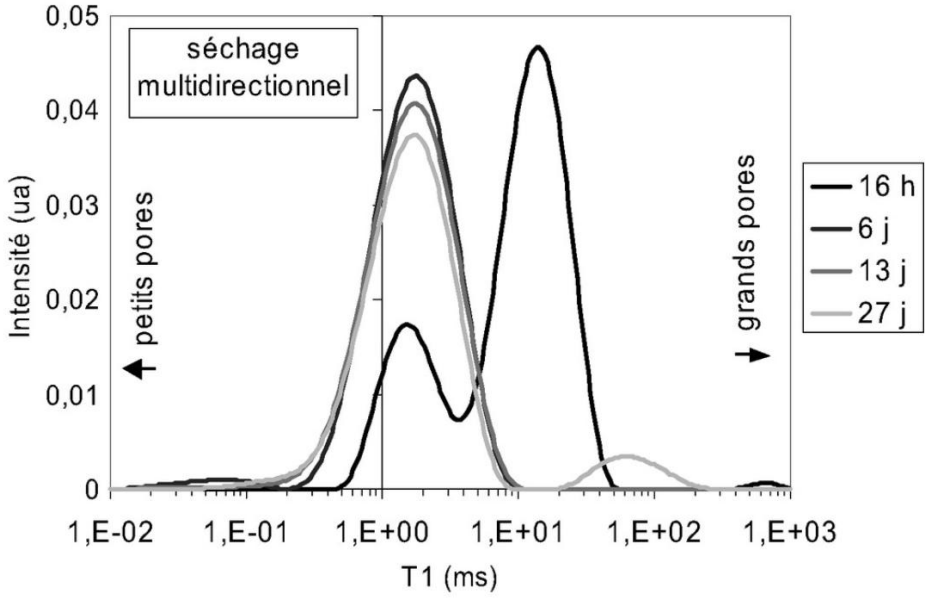


Figure III-7. Densité d'aimantation en fonction de T_1 pour quatre stades d'hydratation : 16 h, 6, 13 et 27 jours, pour un échantillon ayant subi un séchage multidirectionnel après 24 h en cure étanche. On note que la valeur des composantes en T_1 diminue ainsi que l'intensité des pics.

La méthode SPI a aussi par exemple permis à Dvinskikh et al. (2009) de suivre l'organisation spatiale d'une argile au cours de son gonflement (Figure III-8).

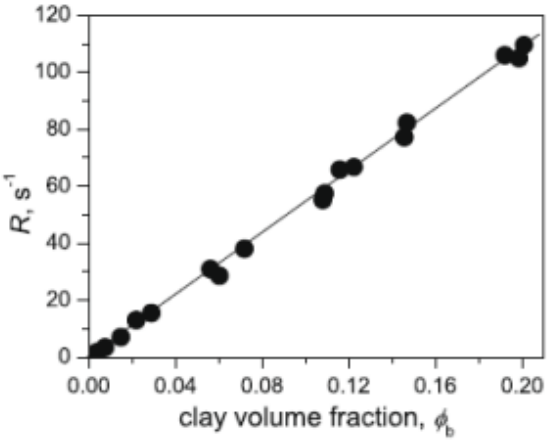


Figure III-8. Relation linéaire entre le taux de relaxation de T_1 et la concentration volumique de bentonite MX80 (Dvinskikh, 2009).

Pour surmonter les limitations des séquences IRM classiques, qui ne permettent pas de visualiser les fractions d'eau à relaxation transverse très courte dans les sols naturels, Haber-Pohlmeier et al. (2021) ont développé des séquences d'impulsions à

détection ultracourte. Pour les séquences appelées Ultrashort Echo Time (UTE), la séquence commence l'acquisition immédiatement après l'impulsion d'excitation. Ce temps d'écho extrêmement court (de l'ordre de quelques microsecondes), permet de détecter des fractions d'eau qui relaxent rapidement. Les séquences Zero Echo Time (ZTE) sont imilaires à UTE, mais avec l'acquisition qui commence virtuellement au même instant que l'impulsion d'excitation. Ces méthodes leur ont permis de cartographier en 3D la teneur en eau et les processus d'écoulement dans des échantillons de sols naturels.

L'Imagerie par Résonance Magnétique (IRM) présente de nombreux avantages pour l'étude des sols non saturés. Elle permet une visualisation directe et en trois dimensions de la distribution de l'eau, le suivi des flux et de la dynamique hydrique, tout en étant non destructive. Comparée aux méthodes classiques, telles que la tensiométrie ou la mesure par papier filtre, l'IRM offre une acquisition plus rapide des teneurs en eau et une résolution spatiale et temporelle supérieure, permettant ainsi d'étudier les sols naturels de manière plus précise.

Néanmoins, des limitations subsistent. Ces travaux se concentrent principalement sur la teneur en eau et sa distribution spatiale, ainsi que sur les chemins préférentiels d'écoulement**.** Ils ont permis de visualiser et d'obtenir l'imagerie de la distribution de l'eau et ses flux, mais ils ne fournissent pas directement de mesures quantitatives utiles au calcul de la conductivité hydraulique non saturée.

De plus, ces travaux se sont concentrés sur des conditions supposées isothermes, sans prise en compte explicite de l'effet de la température sur les temps de relaxation (T_1 et T_2) et, par conséquent, sur la calibration des signaux IRM. Or, plusieurs travaux récents ont montré que la température influence significativement la réponse NMR/IRM. Sullivan and Parsekian (2023) ont montré que l'effet de la température sur les signaux NMR est non négligeable, notamment dans les milieux soumis à de forts gradients thermiques, et qu'un facteur de correction spécifique à l'instrument est nécessaire pour compenser les variations de température. De leur côté, Yan et al. (2024) ont montré que les temps de relaxation mesurés par résonance magnétique présentent une dépendance marquée à la température dans différents milieux poreux. Les auteurs ont observé que cette variation dépend du type de matériau et des conditions de diffusion du fluide, et ont souligné l'importance de prendre en compte la

température pour l'interprétation des signaux de relaxation et la comparaison de mesures réalisées dans des environnements à températures différentes.

Ce chapitre propose un prolongement de ces recherches vers l'étude des processus thermohydriques dans des milieux poreux non saturés soumis à des gradients thermiques. Forts des avancées méthodologiques, nous avons premièrement utilisé l'IRM afin d'étudier la distribution et la dynamique de l'eau dans des sols naturels non saturés. La méthode de séchage en colonne utilisée dans le Chapitre II. offre de bons résultats sur des sols compactés mais elle nécessite de nombreuses manipulations. Pour pallier à ce problème, nous avons développé une méthode pour définir ces courbes grâce aux résultats obtenus en IRM. Le premier objectif de notre travail est de quantifier les processus hydriques dans les sols, en tirant bénéfice des avantages de l'IRM : acquisition non destructive, résolution spatio-temporelle élevée et suivi direct de l'eau dans les pores.

Ce chapitre détaille tout d'abord les caractéristiques du sol et les moules utilisés, la préparation des étalons et des différents échantillons, le dispositif et le protocole expérimental IRM et les conditions de mesure, ainsi que la configuration et la méthode des séquences d'acquisition et les différents résultats obtenus avec les différentes solutions proposées. Ensuite, à partir de la répartition des teneurs en eau au sein de l'éprouvette, la pression d'eau interstitielle régnant en chaque point a été définie grâce à la courbe de rétention d'eau préétablie dans le Chapitre II. La précision attendue de l'IRM permettrait une mesure de la teneur en eau à l'échelle millimétrique contre une mesure tous les 2 cm ou 1,5 cm pour la méthode de séchage en colonne, ce qui permet d'investiguer les premiers centimètres à l'interface sol-atmosphère et d'accélérer considérablement les acquisitions.

3.3. Dispositif et protocoles expérimentaux

3.3.1. Principe de la méthode SPI et description du système de l'IRM et du générateur d'air humide

Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un aimant supraconducteur (Bruker Biospec 24/40) (Figure III-9) fonctionnant à 100 MHz, qui produit un champ magnétique intense $\overrightarrow{B_0}$ = 2,34 T. Une séquence d'impulsions de type « Single Point Imaging » (SPI) a été utilisée pour obtenir l'intensité du signal. Cette méthode d'imagerie est particulièrement adaptée aux matériaux à forte hétérogénéité et à relaxation rapide,

comme les sols. Elle repose sur un codage spatial point par point, où chaque voxel de l'image est associé à une mesure spécifique du signal. Dans cette technique, un gradient magnétique constant est appliqué, puis des impulsions radiofréquence successives excitent les spins à différents temps d'encodage (τ). Après chaque impulsion, le signal d'induction libre (S) est mesuré pour un délai τ donné, correspondant à un point précis de l'espace codé. L'ensemble des signaux recueillis pour les différents temps d'encodage permet ensuite de reconstruire l'image complète de la distribution de l'eau. Dans nos essais, les temps d'encodage ont été choisis comme suit : 75, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150, 175, 200, 225, 250, 275 et 300 µs. L'intensité (S) mesurée pour chaque voxel est donc déterminée selon le principe de la méthode SPI (Young et al., 2006) :

$$S = M_0 \, exp\left(\frac{-\tau}{T_2^*}\right) \quad \text{(III.1)}$$

Où : S est l'intensité d'un voxel ; M_0 la magnétisation dans un pixel ; τ le temps d'encodage et T_2^* le temps de relaxation transversale.

Lors de l'utilisation de l'IRM pour l'investigation des sols, M_0, T_2^* et τ, sont des paramètres importants à définir. M_0 représente la magnétisation initiale, qui est l'intensité maximale du signal pouvant être obtenue en IRM. Elle est étroitement liée à la teneur en eau du voxel. De plus, comme le temps de relaxation évolue avec la teneur en eau, S n'est pas entièrement proportionnel à la teneur en eau. Par conséquent, afin d'obtenir une carte quantitative de la teneur en eau du sol testé, une courbe d'étalonnage reliant les paramètres de l'IRM et la teneur en eau doit être réalisée. Pour cela, plusieurs images sur des éprouvettes étalons sont acquises aux 15 temps d'encodage déjà définis et la régression des points expérimentaux avec l'équation (III.1), automatisée grâce à un code Matlab (Annexe 2) permet de déterminer T_2^* et M_0, et par la suite établir l'évolution de T_2^* en fonction de la teneur en eau.

Cette courbe est ensuite utilisée pour convertir les intensités mesurées lors des essais de séchage en teneurs en eau quantitatives, permettant de suivre la distribution hydrique dans l'échantillon avec une résolution spatiale fine. Le séchage a été réalisé à l'aide d'un dispositif de génération d'air humide placé à distance, de manière à contrôler le flux d'air appliqué sur la surface libre de l'échantillon sans perturber le champ magnétique (Figure III-9). Le dispositif expérimental, représenté

schématiquement sur la Figure III.2, comprend principalement une cellule de mesure dans laquelle l'échantillon étudié est placé, un générateur d'air permettant de contrôler l'humidité relative, la température et le débit, ainsi que le spectromètre RMN. Le générateur d'air humide est conçu pour produire deux flux distincts d'air dont l'humidité relative, la température et le débit peuvent être ajustés avec précision. Ces flux sont obtenus par mélange de volumes connus d'air sec et d'air saturé, en fonction des conditions souhaitées dans la cellule de mesure. Un thermocouple, placé au plus près de la zone d'analyse du spectromètre, permet de suivre la température réelle du dispositif. L'humidité relative à l'entrée et à la sortie de la cellule est mesurée à l'aide de quatre sondes de type VAISALA HMP7, capables de fonctionner sur une large gamme d'humidités sans condensation grâce à un système de chauffage intégré. L'ensemble du circuit d'air est maintenu à une température constante à l'aide de câbles chauffants régulés autour de 65 °C, afin d'éviter toute condensation dans les conduites.

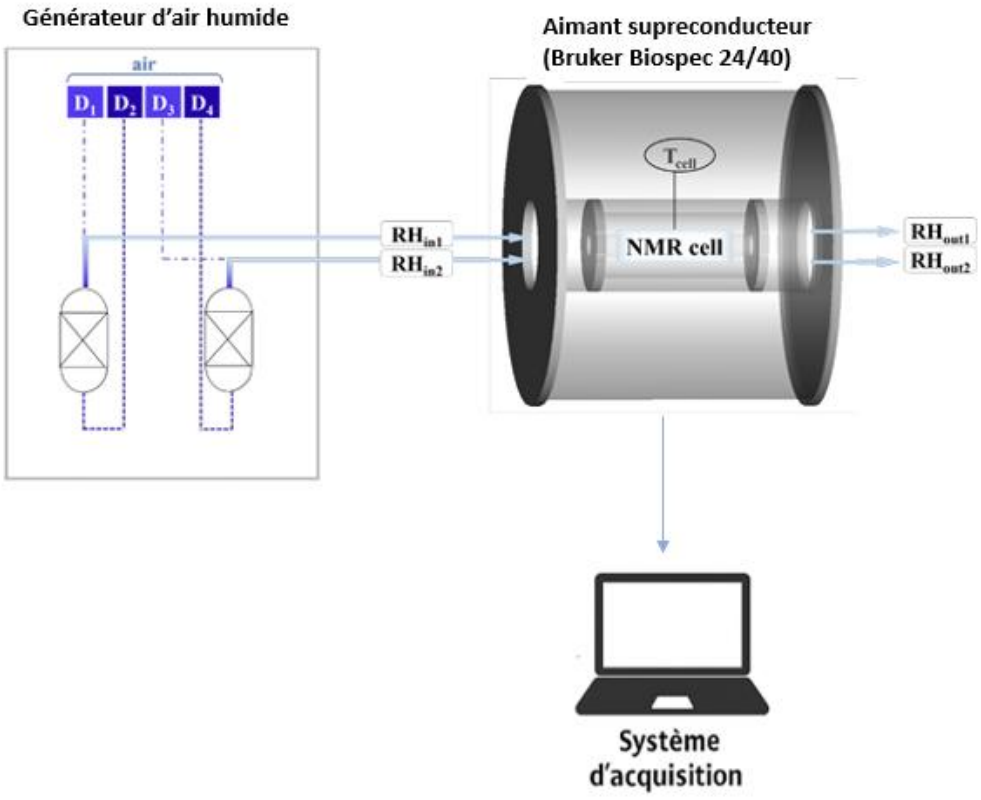


Figure III-9. Schéma du dispositif expérimental complet combinant le générateur d'air humide, l'aimant supraconducteur et le système d'acquisition des données (modifié d'après Mrad (2023)).

Ce système, développé par l'équipe IRM de l'Université de Lorraine, permet ainsi de créer et de maintenir des conditions d'évaporation maîtrisées et progressives au sein de la cellule de mesure, assurant un suivi continu et non destructif de la teneur en eau

au cours du séchage. Il a été utilisé et validé pour sa fiabilité lors de la thèse de Mrad (2023).

3.3.2. Réglages et calibration

Avant de commencer les mesures, plusieurs réglages de l'appareil sont nécessaires. Le premier, manuel, se nomme « les accords » et consiste à régler la sonde pour qu'elle soit à la bonne fréquence. Les suivants, automatiques, définissent les paramètres qui seront utilisés pour toutes les mesures réalisées : il s'agit de la fréquence et de l'homogénéité du champ magnétique, de la puissance d'émission du champ radiofréquence et pour finir du gain du récepteur.
La sonde choisie est capable d'imager sur 15 cm avec une résolution de 64 pixels.
Pour chaque essai, l'échantillon est placé dans l'IRM puis soumis aux 15 temps d'encodage tels que décrits en section 3.3.1. Le signal obtenu pour chaque voxel est ensuite extrait. Les données brutes obtenues ne sont pas encore normalisées par le facteur de réceptivité de la sonde (« Reco Map Slope »), nécessaire pour corriger les variations locales du champ de réception. Afin de remédier à cela, chaque valeur de signal est divisée par le Reco Map Slope correspondant à chaque pixel, ce qui permet d'obtenir des signaux corrigés et comparables entre les différents voxels. Cette opération est automatisée grâce à un code Matlab (Annexe 1) développé pour traiter rapidement l'ensemble des données. Les pixels correspondant à l'éprouvette sont moyennés pour chaque τ afin de générer une courbe expérimentale du signal en fonction des temps d'encodage. Les signaux moyennés sont ensuite ajustés à l'équation 3.1 à l'aide de la méthode des moindres carrés, en utilisant des valeurs initiales raisonnables pour M_0 et T_2^*. À l'issue de ce calage, les paramètres M_0 et T_2^* sont déterminés pour chaque voxel.

3.4. Matériaux et préparation expérimentale

3.4.1. Caractéristiques du sol et moules utilisés

Les expériences ont été menées sur le limon de Plaisir déjà présenté dans le chapitre II, compacté à l'état de compactage de référence. Ce mode de préparation permettra de comparer les résultats obtenus avec les résultats présentés dans le Chapitre II. .

Les moules utilisées ont été spécialement conçus et usinés pour la réalisation des essais à l'IRM. Ils sont en téflon (polytétrafluoroéthylène), un matériau dénué de protons afin d'éviter toutes perturbations dans l'IRM. Chaque moule se présente sous la forme d'un cylindre creux où sera compacté le sol, et de deux bouchons qu'on peut positionner aux extrémités pour contenir hermétiquement l'échantillon lors de la phase d'homogénéisation (Figure III-10). Deux cellules d'essais ont été produites selon ces plans. Le diamètre externe est ajusté au diamètre interne de la sonde radiofréquence, et le diamètre interne est optimisé de manière à obtenir une éprouvette de dimensions maximales tout en garantissant la résistance mécanique de la cellule. Un piston métallique, ajusté au diamètre interne, permet de compacter l'éprouvette directement dans la cellule. Un capuchon supérieur, illustré sur la Figure III-10, a été spécialement conçu pour permettre le passage et la régulation de l'air humide à travers l'échantillon pendant les essais de séchage. Il est muni de deux raccords étanches : l'un servant d'entrée pour le flux d'air généré par le système de conditionnement d'humidité, et l'autre jouant le rôle de sortie afin d'assurer la circulation complète de l'air à travers la cellule. Cette configuration garantit un contrôle homogène de l'humidité relative autour de l'échantillon. Le capuchon permet aussi l'insertion d'un capteur de contrôle, destiné à vérifier en continu les conditions d'humidité et de température au sein de la cellule pendant les mesures. L'ensemble a été conçu pour rester compatible avec les contraintes géométriques et électromagnétiques du spectromètre IRM, sans perturber le champ magnétique ni le signal acquis.

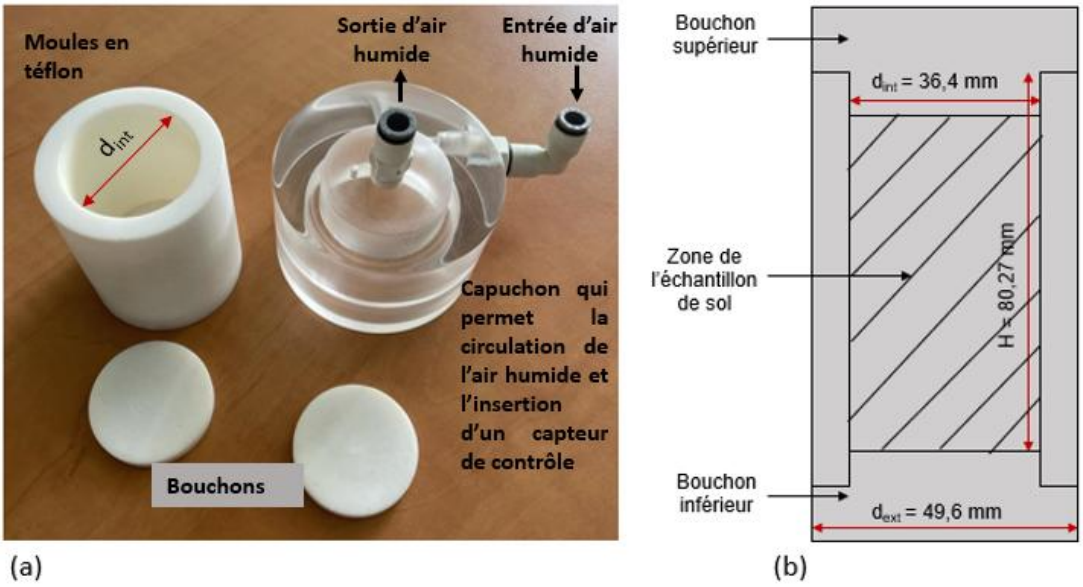


Figure III-10. Conception du moule en Téflon utilisé pour les essais d'IRM : a) photographie ; b) Schéma 2D

3.4.2. Préparation des échantillons

Deux types de préparation des échantillons ont été utilisés afin de répondre aux objectifs de calibration et de suivi de séchage :

Échantillons pour la courbe d'étalonnage :

Pour établir la courbe d'étalonnage nécessaire à la conversion des signaux IRM en teneurs en eau, 9 éprouvettes de limon de Plaisir ont été compactées à l'état de compactage de référence (Chapitre II. 2.1.6), directement dans les moules de l'IRM en téflon. Après compactage, chaque échantillon d'une hauteur de 1cm et d'un diamètre de 3,64 cm, a été soigneusement démoulé et transféré délicatement dans de petites tares cylindriques (Figure III-11). Les échantillons ont ensuite été amenés à des teneurs en eau variées, soit par exposition à l'évaporation (E1 à E7), soit par ajout d'eau sur les éprouvettes (E8 et E9). Ainsi, un large intervalle de teneurs en eau est couvert, allant de w=3,57% (E1) jusqu'à la teneur en eau de saturation 18,95% (E9). Cela permettra de relier précisément le signal IRM à la teneur en eau pour chaque voxel. Après préparation, chaque échantillon a été emballé pour 24h pour être homogénéisée. Pour réaliser les acquisitions de l'IRM, chaque échantillon a ensuite été replacé avec soin dans le moule en téflon adapté à l'IRM.



Figure III-11. Exemple des étalons préparés pour déterminer la courbe de calibration.

Échantillons pour les essais de séchage :

Pour la réalisation des essais de séchage, des éprouvettes cylindriques ont été compactées directement à l'état de compactage de référence dans les moules en téflon de l'IRM. Les éprouvettes d'une hauteur de 3 cm à 5 cm et d'un diamètre de 3,64 cm, ont été conservées dans leur moule et emballées pendant 24 h afin d'homogénéiser la teneur en eau avant les mesures. Cette procédure permet de préparer les éprouvettes pour le séchage directement dans la configuration de l'IRM, sans avoir à les démouler, garantissant ainsi l'intégrité de l'échantillon et la précision des acquisitions. Plusieurs essais de séchage ont été réalisés. A chaque fois la même méthode de préparation a été suivie.

À la fin de chaque essai, la teneur en eau réelle de chaque échantillon est déterminée par séchage à l'étuve. Pour les éprouvettes des essais de séchage, les cylindres sont découpés en tronçons de ~1 cm pour permettre une comparaison avec les résultats issus de l'analyse IRM.

3.5. Acquisition de la courbe de calibration

Afin d'obtenir la courbe de calibration reliant le temps de relaxation T_2* à la teneur en eau (w%), l'intensité moyenne du signal sur la hauteur de chaque étalon a été déterminée en fonction du temps d'encodage. La Figure III-12 présente l'évolution de ces signaux pour les différents étalons. On observe une décroissance exponentielle caractéristique, dont la forme dépend directement de la teneur en eau : les échantillons les plus humides présentent un signal initial plus intense et une décroissance plus lente, traduisant un T_2* plus long, tandis que les échantillons les plus secs présentent un signal initial plus faible et une décroissance plus rapide.

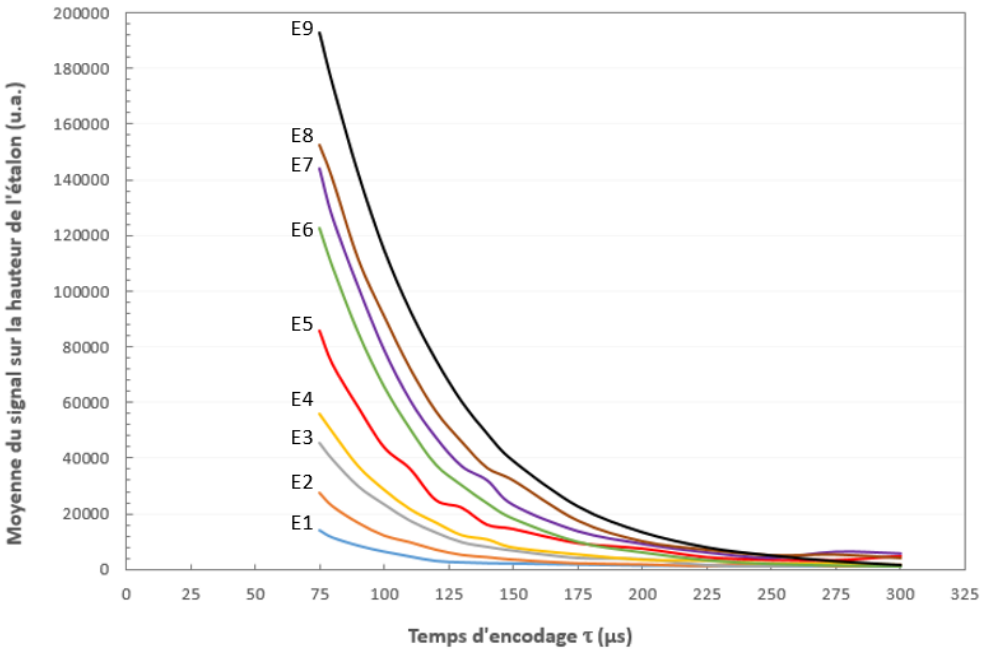


Figure III-12: Evolution de l'intensité moyenne des signaux sur la hauteur de chaque étalon (E1 à E9) en fonction du temps d'encodage.

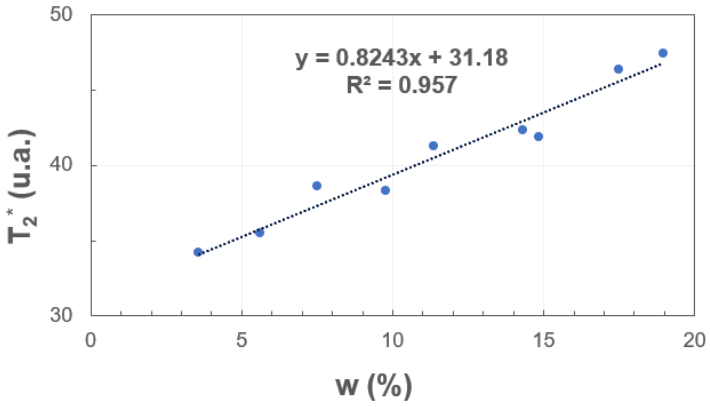
Pour chaque étalon, les intensités mesurées aux différents temps d'encodage ont été ajustées à l'aide du modèle de décroissance exponentielle défini par l'équation (III.1). L'ajustement a été effectué par la méthode des moindres carrés, de manière à minimiser l'écart entre les valeurs expérimentales et la fonction théorique. Cette approche permet de déterminer, pour chaque étalon, les valeurs optimales de M_0 et de T_2*.

Le Tableau III-1 présente les modes de préparation des éprouvettes (E1 à E9) de 1 cm de hauteur, les paramètres M_0 et T_2^* ainsi que les teneurs en eau pour chaque étalon, afin de déterminer la courbe de calibration.

Tableau III-1. Valeurs des paramètres M_0 et T_2^* corespondant à chaque teneur en eau.

Modes de préparation	Numéro	w (%)	T_2^*	M_0
Séchage	E1	3,57	34,19	121000,2
	E2	5,6	35,47	219029,7
	E3	7,5	38,62	313378,4
	E4	9,76	38,33	393733,9
	E5	11,37	41,30	517053,8
	E6	14,3	42,30	732347,6
	E7	14,84	41,85	859790,8
Humidification	E8	17,48	46,33	776510,2
	E9	18,95	47,45	941151,5

La courbe de calibration reliant T_2^* à la teneur en eau massique montre une relation linéaire (Figure III-13), traduisant que l'augmentation de la teneur en eau s'accompagne systématiquement d'une augmentation du signal mesuré.



-

Figure III-13. Courbe de calibration 1, reliant T_2^* à la teneur en eau massique du LP.

3.6. Suivi de séchage

3.6.1. Méthodologie

Des éprouvettes de 30 ou de 50 mm de hauteur ont été compactées et exposées à un flux d'air à 20°C et 30% d'humidité relative à l'aide du système de génération d'air humide décrit en section 3.3.1. Plusieurs essais ont été réalisés, chacun avec une durée différente, comprise entre 7h de séchage pour le plus court et 26h pour le plus long. L'évolution de la teneur en eau à l'intérieur de l'échantillon est observée au cours

du temps grâce à l'application de la séquence SPI à intervalles de temps réguliers d'une à deux heures. Tous les essais sont réalisés à partir de l'état de compactage de référence. A chaque pas de temps, l'ensemble des temps d'encodage de 75 à 300 µs sont appliqués. L'imagerie 1D fournie par l'IRM permet de visualiser directement les positions de plus forte intensité de signal dans le profil de l'échantillon. La Figure III-14 montre un exemple d'affichage de résultat sur le logiciel ParaVision.

Pour un échantillon de 3 cm, 26 points de mesure ont été acquis à l'intérieur de l'échantillon, avec un intervalle de 1,1 mm.



Figure III-14. Exemple d'affichage d'image 1D sous ParaVision d'un échantillon de 3 cm

Deux scripts Matlab, fournis en annexe 1 et 2, ont été développés afin de convertir les données en profils de temps de relaxation T_2^* au sein de l'échantillon. Le premier code permet de traiter automatiquement les données de tous les temps de mesure corrigées par le Reco Map Slope. Le deuxième code permet de lire, à partir d'un fichier Excel, les données corrigées et de caler les paramètres initiaux M_0 et T_2^* correspondant à chaque pixel. Les temps de relaxation obtenus permettent ensuite de remonter au profil de teneur en eau des échantillons en passant par la courbe de calibration établie en section 3.5.

Une fois les profils de teneur en eau déterminés, les profils de succions sont déduits grâce à la courbe de rétention obtenue en Figure II-16 du Chapitre II. lors de l'application de la méthode de séchage en colonne et pesage des papiers filtres en conditions isothermes. Ensuite, en appliquant la loi de Darcy généralisée, la courbe de conductivité hydraulique non saturée est déterminée.

3.6.2. Obtention du signal brut

La Figure III-15 montre le signal de l'IRM obtenu pour un exemple de séchage (S_1) soumis à un temps d'encodage de 75 µs au temps initial T_0, et celui obtenu après un temps T_7 correspondant à 7h de séchage. À ce stade, l'échantillon n'était pas totalement sec, l'essai ayant été arrêté après 7h.

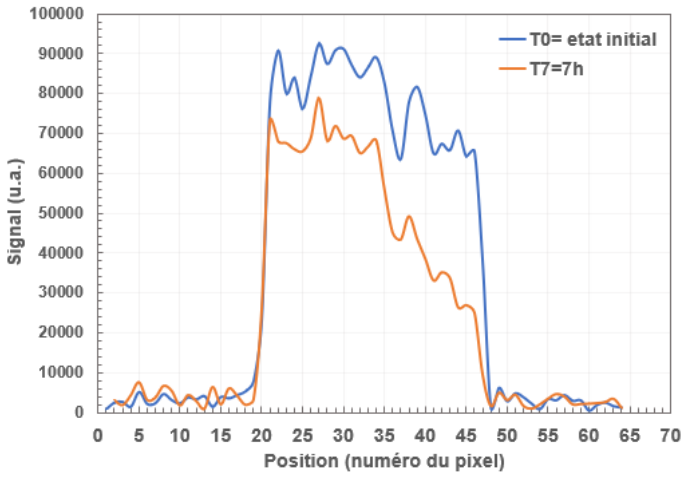


Figure III-15. Signal obtenu de L'IRM pour l'exemple de séchage S_1, pour un temps d'écho de 75 µs pour la première mesure (à T_0) et à T_7=7h de séchage.

On peut voir qu'en dessous du pixel 20 et au-dessus du pixel 47, le signal est très faible, il correspond au bruit de fond de l'analyse. Entre le pixel 21 et 46 (inclus), le signal de l'éprouvette est important, mais non constant. Pourtant, l'éprouvette devrait être homogène à l'état initial avant tout changement hydrique. La position 46 correspond à la face exposée au séchage, et la position 21, à la base de l'échantillon. La différence de signal entre T_0 et T_7 montre clairement une zone de forte perte en eau localisée à proximité de la face séchée, tandis que les zones plus éloignées sont moins affectées. Cette évolution peut être suivie à l'échelle millimétrique, et peut être traduite en des teneurs en eau mettant en évidence la capacité de l'IRM à capturer les premiers gradients hydriques à l'interface sol-atmosphère.

En appliquant la méthodologie décrite en section 3.3.1, les paramètres M_0 et T_2^* ont été estimés pixel par pixel à différents pas de temps, ce qui a permis de reconstruire l'évolution des profils de teneur en eau le long de l'échantillon au cours du séchage. Cependant, les résultats obtenus se sont révélés fortement perturbés.

Comme vu que dès l'état initial, supposé homogène puisque l'échantillon était préparé à une teneur en eau uniforme avant toute évolution hydrique, des hétérogénéités

marquées apparaissent dans les profils bruts obtenus. Ces perturbations peuvent s'expliquer par plusieurs facteurs inhérents à la méthode IRM utilisée qui seront discutés dans ce qui suit :

- La réceptivité de la sonde ;
- Les effets des interférences liées à l''hétérogénéité minéralogique du sol.

3.6.3. Correction de la réceptivité de la sonde

La réceptivité de la sonde n'est pas parfaitement uniforme le long de l'échantillon, ce qui induit des variations d'intensité du signal, indépendantes de la teneur en eau réelle. Ainsi, même lorsqu'un sol homogène est préparé à une teneur en eau uniforme, les images IRM peuvent présenter des hétérogénéités artificielles dès l'état initial.

Pour corriger les artefacts liés à l'inhomogénéité de la réceptivité de la sonde, nous avons utilisé un gel de PDMS (polydiméthylsiloxane) comme étalon. Le PDMS est un matériau homogène contenant des protons, facile à préparer et stable, qui permet d'obtenir un signal IRM uniforme. Le gel est préparé en mélangeant la base et l'agent de réticulation selon un rapport massique de 10:1, suivi d'un dégazage d'une heure à température ambiante sous une pression de 800 mbar, puis d'une polymérisation en étuve pendant 3h à 85 °C. Le polymère est placé dans la configuration de l'IRM, et un profil de signal est acquis sur toute la longueur de l'échantillon (Figure III-16). La position de notre échantillon se situe entre les pixels n°21 et n°46. A partir du profil du PDMS, le rapport entre la valeur maximale (pic du profil) et les valeurs des autres pixels est calculé, donnant un facteur correctif pour chaque pixel (Tableau III-2).

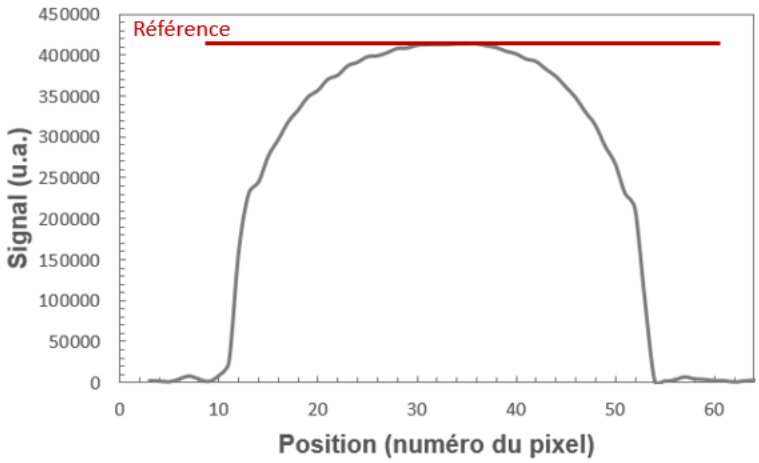


Figure III-16. Profil de signal obtenu pour le gel PDMS.

Tableau III-2. Exemple de facteurs correctifs obtenu à partir du profil PDMS pour les pixels de 21 à 46.

N° Pixel	Facteur correctif	N° Pixel	Facteur correctif
21	1,069561	34 (pic)	1,000
22	1,057753	35	1,006
23	1,039728	36	1,011
24	1,036964	37	1,023
25	1,02689	38	1,031
26	1,014113	39	1,047
27	1,012828	40	1,055
28	1,00426	41	1,081
29	1,002356	42	1,106
30	1,002049	43	1,145
31	1,00208	44	1,188
32	1,000305	45	1,252
33	1,000153	46	1,316

Cette correction affecte principalement M_0, l'intensité maximale du signal dans chaque voxel. M_0 est directement proportionnelle à l'intensité du signal corrigé, et son estimation est donc ajustée par cette correction. Cependant, cette correction s'est avérée ne pas avoir d'effet sur le calcul final du T_2^* pour chaque pixel. En effet, T_2^* est déterminé à partir de la pente de la décroissance exponentielle du signal en fonction du temps d'encodage, et comme la correction par le profil du PDMS consiste en un facteur multiplicatif appliqué de manière identique à tous les temps d'encodage pour chaque pixel, la pente reste inchangée. Par conséquent, cette méthode améliore la régularité des profils de signal, mais n'influence pas la valeur calculée de T_2^*, et ne constitue donc pas une solution suffisante pour réduire les perturbations dans les profils de teneur en eau.

Cependant, comme M_0 corrige l'amplitude du signal, tandis que T_2^* conserve l'information sur la relaxation. Le produit des 2 paramètres pourrait représenter à la fois la quantité d'eau et la dynamique de relaxation. Cette observation a conduit à envisager l'utilisation combinée de M_0 et T_2^* pour établir une nouvelle relation de

calibration en fonction de la teneur en eau (Figure III-17). Cette approche n'est pas explicitement décrite dans la littérature pour les sols non saturés.

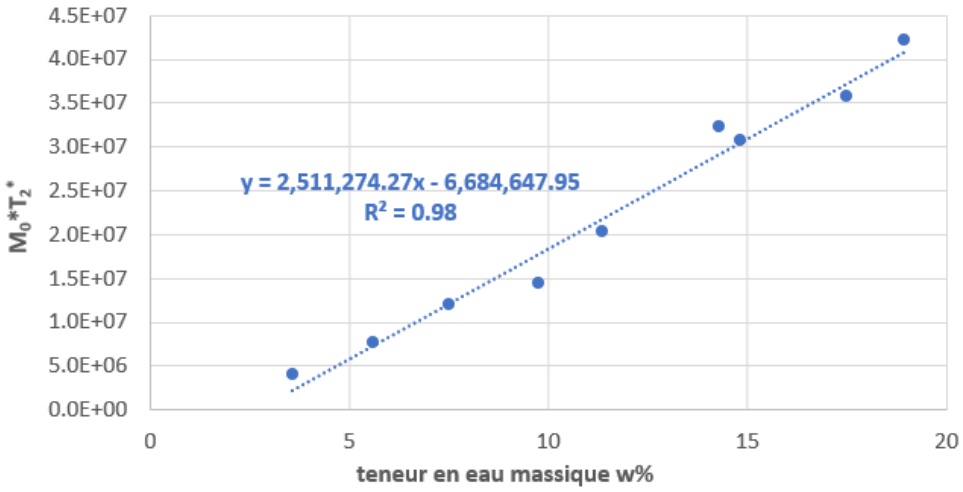


Figure III-17. Courbe de calibration 2, reliant le produit de M_0 et T_2^* à la teneur en eau massique du Limon de Plaisir.

À partir de la nouvelle courbe de calibration et après ajustement de l'état initial pour qu'il reflète une homogénéité et une teneur en eau réelles, il a été possible de suivre l'évolution des profils de teneur en eau le long de l'échantillon au cours du séchage. Les résultats bruts obtenus pour l'exemple de l'essai S_1 réalisé sur l'échantillon de de 3 cm (Figure III-18), sont lissés grâce à des relations polynomiales (Figure III-19). Ils montrent des variations spatiales cohérentes avec l'évaporation progressive, offrant une représentation fiable de la redistribution hydrique dans le sol.

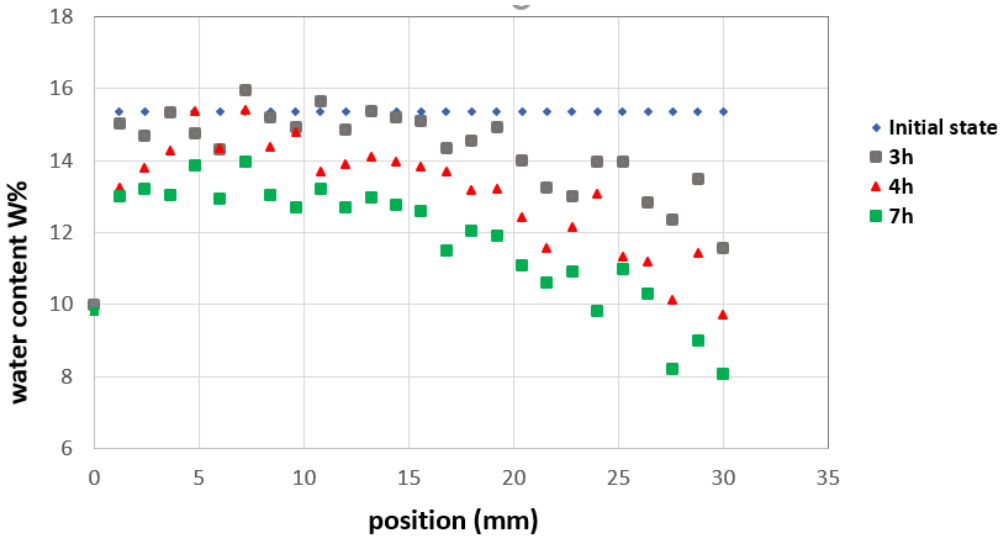


Figure III-18. Profil des teneurs en eau bruts en fonction de la position de l'échantillon (mm), obtenu pour l'exemple de séchage S_1.

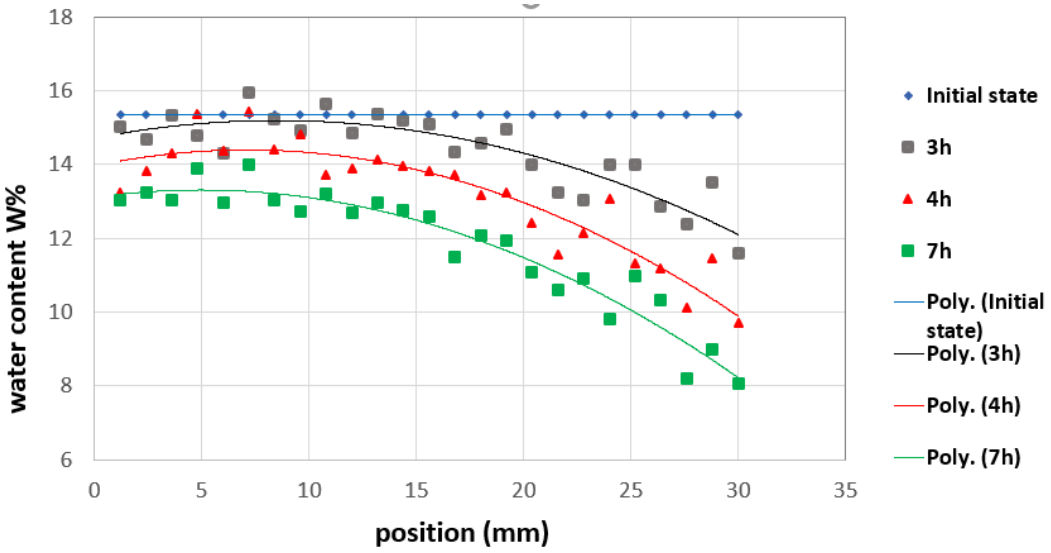


Figure III-19. Profil des teneurs en eau lissés en fonction de la position de l'échantillon (mm), obtenu pour l'exemple de séchage S_1.

À l'issue de l'acquisition IRM, l'échantillon a été découpé en trois sections d'environ 1 cm de hauteur chacune. Chaque portion a ensuite été placée à l'étuve afin de déterminer sa teneur en eau réelle. La comparaison entre ces valeurs et celles issues du dernier profil de teneur en eau (T_7) obtenu par IRM, également divisées en trois segments équivalents, montre une très bonne concordance. Les résultats présentés dans le Tableau III-3, confirment la fiabilité de la calibration et la précision des mesures obtenues par imagerie.

Tableau III-3: Comparaison des valeurs finales des teneurs en eau réelles et issues de l'IRM pour l'essai S1

Teneur en eau (w%)	1-10mm	10-20 mm	20-30mm
Obtenues par analyse IRM	13	12	10
Mesurées expérimentalement à l'étuve	12,4	12	9,6

L'utilisation de la courbe de rétention d'eau établie dans le Chapitre II. , a permis de convertir les profils de teneur en eau obtenus par IRM en valeurs de succion correspondant à chaque position dans l'échantillon. Cette approche permet de relier directement les mesures spatiales de teneur en eau à la pression capillaire régnant dans le sol. Ensuite, en appliquant la loi de Darcy généralisée aux flux mesurés au cours du séchage, la conductivité hydraulique non saturée du limon de Plaisir a été déterminée (Figure III-20). Cette méthodologie combine ainsi l'information spatio-temporelle fournie par l'IRM avec les relations classiques sol-eau, permettant d'accéder en 7 h à des propriétés hydrauliques non saturées compatibles et avec une

résolution bien supérieure à celle obtenue par les méthodes traditionnelles de colonne de séchage en 3 mois.

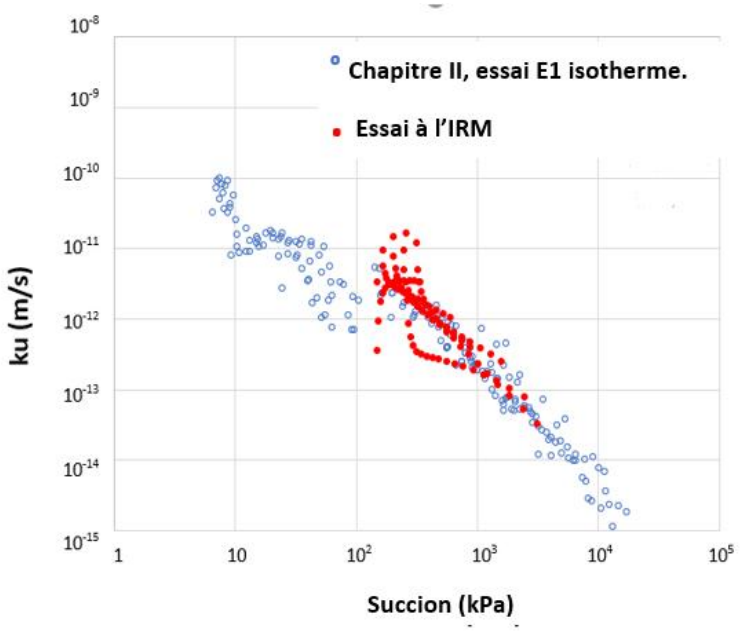


Figure III-20. Courbe de conductivité hydraulique du limon de Plaisir obtenue à partir des résultats des teneurs en eau obtenus de l'IRM pour l'essai S1.

3.6.4. Analyse de l'ensemble des signaux

Une tentative de vérification de la reproductibilité de la méthode, basée sur le produit des paramètres T_2* et M_0, n'a pas permis de retrouver les résultats initiaux. Pour lever les incertitudes liées à la perturbation des profils de teneur en eau, les paramètres M_0 et T_2*, préalablement déterminés à partir de l'ajustement des signaux moyens en fonction du temps d'encodage par la méthode SPI, ont été regroupés pour l'ensemble des étalons de 10 mm ainsi que pour l'état initial (à t=0h) des colonnes de 30 mm issues de deux essais de séchage réalisés. Les valeurs de T_2* ont été mises en relation avec la teneur en eau réelle correspondante, afin de construire une courbe de calibration regroupant l'ensemble des échantillons. La même procédure a été appliquée aux valeurs de M_0, ainsi qu'au produit $T_2^* \cdot M_0$, pour explorer différentes relations possibles entre les paramètres IRM et la teneur en eau.

L'analyse des courbes (Figure III-21) montre que, les valeurs (T_2^*, M_0 et $T_2^* \cdot M_0$) sont souvent éloignées de celles prévues par la courbe de calibration. Certaines teneurs en eau correspondent même à plusieurs valeurs de T_2^* ou de M_0, illustrant une ambiguïté dans l'interprétation.

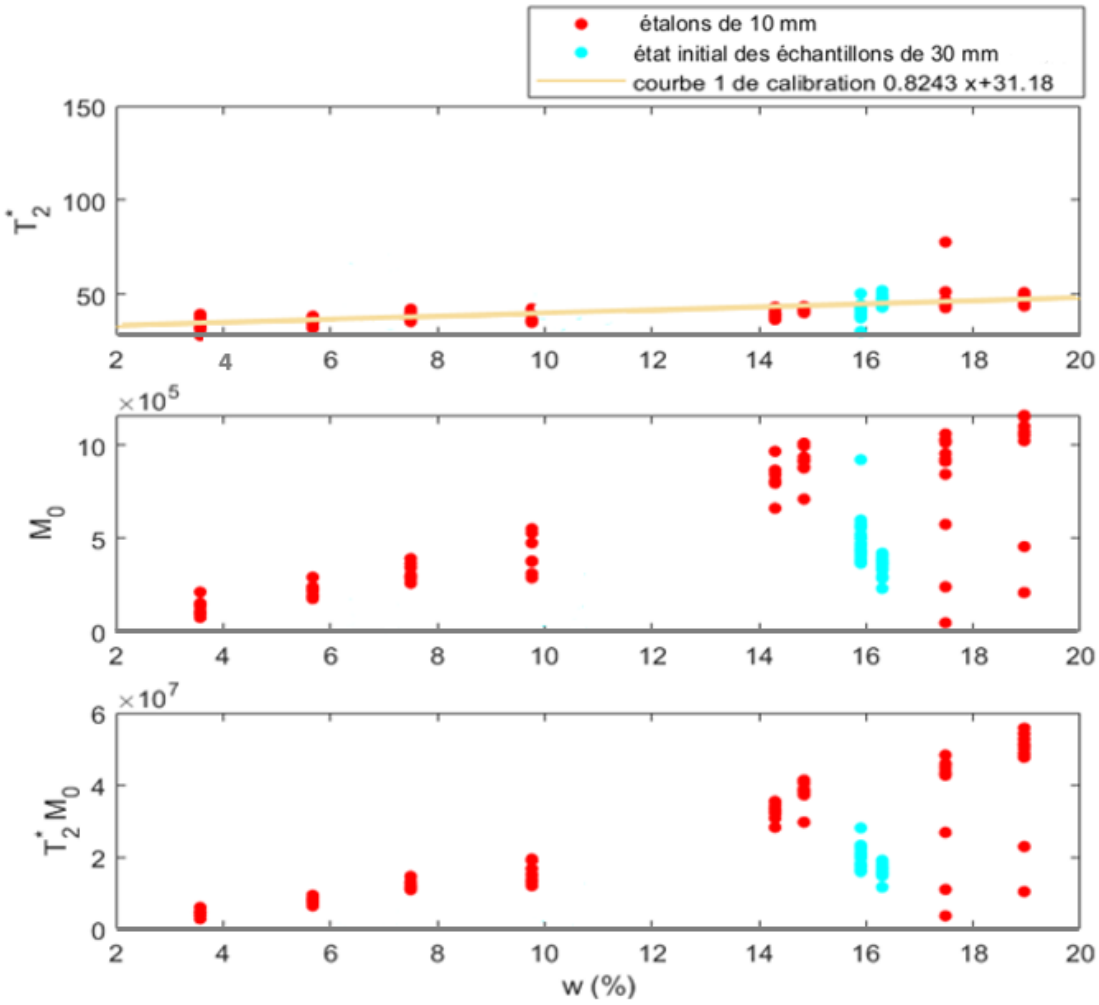


Figure III-21: Ajustement de tous les points des étalons de 1cm et des premières mesures à t=0h sur des éprouvettes de 3 cm.

Afin de garantir la fiabilité des valeurs de M_0 et T_2* utilisées pour l'établissement de la courbe de calibration, un ajustement des données en ne conservant que les points avec un coefficient de détermination R^2 supérieur à 0,99, a été appliqué. Le coefficient de détermination R^2, calculé pour chaque ajustement, permet d'évaluer la qualité de la corrélation entre les données expérimentales et le modèle théorique de décroissance exponentielle. Une valeur de R^2 proche de 1 indique que la décroissance du signal est bien représentée par la loi exponentielle, traduisant un bon ajustement entre les mesures et le modèle.

Cependant, les valeurs de T_2* et aussi de M0 restent largement décalées pour une même teneur en eau (Figure III-22), T_2*.M0 conserve ainsi cette dispersion. Ces résultats montrent que les teneurs en eau obtenues ne reflètent pas fidèlement l'état

réel de l'eau dans le sol, indiquant la présence des facteurs qui contribuent aux perturbations observées.

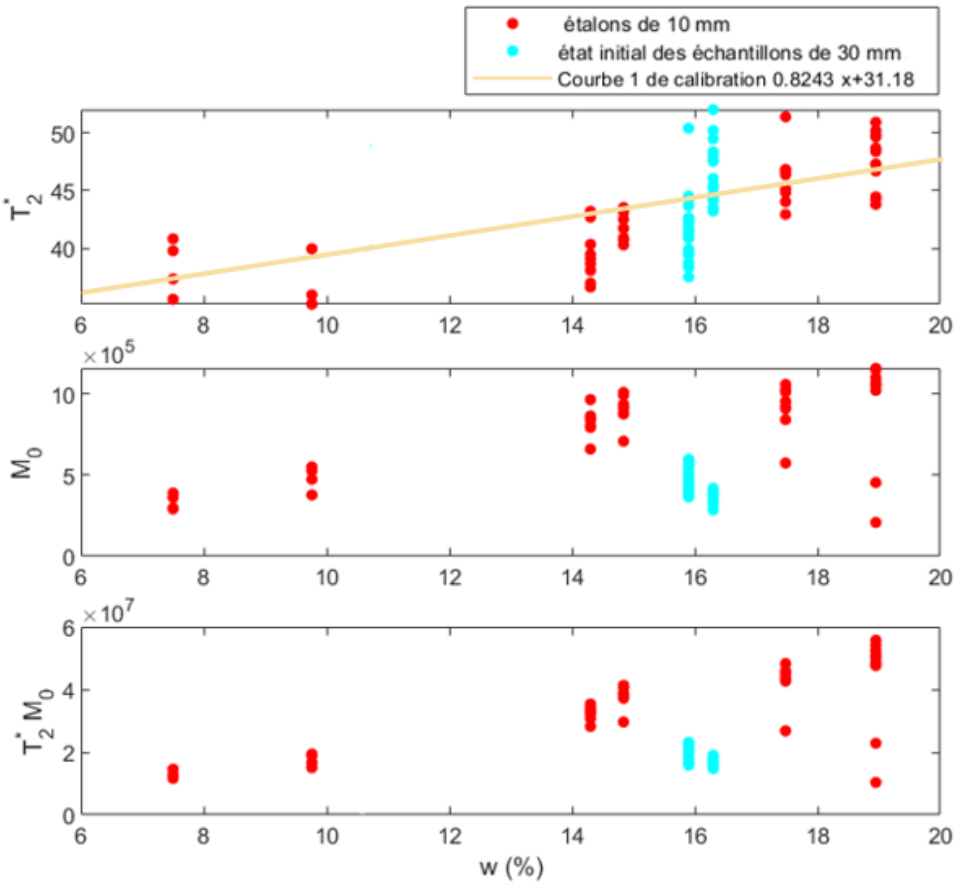


Figure III-22: Ajustement des points, des étalons de 1cm et des premières mesures à t=0h sur des éprouvettes de 3 cm, avec un coefficient de détermination R^2 supérieur à 0,99.

3.6.5. Effet des interférences liées à l'hétérogénéité minéralogique du sol

L'imagerie par résonance magnétique repose sur la détection des noyaux d'hydrogène présents dans l'eau contenue dans le sol. Cependant les espèces minéralogiques ferromagnétiques sont susceptibles de perturber le signal. Pour cette raison, la centrale de génération d'air humide a été installée à distance du spectromètre, afin d'éviter toute interférence entre ses éléments métalliques et le champ magnétique principal. En effet, la présence de particules ferromagnétiques ou de traces métalliques crée des gradients locaux du champ magnétique, qui peuvent raccourcir artificiellement T_2^* et introduire du bruit dans les mesures. De plus, la présence éventuelle d'espèces minérales paramagnétiques dans l'échantillon peut également affecter les analyses. L'analyse minéralogique présentée au Chapitre II. , section 2.1.3, suggère la présence d'hématite dans le matériau étudié. Ainsi, un

aimant (Figure III-23) a été passé dans la poudre jusqu'à retrait total de l'ensemble des particules ferromagnétiques, avant le compactage.



Figure III-23. Vérification de la présence éventuelle de particules ferromagnétiques dans le LP à l'aide d'un aimant.

Après cette démarche, de nouveaux étalons ont été préparés pour obtenir une nouvelle courbe de calibration (Figure III-24), pour être ensuite utilisée pour des essais de séchage.

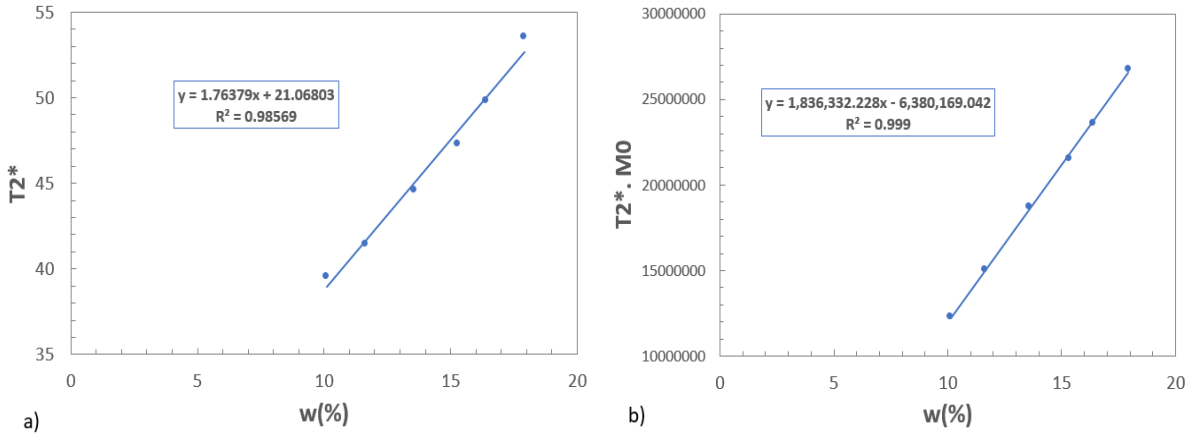


Figure III-24. Courbe de calibration 3, reliant : a) T2 ; b) T_2*.M_0 à la teneur en eau massique après démagnétisation du Limon de Plaisir.*

Malgré cette démagnétisation, la correction de l'état initial, et la correction des signaux à partir du profil de PDMS, les résultats obtenus en utilisant la courbe de calibration 3 reliant T_2^* à w % (Figure III-24.a) sont restés fortement bruités.

3.6.6. Reproductibilité de la méthode T_2^*.M_0

La méthode de T_2^*.M_0 est réappliquée sur un échantillon démagnétisé, ensuite compacté à 5 cm de hauteur à l'état de compactage de référence. Le séchage sur cet échantillon noté S2 a été prolongé sur une durée de 26 heures afin de permettre une évolution plus complète de la distribution hydrique dans l'échantillon. Les signaux bruts sont corrigés à l'aide du gel PDMS. En utilisant la courbe de calibration de la Figure III-24.b, les signaux corrigés sont convertis en profils de teneur en eau le long

de la colonne (Figure III-25), puis lissés grâce à des relations polynomiales (Figure III-26).

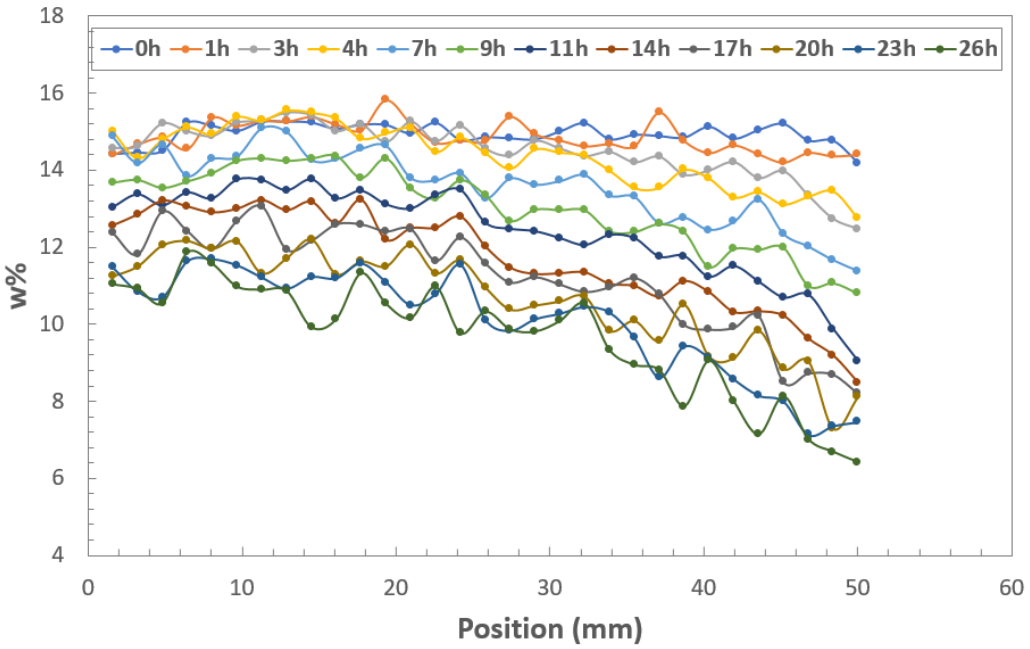


Figure III-25: Profils des teneurs en eau en fonction de la position de l'échantillon (en mm), obtenu pour l'exemple de séchage S1 après démagnétisation, correction avec le PDMS et en appliquant la courbe de calibration de T2.M0.*

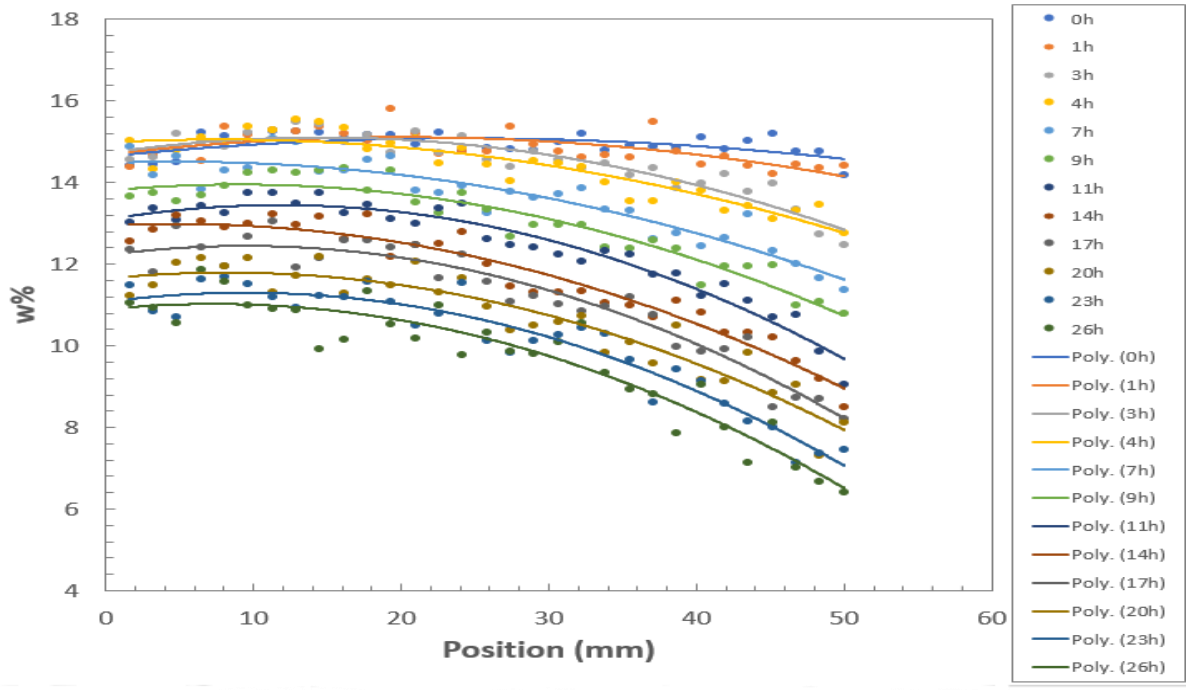


Figure III-26: Profils des teneurs en eau lissées en fonction de la position de l'échantillon (en mm), obtenu pour l'exemple de séchage S1 après démagnétisation, correction avec le PDMS et en appliquant la courbe de calibration de T2.M0*

En appliquant la même méthodologie décrite dans la section 3.6.3 la courbe de conductivité hydraulique non saturée est déterminée (Figure III-27). Cette courbe est compatible avec les résultats précédents montrant la reproductibilité de la méthode.

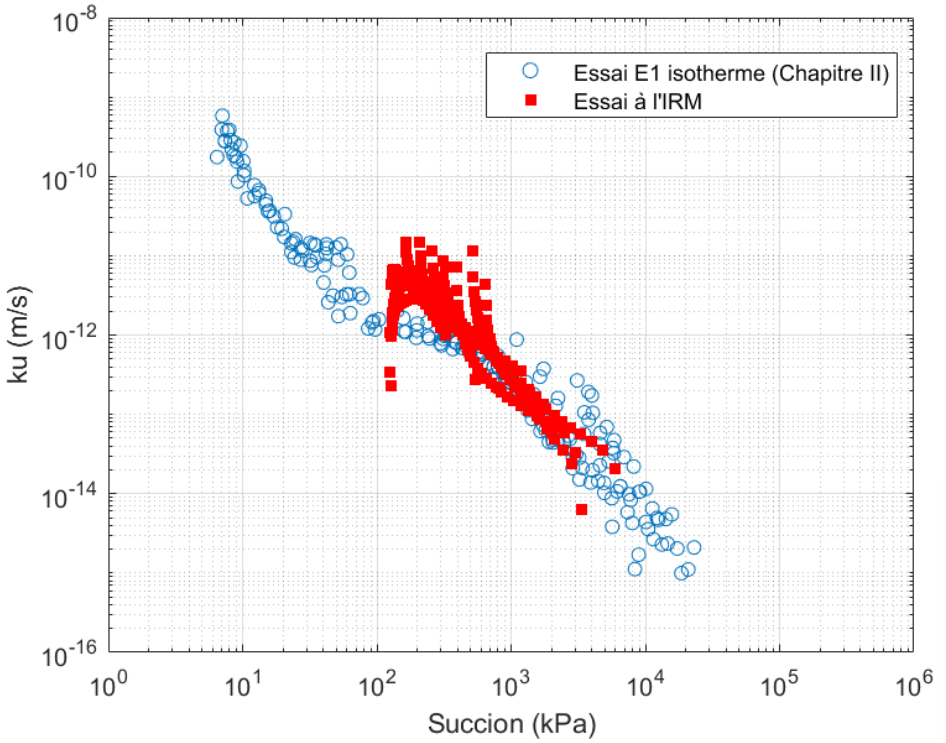


Figure III-27: Courbe de conductivité hydraulique du limon de Plaisir obtenue à partir des résultats des teneurs en eau obtenus de l'IRM pour l'essai S2, en appliquant la méthode T2.M0*

3.6.7. Analyse réduite au temps d'encodage le plus court (75 µs)

Pour surmonter les problèmes rencontrés avec la méthode de calcul de T_2^*, une courbe de calibration reliant directement le signal IRM à la teneur en eau est établie (Figure III-28), à partir du premier temps d'encodage (75 µs) seulement. Pour l'essai de séchage, seul le signal à 75 µs est également pris en compte à chaque pas de temps.

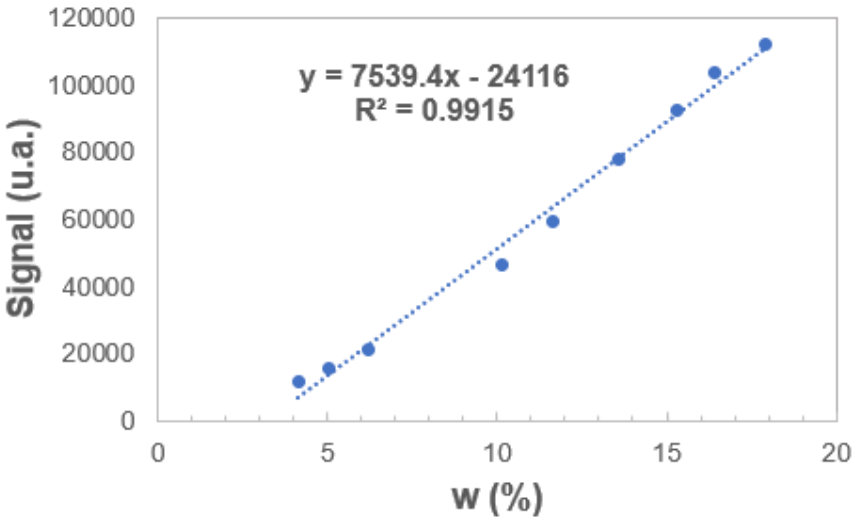


Figure III-28. Courbe de calibration 4, reliant le signal à la teneur en eau massique pour le temps d'encodage 75 µs.

La méthode est appliquée sur le séchage S2 réalisé sur l'échantillon de 5cm. La Figure III-29 montre les signaux bruts mesurés à 75 µs pour les différents pas de temps.

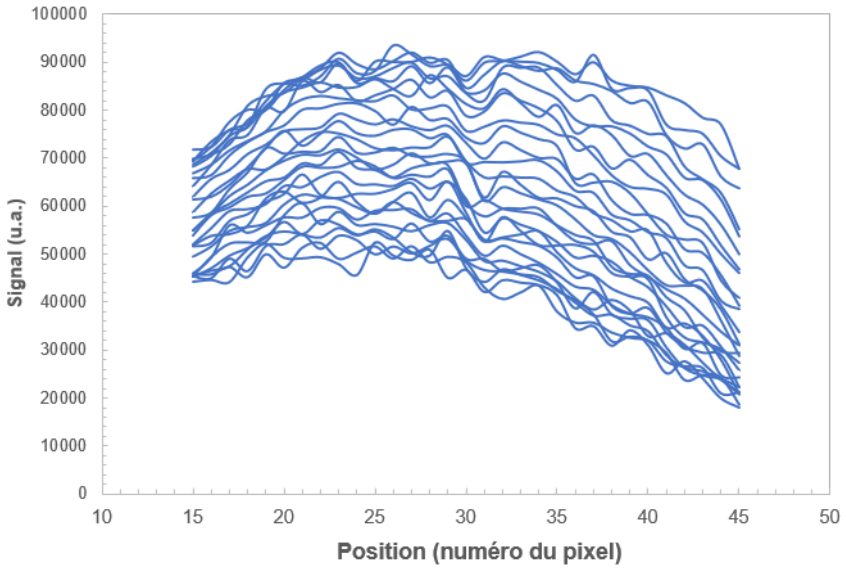


Figure III-29. Signaux bruts obtenus pour l'essai de séchage S2, pour le temps d'encodage 75 µs.

Avant correction, on observe dès l'état initial que le signal n'est pas homogène, reflétant les variations locales du sol et de la structure de l'échantillon.

Après correction avec le gel PDMS, il est visible que, au fur et à mesure du temps, le séchage progresse depuis la face exposée au séchage (Pixel 45) vers la base de la colonne (Pixel 15) (Figure III-30).

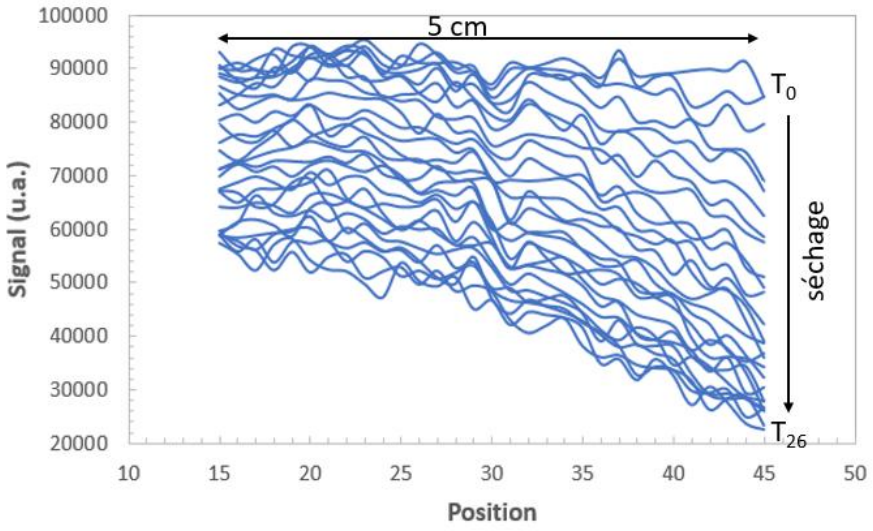


Figure III-30. Signaux corrigés à partir du profil PDMS, obtenus pour l'essai de séchage S2, pour le temps d'encodage 75 µs.

En utilisant la courbe de calibration 4 de la Figure III-28, les signaux corrigés ont été convertis en profils de teneur en eau le long de la colonne (Figure III-31), permettant ainsi d'analyser quantitativement la progression du séchage dans l'échantillon. Ces profils de teneurs en eau sont ensuite lissés grâce à des relations polynomiales (Figure III-32).

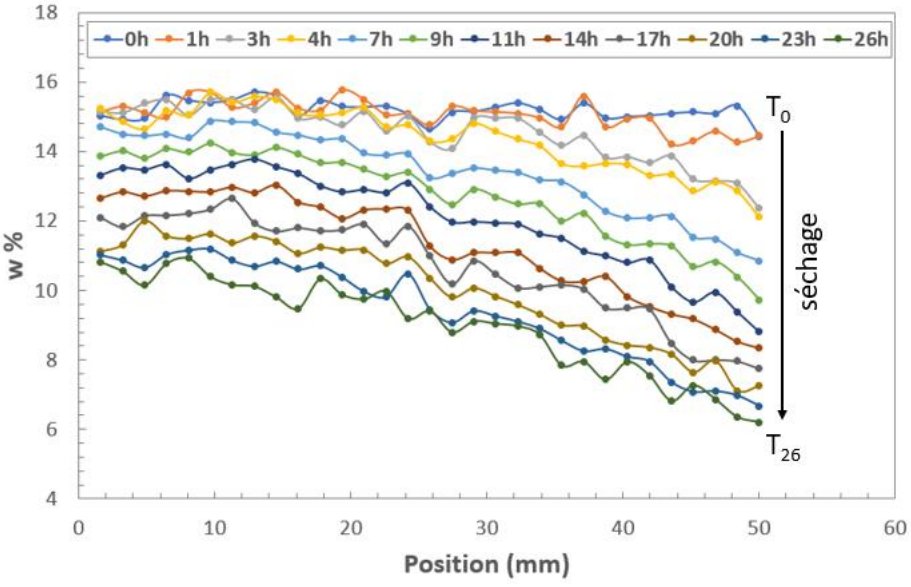


Figure III-31. Profil des teneurs en eau bruts de l'essai S2 en fonction de la position de l'échantillon (mm), pour le temps d'encodage 75 µs.

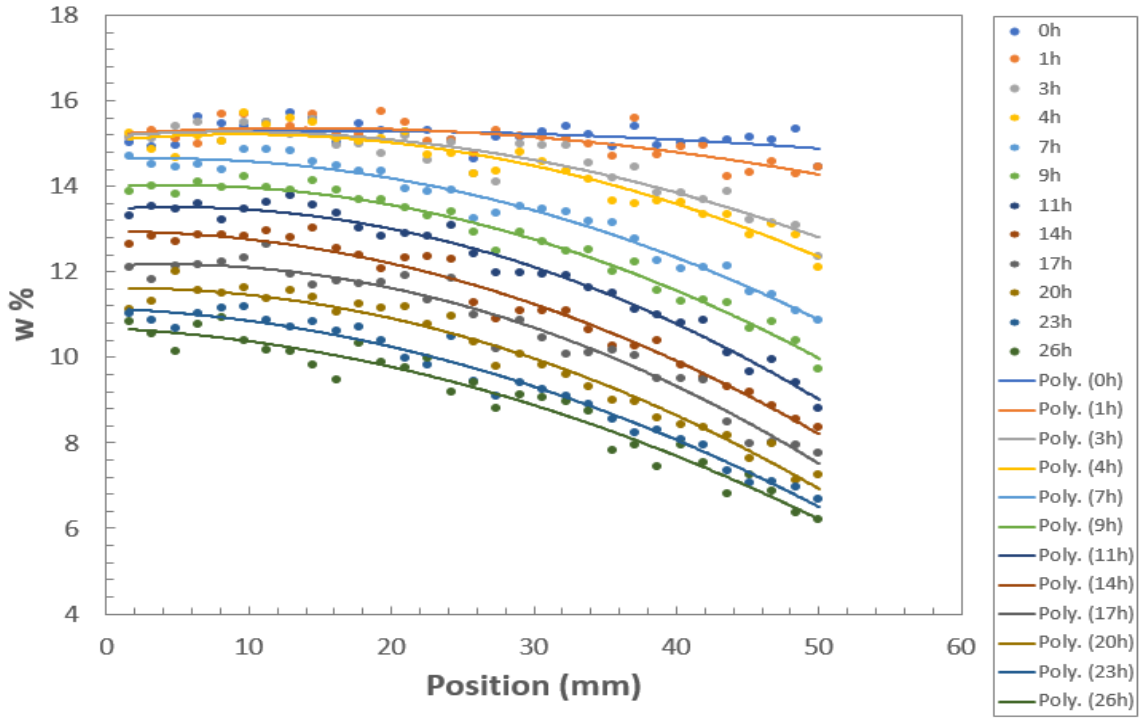


Figure III-32: Profil des teneurs en eau lissés de l'essai S2 en fonction de la position de l'échantillon (mm), pour le temps d'encodage 75 µs.

À l'issue de l'acquisition IRM, l'échantillon a été découpé en cinq sections d'environ 1 cm de hauteur chacune. Chaque portion a ensuite été placée à l'étuve afin de déterminer sa teneur en eau réelle. La comparaison entre ces valeurs et celles issues du dernier profil de teneur en eau (T_{26}) obtenu par IRM, également divisées en cinq segments équivalents, montre une très bonne concordance. Les résultats de cette comparaison sont présentés dans le Tableau III-4, confirmant ainsi la fiabilité de la calibration et la précision des mesures obtenues par imagerie.

Tableau III-4: Comparaison des valeurs finales des teneurs en eau réelles et issues de l'IRM pour l'essai S2.

w%	1-10mm	10-20mm	20-30mm	30-40mm	40-50mm
Obtenues par analyse IRM	10,6	9,96	9,37	8,32	6,99
Mesurées expérimentalement à l'étuve	10,48	10,07	9,87	8,30	6,00

Ensuite, en appliquant la loi de Darcy généralisée aux flux mesurés au cours du séchage, la conductivité hydraulique non saturée du limon de Plaisir a été déterminée (Figure III-33).

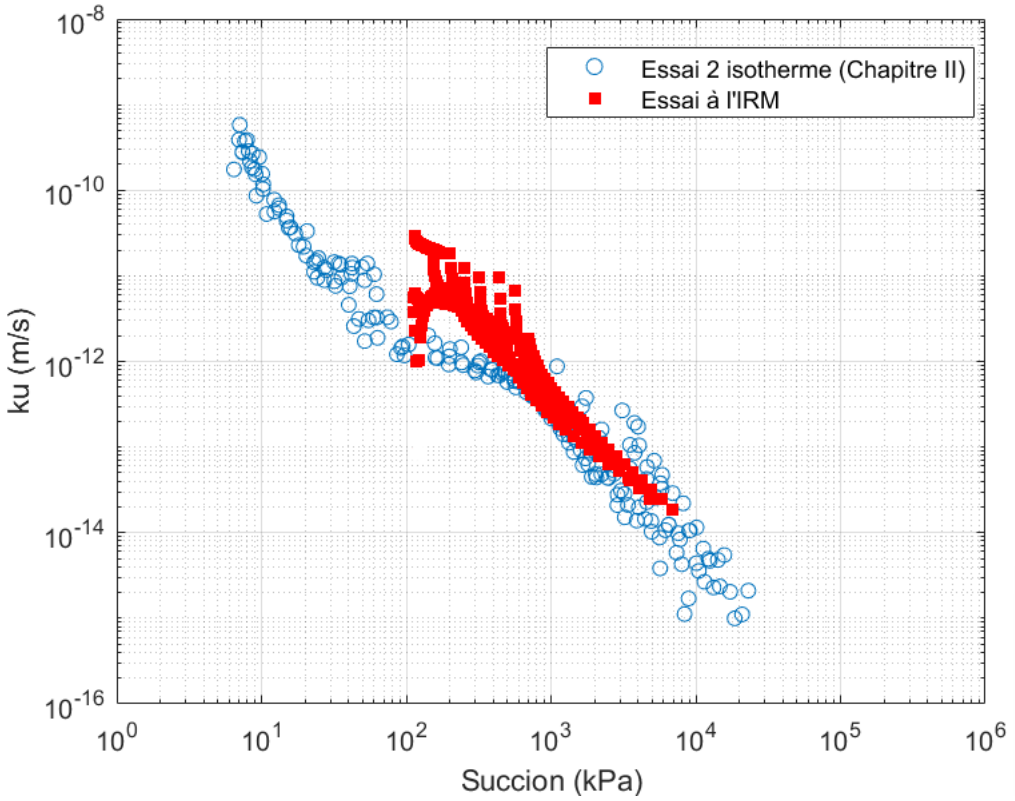


Figure III-33: Courbe de conductivité hydraulique du limon de Plaisir obtenue à partir des résultats des teneurs en eau obtenus de l'IRM pour l'essai S2, pour le temps d'encodage 75 µs.

Dans cette dernière analyse, seul le premier temps d'encodage a été utilisé pour le calcul du signal, afin d'éviter l'application complète de la méthode SPI. Ce choix a permis d'obtenir une estimation rapide de la distribution hydrique. L'utilisation de séquences avancées telles que l'UTE ou la ZTE pourrait, dans de futurs travaux, fournir des mesures fiables et mieux résolues pour les matériaux à temps de relaxation très court.

3.7. Conclusion

Ce chapitre a permis de développer et d'évaluer une méthodologie d'imagerie par résonance magnétique appliquée au suivi du séchage du limon de Plaisir à l'aide d'un système de génération d'air humide à distance. L'ensemble du protocole expérimental a été construit spécifiquement pour répondre aux contraintes du matériau et aux limitations inhérentes à l'IRM appliquée aux milieux poreux à temps de relaxation très court. Dans un premier temps, une cellule expérimentale en téflon parfaitement adaptée aux conditions électromagnétiques du spectromètre a été conçue, permettant de compacter les échantillons directement dans les moules destinés aux acquisitions. Des étalons couvrant un large intervalle de teneurs en eau ont été préparés afin

d'établir une courbe de calibration entre les paramètres IRM (T_2*, M_0) et la teneur en eau. L'objectif était de relier les signaux mesurés aux propriétés hydriques du sol.

Cependant, l'analyse des signaux obtenus a révélé les limites de l'utilisation directe de la méthode SPI pour l'estimation de T_2*, en raison de plusieurs sources de perturbation : l'hétérogénéité de la réceptivité de la sonde, mise en évidence dès l'état initial, l'influence des espèces ferromagnétiques ou paramagnétiques du sol (présence d'hématite), générant des gradients locaux du champ magnétique et finalement le signal IRM peut résulter de plusieurs types d'eau (liée, adsorbée, libre), dont les temps de relaxation distincts se superposent et compliquent l'estimation fiable de T_2*.

Des corrections successives ont été testées pour réduire ces perturbations comme la correction de la réceptivité par un profil de PDMS, la démagnétisation préalable du matériau, et la recalibration élargie intégrant le produit T_2*·M_0. Après ces ajustements, la méthode utilisant le produit T_2*·M_0 a finalement permis d'obtenir une courbe de calibration stable, puis de déterminer des profils de teneur en eau cohérents. Cette approche a abouti à l'estimation des succions et de la conductivité hydraulique non saturée, montrant que l'IRM pouvait fournir des propriétés hydrauliques avec une résolution spatiale fine et sur des durées d'essai nettement réduites. Cette méthode fondée sur T_2*·M_0 n'est pas encore documentée dans la littérature surtout concernant les sols non saturés, et son interprétation physique reste encore à consolider. Pour renforcer la robustesse de l'analyse, une seconde méthodologie plus simple et plus directe a été développée, basée uniquement sur le premier temps d'encodage (75 µs). Cette approche évite les difficultés liées au calcul de T_2* et s'appuie sur une calibration directe entre le signal initial IRM et la teneur en eau. Elle a permis d'obtenir des profils hydriques très cohérents et une excellente correspondance avec les mesures de teneur en eau réalisées à l'étuve. Toutes les deux méthodes ont permis de reconstituer l'évolution spatiale de la teneur en eau pendant le séchage et, par la suite, d'estimer la succion et la conductivité hydraulique non saturée du sol via la loi de Darcy généralisée.

En conclusion, ce chapitre met en évidence la faisabilité et l'intérêt de l'IRM pour suivre la dynamique hydrique du limon de Plaisir à l'échelle millimétrique, et le potentiel de

l'IRM comme outil complémentaire pour dériver les propriétés hydrauliques non saturées et valider les processus de transfert observés expérimentalement. En raison des limites techniques, l'IRM n'a pas pu être appliquée sous un régime de transfert thermique. Les essais ont donc été réalisés exclusivement en conditions isothermes, ce qui exclut toute analyse directe de l'effet de la température. Cependant, la méthodologie développée en conditions isothermes fournit une base solide pour une future adaptation de l'IRM à des conditions thermo-hydriques, sous réserve d'améliorations instrumentales spécifiques.

Chapitre IV. Analyse expérimentale du comportement thermohydrique du sol sous gradients et cycles thermiques

4.1. Introduction

Les essais de séchage en colonne réalisés dans le chapitre II des conditions isothermes et non isothermes, ont permis d'obtenir les profils des teneurs en eau, des succions et de suivi de température, ainsi que les courbes de rétention et de conductivité hydraulique non saturée. Plusieurs essais ont été réalisés, démontrant la fiabilité de la méthode expérimentale développée. Les résultats obtenus ont mis en évidence de manière claire, l'influence de la température sur le comportement hydrique du sol compacté étudié. Les gradients thermiques appliqués ont entraîné une redistribution verticale de l'eau. L'augmentation de la température s'est traduite par une intensification des transferts d'eau et une modification de la distribution hydrique dans la colonne. Ces observations expérimentales confirment que la méthode du séchage en colonne constitue un outil pertinent pour étudier le couplage entre la température et l'état hydrique dans les sols fins compactés non saturés.

Fort de ces résultats, le présent chapitre étend l'analyse au cas des cycles thermiques, afin de mieux comprendre le comportement du sol soumis à des variations répétées de gradients de température. Lors de l'utilisation des sols naturels ou compactés pour le stockage de chaleur, le matériau est exposé à des alternances de chauffage et de

refroidissement qui influencent fortement les transferts d'eau et d'énergie. L'étude de ces phénomènes est essentielle pour comprendre la réponse à long terme des sols utilisés comme milieux de stockage ou d'échange thermique. L'objectif est donc d'analyser le comportement thermohydrique du sol sous cycles thermiques, à partir des mêmes conditions expérimentales que celles validées précédemment. Les observations porteront sur l'évolution des profils de température, de succion et de teneur en eau au cours des cycles, sur les modifications des courbes de rétention et des conductivités hydrauliques, ainsi que sur l'analyse des flux d'eau et de chaleur associés. Une discussion approfondie reliera ensuite les résultats obtenus aux essais du chapitre II, afin de mieux interpréter les mécanismes de transfert en phase liquide et vapeur, le rôle de la pression de vapeur, et les effets d'hystérésis liés à la cyclicité thermique.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la description des essais cycliques et à la présentation des mesures de teneur en eau et de succion obtenues au cours des différents cycles. La deuxième partie traite l'évolution des courbes de rétention et de la conductivité hydraulique non saturée au cours des cycles thermiques, en comparaison avec l'essai isotherme E2 du chapitre II. Enfin, une discussion est proposée, regroupant les résultats de tous les essais réalisés, simples et cycliques. Cette discussion aborde le calcul et l'analyse des flux hydriques et thermiques à partir des gradients mesurés, afin d'interpréter les mécanismes de transfert observés. Elle s'intéresse particulièrement à la dynamique des pressions de vapeur, ainsi qu'aux effets cumulés des cycles sur la redistribution de l'eau dans le sol.

4.2. Description des essais cycliques chauffage/refroidissement

Afin de simuler le comportement à l'interface sol-échangeur et d'évaluer l'influence des variations répétées de température sur le comportement hydrique du sol, deux essais de séchage en appliquant des cycles chauffage/refroidissement (EC1 et EC2), ont été réalisés à partir de colonnes de sol préparées selon le même protocole que celui utilisé pour les essais du chapitre II. Dans les deux cas, après la phase de compactage des échantillons et montage des colonnes avec insertion des papiers filtres, les colonnes ont d'abord été mises à l'équilibre hydrique pendant au moins 24h, avant le démarrage des cycles thermiques.

4.2.1. Essai cyclique EC1

Dans le premier essai, noté EC1, la colonne équilibrée a été placée sur une plaque chauffante maintenue à une température de 40 °C pendant une durée de trois jours (72h). Durant toute la période de l'essai, la surface supérieure de la colonne a été ouverte à l'air ambiant afin de permettre l'évaporation. A la fin de la phase de chauffage, la plaque chauffante a été arrêtée et la colonne a été maintenue dans la chambre climatique à température contrôlée de 20 °C, où elle est restée pendant cinq jours supplémentaires. Cette seconde phase correspond à la période de refroidissement et de rééquilibrage hydrique du sol. L'ensemble de l'essai a donc couvert une durée totale de huit jours (192h). Les éprouvettes de sol ainsi que les papiers filtres ont été pesés à intervalles réguliers de 3 à 4h, et les températures ont été suivies entre chaque éprouvette de sol comme lors des essais non isothermes E3, E4 et E5 du chapitre II.

4.2.2. Essai cyclique EC2

Le second essai, noté EC2, a été conduit suivant une approche différente afin d'isoler l'effet du gradient thermique de l'interaction directe avec l'atmosphère. Après la phase d'équilibrage initial, la colonne a été placée sur une plaque chauffante réglée à 30 °C pendant trois jours (72 h). Contrairement à l'essai précédent, la surface supérieure est restée hermétiquement fermée, et recouverte d'un bouchon, pendant toute la durée de l'expérience, empêchant ainsi tout échange d'humidité avec l'extérieur. À la suite de cette première phase de chauffage, la température de la plaque a été abaissée à 10 °C pour une durée de trois jours, simulant la phase de refroidissement du cycle. Enfin, une seconde phase de chauffage à 30 °C a été appliquée pendant trois jours. Les mesures de masse des échantillons et des papiers filtres ont été effectuées deux fois par jour, généralement une première fois vers 9 h du matin et une seconde en fin de journée, entre 17 h et 18 h. De plus, lors des changements de température à la base de la colonne, une mesure supplémentaire était systématiquement réalisée au cours de la journée. Cette fréquence plus élevée visait à mieux capter les évolutions rapides susceptibles de se produire dans la colonne à la suite de la modification des conditions thermiques aux frontières. Ce protocole, d'une durée totale de neuf jours (216 h), visait à reproduire un cycle thermique complet (chauffage–refroidissement–réchauffage) dans des conditions confinées. Il permet d'analyser l'effet de la

température sur la redistribution interne de l'eau susceptibles de se produire à proximité des échangeurs, indépendamment des phénomènes d'évaporation de surface.

Le schéma de la Figure IV-1 résume le programme thermique imposé durant les cycles.

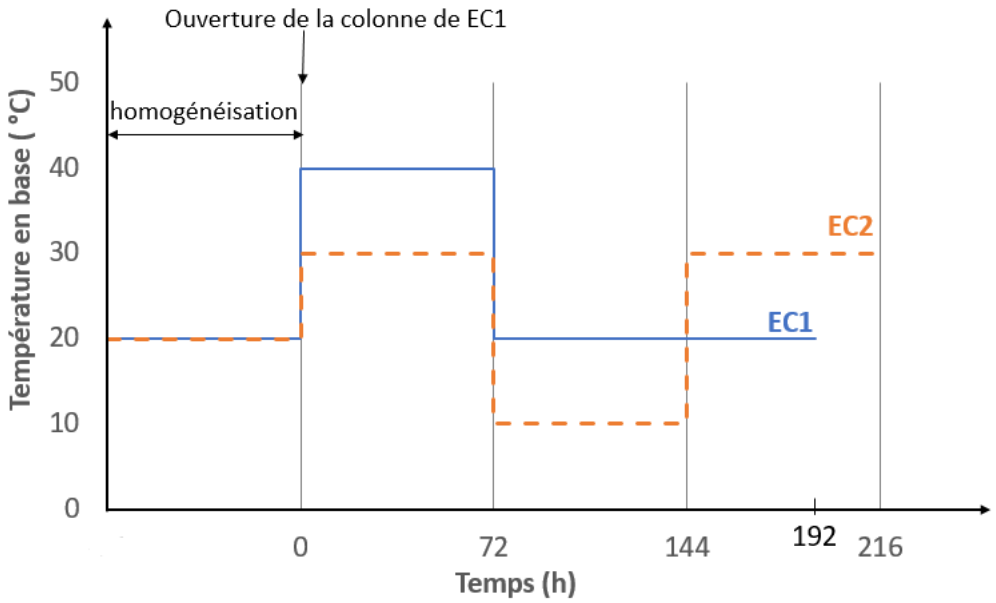


Figure IV-1: Schéma du programme thermique des cycles EC1 et EC2.

4.3. Evolution des teneurs en eau et succions au cours des cycles

4.3.1. Essai cyclique EC1

La Figure IV-2 présente l'évolution des profils de teneurs en eau volumiques, de succions et de températures mesurés dans la colonne au cours de l'essai EC1. Les résultats permettent de suivre la redistribution de l'eau dans le sol pendant les différentes phases du cycle thermique, comprenant une phase de chauffage par la base à 40 °C (de 0 à 72 h) suivie d'une phase de refroidissement à 20 °C (de 72 à 192 h).

Au début de l'essai (t = 0 h), la distribution de l'eau est relativement homogène dans la colonne, indiquant un état d'équilibre initial entre les différentes couches. Après 3 heures de chauffage, comme pour l'essai non isotherme E3 du chapitre II, où la plaque chauffante a été maintenue à 40 °C, un gradient thermique vertical apparaît (Figure

IV-2.c), avec une base plus chaude que la surface (environ T_{60}=32 °C contre T_{15}=25 °C). Ce gradient entraîne une migration d'humidité vers la zone supérieure, conduisant à une accumulation temporaire dans les zones intermédiaires de la colonne (Figure IV-2.a). Ainsi, Ψ_{30}, Ψ_{45}, Ψ_{60} montrent une légère baisse alors que Ψ_{15} commence à augmenter progressivement du fait de l'évaporation (Figure IV-2.b). Lorsque le chauffage se poursuit et que le gradient thermique se maintient, l'humidité accumulée dans les couches intermédiaires se dissipe progressivement. Le séchage s'étend à l'ensemble de la colonne et devient particulièrement marqué à la base, la succion atteint ses valeurs les plus élevées, là où la température est la plus forte. Ainsi, à la fin de la phase de chauffage (72 h), les profils de succions montrent un fort gradient entre la base et la surface. Pendant cette phase, les valeurs de teneurs en eau volumiques obtenues, sont similaires à l'essai E3 puisque $\theta_{67,5}$ chute de 27,6% à 3,9% et $\theta_{7,5}$ de 27,3% à 8,2%.

Lorsque la température à la base est ramenée à 20 °C, une inversion temporaire des flux d'humidité est observée, $\theta_{67,5}$ augmente légèrement. En surface, la dessiccation se poursuit en raison de l'évaporation. En quelques heures, la température dans l'ensemble de la colonne se stabilise autour de 22 °C (Figure IV-2.c). La colonne tend alors vers un nouvel état d'équilibre, et une nouvelle inversion des flux d'humidité est observée : le séchage se prolonge progressivement dans le milieu, dominé par l'évaporation en surface, qui devient plus sèche que les zones en profondeur.

A la fin de l'essai EC1, $\theta_{7,5}$ est d'environ 2 %, tandis que $\theta_{67,5}$ est d'environ 4,8 %. Cela indique un dessèchement plus marqué en surface, comparé à tous les essais précédents isothermes et non isothermes du chapitre II tandis qu'en profondeur, le comportement hydrique reste comparable à celui de l'essai non isotherme E3, à la différence près qu'il y a ici une succession de phases de séchage, d'humidification, puis à nouveau de séchage.

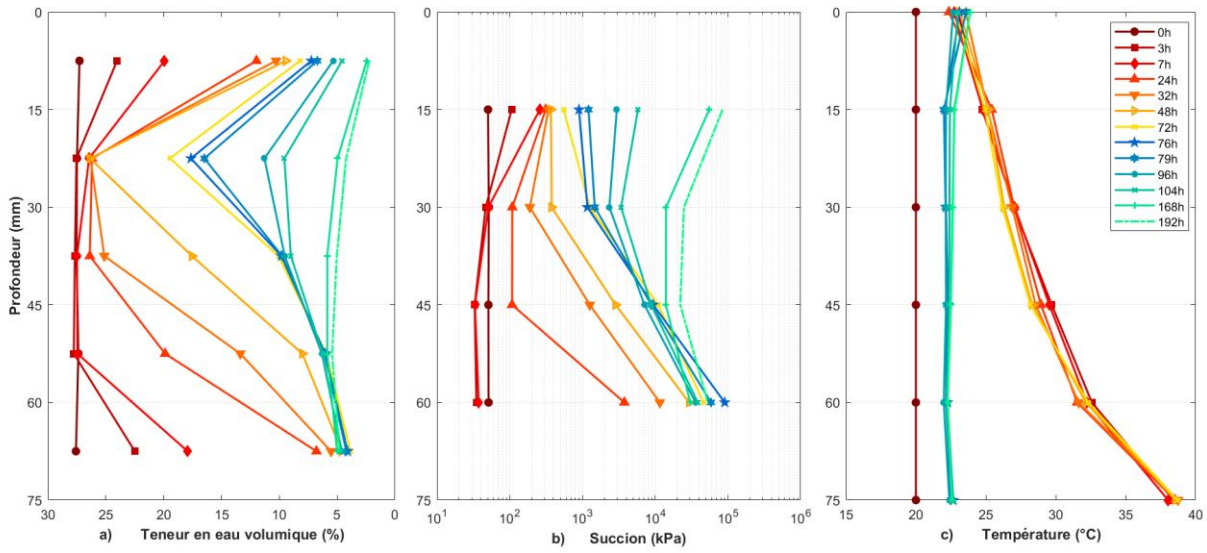


Figure IV-2: Essai cyclique EC1 avec phase de chauffage en base à 40 °C puis refroidissement à 20 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur

4.3.2. Essai cyclique EC2

Les profils de teneurs en eau volumiques, de succions et de températures obtenus lors de l'essai EC2, comprenant une première phase de chauffage à 30 °C (de 0 à 72 h), suivie d'une phase de refroidissement à 10 °C (de 72 à 144 h) puis d'un nouveau chauffage à 30 °C (de 144 à 216 h), sont présentés sur les Figure IV-3, Figure IV-4, et Figure IV-5 respectivement. Comme rappelé précédemment, cet essai se distingue de l'essai EC1 par des conditions confinées, la surface de la colonne étant hermétiquement fermée.

Les résultats montrent qu'au cours des premières 24 heures, les profils de teneur en eau et de succion mettent en évidence les premiers effets du chauffage appliqué à la base de la colonne. Les profils de teneur en eau montrent qu'à 7 h, une diminution de $\theta_{67,5}$ (au voisinage de la plaque chauffante) est observée, tandis qu'une tendance à l'augmentation est observée dans les zones médianes et supérieures (Figure IV-3.a). Après 24 h, cette évolution devient plus marquée : $\theta_{67,5}$ diminue de manière notable, alors que $\theta_{7,5}$, $\theta_{22,5}$, $\theta_{37,5}$ et $\theta_{52,5}$ conservent des valeurs plus élevées. Les profils de succion confirment cette redistribution où Ψ_{15}, Ψ_{30}, Ψ_{45} atteignent 10 kPa, indiquant des zones plus humides (Figure IV-3.b). Cette évolution traduit le début d'un transfert d'humidité vers le haut, provoqué par le gradient thermique entre la base chaude (T_{75}=30 °C et T_{60}=27 °C) et la surface plus froide (T_0=23 °C) (Figure IV-3.c), sans évaporation ni perte globale d'humidité. Cependant, à la fin de cette première phase

de chauffage, et contrairement à l'essai EC1 ainsi qu'aux essais précédents, $\theta_{7,5}$ augmente, suggérant une accumulation d'humidité dans la zone froide, conséquence du confinement imposé à la surface de la colonne.

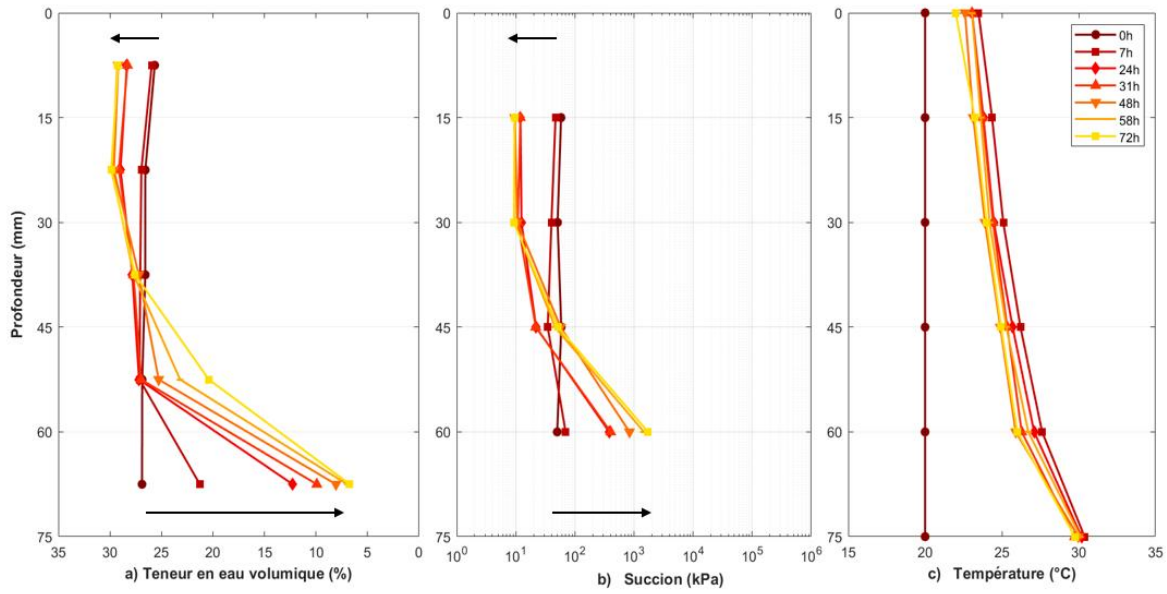


Figure IV-3: Essai cyclique EC2 en première phase de chauffage par la base à 30 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur

Lors de la phase de refroidissement (entre 72 et 144 heures), la température à la base est abaissée à 10 °C, inversant le gradient thermique (T_{60}= 15 °C et T_0=20 °C) (Figure IV-4.c). Dans ce cas, on observe une évolution inverse à celle de la phase précédente : avec une augmentation de $\theta_{67,5}$ (Figure IV-4.a). Cette évolution traduit un retour d'humidité vers la base, lié à la migration de l'humidité depuis les zones plus chaudes vers les zones plus froides, confirmant que les transferts hydriques sont essentiellement régis par les gradients thermiques imposés.

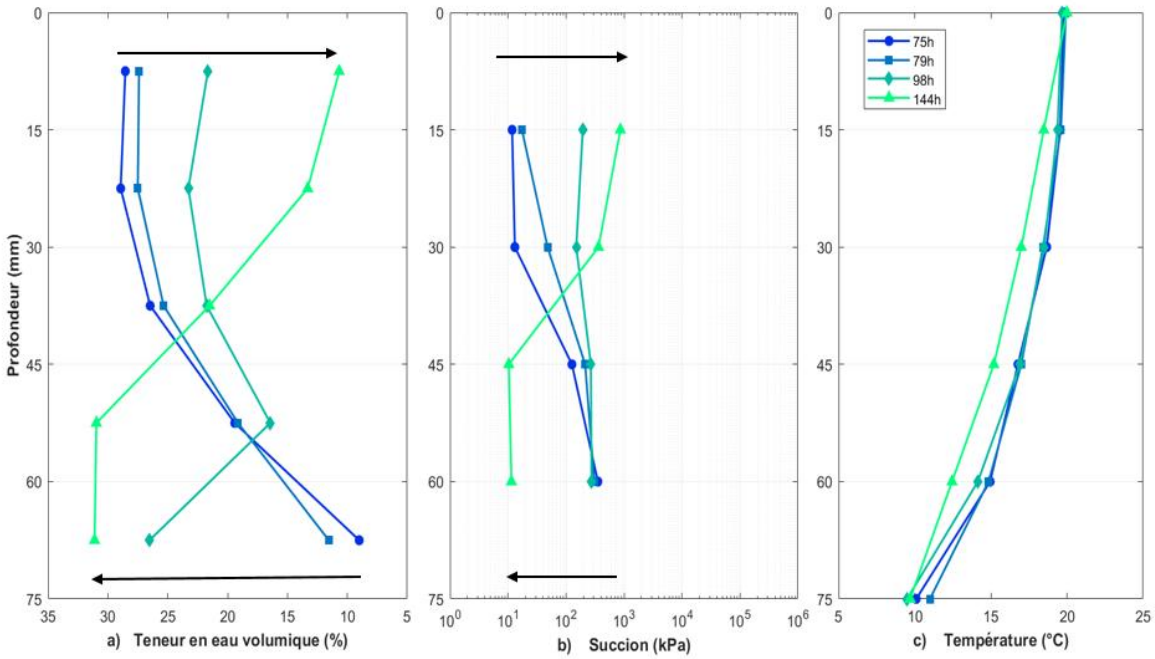


Figure IV-4: Essai cyclique EC2 en phase de refroidissement par la base à 10 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur

Lors de la phase de réchauffement finale (entre 144 et 192 h), la température à la base est de nouveau portée à 30 °C. Cette remontée de température rétablit un gradient thermique dirigé vers le haut (T_{60}= 27 °C et T_0=21 °C) (Figure IV-5.c), entraînant une redistribution progressive de l'eau dans la colonne. Les profils de teneur en eau (Figure IV-5.a) montrent que la partie inférieure (de 75 à 45 mm) se dessèche à nouveau, tandis qu'une augmentation d'humidité apparaît dans les couches supérieures plus froides. En revanche, dans la zone intermédiaire, $\theta_{37,5}$ conservent pratiquement la même valeur durant toute cette phase. Cette stabilité suggère un comportement de zone de transition, où les flux d'humidité issus du bas et du haut tendent à s'équilibrer. Les profils de succion (Figure IV-5.b) confirment l'évolution de cette dernière phase : les valeurs augmentent à la base, cohérentes avec le séchage observé, alors qu'elles diminuent en surface et restent relativement stables dans la partie médiane.

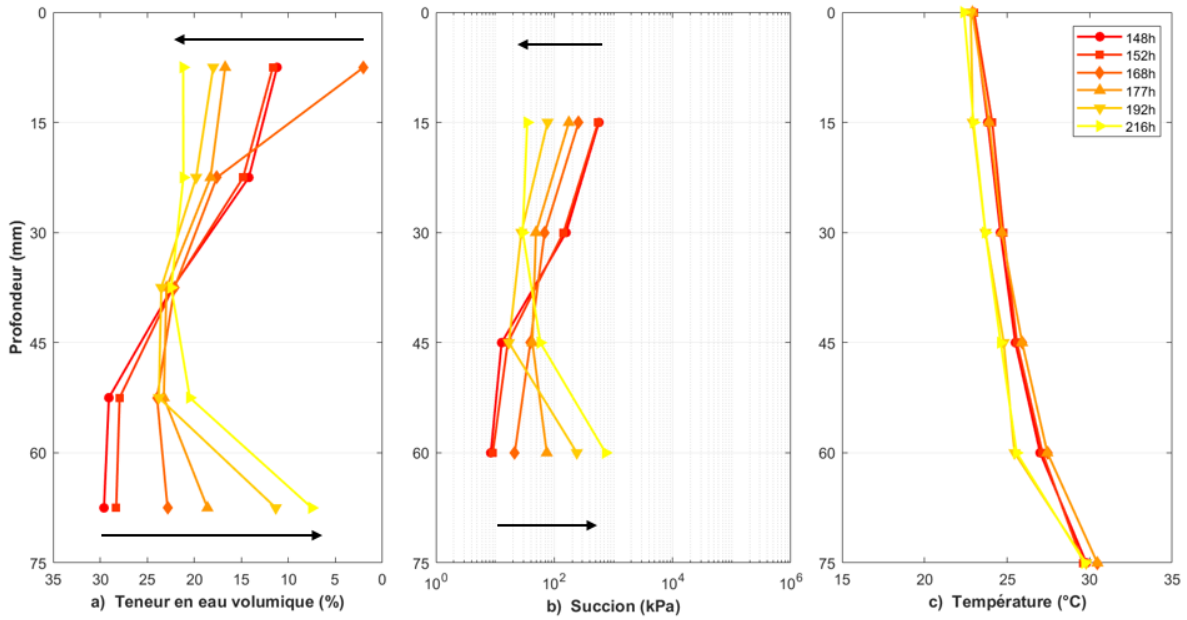


Figure IV-5: Essai cyclique EC2 en phase finale de chauffage par la base à 30 °C : a) Profils des teneurs en eau ; b) Profils de succions ; c) Suivi de température à chaque profondeur

En résumé, les valeurs des teneurs en eau mesurées à la fin de chaque phase montrent des variations significatives liées aux cycles thermiques. En tête de colonne $\theta_{7,5}$ passe de 26 % à 29% à la fin du premier chauffage, puis chute à 10,7 % à la fin de la phase de refroidissement avant de remonter à 21,2 % après la phase finale de réchauffement. En bas de la colonne $\theta_{67,5}$ passe de 27% à 6,7% à la fin de premier chauffage, augmente à 31,1 % lors du refroidissement, avant de redescendre à 7,5%, à la fin de l'essai. Ainsi, l'essai EC2 met en évidence le rôle dominant du gradient thermique sur la redistribution interne de l'eau dans des conditions confinées. L'absence d'évaporation en surface conduit à un comportement plus réversible et à une évolution cyclique de la teneur en eau et de la succion selon la direction du flux thermique imposé.

Ces observations mettent en évidence que l'application de cycles de chauffage/refroidissement dans des sols non saturés induit des variations hydriques plus importantes que celles observées sous conditions isothermes et non isothermes. Plus précisément, les sols subissent des cycles répétés d'humidification et de dessiccation, particulièrement près des échangeurs thermiques où les gradients de température sont les plus élevés.

Ces fluctuations hydriques et thermiques significatives doivent impérativement être prises en compte lors du dimensionnement et de la gestion des massifs de stockage thermique, afin d'anticiper leurs impacts potentiels sur la stabilité mécanique et la durabilité à long terme des sols.

4.4. Evolution des propriétés hydriques sous cycles thermiques

4.4.1. Evolution de la courbe de rétention au cours du cycle EC1

Lorsque la colonne de l'essai EC1 est posée sur la plaque chauffante à 40 °C, son comportement est compatible à celui observé dans l'essai non isotherme E3, on a vu que les profils de teneur en eau et de succion évoluent de manière similaire. Une évaporation nette est observée en surface, une migration de vapeur vers le haut, et une accumulation transitoire d'eau dans les couches intermédiaires due à la condensation. Ce mécanisme explique pourquoi, dans certaines couches intermédiaires, la teneur en eau peut augmenter temporairement, malgré l'évaporation continue à la surface, ainsi il explique bien les dispersions observées dans les résultats de la courbe de rétention obtenus pour l'essai EC1 dans la zone des succions moyennes (Figure IV-6). Tant que la plaque est maintenue à 40 °C, les deux colonnes des 2 essais E3 et EC1 présentent un comportement hydrique identique.

Lorsque la température de la base revient à 20 °C, ces processus sont partiellement inversés. La condensation cesse, la migration d'humidité en surface est interrompue, et le système tend vers un nouvel équilibre hydrique. Les couches profondes sont réhumidifiées dans un premier temps, puis subissent un séchage à mesure que l'évaporation en surface se poursuit. La courbe de rétention révèle une hystérésis marquée par rapport aux courbes obtenues dans des conditions isothermes, traduisant les effets combinés d'évaporation, de condensation et de redistribution de l'eau en profondeur.

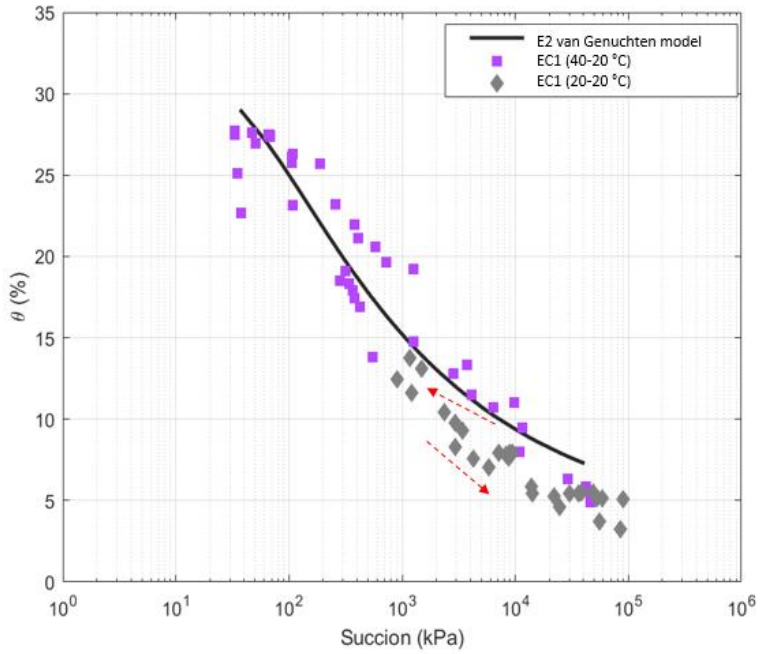


Figure IV-6: Courbe de rétention du limon de Plaisir obtenue à partir de l'essai cyclique EC1.

4.4.2. Evolution de la courbe de rétention au cours du cycle EC2

La courbe de rétention obtenue pour l'essai EC2 illustre l'effet des cycles de température sur l'équilibre hydrique interne du sol (Figure IV-7). Trois ensembles de points sont identifiés, correspondant aux trois phases de cycle (chauffage-refroidissement-réchauffage).

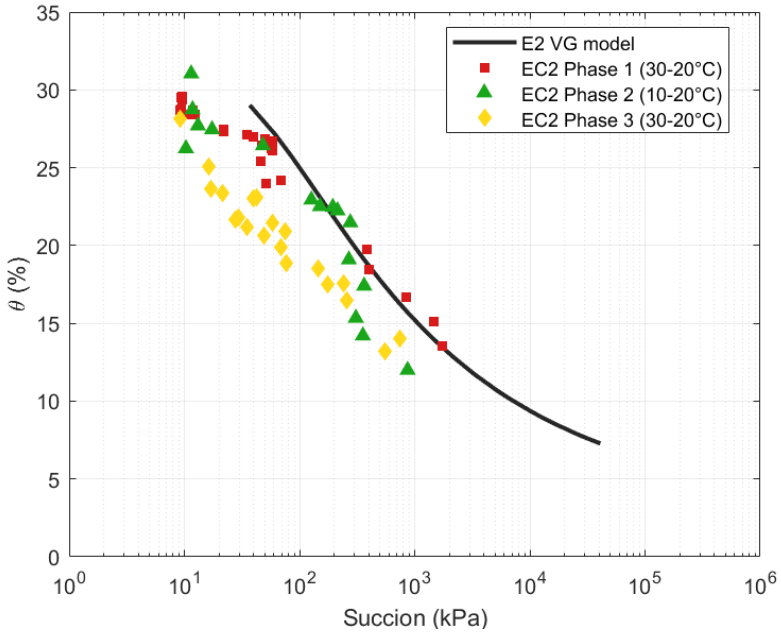


Figure IV-7: Courbe de rétention du limon de Plaisir obtenue à partir de l'essai cyclique EC2

Pendant la première phase chaude (phase 1 à 30-20°C), la teneur en eau diminue avec l'augmentation de la succion. Les points se situent globalement proche de la courbe de référence.

Le passage de la phase chaude (phase 1) à la phase froide (phase 2) montre un déplacement croisé des points expérimentaux sur la courbe de rétention. Les points rouges situés initialement à des succions élevées et des teneurs en eau faibles deviennent, après refroidissement, des points caractérisés par des succions plus faibles et des teneurs en eau plus élevées. À l'inverse, certaines zones initialement situées à faibles succions et fortes teneurs en eau se déplacent vers des valeurs de succion plus élevées et des teneurs en eau plus faibles. Ce phénomène croisé traduit une redistribution interne de l'humidité au sein de la colonne confinée, résultant du gradient thermique négatif (du chaud vers le froid) et par la condensation de vapeur d'eau dans les zones plus froides du milieu. En l'absence d'évaporation libre, cette condensation provoque une augmentation locale de la teneur en eau dans les zones froides, tandis que les zones plus chaudes subissent une diminution. Ce phénomène modifie simultanément les valeurs de succion mesurées, puisque la condensation et la redistribution de l'eau modifient les équilibres capillaires internes.

Ce déplacement croisé se reproduit lors du passage à la dernière phase de réchauffement. Cependant les points reviennent vers leurs positions initiales, mais avec des teneurs en eau légèrement plus faibles. Cela traduit une réversibilité incomplète du comportement hydrique sous l'effet des variations thermiques successives. A noter aussi que malgré le confinement, une légère perte d'humidité a probablement eu lieu, possiblement lors des ouvertures de la colonne pour la pesée des échantillons car la masse totale de la colonne au début de l'essai était de 243.47g et que la masse totale à la fin de l'essai est de 228.93g, soit une perte de 6%

Ainsi, la variation de température entraîne non seulement un déplacement vertical des points sur la courbe de rétention, mais également un réarrangement global des équilibres hydriques à l'intérieur du sol. Ce comportement dynamique met en évidence la sensibilité du système à la température, même en condition confinée, et illustre la complexité des interactions entre les transferts d'eau liquide et de vapeur dans un milieu non saturé soumis à un gradient thermique.

4.4.3. Evolution de la courbe de la conductivité hydraulique non saturée au cours du cycle EC1

Au début du cycle thermique EC1, lorsque la plaque chauffante est maintenue à 40°C, la courbe de conductivité hydraulique (Figure IV-8) reproduit fidèlement le comportement observé lors de l'essai non isotherme E3. Lorsque la température de la plaque revient à 20°C, la trajectoire de la courbe évolue de manière non monotone, caractéristique d'un phénomène d'hystérésis thermique. Au cours de la phase 1, on observe un déplacement de la courbe vers des valeurs de succions plus faibles, accompagné d'une augmentation de la conductivité, traduisant une redistribution de l'humidité dans la colonne. L'eau issue du transfert de vapeur condense dans les zones intermédiaires. Lors de la phase de refroidissement (phase 2), un transfert hydrique vertical descendant sous forme liquide se produit vers les couches de base. Les teneurs en eau locales à la base de la colonne augmentent et les succions diminuent ce qui facilite l'écoulement et augmente la conductivité hydraulique durant cette période temporaire.

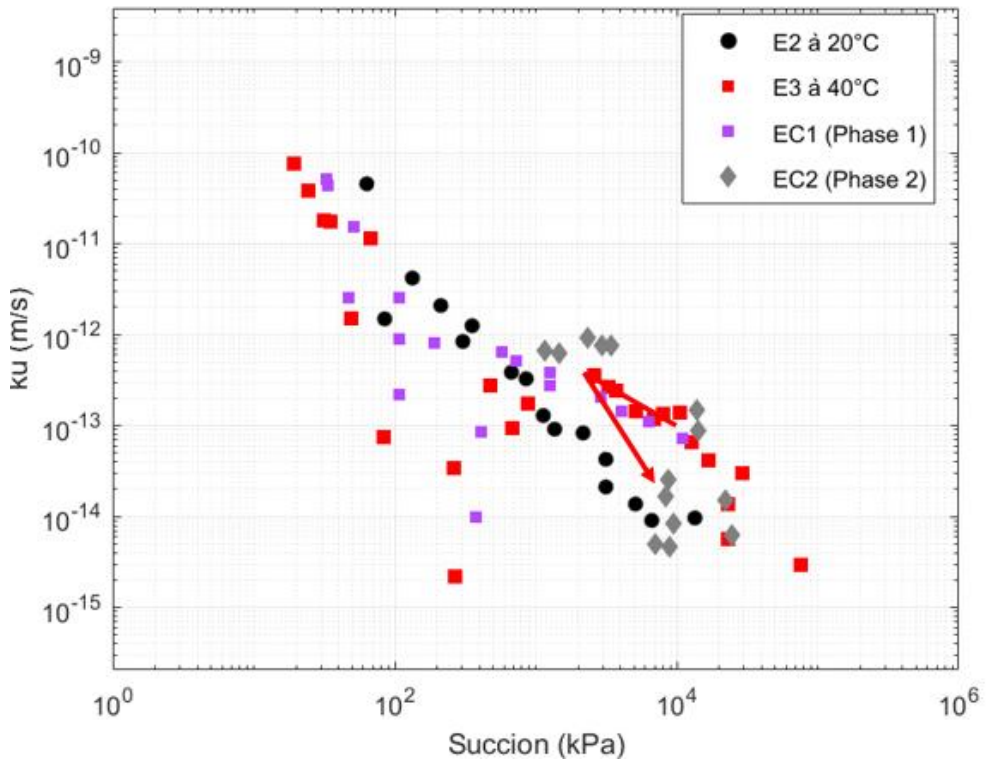


Figure IV-8: Conductivité hydraulique non saturée du limon de Plaisir obtenue à partir de l'essai cyclique EC1.

Par la suite, durant cette phase 2 de refroidissement, l'évaporation se poursuit au bout de quelques heures dans la colonne. La courbe se déplace donc vers des valeurs de succion plus élevées, avec une diminution progressive de la conductivité hydraulique. Cette phase traduit un dessèchement du sol.

Ainsi, ces déplacements successifs de la courbe traduisent l'alternance entre des phases de ré-humidification locale par condensation et de dessiccation, contrôlées par l'évolution de la température et de la pression de vapeur. Ce comportement met en évidence l'influence directe du gradient thermique sur la distribution spatiale de l'eau dans le sol et sur ses propriétés hydrauliques, soulignant la complexité des transferts hydriques dans les sols soumis à des cycles thermiques.

4.4.4. Evolution de la courbe de la conductivité hydraulique non saturée au cours du cycle EC2

Pour l'essai cyclique EC2 (Figure IV-9), le cycle appliqué correspond à un système fermé. Dans ces conditions, un gradient thermique vertical s'installe, conduisant simultanément à la formation de zones très sèches dans la partie chaude et de zones localement très humides dans la partie froide. Cette redistribution interne de l'eau s'effectue sans évaporation libre, ce qui accentue les contrastes hydriques le long de la colonne. Dans ce contexte, l'estimation de la conductivité hydraulique présente une limite importante : la pesée des papiers filtres ne permet pas toujours de déterminer avec précision l'état hydrique réel. En particulier, lorsqu'un papier filtre se trouve dans une zone qui atteint localement la saturation, sa masse devient difficile à interpréter. Il devient alors délicat d'identifier à partir de quelle valeur la mesure est fiable. Par conséquent, le calcul de la conductivité hydraulique dans ces conditions fortement non uniformes ne peut pas être considéré comme pleinement robuste. Ainsi, même si l'on observe globalement une diminution de la conductivité hydraulique lors des phases de chauffage et une augmentation lors des phases de refroidissement, ces tendances doivent être interprétées avec prudence. Elles reflètent principalement les effets conjoints du gradient thermique et de la redistribution interne de l'humidité, mais ne permettent pas d'obtenir une quantification précise de la conductivité hydraulique dans ce type de cycle fermé.

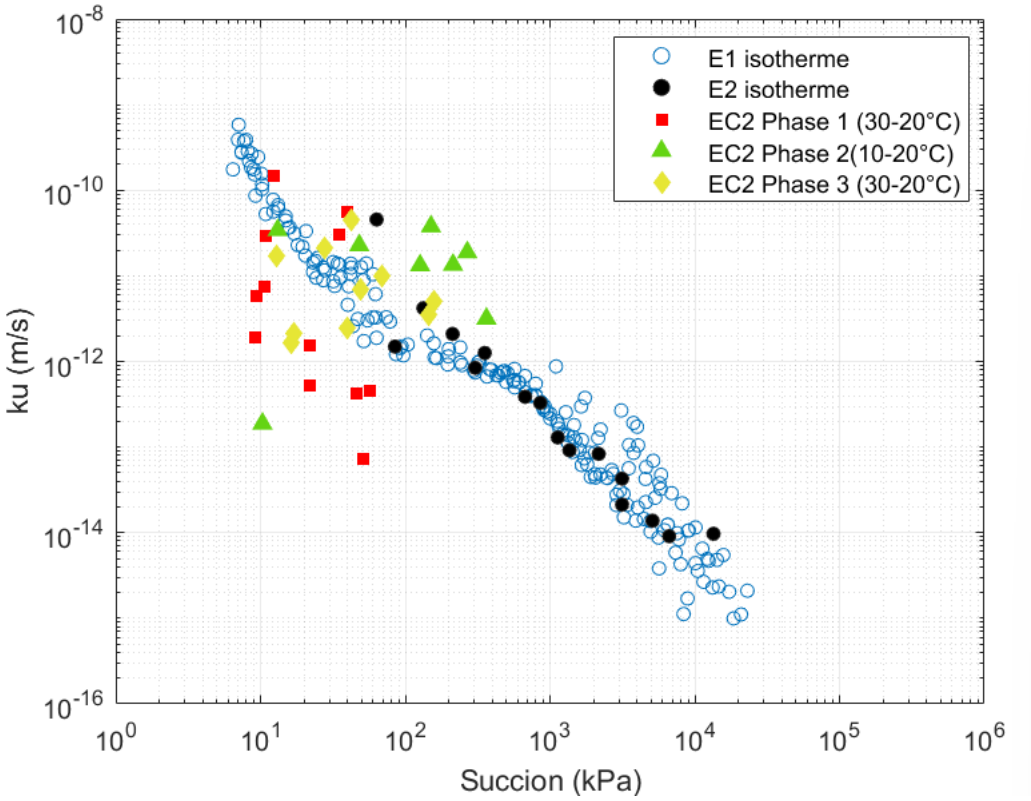


Figure IV-9: Conductivité hydraulique non saturée du LP obtenue à partir du cycle EC2

4.5. Dynamique des flux hydriques

Cette partie regroupe et discute l'ensemble des résultats obtenus dans les essais présentés aux chapitre II ainsi que les essais en appliquant des cycles de chauffage/refroidissement de ce chapitre. L'objectif est d'interpréter de manière globale les phénomènes observés lors des différentes conditions expérimentales, en particulier l'influence de la température sur les transferts d'eau dans le sol. Les analyses portent sur l'évolution des flux hydriques dans cette partie, et la partie 4.6. porte sur la pression de vapeur sous l'effet des gradients thermiques. Ces discussions permettent de mieux comprendre les mécanismes couplés de transfert de chaleur et d'humidité dans le sol, et d'en tirer des enseignements utiles pour les applications liées au stockage de chaleur.

4.5.1. Essais monotones

Comme les gradients thermiques affectent directement le mouvement de l'eau à travers la colonne de sol, il est important d'examiner le débit, la direction et la

dynamique globale de l'écoulement. Le flux volumique d'eau par unité de surface (q), a été calculé directement à partir de la variation de la masse d'eau mesurée pour chaque éprouvette dans les colonnes 2 et 3 entre deux intervalles de mesure successifs Δt (heures), en utilisant l'équation (IV.1) :

$$q = \frac{\Delta m}{\rho . A . \Delta t} \quad \text{(IV.1)}$$

Où Δm est la variation de masse d'eau (g), ρ est la densité de l'eau (g/cm³) et A est la surface de section transversale de l'échantillon (cm²).

À 20°C, le transfert d'eau est uniquement contrôlé par l'évaporation en surface (Figure IV-10.a). Le séchage est progressif, débutant par le sommet pour se propager vers la base de la colonne. Les couches profondes conservent une teneur en eau plus élevée pendant une plus longue durée et ne commencent à être affectées qu'après environ 70 heures de séchage. Ce phénomène varie en intensité selon la distance à l'interface sol-atmosphère.

L'essai non isotherme E3 (T_{base} = 40°C et $T_{surface}$ = 20°C) permet d'observer l'effet du gradient thermique vertical sur le flux d'eau. Les températures augmentent progressivement et se stabilisent après environ 2 à 3 heures, avec une moyenne de T_{60}= 30,5°C et T_{15}= 20,8°C. Ce gradient thermique induit un déséquilibre énergétique au sein du sol, qui tend à s'équilibrer avec le temps par un flux thermique ascendant. Il entraîne l'apparition d'un flux d'eau dès les premières heures de l'essai, mesurable dans les trois premiers intervalles, sur l'éprouvette située à la base de la colonne (Figure IV-10.b), alors qu'aucun flux n'était détecté pendant la même période lors de l'essai E2 (Figure IV-10.a) sur une colonne identique. Ainsi, ce gradient thermique favorise l'évaporation à la base de la colonne et le transport de l'eau sous forme de vapeur vers les couches supérieures, comme indiqué par McCartney et al. (2014).

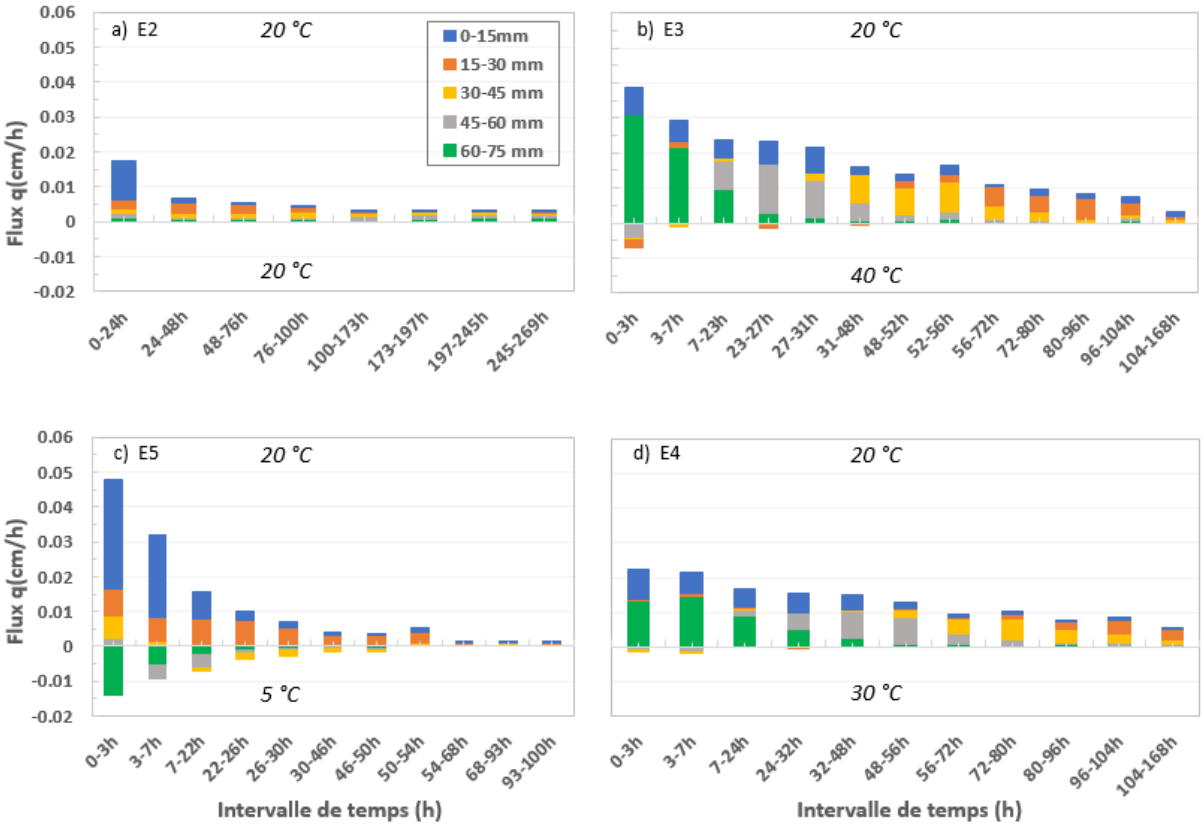


Figure IV-10: Évolution du flux hydrique à différentes profondeurs pour l'essai : a) isotherme (E2) ; b) non isotherme (E3) ; c) non isotherme (E5) ; non isotherme (E4).

L'essai non isotherme E4 (T_{base} = 30°C et $T_{surface}$ = 20°C) montre un comportement analogue à celui observé dans E4, mais avec des flux moins intenses et une dynamique plus modérée (Figure IV-10.d). Le gradient thermique est plus faible (T_{60} ≈ 26°C et T_{15} ≈ 21°C), ce qui limite la vitesse d'évaporation et la quantité de vapeur transportée vers la surface. Les variations de teneur en eau sont donc moins prononcées, mais le flux ascendant reste perceptible dans une moindre amplitude. Cela confirme que l'intensité du flux hydrique dépend directement de la différence de température entre la base et la surface : plus le gradient thermique est élevé, plus le flux de vapeur généré est important.

Le flux d'eau induit par la température modifie les succions mesurées. À des profondeurs intermédiaires, les succions diminuent durant les premières 24 heures, indiquant un apport en eau sous forme liquide ou vapeur à ces niveaux. Une partie de cette eau s'évapore à l'interface sol-atmosphère, tandis que le reste est temporairement piégé au milieu de la colonne. La partie centrale commence également à se dessécher à mesure que l'évaporation devient plus importante et que

l'humidité dans les couches profondes diminue. En surface, bien que l'évaporation soit intense du fait de l'exposition directe à l'air ambiant, le processus de séchage reste progressif. Ceci s'explique par le déplacement de l'eau qui contrecarre partiellement l'évaporation et ralentit la perte d'humidité à la surface. Ce phénomène, observé dans les 2 essais non isothermes E3 et E4 mais avec une intensité moins prononcée dans l'essai E4, souligne l'importance du gradient thermique et des processus d'évaporation dans le contrôle de l'humidité du sol, ainsi que la complexité des interactions entre ces différents phénomènes.

Les flux mesurés au cours de l'essai E5 (T_{base} = 5°C et $T_{surface}$ = 20°C), sont présentés sur la Figure IV-10.c. On observe qu'au cours des premières heures (jusqu'à environ 7 h), le flux est dirigé vers le bas dans la partie inférieure de la colonne (zone 60–75 mm), avec des valeurs négatives atteignant –0,015 cm/h. Cette direction inverse traduit la migration d'humidité vers la base froide, où la condensation est favorisée. En revanche, dans les autres couches (0–60 mm), les flux restent positifs et plus élevés que dans le cas de l'essai isotherme E1. En particulier, l'éprouvette à 0-15 mm témoigne l'intensité du flux de l'évaporation en surface mais aussi du transfert d'eau vers les zones froides profondes. Avec le temps, l'intensité des flux diminue progressivement dans toutes les zones, jusqu'à atteindre un état quasi stationnaire après environ 30h. Le flux descendant devient alors très faible, proche de zéro, ce qui indique un équilibre entre condensation et évaporation. Ces résultats confirment que le gradient thermique inverse (base froide, surface chaude) limite fortement les échanges d'eau. L'eau a donc tendance à s'accumuler dans la zone froide, tandis que les couches proches de la surface se dessèchent lentement.

4.5.2. Essai cyclique EC1

Lors de l'essai cyclique EC1, où la température de la plaque chauffante varie entre 40°C puis revient à 20°C, la dynamique du flux d'eau combine les caractéristiques observées dans les essais E2 et E3. Dans un premier temps, lorsque la plaque est maintenue à 40°C, le flux d'eau est similaire à celui de l'essai non isotherme E3 dans toutes les éprouvettes. Lorsque la température de la plaque redescend à 20 °C, à partir de 72h (Figure IV-11), le flux d'eau s'inverse et s'oriente vers le bas de la colonne, où on note des valeurs négatives des flux. En quelques heures la situation évolue vers celle de l'essai isotherme E2. Le gradient thermique disparaît, ce qui

ralentit le flux d'eau par vapeur et la redistribution dynamique. Le séchage reprend progressivement à partir de la surface, avec un flux d'eau contrôlé essentiellement par l'évaporation superficielle et un dessèchement descendant plus lent. Ainsi, le cycle thermique induit un effet transitoire sur le flux d'eau, alternant entre un transport combiné liquide-vapeur favorisé par le gradient thermique et un écoulement plus classique dominé par l'évaporation à température constante.

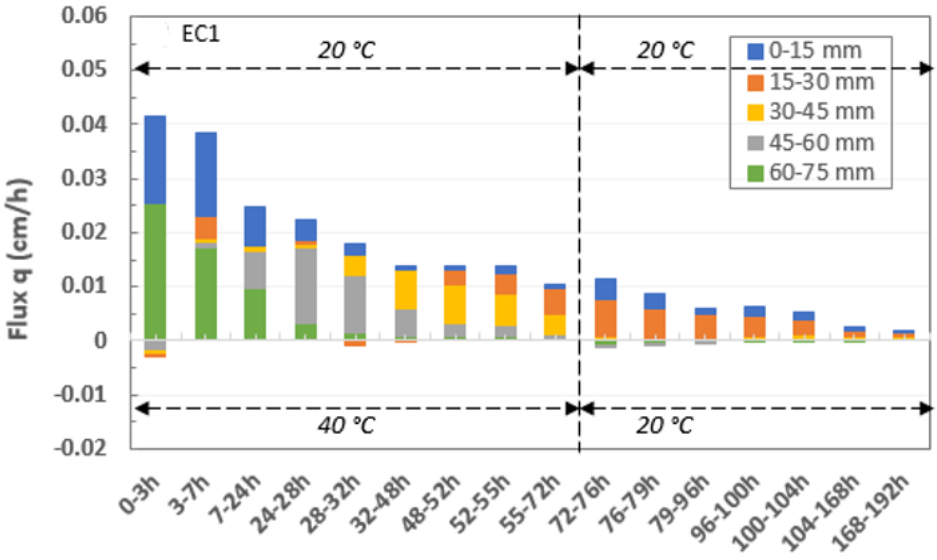


Figure IV-11: Évolution du flux hydrique à différentes profondeurs lors du cycle thermique ouvert de la surface EC1.

4.5.3. Essai cyclique EC2

Pour le cycle EC2 (Figure IV-12), au début de la phase de chauffage, le flux est positif uniquement dans la couche située à la base de la colonne (60–75 mm) puisque le haut de la colonne est fermé : Cela traduit le démarrage du transfert d'humidité ascendant, l'eau s'évapore localement sous l'effet de la température et migre vers les couches supérieures plus froides. Cette perte d'humidité en profondeur s'accompagne d'un léger gain dans les couches situées au-dessus, ce qui explique les valeurs de flux négatives observées dans la partie supérieure de la colonne. Avec le temps, et sous l'action du gradient thermique qui se maintient et se stabilise, le front progresse vers la surface, provoquant une diminution progressive du flux dans la zone 60–75mm, jusqu'à son annulation au bout d'environ 72h. En parallèle, les couches supérieures deviennent de plus en plus influencées par le flux ascendant, leur flux devenant plus négatif à mesure que l'humidité s'y accumule. À la fin de la phase

chaude, le système atteint un état quasi stationnaire : les flux deviennent faibles dans l'ensemble de la colonne, surtout aux extrémités. Un équilibre s'établit entre la vapeur qui migre depuis la base et l'humidité qui s'accumule dans les zones supérieures confinées, où l'évaporation est bloquée.

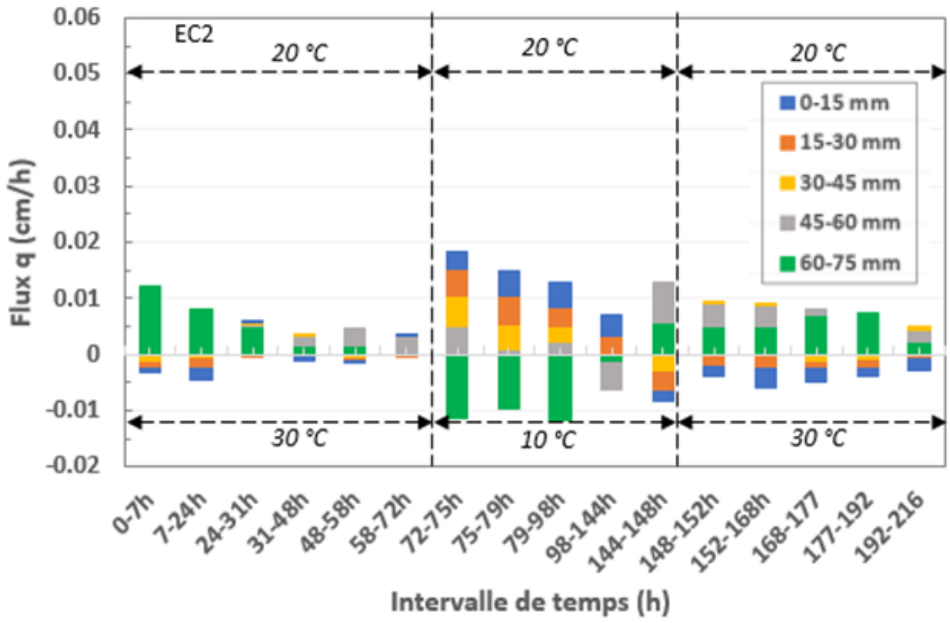


Figure IV-12: Évolution du flux hydrique à différentes profondeurs lors du cycle thermique fermé EC2.

Lors de la phase de refroidissement (72–144 h), l'inversion du gradient thermique provoquée par l'abaissement de la température de la plaque à 10 °C induit un transfert d'humidité dirigé vers la base de la colonne. Au début de cette phase, le flux est négatif uniquement dans la couche inférieure (60–75 mm), indiquant un mouvement descendant de l'eau vers la zone refroidie. Au fur et à mesure du refroidissement, la répartition des flux évolue et le transfert descendant s'amplifie. Les couches superficielles (0–30 mm) conservent des flux positifs, traduisant une perte d'humidité continue, tandis que les couches plus profondes montrent une stabilisation progressive. Vers la fin de cette phase, le flux s'annule dans la zone intermédiaire (30–45 mm), suggérant que cette région de transition atteint un état de quasi-équilibre. Simultanément, le flux à la base (60–75 mm) s'annule également, indiquant une accumulation d'eau dans cette zone froide. Cependant, le flux devient négatif dans la couche sus-jacente (45–60 mm), à mesure que l'eau s'accumule en profondeur et que la zone de condensation se déplace légèrement vers le haut.

Lors de la phase finale de réchauffement (144–216h), la température à la base est de nouveau portée à 30 °C, rétablissant un gradient thermique ascendant. Le flux devient rapidement positif dans la zone inférieure (60–75mm), traduisant la reprise du transfert d'humidité vers le haut. Les couches médianes réagissent ensuite progressivement, tandis que les flux dans les zones supérieures (0–30mm) deviennent légèrement négatifs, indiquant une accumulation d'humidité dans la partie confinée de la colonne. En fin de phase, les valeurs de flux s'atténuent dans l'ensemble du profil, traduisant un état quasi stationnaire où le transfert ascendant depuis la base est compensé par la stabilisation de l'humidité dans les couches supérieures.

4.6. Évolution de la pression de vapeur

Pour mieux interpréter les différences observées en termes de teneur en eau, de succion et de flux d'humidité entre les essais, il est important de prendre en compte l'impact de l'écoulement en phase vapeur. Ce processus influence à la fois la dynamique de l'évaporation et les propriétés hydrauliques du sol, en particulier dans les essais non isothermes.

4.6.1. Principe de calcul

La pression de vapeur saturante $P_{v,sat}(T)$ (en kPa) à une température donnée (en °C), comprise entre 0 et 60°C, peut être calculée à l'aide de l'équation de Tetens (1930) :

$$P_{v,sat}(T) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27\,T}{T+237.3}\right) \quad \text{(IV.2)}$$

Pour tenir compte de l'effet de la succion capillaire sur la pression de vapeur (P_v en Pa) dans le sol, l'équation de Kelvin (Équation IV.3) est utilisée :

$$P_v(T) = P_{v,sat}(T) \exp\left(\frac{-\Psi\, M_w g}{R\, T}\right) \quad \text{(IV.3)}$$

Où $P_{v,sat}$ est exprimée en Pa, Ψ est la succion exprimée en hauteur équivalente de colonne d'eau (m), M_w est la masse molaire de l'eau (kg/mol), g est l'accélération gravitationnelle (m/s²), R est la constante universelle des gaz (J/mol·K) et T est la température (en K).

L'équation IV.2 relie la pression de vapeur saturante à la température dans l'air libre. Lorsqu'elle est appliquée à l'air contenu dans les pores du sol, on suppose que la même relation reste valable, bien que cette hypothèse puisse être approximative. En effet, la pression de vapeur saturante dans le milieu poreux peut différer légèrement de celle mesurée dans l'atmosphère libre, en raison des interactions entre la vapeur d'eau et la matrice solide (Jury and Horton, 2004). Dans ce contexte, la pression de vapeur à chaque profondeur est calculée pour exempe sur les essais E2 et E3 (Figure IV-13). Elle montre la différence entre les comportements isothermes et non isothermes.

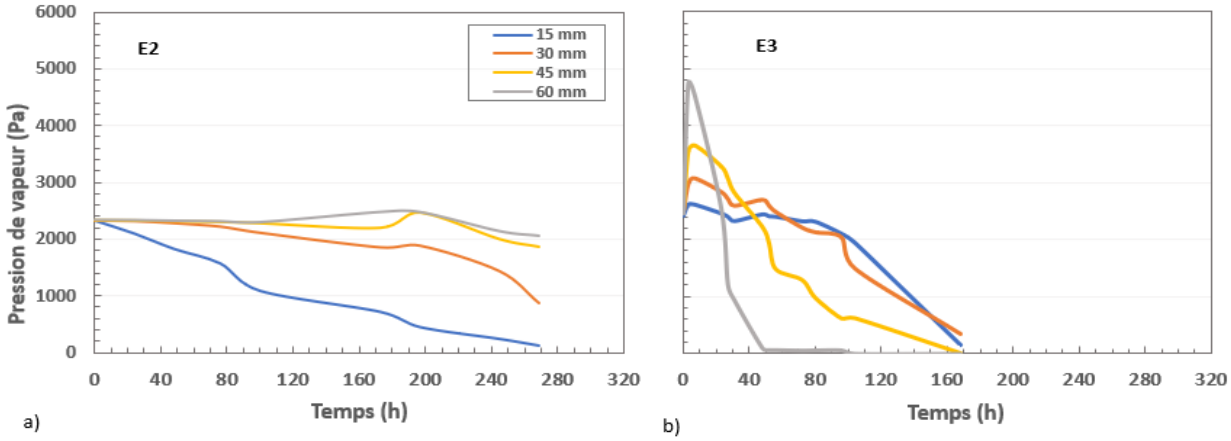


Figure IV-13: Évolution de la pression de vapeur calculée à l'aide de l'équation (3) à différentes profondeurs : (a) essai isotherme (E2) ; (b) essai non isotherme (E3).

Afin de mieux représenter les conditions réelles à l'intérieur du sol, le rapport $P_v(T)/P_{v,sat}(T)$ est calculé pour l'ensemble des essais. Ce rapport permet d'évaluer l'état hygrométrique local du sol et d'interpréter plus finement les effets des gradients thermiques et hydriques sur la distribution de la vapeur. Les rapports $P_v(T)/P_{v,sat}(T)$ sont calculés pour chaque essai monotone et présentés en Figure IV-14.

4.6.2. Essais monotones

Pour l'essai isotherme E2 (Figure IV-14.a), les rapports $P_v/P_{v,sat}$ débutent à des valeurs proches de l'unité sur l'ensemble de la colonne. Au fil du temps, ces rapports diminuent progressivement à toutes les profondeurs, traduisant un assèchement progressif du sol. La diminution est plus marquée dans la partie supérieure de la colonne, où l'évaporation à l'interface sol-atmosphère initie le processus de séchage. Au cours de l'essai, le front d'évaporation se déplace vers la base de la colonne, ce

qui explique la diminution retardée des rapports $P_v/P_{v,sat}$ aux profondeurs plus importantes. Ce comportement est typique d'un processus de séchage en conditions isothermes.

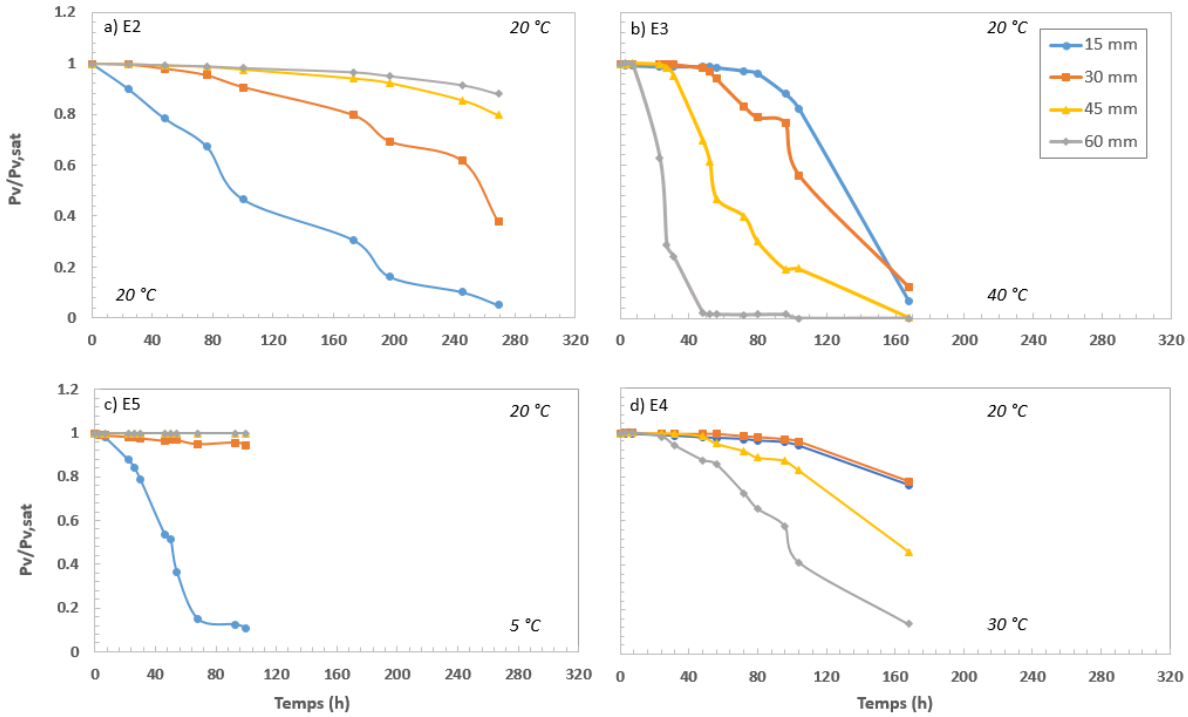


Figure IV-14: Évolution du rapport de la pression de vapeur ($P_v/P_{v,sat}$) calculé à l'aide de l'équation (3) à différentes profondeurs : a) essai isotherme E2 ; b) essai non isotherme E3 ; c) essai non isotherme E5 ; essai non isotherme E4.

À l'inverse, pour l'essai E3, nous avons montré qu'à proximité de la plaque chauffante, la température élevée favorise une évaporation accrue de l'humidité du sol, ce qui conduit à une augmentation brutale de la pression de vapeur à 60mm. L'humidité évaporée atteint un pic avant d'être transportée vers les couches supérieures (Figure IV-14.b). Les rapports $P_v/P_{v,sat}$ débutent à des valeurs proches de l'unité sur l'ensemble de la colonne. Dès les premières heures, la valeur du rapport chute brutalement à la base (60mm), traduisant une évaporation intense provoquée par la température élevée au contact de la plaque chauffante. Cette évaporation augmente localement la pression de vapeur, entraînant la migration de celle-ci vers les couches supérieures plus froides. On observe ensuite une diminution retardée du rapport $P_v/P_{v,sat}$ aux profondeurs de 45 et 30mm, indiquant le passage progressif du front de vapeur et la perte d'humidité dans ces zones. En revanche, la couche supérieure (15 mm) conserve des valeurs proches de l'unité pendant une période prolongée, ce qui

suggère la présence d'une zone de condensation. Après environ 150h, toutes les profondeurs présentent des rapports inférieurs à 0,3, signalant un état de séchage généralisé dans la colonne. Ce comportement met en évidence la forte influence du gradient de température sur la dynamique de la vapeur d'eau dans le sol, combinant évaporation, transport de vapeur et condensation successives.

La Figure IV-14.d illustre l'évolution du rapport $P_v/P_{v,sat}$ pour l'essai E4 réalisé avec une base à 30°C, conduit sous un gradient thermique plus faible que celui de l'essai E3. Le comportement global reste similaire, avec une diminution progressive du rapport à partir de la base vers la surface, traduisant un processus d'évaporation à la base et de transfert de vapeur vers le haut. Toutefois, les variations sont nettement plus modérées : la chute de $P_v/P_{v,sat}$ à 60mm est plus lente et atteint des valeurs moins faibles qu'à 40°C, indiquant une évaporation moins intense en raison du gradient thermique moins prononcé. Les couches médianes et supérieures conservent des valeurs proches de 1 pendant la majeure partie de l'essai. Lors de cet essai, le flux de vapeur généré à la base n'est pas suffisamment important pour induire une condensation perceptible, et l'évolution des rapports est contrôlée par l'évaporation en surface. Le flux de vapeur existe bien, mais il demeure faible comparé à celui observé à 40°C. Le gradient thermique dans ce cas, accélère légèrement le séchage par rapport à l'essai isotherme E2.

L'essai E5, réalisé avec une plaque refroidie à 5°C, permet d'observer le comportement du sol sous un gradient thermique inversé, c'est-à-dire lorsque la surface est plus chaude que la base. Dans ce cas, les précédents résultats ont montré que la vapeur d'eau formée en surface par évaporation migre vers le bas en suivant le gradient de température. Au contact des couches plus froides, cette vapeur se condense progressivement, ce qui conduit à une augmentation locale de la teneur en eau à la base. Les rapports $P_v/P_{v,sat}$ confirment cette dynamique: une diminution marquée en surface traduit une évaporation active, tandis que les valeurs proches de 1 dans les couches profondes indiquent une accumulation d'humidité liée à la condensation (Figure IV-14.c). Ce phénomène illustre le rôle du gradient thermique descendant dans le contrôle du transport de vapeur : l'énergie thermique disponible en surface entretient l'évaporation, alors que la zone froide agit comme un piège à vapeur. Ce type de comportement est comparable à ce qui peut se produire dans les

systèmes de stockage de chaleur après la phase de refroidissement, où l'humidité tend à se concentrer dans les zones moins chaudes, modifiant temporairement les propriétés hydriques et thermiques du sol. Le rapport pour l'éprouvette à 30mm reste proche de 1, tout comme les valeurs à 45 et 60mm. Cet essai a dû être interrompu en raison des pertes d'eau à la base. Il montre cependant l'importance de l'impact d'un refroidissement local sur les transferts hydriques dans les sols.

4.6.3. Essais cycliques

Pour l'essai cyclique EC1, durant la première phase de chauffage, les rapports diminuent rapidement à la base (60mm) (Figure IV-15.a), ce qui confirme une évaporation active sous l'effet du chauffage, similaire à celle observée dans l'essai E3 (Figure IV-14.b). Lors du passage à 20°C, le gradient thermique s'inverse et le rapport augmente légèrement à la base, formant un pic temporaire associé à l'inversion temporaire du sens du flux hydrique induite par le refroidissement. Cependant, cette réhumidification reste limitée : le rapport diminue de nouveau par la suite, traduisant la reprise du séchage dans l'ensemble de la colonne à mesure que le gradient thermique s'atténue et que la température devient homogène dans le sol.

Pour l'essai cyclique EC2, réalisé en conditions de flux de surface nul, durant la première phase de chauffage à 30°C, une légère diminution du rapport est observée à la base (60mm) (Figure IV-15.b), traduisant une évaporation modérée au contact de la plaque chauffante. Dans les couches médianes et supérieures, le rapport reste proche de 1, indiquant que la vapeur générée en profondeur reste piégée dans la colonne sans possibilité d'évacuation. Lors de la phase de refroidissement à 10°C, le gradient thermique s'inverse : le rapport augmente nettement à la base, traduisant la condensation de la vapeur migrante, tandis qu'il diminue dans les couches supérieures, où la teneur en eau commence à baisser sous l'effet du transfert descendant. Enfin, lors du réchauffement final à 30°C, les rapports reviennent progressivement vers leurs valeurs initiales, avec une légère diminution en profondeur liée à la reprise du processus d'évaporation. Ces résultats confirment qu'en conditions confinées, les transferts de vapeur sont internes au système et alternent entre évaporation et condensation selon le sens du gradient thermique, sans perte nette d'humidité vers l'extérieur.

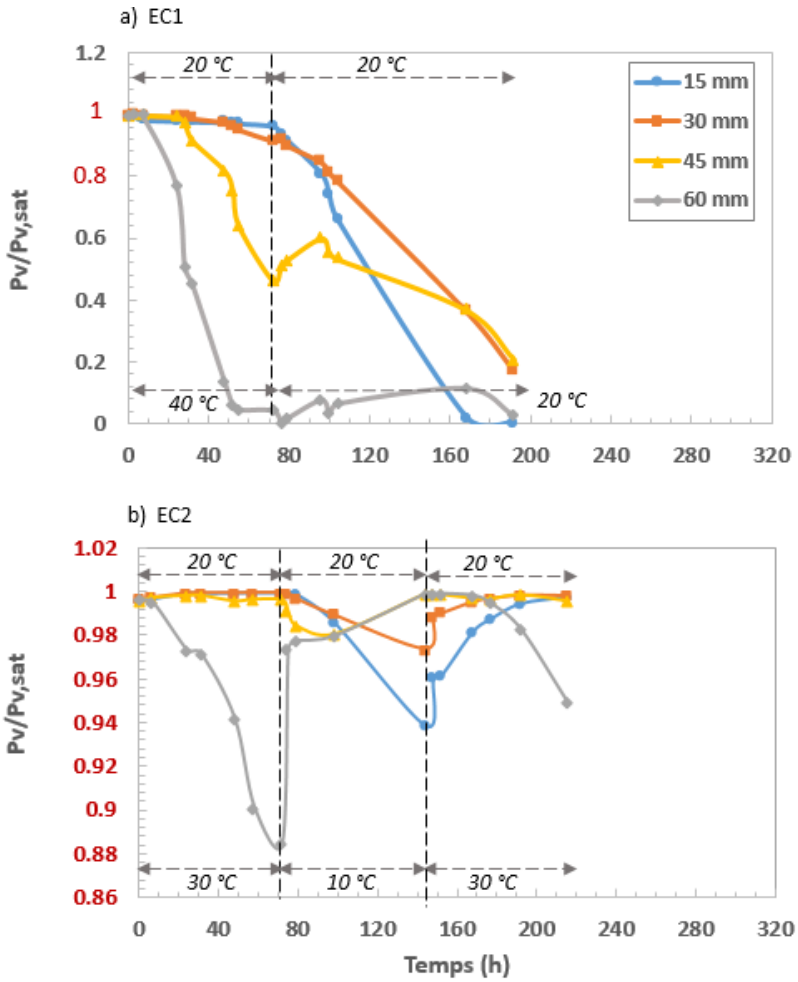


Figure IV-15: Évolution du rapport de la pression de vapeur ($P_v/P_{v,sat}$) calculé à l'aide de l'équation (3) à différentes profondeurs : a) essai cyclique EC1 ; b) essai cyclique EC2.

4.7. Conclusion

Les résultats obtenus à partir de l'ensemble des essais mettent en évidence la forte interdépendance entre les gradients thermiques, la teneur en eau et la dynamique des flux dans le sol. Sous des conditions isothermes, comme dans l'essai E2, le transfert d'eau reste principalement gouverné par l'évaporation en surface et par le gradient de succion. Le flux est alors unidirectionnel et faiblement variable dans le temps : l'humidité migre lentement du bas vers le haut, suivant un séchage progressif contrôlé par la succion.

Lorsque le sol est soumis à un gradient thermique, la situation devient plus complexe. Dans les essais non isothermes E3 et E4, le flux d'eau résulte de la superposition de deux processus : le transfert d'eau liquide, et le transfert de vapeur gouverné par le gradient de température. Le chauffage de la base engendre un flux ascendant de

vapeur qui diffuse vers les zones plus froides où elle se condense partiellement, modifiant la répartition locale de l'humidité. Cette double composante du transfert (liquide et vapeur) devient particulièrement importante à mesure que la teneur en eau commence à diminuer. La comparaison entre les essais E3 et E4 met en évidence l'importance de l'intensité du flux de vapeur. Dans l'essai E3, la plaque chauffante à 40 °C impose un gradient thermique localisé, créant une différence de température marquée entre la base chaude et la surface plus froide. Ce gradient accentue le flux de vapeur ascendant, conduisant à une redistribution rapide de l'humidité et à une intensité de transfert plus élevée. À l'inverse, dans l'essai E4, où la colonne est placée sur une plaque chauffante à 30°C, le gradient thermique interne est moins marqué. Le transfert de vapeur y reste donc diffusif mais moins intense, et plus stable dans le temps. Cette comparaison montre que l'intensité du gradient thermique contrôle directement la dynamique du flux de vapeur et, par conséquent, la vitesse de séchage du sol.

L'analyse des essais cycliques (EC1 et EC2) illustre le rôle déterminant de l'histoire thermique sur la dynamique des flux. Dans l'essai EC1 (40–20°C), l'inversion du gradient de température entraîne une inversion du flux, puis une stabilisation progressive du système. Dans l'essai EC2 (30–10–30°C), la réponse est plus subtile : la phase de refroidissement conduit à une accumulation d'eau en profondeur, modifiant la distribution de l'humidité et la conductivité locale. Lors du réchauffement suivant, cette humidité stockée en bas agit comme une source, amplifiant et prolongeant le flux ascendant. Ce comportement illustre un phénomène de mémoire hydrique : le sol garde la trace de son état antérieur et sa réponse dépend non seulement du gradient imposé, mais aussi de la répartition d'humidité héritée du cycle précédent.

Ces résultats expérimentaux traduisent fidèlement les processus qui se produisent à proximité des échangeurs thermiques dans les systèmes de stockage souterrain de chaleur. Lors des phases de charge (chauffage), la température élevée autour des échangeurs engendre une migration de vapeur vers les zones plus froides, provoquant un dessèchement local et une redistribution de l'humidité dans le massif. Lors des phases de décharge (refroidissement), la condensation réhumidifie partiellement le sol, mais cette réversibilité reste incomplète en particulier si l'eau

déplacée a atteint l'interface sol-atmosphère. Une partie de l'eau déplacée reste redistribuée, créant une hétérogénéité durable de la teneur en eau.

Ainsi, les cycles thermiques répétés conduisent à une évolution progressive de l'état hydrique du sol : les zones proches des sources de chaleur tendent à se dessécher, tandis que les régions plus éloignées accumulent l'humidité. Cette redistribution modifie la conductivité hydraulique et thermique locale, influençant directement la performance du stockage au fil des cycles. L'intensité du flux de vapeur et les mécanismes de transport de vapeur apparaissent comme des paramètres essentiels pour la compréhension et la modélisation du comportement thermohydrique.

Au-delà des effets thermohydriques, les gradients combinés de température et d'humidité peuvent induire des contraintes internes dans le sol, susceptibles de provoquer des déformations différentielles et l'apparition de fissures. Ces fissures modifient la perméabilité locale, la connectivité des pores et donc les voies de transfert de chaleur et d'eau, créant une rétroaction directe sur le comportement global. L'analyse de ces processus de fissuration constitue une étape essentielle pour évaluer la durabilité et la stabilité du sol soumis à des cycles thermiques répétés dans le cadre du stockage de chaleur dans les sols superficiels. Des essais de fissuration sont réalisés dans une enceinte climatique en appliquant différentes températures de 20°C, 30°C, 40°C et sous des cycles de séchage–humidification. Des images ont été acquises tout au long des essais (Annexe 3). Les résultats ont montré que, malgré sa faible teneur en argile, le limon de Plaisir a présenté des fissurations qui se sont intensifiées avec l'augmentation de la température et la répétition des cycles. L'analyse de ces résultats et leur comparaison avec les états de surface des éprouvettes sollicitées dans la colonne, pourront être réalisés dans des études ultérieures.

Dans l'ensemble, ce chapitre met en évidence la complexité du couplage entre chaleur, humidité et structure poreuse. Il montre que la vapeur joue un rôle majeur dans le transfert d'eau, même sous de faibles gradients de température. L'intensité du flux, sa composante diffusive et les effets de mémoire observés constituent des éléments essentiels à intégrer dans la modélisation thermohydrique. Ces résultats expérimentaux forment ainsi une base solide pour le chapitre suivant, consacré à la simulation numérique visant à reproduire et interpréter les mécanismes observés à

terme d'intégrer ces phénomènes lors de la modélisation des systèmes géothermiques de très faible profondeur.

Chapitre V. Analyse numérique des transferts thermo-hydriques en vue du stockage de chaleur dans les remblais de sol

5.1. Introduction

Les essais expérimentaux menés dans ce travail ont mis en évidence l'influence marquée de la température sur le comportement hydrique des sols fins compactés. Les gradients thermiques génèrent une redistribution non uniforme de l'humidité, liée à des transferts complexes entre les phases liquide et vapeur. À température élevée, le séchage s'accélère, la conductivité hydraulique varie et les flux d'eau sont amplifiés, notamment en raison de la baisse de la viscosité de l'eau et de l'intensification des transferts de vapeur. Une migration ascendante de l'humidité a également été observée, traduisant le déplacement d'eau des zones chaudes vers les zones plus froides sous l'effet conjugué de la diffusion de vapeur et de la capillarité.

Cependant, la complexité des interactions entre transferts de chaleur et d'eau rend leur interprétation difficile. Ces phénomènes thermo-hydriques sont fortement couplés et transitoires : la température influence la teneur en eau, qui modifie à son tour les propriétés thermiques du sol, créant des rétroactions difficiles à isoler.

Dans ce contexte, la modélisation numérique constitue un outil complémentaire essentiel. Elle permet de représenter les transferts couplés d'eau et de chaleur,

d'évaluer la sensibilité du système aux paramètres physiques et de reproduire, voire prédire, le comportement du sol sous différentes conditions thermiques. Elle contribue également à tester les hypothèses expérimentales et à explorer des configurations impossibles à reproduire en laboratoire.

Dans la perspective du stockage de chaleur dans les remblais, la modélisation est indispensable pour comprendre et optimiser les échanges thermo-hydriques, anticiper la réponse du sol aux cycles thermiques répétés et dimensionner les dispositifs de stockage.

Ce chapitre présente la modélisation thermo-hydrique du sol étudié. Une première partie expose les approches existantes dans la littérature pour décrire les transferts couplés de chaleur et d'eau dans les milieux non saturés. La seconde détaille la démarche de modélisation adoptée, les équations et les conditions aux limites, puis confronte les résultats de simulation aux données expérimentales afin d'évaluer la pertinence du modèle et de préparer la conception d'un prototype de stockage de chaleur dans un remblai compacté.

5.2. Synthèse des travaux antérieurs sur la modélisation thermo-hydrique des sols non saturés

Les premiers modèles couplés de transfert d'eau et de chaleur ont été proposés par Philip and De Vries (1957). Leurs travaux, appliqués à des sols sableux, ont démontré que la température peut induire un flux d'humidité ascendant, même en l'absence de gradient de succion. Par la suite, De Vries (1958,1963) a affiné la description des transferts de chaleur et d'eau en introduisant la dépendance des propriétés thermiques à la teneur en eau, ouvrant la voie à une modélisation couplée complète. Dans les années 1980, Milly (1982, 1984) a proposé un cadre rigoureux basé sur la théorie du potentiel chimique, permettant de décrire les transferts de vapeur en fonction de la succion et de la température. Nassar and Horton (1992a) ont proposé un modèle complet décrivant le transfert simultané de chaleur, d'eau et de solutés dans les sols non saturés. Pour cela, ils ont formulé trois équations couplées basées sur les bilans de masse et d'énergie, intégrant les transferts d'eau liquide et de vapeur, ainsi que la dépendance des coefficients de diffusion à la température, à la teneur en eau et à la concentration en solutés. Ensuite, Nassar and Horton (1992b) ont mené

des essais en colonnes de sols de différentes textures qui ont permis de valider ce modèle. Les résultats ont montré une migration d'eau vers les zones froides et une accumulation de soluté vers les zones chaudes. Le modèle reproduit bien les observations pour des faibles concentrations en soluté et des teneurs en eau élevées, mais sous-estime les transferts hydriques à forte salinité, soulignant la complexité du couplage thermo-hydro-chimique dans les milieux non saturés.

Shinomiya et al. (2001) ont évalué l'influence du paramètre de tortuosité sur la prédiction de la conductivité hydraulique non saturée de sols forestiers à l'aide du modèle de Mualem–van Genuchten. En optimisant ce paramètre pour un grand nombre d'échantillons, les auteurs ont montré qu'il variait fortement selon les caractéristiques du sol, avec des valeurs comprises entre −5,23 et +3,20, et une moyenne d'environ −0,94. Ils ont également réalisé la comparaison entre les conductivités hydrauliques observées et celles calculées selon le modèle de Mualem–van Genuchten en remplaçant la valeur standard proposée par le modèle, par une valeur ajustée, proche de −0,77 (Figure V-1). On observe clairement sur la (Figure V-1.b), que les points traduisent une amélioration notable de la corrélation entre les valeurs simulées et mesurées et donc de la précision des prédictions.

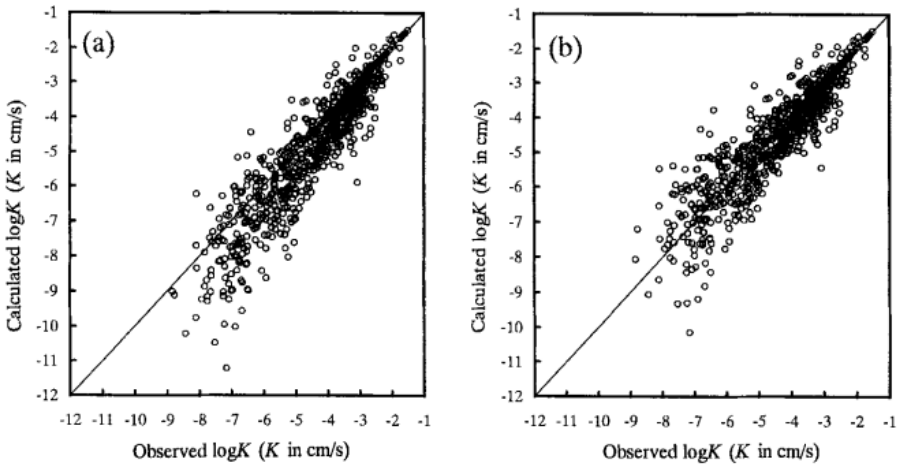


Figure V-1: Relations entre les valeurs observées et prédites du log K obtenues en utilisant la valeur de paramètre de tortuosité: a) égale à 0,5 et b) égale à -0,77, valeur optimisée dans l'étude de Shinomiya et al. (2001).

Saito et al. (2006) ont développé un module numérique dans le code HYDRUS-1D permettant de résoudre de manière couplée les équations gouvernant le transport de l'eau liquide, de la vapeur d'eau et de la chaleur dans la zone non saturée. En

s'appuyant sur cette base, Smits et al. (2011) ont étendu l'approche à des conditions thermiques transitoires représentatives de la zone superficielle du sol, afin d'analyser plus finement les interactions entre flux liquide, vapeur et chaleur. Ces auteurs ont comparé deux formulations du changement de phase : le modèle à équilibre de phase (EPC), qui suppose des échanges instantanés entre les phases liquide et vapeur, et le modèle hors équilibre (NEPC), qui introduit un processus cinétique de relaxation vers l'équilibre. Dans le modèle NEPC, le taux de changement de phase (R_{gw}) est exprimé comme proportionnel à la différence entre la pression de vapeur réelle et celle à l'équilibre à l'interface eau–air, selon la relation :

$$R_{gw} = b(\rho_w - \rho_{rw})(\frac{RT}{M_w})(C_{vs}H_{re} - \rho_v) \quad \text{(V.1)}$$

Où b est un coefficient de transfert de masse empirique, ajusté expérimentalement, C_{vs} la concentration de vapeur saturée dépendant de la température, et H_{re} l'humidité relative déterminée à partir de l'équation de Kelvin. Le paramètre b traduit la vitesse de relaxation vers l'équilibre et dépend des propriétés du sol (porosité, taille des pores, teneur en eau). Parallèlement, une expression empirique du facteur d'amplification de la diffusion de vapeur η_e, dérivée de Cass et al. (1984) et Campbell (1985), incluant une constante empirique « a » permettant d'ajuster la diffusion de vapeur dans les pores, a été adoptée :

$$\eta_e = a + 3\frac{\theta}{\theta_s} - (a-1)\exp\left\{-[\left(1 + \frac{2{,}6}{\sqrt{f_c}}\right)\frac{\theta}{\theta_s}]^3\right\} \quad \text{(V.2)}$$

Où f_c est la fraction massique d'argile dans le sol [-].

Une calibration simple, avec des valeurs optimales de a = 18,2 et b = 2,1×10⁻⁵, a permis d'obtenir une très bonne concordance entre les simulations et les mesures expérimentales sur un sol sableux, avec des coefficients de détermination R^2 compris entre 0,946 et 0,991. Le paramètre a contrôle l'intensité de la diffusion de vapeur et l'évaporation cumulée, tandis que b régit la vitesse du changement de phase. Les résultats ont montré que le flux de vapeur est principalement diffusif et que le modèle hors équilibre capture fidèlement les stades du séchage, contrairement au modèle à l'équilibre qui tend à surestimer l'évaporation aux faibles saturations (Figure V-2).

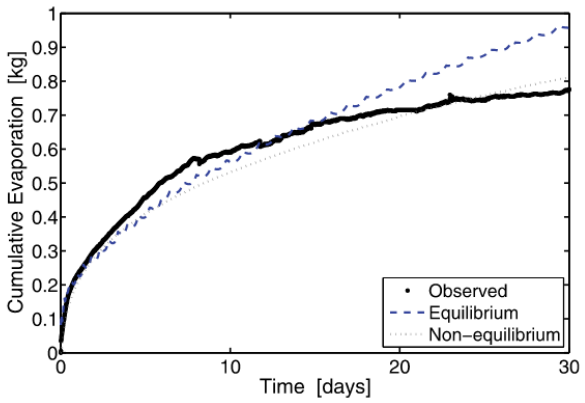


Figure V-2: Évaporation cumulée simulée et observée en fonction du temps pour les modèles à équilibre et hors équilibre (Smits et al., 2011).

Dans la même optique, Kumar et al. (2025) ont utilisé le logiciel COMSOL Multiphysics pour simuler le transfert couplé de chaleur et d'humidité dans un sol sablo-limoneux soumis à des gradients thermiques verticaux, en appliquant également les deux formulations EPC et NEPC. Les résultats montrent que les deux approches produisent des résultats similaires pour des gradients thermiques modérés et des saturations élevées, mais divergent lorsque le sol devient sec. Le modèle EPC, plus simple sur le plan numérique, présente des instabilités de convergence en conditions sèches ; cette instabilité a pu être corrigée par l'introduction d'un facteur de correction lié à l'humidité résiduelle dans le coefficient de diffusion de vapeur. À l'inverse, la formulation NEPC, qui intègre explicitement la cinétique du changement de phase liquide–vapeur à travers le coefficient de transfert de masse, évite ces instabilités mais requiert une détermination expérimentale précise de ce paramètre, dépendant de la microstructure du sol et des conditions environnementales. Les auteurs concluent que la méthode EPC reste la plus adaptée aux applications géothermiques peu profondes, tandis que la NEPC décrit plus fidèlement les phénomènes transitoires rapides dans les sols faiblement saturés.

Plusieurs codes numériques existent pour la modélisation des transferts en milieu poreux (PORFLOW, PRZM, TRACES, PESTAN, MACRO, etc.). Les codes TRACES et PESTAN ne traitent que des milieux entièrement saturés, tandis que MACRO s'intéresse à la dynamique microscopique des pores, ce qui ne correspond pas à l'échelle macroscopique adoptée dans cette recherche. De plus, les logiciels PORFLOW et PRZM sont payants et non déterministes, alors que HYDRUS repose

sur une approche mécaniste et déterministe, entièrement adaptée à la compréhension des processus physiques gouvernant les transferts couplés dans le sol.

Au regard de ces différents travaux, le logiciel HYDRUS-1D a été retenu pour la modélisation numérique de l'effet de la température sur le comportement hydrique du sol étudié. Ce choix s'explique par la robustesse du cadre théorique sur lequel repose le code, dérivé du modèle de Philip and De Vries (1957) et des formulations hydrauliques de Mualem-van Genuhten (1980). HYDRUS permet de résoudre de manière couplée les équations de transfert d'eau liquide, de vapeur et de chaleur dans les milieux poreux non saturés. De plus, le module développé par Saito et al. (2006) intègre explicitement les processus de diffusion de vapeur et de convection de chaleur latente, ce qui le rend particulièrement adapté à l'analyse des phénomènes observés expérimentalement lors du séchage en colonne chauffée. Son interface flexible permet la calibration et la simulation des profils de succion, de teneur en eau et de température à différentes profondeurs, en conditions transitoires. Enfin, son approche unidimensionnelle est bien adaptée à la géométrie de la colonne expérimentale utilisée dans cette étude, où les transferts principaux s'effectuent selon un axe vertical.

5.3. Présentation générale du logiciel HYDRUS-1D

La gamme de logiciels HYDRUS repose sur la résolution numérique des équations de Richards pour l'écoulement en milieu saturé ou non saturé, ainsi que les équations de type advection-dispersion pour les transferts de chaleur et de solutés. HYDRUS-1D repose sur la méthode des éléments finis pour la discrétisation spatiale et sur des schémas de différences finies pour la discrétisation temporelle. Le code permet d'utiliser différents modèles de description des propriétés hydrodynamiques du sol, notamment les modèles de Mualem–van Genuchten (1980) et de Brooks et Corey (1964), afin de paramétrer la courbe de rétention et la conductivité hydraulique non saturée.

L'interface graphique interactive facilite la définition des conditions initiales et aux limites, le maillage du domaine, et la visualisation des résultats (pressions, teneurs en eau, flux hydriques et thermiques, etc.). Le code fournit, pour chaque nœud du maillage, les valeurs de pression, de teneur en eau, de flux hydriques et thermiques, et les composantes du vecteur vitesse.

5.3.1. Prétraitement- Géométrie et discrétisation

Avant de réaliser la simulation numérique, il est nécessaire de définir les processus physiques à activer dans le modèle. Cette étape, appelée prétraitement, consiste à sélectionner les phénomènes que l'on souhaite simuler, à configurer la géométrie du domaine, les propriétés du sol, les conditions initiales et aux limites, ainsi que les paramètres de discrétisation spatiale et temporelle.

Dans le cas isotherme, seul le transfert d'eau est considéré. Cette configuration correspond à une étude hydrique pure, où la température est supposée constante dans tout le milieu, et où l'on cherche à simuler l'évolution de la teneur en eau, de la succion et du flux hydrique en fonction du temps et de la profondeur. Elle est adaptée à la simulation de l'essai E2 du chapitre II réalisé à 20°C, où les gradients thermiques sont négligeables.

Dans le cas non isotherme, le transfert d'eau est couplé au transfert de chaleur. Cette configuration permet à HYDRUS-1D de résoudre de manière couplée l'équation de Richards pour l'écoulement d'eau et l'équation de conduction–convection thermique pour la chaleur. Ce couplage prend en compte la conduction thermique dans le solide, la convection par le flux d'eau liquide, et le transport de vapeur d'eau lié au gradient de température. Ce paramétrage correspond aux essais E3, E4 et E5, dans lesquels un gradient thermique vertical est imposé entre la base chauffée ou refroidie de la colonne et la surface ouverte à l'air libre. Ce gradient induit une redistribution de l'humidité et des transferts énergétiques, caractéristiques du comportement thermohydrique du sol.

La seconde étape consiste à définir la géométrie du domaine étudié, c'est-à-dire la configuration spatiale du profil de sol dans lequel les transferts seront simulés.

Le prétraitement consiste aussi à définir la discrétisation temporelle, c'est-à-dire les paramètres de temps utilisés pour la résolution numérique des équations de transfert. Cette étape permet de fixer la durée totale de la simulation, les pas de temps minimaux et maximaux, ainsi que la prise en compte éventuelle de conditions aux limites variables dans le temps.

En raison du caractère fortement non linéaire de l'équation de Richards, une procédure itérative est utilisée pour obtenir la solution du système d'équations à chaque pas de temps. À chaque itération, le programme linéarise l'équation de Richards et forme un système d'équations algébriques correspondant à la matrice globale du problème.

Après chaque inversion de matrice, les coefficients de conductivité hydraulique et les contenus en eau sont réévalués à partir de la solution obtenue, puis les équations sont résolues à nouveau avec ces nouvelles valeurs. Le processus se poursuit jusqu'à atteindre un critère de convergence satisfaisant.

5.3.2. Définition du modèle hydrique du sol

Dans cette étude, le modèle hydrique de van Genuchten–Mualem (1980) a été utilisé pour représenter la relation entre la succion, la teneur en eau et la conductivité hydraulique non saturée du sol. Les paramètres caractéristiques du modèle (α, n, m) ont été déterminés à partir des résultats expérimentaux obtenus à 20 °C. Ces mêmes valeurs ont été utilisées pour les deux simulations, isotherme (20 °C) et non isotherme. Dans le cas non isotherme, la dépendance à la température a toutefois été activée. Le logiciel corrige alors automatiquement les effets de la température sur les propriétés hydrodynamiques du sol, notamment la viscosité de l'eau et la conductivité hydraulique à saturation. Ainsi, bien que les paramètres de van Genuchten soient identiques à ceux utilisés à 20 °C, HYDRUS ajuste les valeurs effectives au cours du calcul pour tenir compte des variations thermiques et de leur influence sur les transferts d'eau.

5.3.3. Dépendance en température des fonctions hydrauliques du sol

En se basant sur la théorie capillaire, qui suppose que l'influence de la température sur la pression capillaire de l'eau dans le sol peut être prédite quantitativement à partir de son effet sur la tension de surface, Philip and De Vries (1957) ont établi l'équation suivante :

$$\frac{dh}{dT} = \frac{h}{\sigma}\frac{d\sigma}{dT} \qquad \text{(V.3)}$$

Où T est la température (en kelvins) et σ la tension de surface à l'interface air-eau.

À partir de cette relation, il en découle que :

$$h_T = \frac{\sigma_T}{\sigma_{ref}} h_{ref} = \alpha_h^* h_{ref} \quad \text{(V.4)}$$

Où h_T et h_{ref} représentent les charges hydrauliques, et σ_T et σ_{ref} les tensions de surface à la température T et à la température de référence T_{ref}. Le terme α_h^* est le facteur d'échelle thermique appliqué à la charge de pression.

Selon Constantz (1982), la dépendance en température de la conductivité hydraulique peut être exprimée comme suit :

$$K_T(\theta) = \frac{\mu_{ref}}{\mu_T} \frac{\rho_T}{\rho_{ref}} K_{ref}(\theta) = \alpha_K^* K_{ref}(\theta) \quad \text{(V.5)}$$

$$\mu_T = \frac{1{,}787 - 0{,}007T}{1 + 0{,}03225T}$$

$$\rho_T = 1 - 7{,}37\ 10^{-6}(T-4)^2 + 3{,}79\ 10^{-8}(T-4)^3$$

Où K_{ref}et K_T désignent les conductivités hydrauliques à la température de référence T_{ref}et à la température du sol T, respectivement ; μ_{ref} et μ_T sont les viscosités dynamiques de l'eau $(g\ m^{-1}s^{-1})$, et ρ_{ref}et ρ_T les densités de l'eau $(g\ cm^{-3})$, aux températures T_{ref} et T. Le facteur α_K^* représente ainsi le facteur de mise à l'échelle thermique de la conductivité hydraulique.

5.3.4. Ecoulement liquide-vapeur

Un modèle d'écoulement biphasique en zone non saturée a été proposé (Saito et al., 2006).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial_{qL}}{\partial z} - \frac{\partial q_v}{\partial} \quad \text{(V.6)}$$

$$avec\ \theta = \theta_l + \theta_v$$

$$q_L = K_{Lh}\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right) - K_{LT}\frac{\partial T}{\partial z}$$

$$q_V = -K_{vh}\frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT}\frac{\partial T}{\partial z}$$

Avec θ, θ_l, θ_v sont les teneurs en eau volumique (totale, liquide, vapeur) ; h, T, z désignent la charge hydraulique, la température et la profondeur ; q_L , q_v sont les flux d'eau liquide et de vapeur. Les perméabilités hydraulique (liquide) isotherme et thermique sont identifiées K_{Lh}, K_{LT} et les perméabilités hydrauliques (vapeur) isotherme et thermique sont identifiées K_{Vh}, K_{vT}.

L'équation qui provient de la formulation de l'équation de conservation de l'eau dans les milieux non saturés couplée au transfert de chaleur, qui exprime la perméabilité relative en fonction de la teneur en eau volumique peut donc s'écrire :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K_{\mathrm{T}h}\frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{\mathrm{T}T}\frac{\partial T}{\partial z}\right] \quad avec\ K_{\mathrm{T}h} = K_{Lh} + K_{vh};\ K_{\mathrm{T}T} = K_{LT} + K_{vT} \tag{V.7}$$

La perméabilité hydraulique isotherme (K_{Lh}) correspond à celle du sol en tenant compte uniquement de sa non-saturation. K_{LT} peut être définie comme suit (Noborio et al., 1996a, 1996b; Saito et al., 2006).

$$K_{LT}(T) = K_{Lh}(h)(hG_{wT}\frac{1}{\gamma_0}\frac{d\gamma}{dT}) \tag{V.8}$$

Où G_{wT} est le facteur de gain, qui quantifie la dépendance à la température de la courbe de rétention d'eau du sol (Nimmo et Miller, 1986), γ est la tension de surface de l'eau du sol [MT^{-2} ou $J{\cdot}m^{-2}$], et γ_0 est la tension de surface à 25 °C (= 71,89 g s^{-2}). La dépendance de γ à la température s'exprime comme suit (γ en [g s^{-2}] et T en [°C]) :

$$\gamma = 75{,}6 - 0{,}1425T - 2{,}38\ 10^{-4}T^2 \tag{V.9}$$

Les perméabilités hydrauliques isotherme (vapeur) (K_{vh}) et thermique (K_{vT}) sont décrites comme suit (Nassar and Horton, 1989; Noborio et al., 1996b; Fayer, 2000) :

$$K_{vh} = \frac{D_v}{\rho_w}\rho_{vs}\frac{Mg}{R_u T}H_r \tag{V.10}$$

$$K_{vT} = \frac{D_v}{\rho_w}\eta_e H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT} \tag{V.11}$$

où D_v est la diffusivité de la vapeur dans le sol ($m^2.s^{-1}$), ρ_{vs} la masse volumique de la vapeur saturée ($kg.m^{-3}$), *M* la masse moléculaire de l'eau (0,018015 $kg.mol^{-1}$), *g* l'accélération de la pesanteur, R_u la constante universelle des gaz, η_e le facteur d'amplification de diffusion de vapeur (enhancement factor) (Cass et al., 1984), et H_r l'humidité relative [-].

La diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol, D_v, est définie comme suit :

$$D_v = \tau_g a_v D_a \tag{V.12}$$

Où a_v est la porosité remplie d'air [-], τ_g le facteur de tortuosité tel que défini par Millington and Quirk (1961), et D_a la diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air [$m^2.s^{-1}$] à la température T [K] Campbell (1985) :

$$D_a = 2.12\ 10^{-5}(\frac{T}{273{,}15})^2 \tag{V.13}$$

La masse volumique de la vapeur saturée, ρ_{vs} (kg m^{-3}), en fonction de la température, peut s'exprimer comme suit :

$$\rho_{vs} = 10^{-3}\frac{\exp(31{,}3716 - \frac{6014{,}79}{T} - 7{,}92495\ 10^{-3}\ T)}{T} \tag{V.14}$$

et l'humidité relative, H_r (Philip and De Vries, 1957):

$$H_r = \exp(\frac{hMg}{RT}) \quad \text{(V.15)}$$

Lorsque les phases liquide et vapeur de l'eau présentes dans les pores du sol sont en équilibre, la densité de vapeur du sol peut être exprimée comme le produit de la densité de vapeur saturée et de l'humidité relative.

$$\rho_v = \rho_{vs} H_r \quad \text{(V.16)}$$

La teneur volumique en vapeur d'eau, θ_v, est exprimée ici en termes de teneur en eau équivalente, comme suit :

$$\theta_v = \rho_v \frac{\theta_s - \theta}{\rho_w} = \rho_{vs} H_r \frac{\theta_s - \theta}{\rho_w} \quad \text{(V.17)}$$

Le code HYDRUS-1D utilise le facteur d'amplification de diffusion de vapeur η_e, pour décrire l'augmentation du flux thermique de vapeur résultant de la présence d'îlots de liquide et de gradients de température accrus dans la phase gazeuse (Philip and De Vries, 1957). η_e tel que formulé pour la première fois par Cass et al. (1984), peut être exprimé comme suit Campbell (1985):

$$\eta_e = 9{,}5 + 3\frac{\theta}{\theta_s} - 8{,}5 \exp\left\{-\left[\left(1 + \frac{2{,}6}{\sqrt{f_c}}\right)\frac{\theta}{\theta_s}\right]^4\right\} \quad \text{(V.18)}$$

Où f_c est la fraction massique d'argile dans le sol [-].

5.3.5. Conditions aux limites et conditions initiales

5.3.5.1. Conditions hydriques aux limites

Les conditions aux limites sont imposées aux extrémités du domaine de calcul, ainsi que la condition initiale du profil de sol, pour reproduire fidèlement les conditions expérimentales des essais de séchage en colonne.

Condition à la limite supérieure : Pour la limite supérieure, correspondant à la surface libre du sol, la condition choisie est de type « Variable Pressure Head/Flux »**.** Cette option permet d'ajuster automatiquement la succion ou le flux hydrique en fonction de l'évolution de la teneur en eau à la surface. Elle reproduit ainsi le processus de séchage observé dans l'expérience, où la surface du sol était ouverte à l'air libre après une période initiale de confinement. Cette condition est la plus adaptée pour représenter simultanément l'évaporation naturelle du sol à la surface et les variations de succion induites par la perte d'eau au fil du temps.

Condition à la limite inférieure : La limite inférieure, correspondant à la base de la colonne, a été définie comme une condition de flux constant nul. Cette configuration est cohérente avec la situation expérimentale.

5.3.5.2. Conditions initiales

Les conditions initiales ont été exprimées en teneur en eau volumique, afin de correspondre directement aux mesures expérimentales réalisées avant le début du séchage. Cette approche permet d'imposer une distribution initiale uniforme de la teneur en eau dans la colonne, correspondant à l'état compacté initial avant ouverture de la surface.

Autres choix possibles : il aurait également été possible d'imposer en surface une condition de pression variable (Variable Pressure Head) si des mesures directes de succion étaient disponibles.

5.3.6. Paramètres de transfert de chaleur

Dans les cas non isothermes, les propriétés thermiques du sol, nécessaires à la résolution du transfert de chaleur dans le milieu poreux, doivent être définis. Ces paramètres contrôlent la conductivité thermique du sol, sa capacité calorifique volumique et la façon dont la chaleur est transportée dans le domaine simulé.

Conductivité thermique : Le modèle retenu est celui de Campbell (1985)**,** qui établit la conductivité thermique effective du sol à partir de sa composition minéralogique et de son état hydrique.

$$\lambda_0(\theta) = A + B\theta - (A - D)e^{-(C\theta)^4} \quad \text{(V.19)}$$

$$A = \frac{0{,}57 + 1{,}73\theta_q + 0{,}93\theta_m - 2{,}8\theta_n(1-\theta_n)}{1 - 0{,}74\theta_q - 0{,}49\theta_m}$$

$B = 2.8\theta_n$, $C = 1 + 2.6\theta_c^{-1/2}$ et $D = 0.03 + 0.7\theta_n^2$

Avec : θ_n, θ_q, θ_c et θ_m : les fractions volumiques de solide, quartz, argile et autres minéraux

Ce modèle relie la conductivité thermique à la teneur en eau et à la proportion de minéraux présents, notamment le quartz, dont la conductivité thermique est nettement supérieure à celle des autres constituants du sol. Ce choix a été privilégié car le modèle de Campbell est stable numériquement et particulièrement adapté aux sols fins, tels que celui utilisé dans nos essais. Il permet également de tenir compte de la variation de conductivité en fonction du degré de saturation, ce qui est essentiel pour représenter les transferts couplés chaleur–eau pendant le séchage.

Capacité thermique (De Vries, 1963): La capacité thermique d'un sol est déterminée par ses différents constituants :

$$C_s = f_m C_m + f_w C_w \quad \text{(V.20)}$$

Avec :f_m, f_w: Fraction volumique (minérale, eau); C_m, C_w: Capacité thermique volumique (minérale, eau). Des valeurs expérimentales des différentes capacités thermiques ont été déterminées (De Vries, 1963).

$$C_s = 1{,}92\ 10^6\ f_m + 4{,}18\ 10^6\ f_w \quad \text{(V.21)}$$

5.3.7. Conditions thermiques aux limites

Dans les cas non isothermes, la base de la colonne, en contact avec la plaque chauffante, est modélisée par une condition de température imposée (Température BC). La température est maintenue constante pendant toute la durée de la simulation, ce qui représente fidèlement le fonctionnement thermostatique de la plaque.

La surface du sol, ouverte à l'air ambiant, est également définie par une condition de température imposée (Température BC). La température est fixée à la valeur ambiante mesurée (20 °C dans notre cas). Cette configuration établit un gradient thermique vertical réaliste entre la base chauffée et la surface.

5.3.8. Conditions aux limites temporelles

Le tableau des conditions aux limites temporelles a été défini à partir des mesures expérimentales de perte de masse et des températures imposées. Le flux de surface, correspondant au flux net d'eau sortant par la surface libre du sol, calculé à partir des pertes de masse mesurées expérimentalement, a été introduit en fonction du temps.

Les températures ont été fixées à 20 °C à la surface et à la base dans le cas isotherme tandis que la base devient fixée à 40 °C dans le cas non isotherme, reproduisant le gradient thermique observé expérimentalement. La succion critique maximale (hCritA) a été fixée à 10^6 cm afin d'éviter toute limitation numérique du séchage de surface.

5.3.9. Post traitement

Après la phase de simulation, le post-traitement consiste à exploiter et analyser les résultats fournis par HYDRUS-1D afin d'évaluer la validité du modèle et d'interpréter les processus de transfert dans le sol. HYDRUS génère un ensemble de sorties numériques détaillées, comprenant les profils temporels et spatiaux de la teneur en eau, de la charge hydraulique, de la température, des flux d'eau, ainsi que des flux de chaleur.
Ces sorties peuvent être exportées pour traitement complémentaire permettant d'établir des comparaisons quantitatives avec les mesures expérimentales.

Le post-traitement inclut également le suivi des points d'observation définis dans le domaine de calcul, correspondant aux positions des capteurs expérimentaux. À chaque point, HYDRUS fournit l'évolution temporelle des variables simulées, ce qui permet d'analyser la dynamique locale des transferts hydriques et thermiques et de la comparer aux données mesurées.

5.4. Stratégies de simulation

Dans cette étude, deux approches de simulation ont été utilisées : la simulation directe et la simulation inverse. Elles permettent d'analyser le comportement hydrique et thermique du sol à partir des essais expérimentaux réalisés, mais elles diffèrent par la manière dont les paramètres du sol sont introduits et ajustés dans le modèle.

5.4.1 Simulation directe

La simulation directe consiste à utiliser directement dans HYDRUS les paramètres hydriques mesurés expérimentalement en laboratoire. Cette méthode repose donc sur les valeurs déterminées à partir des essais réalisés au laboratoire (courbe de rétention, conductivité hydraulique, paramètres de van Genuchten, etc.).

Toutes les étapes précédemment présentées (définition du maillage, conditions initiales, conditions aux limites hydriques et thermiques, et choix des paramètres du sol) correspondent à cette approche de simulation directe. Elle permet d'obtenir une première reproduction numérique du comportement observé expérimentalement, en vérifiant la cohérence globale du modèle et la sensibilité des paramètres.

5.4.2. Simulation inverse

La simulation inverse permet d'estimer ou d'ajuster automatiquement certains paramètres hydriques du sol (tels que α, n, ou K_s) à partir des données expérimentales disponibles. Une fois cette option activée, un menu spécifique permet de sélectionner les paramètres à calibrer et d'introduire les données expérimentales à utiliser pour la comparaison (teneur en eau, succion, flux, etc.).

Le logiciel procède alors à une optimisation automatique des paramètres choisis, en minimisant la différence entre les valeurs simulées et les valeurs mesurées expérimentalement.
Cette optimisation repose sur l'algorithme de Marquardt–Levenberg, qui ajuste les paramètres de manière itérative jusqu'à obtenir la meilleure concordance possible entre simulation et expérience.

L'approche inverse fournit ainsi un jeu de paramètres "effectifs" permettant de mieux représenter les conditions réelles du sol et les effets thermiques observés, tout en améliorant la fiabilité du modèle.

5.5. Résumé des paramètres et modèles

Afin de reproduire numériquement le comportement hydrique et thermique observé expérimentalement, différents paramètres physiques et modèles constitutifs ont été intégrés dans le code HYDRUS-1D. Cette section présente une synthèse de l'ensemble des modèles théoriques utilisés pour la description des propriétés hydrauliques et thermiques du sol (Tableau V-1) ainsi que les paramètres correspondants adoptés pour les simulations.

Tableau V-1: Synthèse des modèles théoriques utilisés pour la description des propriétés hydrauliques et thermiques du LP

	Isotherme	Non isotherme
Ecoulement de l'eau	van Genuchten-Mualem (1980)	van Genuchten-Mualem (1980)
Influence de la température sur l'écoulement	-	Šimůnek et al. (2005)
Transfert de chaleur	-	Campbell (1985) De Ghislain (1986) De Vries (1963)
Ecoulement liquide/ vapeur	Saito et al. (2006)	Saito et al. (2006)

5.5.1. Ecoulement de l'eau en milieu non saturé (van Genuchten, 1980)

Les paramètres d'entrée pour le modèle de van Genuchten sont résumés dans le Tableau V-2.

Tableau V-2: Paramètres pour le modèle d'écoulement en milieu non saturé

Ecoulement en milieu saturé				
Paramètres	Notation	Unité	Valeur	Origine
Teneur en eau résiduelle	θ_r	-	0,03	Chapitre II
Teneur en eau à saturation	θ_s	-	0,325	Chapitre II
Inverse de la pression d'entrée d'air	α	cm^{-1}	0,00217	Chapitre II
Paramètre de forme de la SWRC	n	-	1,284	Chapitre II
Conductivité hydraulique à saturation	k_s	$cm.s^{-1}$	$1{,}2.10^{-7}$	Lahoori (2020)
Coefficient de tortuosité	l	-	0,5	Mualem (1976)
Charge hydraulique	h	cm	Donnée de simulation	HYDRUS-1D

5.5.2. Influence de la température sur l'écoulement (Šimůnek et al., 2009)

Tableau V-3: Paramètres pour le modèle prenant en compte l'effet de la température sur les propriétés hydrauliques

Influence de la température sur l'écoulement				
Paramètres	Notation	Unité	Valeur	Origine
Viscocité dynamique de l'eau	μ	Pa.s	Relation empirique	-
Densité de l'eau	ρ	$Kg.m^3$	Relation empirique	-
Teneur en eau volumique	θ	-	Donnée de simulation	HYDRUS-1D
Température	T	K	Donnée de simulation	HYDRUS-1D
Conductivité hydraulique	k	$m.s^{-1}$	Relation empirique	Van Genuchten (1980)

Les paramètres utilisés pour représenter la variation de la viscosité avec la température sont directement intégrés dans le logiciel. Les relations empiriques servant au calcul de la densité et de la viscosité de l'eau ne peuvent pas être modifiées par l'utilisateur. Cependant, ces grandeurs physiques sont bien connues et définies avec une grande précision.

5.5.3. Ecoulement liquide/vapeur (Saito et al., 2006)

Le Tableau V-4 ci-dessous regroupe l'ensemble des paramètres utilisés dans la modélisation de l'écoulement liquide et de la phase vapeur dans HYDRUS-1D. Pour ce modèle, un grand nombre de paramètres est requis. Cependant, dans le logiciel HYDRUS-1D, ces paramètres ne sont pas directement saisis par l'utilisateur : il est uniquement possible d'activer ou de désactiver le modèle correspondant. La teneur en eau à saturation est automatiquement récupérée à partir des paramètres de la loi d'écoulement hydrique. Les autres paramètres sont, quant à eux, estimés à l'aide de relations empiriques intégrées au code.

Tableau V-4: Paramètres pour le modèle d'écoulement en phase liquide/vapeur dans le LP

Ecoulement liquide/vapeur				
Paramètres	Notation	Unité	Valeur	Origine
Masse molaire de l'eau	M	$g.mol^{-1}$	18,015	-
Accélération de pesanteur	g	$m.s^{-2}$	9,81	-
Constante des gaz parfaits	R	$J.K^{-1}.mol^{-1}$	8,314	-
Profondeur	z	cm	Donnée de simulation	HYDRUS-1D
Masse volumique de l'eau liquide	ρ_w	$kg.m^3$	Relation empirique	-
Masse volumique de l'eau gazeuse	ρ_{vs}	$kg.m^3$	Relation empirique	-
Coefficient de tortuosité	τ_g	-	Relation empirique	Millington and Quirk (1961)
Facteur d'amplification	η_e	-	Relation empirique	Cass et al. (1984)
Humidité relative	H_r	-	Relation empirique	Philip and De Vries (1957)
Diffusivité de la vapeur dans l'air	D_a	$m^2.s^{-1}$	Relation empirique	HYDRUS-1D
Teneur en eau volumique	θ	-	Donnée de simulation	HYDRUS-1D
Fraction massique d'argile	f_c	-	0,02	HYDRUS-1D
Facteur de gain	G_{wT}	-	7	HYDRUS-1D
Tension superficielle de l'eau	γ	$N.m^{-1}$	Relation empirique	-

5.5.4 Transfert de chaleur et capacité thermique (Campbell, 1985 ; de Vries, 1963)

Le Tableau V-5 présente les paramètres utilises pour le calcul de la conductivité thermique, et le Tableau V-6 pour le calcul de la capacite thermique du sol.

Tableau V-5: Paramètres pour le calcul de la conductivité thermique du sol

Conductivité thermique d'un sol non saturé				
Paramètres	Notation	Unité	Valeur	Origine
Dispersivité thermique	β_T	cm	-	-
Fraction volumique quartz	θ_q	-	0,81	Boukelia (2016)
Fraction volumique minérale	θ_m	-	0,14	Boukelia (2016)
Fraction volumique argile	θ_c	-	0,05	Boukelia (2016)
Fraction volumique solide	θ_n	-	0,63	Boukelia (2016)

Tableau V-6: Paramètres pour le calcul de la capacité thermique du sol

Capacité thermique d'un sol non saturé				
Paramètres	Notation	Unité	Valeur	Origine
Capacité thermique volumique minérale	C_m	J.m^{-3}.K	1,92.10^6	De Vries (1963)
Capacité thermique volumique eau	C_w	J.m^{-3}.K	4,18.10^6	De Vries (1963)
Fraction volumique minérale	f_m	-	0,63	Boukelia (2016)
Fraction volumique eau	f_w	-	Calulé par le logiciel	HYDRUS-1D

Les paramètres thermiques du sol, tels que les capacités thermiques volumiques minérale, de l'eau (C_m, C_w), ont été conservés identiques à ceux donnés par le logiciel. L'effet de la température sur le transfert de chaleur est donc pris en compte essentiellement à travers la conductivité thermique, dont les modèles empiriques (Campbell ou Chung & Horton) intègrent explicitement la dépendance à la température et à la teneur en eau. Cette approche permet de représenter de manière réaliste les phénomènes de couplage thermo-hydrique sans avoir à modifier directement les capacités thermiques volumiques, dont les valeurs de référence

issues de De Vries (1963) demeurent robustes et largement utilisées dans la littérature.

5.6. Résultats

Après avoir réalisé la configuration du modèle dans HYDRUS-1D, comprenant les étapes de pré-traitement selon chaque cas (définition de la géométrie, des conditions initiales et aux limites, et choix des propriétés hydriques et thermiques du sol) ainsi que du post-traitement, les simulations numériques ont été conduites en utilisant les données expérimentales obtenues lors de l'essai isotherme E2 (20 °C) et de l'essai non isotherme E3 décris dans le chapitre II de cette thèse (où la colonne est placée sur une plaque chauffante de 40 °C et la surface est maintenue à 20 °C). L'objectif de cette étape est de reproduire numériquement l'évolution des profils de teneur en eau et de succion au cours du séchage, sous conditions isotherme et non isotherme, afin de valider la capacité du modèle à représenter le comportement hydrique et thermo-hydrique observé expérimentalement**.**

Les résultats de simulation permettent ainsi de comparer, pour chaque temps de mesure, les profils simulés et mesurés expérimentalement. Cette comparaison vise à quantifier l'écart entre expérience et simulation, à identifier les zones de bon accord ou de divergence**,** et à discuter les causes possibles de ces différences.

5.6.1. Simulation thermo-hydrique directe en conditions isothermes

Dans un premier temps, la comparaison entre les résultats expérimentaux (lignes pointillées) et les simulations numériques (lignes continues) est présentée pour le cas isotherme (E2) (Figure V-3). Les profils de teneur en eau et de succion obtenus numériquement à différents instants sont superposés aux mesures expérimentales correspondantes, afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire le séchage du sol sous conditions de température uniforme.

Dans l'ensemble, la simulation parvient à reproduire la tendance générale du processus de séchage : une diminution progressive de la teneur en eau accompagnée d'une augmentation de la succion au cours du temps, avec une intensité du séchage plus marquée de la surface vers la base de la colonne. Cependant, les résultats mettent en évidence des écarts significatifs entre les données expérimentales et les

valeurs simulées. Les profils de teneur en eau simulés demeurent globalement beaucoup plus élevés que les mesures expérimentales (Figure V-3.a), traduisant une sous-estimation de la vitesse de dessiccation par le modèle. De même, les succions simulées restent nettement inférieures à celles observées (Figure V-3.b). Ces différences suggèrent que la simulation surestime la rétention d'eau et sous-estime la dynamique de transfert.

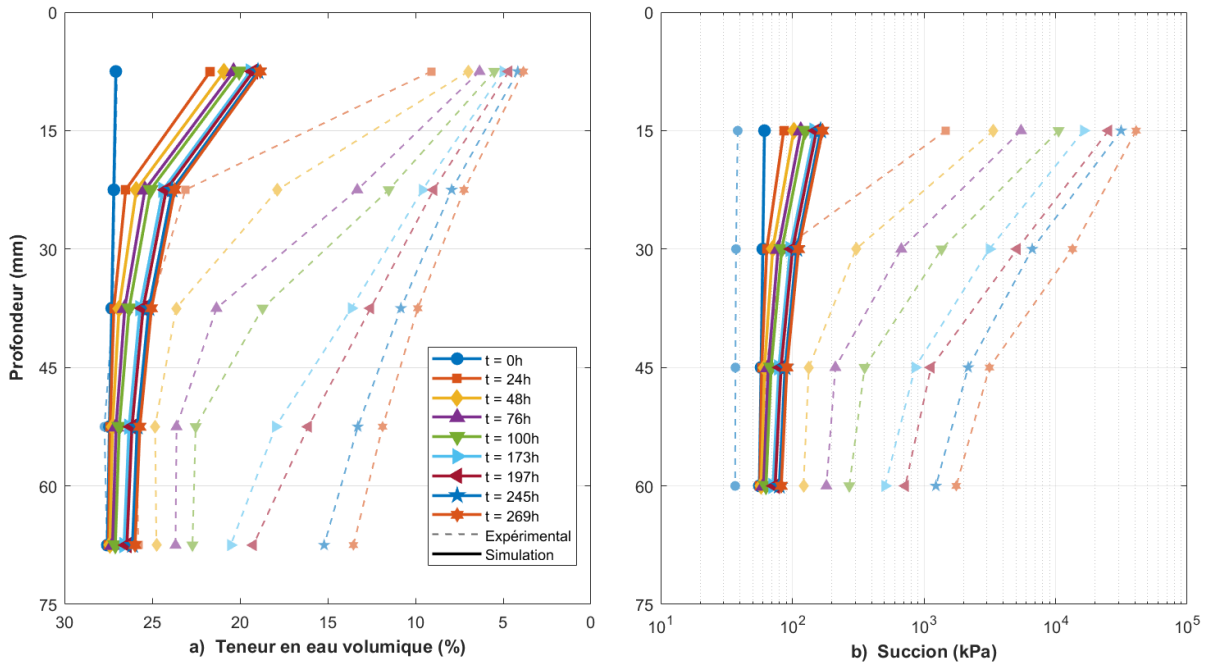


Figure V-3: Simulation directe des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, en utilisant les paramètres hydrauliques obtenues expérimentalement.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ces écarts. La conductivité hydraulique saturée est un paramètre qui a été adopté d'après les travaux de Lahoori (2020), des variations de ce paramètre influencent les résultats de simulation. Des aspects non pris en compte par le modèle, tels que la micro-structure du sol, la présence d'un léger gradient thermique, peuvent également contribuer à ces divergences.

Augmentation de la perméabilité :

Ainsi, une analyse a été effectuée sur la conductivité hydraulique saturée afin d'évaluer son influence sur les résultats de simulation. Compte tenu du rôle prépondérant de ce paramètre dans la description des transferts d'eau en milieu non saturé. La perméabilité initialement utilisée, a été multipliée par un facteur de 10. Cette

modification vise à accroître la conductivité effective du sol et à favoriser la circulation de l'eau vers la surface, ce qui devrait théoriquement conduire à un séchage plus rapide.

Les profils de teneur en eau simulés (Figure V-4.a) montrent désormais une évolution temporelle plus rapide, traduisant une dynamique de séchage mieux reproduite. Les valeurs de succion simulées (Figure V-4.b) ont également augmenté, réduisant l'écart observé précédemment entre les résultats numériques et expérimentaux. Cependant, des différences quantitatives subsistent, les valeurs simulées de teneur en eau demeurent encore supérieures, et ceux de succions restent inférieures, aux données expérimentales, notamment aux temps avancés.

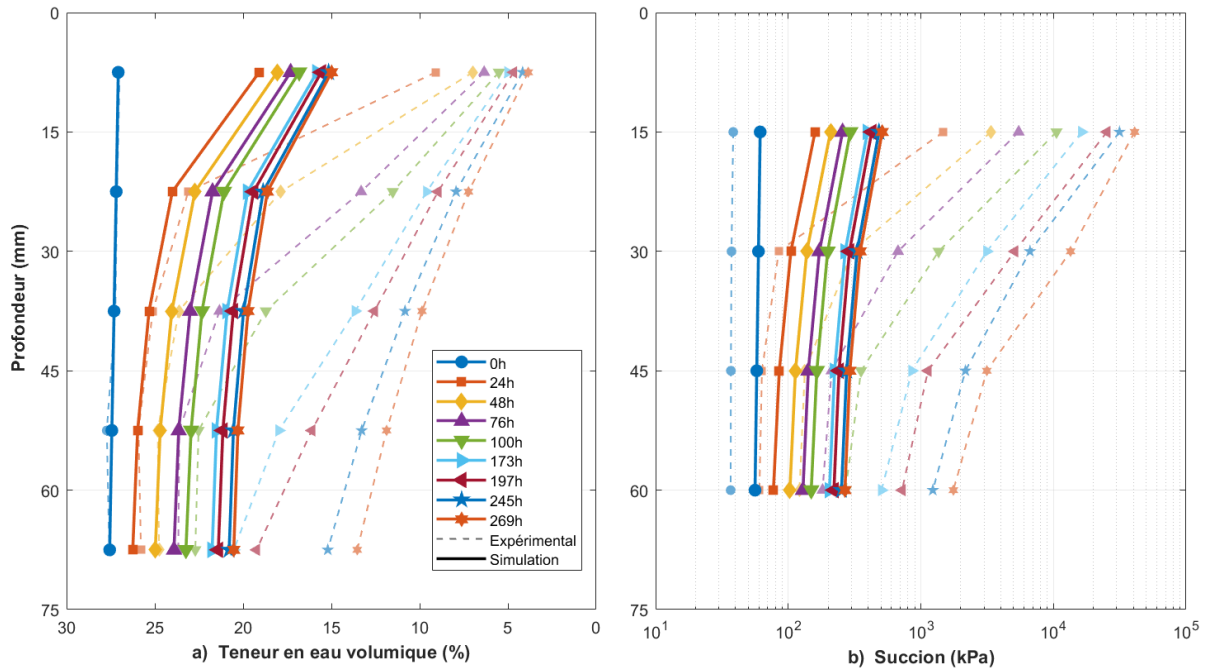


Figure V-4: Simulation directe des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, en utilisant les paramètres hydrauliques obtenues expérimentalement à l'exception de la perméabilité qui a été multipliée par 10.

Activation de la phase vapeur :

Un facteur qui n'était pas pris en compte dans les 2 premières simulations est la circulation de vapeur. Une dernière simulation (Figure V-5) a donc été faite en utilisant le modèle de Saito. En effet, pour la teneur en eau (Figure V-5.a), on observe une diminution importante en surface. La prise en compte des flux de vapeur permet d'obtenir un résultat ayant un séchage plus important en surface en comparaison avec la simulation précédente.

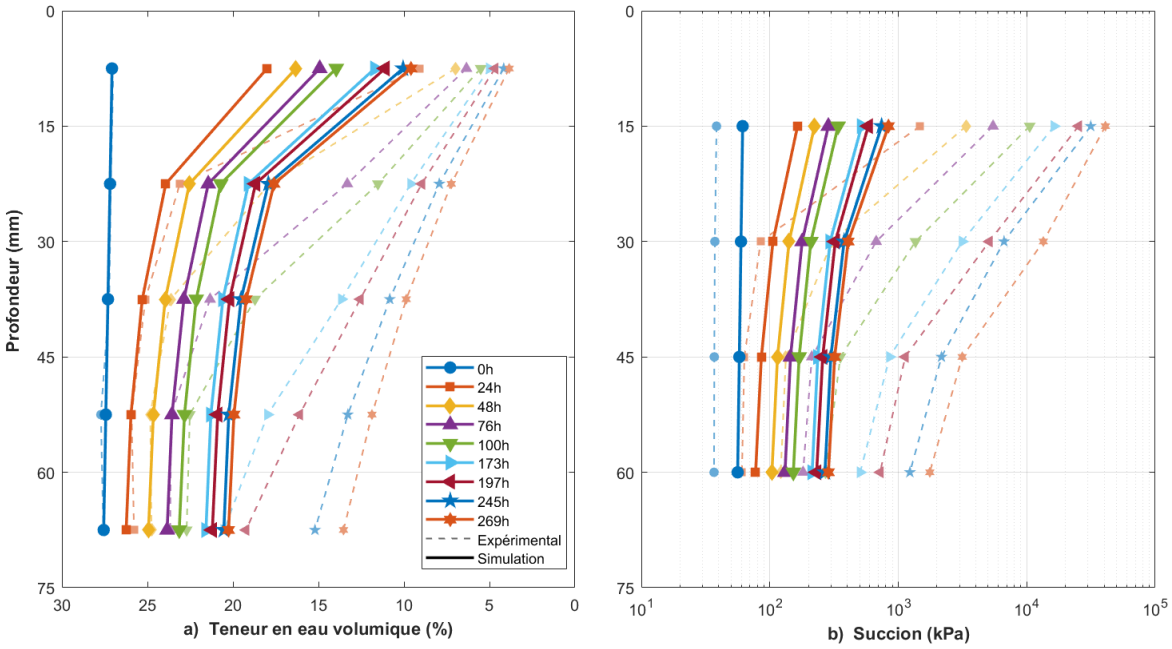


Figure V-5: Simulation directe des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, avec activation de la phase vapeur, en utilisant les paramètres hydrauliques obtenues expérimentalement à l'exception de la perméabilité qui a été multipliée par 10.

5.6.2. Simulation thermo hydrique inverse en conditions isothermes

Afin d'identifier les paramètres susceptibles d'améliorer la concordance entre les résultats simulés et les observations expérimentales, le module d'inversion intégré dans HYDRUS-1D a été utilisé. Ce module permet de définir, pour chaque paramètre d'entrée, des valeurs minimales et maximales, puis d'effectuer de manière itérative des simulations successives en faisant varier ces paramètres dans les plages spécifiées (Tableau V-7). L'objectif de cette procédure est de minimiser l'écart entre les données expérimentales et les résultats numériques, en recherchant la combinaison optimale de paramètres hydriques assurant la meilleure représentation du comportement observé.

Cependant, le modèle reposant sur cinq paramètres principaux, il existe une multitude de minima locaux vers lesquels l'algorithme d'inversion peut converger. Pour limiter ce risque, différents jeux de valeurs initiales seront testés, en restant proches des valeurs de base retenues précédemment. En ce qui concerne le paramètre de tortuosité (l), sa valeur sera fixée à 0,5 dans un premier temps, afin de réduire le nombre de variables libres et de stabiliser le processus d'inversion.

Tableau V-7: Paramètres hydrauliques d'entrée et limites de variation du modèle de van Genuchten dans HYDRUS-1D

	θ_s	θ_r	α (1/cm)	n	l	k_s (cm/h)
Estimation initiale	0,32	0,03	0,00217	1,284	0,5	0,0004321
Valeur minimale	0,3	0	0,0005	1,2	0,5	0,0004
Valeur maximale	0,33	0,03	0,003	1,4	0,5	0,008

La Figure V-6 présente les profils simulés de teneur en eau volumique et de succion obtenus après l'application du module d'inversion d'HYDRUS-1D, en maintenant le paramètre de tortuosité (l) fixé à 0,5.

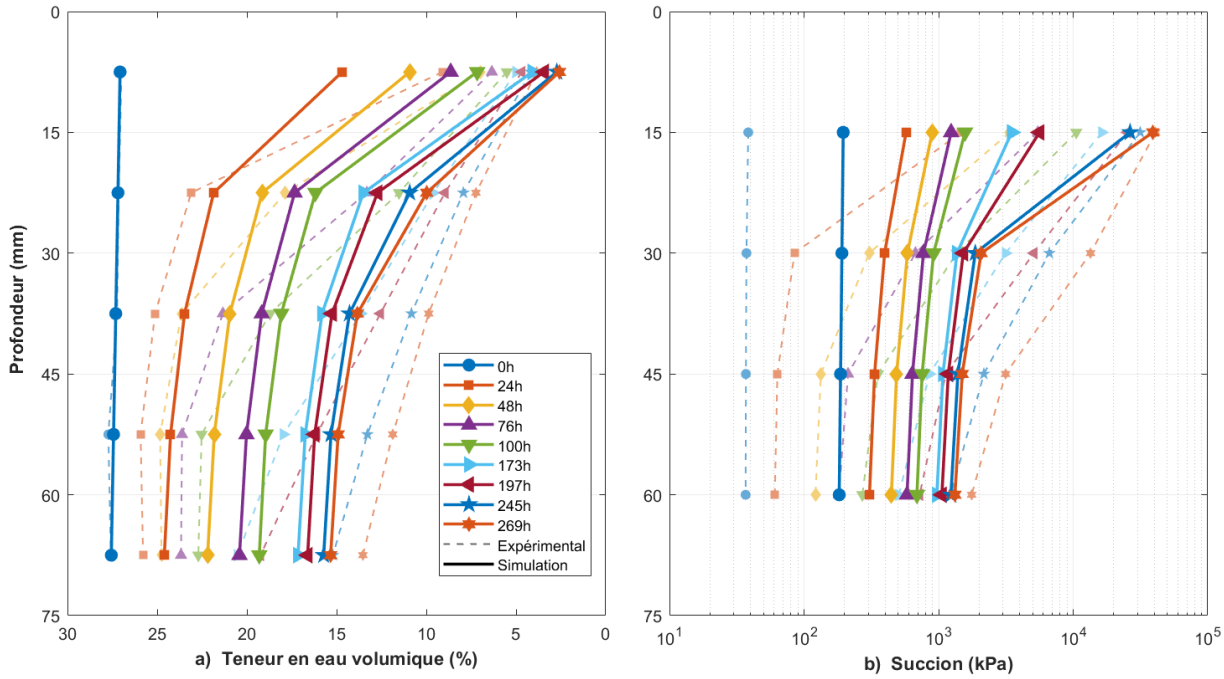


Figure V-6: Simulation inverse des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, visant à déterminer la combinaison optimale des paramètres hydriques, avec un facteur de tortuosité fixé à 0,5.

Au début du séchage, les profils simulés montrent un assèchement trop rapide en profondeur (surestimation du séchage en bas), tandis que la zone proche de la surface reste trop humide par rapport à l'expérience pendant les 100 premières heures (sous-estimation du séchage en haut). À la fin du séchage, la tendance s'inverse : le modèle sous-estime le séchage en profondeur et aux zones intermédiaires, alors que les valeurs simulées en surface deviennent proches des mesures expérimentales.

L'inversion a permis une amélioration significative de la concordance entre les résultats numériques et expérimentaux. Le modèle capture mieux le gradient vertical d'humidité, traduisant une représentation plus réaliste du front d'assèchement. Le coefficient de détermination (R^2 = 0,84) obtenu, correspondant à la régression entre

les valeurs initiales prédites, et observées par HYDRUS au cours du processus d'inversion, reflète la qualité de l'ajustement entre les estimations initiales et les valeurs optimisées des paramètres hydriques. Ce résultat indique une bonne cohérence interne du modèle, tout en suggérant qu'un ajustement supplémentaire des paramètres pourrait encore améliorer la représentation du comportement hydrique observé expérimentalement.

On constate également que les profils de succion sont décalés (Figure V-6.b) et que l'on démarre avec un état initial qui présente des succions élevées. Cette dérive peut être expliquer par une valeur de α sous-évaluée par l'inversion (0.0005 cm^{-1}) par rapport à celle évaluée expérimentalement (0.00217 cm^{-1}): une diminution de α retarde l'entrée d'air et décale la courbe θ(h) vers des pressions capillaires plus fortes, ce qui conduit mécaniquement à des succions initiales excessives. En pratique, α agit comme un facteur d'échelle horizontal des courbes de rétention et de conductivité hydraulique ; le sous-calibrer induit un biais systématique sur l'état initial. Pour cette raison, dans la suite α a donc été fixé à sa valeur mesurée expérimentalement (0.00217 cm^{-1}).

Une attention particulière a été aussi portée au paramètre de tortuosité (l)**,** dont la valeur influence directement les transferts hydriques en milieu non saturé (Shinomiya et al., 2001). Ce facteur a donc été ajustée afin d'améliorer l'accord entre les profils simulés et observés. Avec α fixé à 0,00217 cm^{-1}, l'inversion donne θ_r = 3%, n = 1,359, $K_s \approx 9{,}33\times10^{-4}$ cm/h et $l \approx -3{,}00$. Dans ces conditions, on obtient R^2 = 0,97, signe d'un très bon ajustement. L'état initial en succion est correctement restitué et la cinétique de dessiccation est améliorée dans les profils de succion, avec des écarts notamment près de la surface aux premiers instants, mais qui n'affectent pas la tendance globale (Figure V-7).

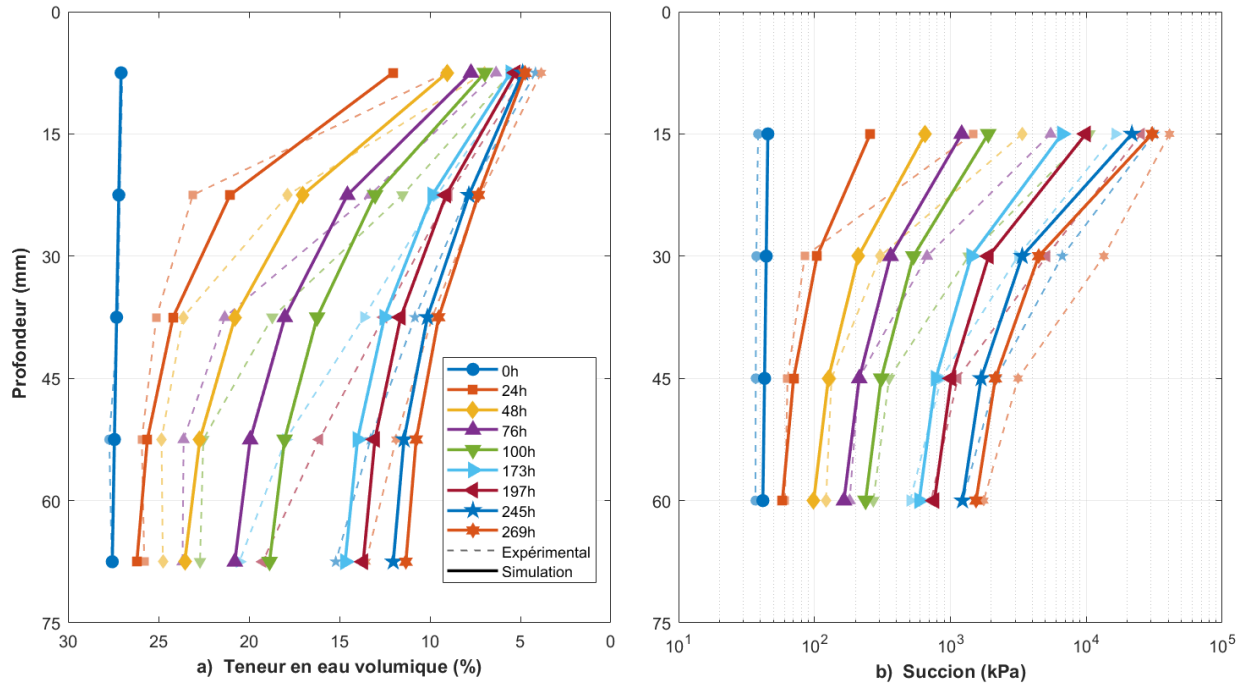


Figure V-7: Simulation inverse des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions isothermes, en fixant le paramètre α à sa valeur expérimentale et en laissant le facteur de tortuosité libre.

L'objectif est de comparer les courbes de rétention et de conductivité hydraulique obtenues pour chaque cas d'inversion. Deux stratégies ont été appliquées aux mêmes jeux de données : (i) l'inversion 1, avec le paramètre l fixé à 0,5 et les paramètres α, n et K_s libres, et (ii) l'inversion 2, avec α fixé et les paramètres n, K_s et l ajustés. Les valeurs issues de chaque approche sont présentées dans le Tableau V-8.

L'inversion 2 restitue conjointement la SWRC et la conductivité hydraulique avec une cohérence interne que ne présente pas l'inversion 1. Sur la SWRC (Figure V-8.a), la tendance expérimentale est suivie sans dérive notable jusqu'aux fortes succions, et sur la courbe de conductivité hydraulique (Figure V-8.b), l'accord est quantitativement proche des données. À l'inverse, l'inversion 1 produit une transition de rétention trop abrupte après 10^3 kPa : la désaturation est prématurée et la courbe de k_u n'est pas bien estimée, surtout aux fortes succions, pénalisant les prédictions en fin de séchage. Le paramètre de connectivité l ressort négatif en inversion 2. Dans la loi de Mualem, une valeur négative de ce paramètre de forme peuvent être acceptées dès lors que ces valeurs restent bornées et que la cohérence croisée (bilan de masse, évaporation cumulée, profils θ(z,t)) est satisfaite. En synthèse, l'inversion 2 est retenue car elle concilie une SWRC fidèle et une conductivité hydraulique physiquement réaliste sur l'intervalle de travail, offrant ainsi la meilleure capacité prédictive par ce logiciel, pour les simulations de séchage en colonne, en conditions isothermes.

Tableau V-8: Comparaison des paramètres hydrauliques obtenus expérimentalement et à partir des résultats des inversions 1 et 2 réalisées avec HYDRUS-1D en conditions isothermes.

Résultats expérimentaux (El Youssef et al., 2025)					
θ_s	θ_r	α (1/cm)	n	l (Fixe)	k_s (cm/h)
0,325	0,03	0,00217	1,284	0,5	0,000432
Inversion 1 (R^2= 0,84)					
θ_s	θ_r	α (1/cm)	n	l (Fixe)	k_s (cm/h)
0,33	0,0019	0,0005	1,399	0,5	0,00144
Inversion 2 (R^2= 0,84)					
θ_s	θ_r	α (1/cm) (Fixe)	n	l (Libre)	k_s (cm/h)
0,325	0,03	0,00217	1,359	-3	0,000933

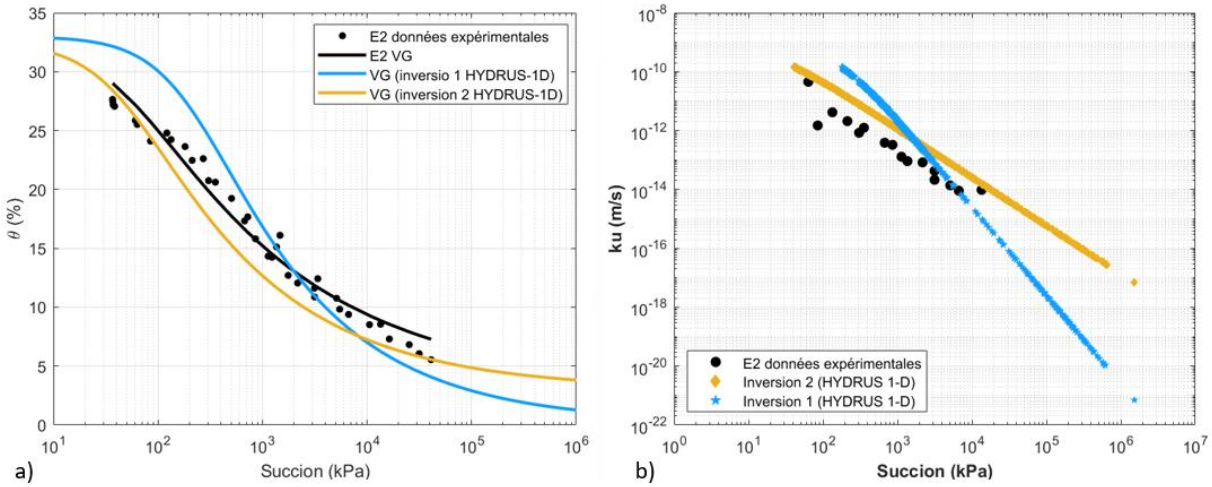


Figure V-8: Comparaison de la courbe expérimentale en conditions isothermes : a) de rétention ; b) de conductivité hydraulique non saturée, avec les résultats simulés dans HYDRUS-1D à l'aide des inversions 1 et 2.

5.6.3. Simulation thermo hydrique en conditions non isothermes

La modélisation de l'essai à température variable a été réalisée en activant les flux de vapeur, le transport de chaleur, ainsi que l'influence de la température sur les paramètres hydrauliques. En ce qui concerne les conditions limites, un flux nul à la base a été appliqué (base étanche). Les conditions atmosphériques étant identiques dans les deux essais. Les conditions thermiques, elles ont été fixées à 40°C à la base et 20°C en haut de la colonne.

Afin de trouver un jeu de paramètres mieux adapté pour représenter les observations, les données expérimentales ont été utilisées directement pour réaliser une inversion. Malgré de nombreux essais, aucune inversion satisfaisante n'a été obtenue. Le résultat qui a donné la meilleure corrélation est celui du Tableau V-9. Cependant comme la Figure V-9 le montre, le séchage reste largement inférieur à celui mesuré expérimentalement, surtout dans les zones proches de la source de chaleur.

Tableau V-9: Paramètres hydrauliques obtenues en conditions non isothermes avec HYDRUS-1D

Inversion en conditions non isothermes (R^2= 0,4)					
θ_s	θ_r	α (1/cm) (Fixe)	n	l (Libre)	k_s (cm/h)
0,325	0,03	0,00217	1,326	-3	0,0003975

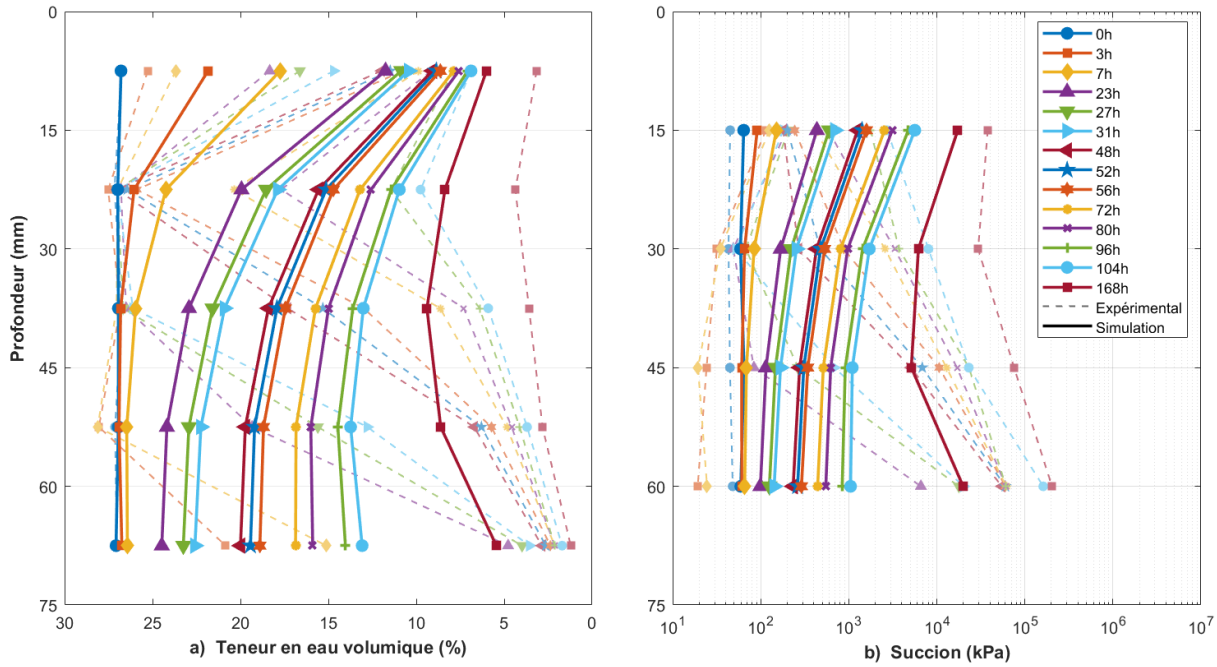


Figure V-9: Simulation inverse des a) profils de teneur en eau et de b) succion, en conditions non isothermes (40°C-20°C).

Malgré que le logiciel tient compte des transferts de vapeur, les valeurs obtenues en particulier en pied de colonne sont très sous estimées en comparaison avec l'expérimental.

5.7. Limites et contraintes de la modélisation sous HYDRUS-1D

Malgré l'activation conjointe des modules de transfert de chaleur et de flux en phase vapeur, l'ajustement des simulations non isothermes s'est heurté à plusieurs verrous.

1- Représentation incomplète de l'effet de la température sur la rétention de l'eau

HYDRUS gère l'influence de T sur la viscosité et sur la diffusion de vapeur, mais pas sur la variation de la SWRC (via la tension superficielle). Le coefficient interne (G_{wT}) qui contrôle cet effet est fixe et non exposé. Ce facteur est fixé à 7, une valeur qui est obtenue sur des sables. Cela empêche l'ajustement de la courbe de rétention et nous contraint à modifier les paramètres explicitement (par ex. α augmentée à 40 °C ou α stratifiée par couches de T). Ces contournements, utiles, restent approximatifs et introduisent une incertitude sur les paramètres de la SWRC.

2- Effet physique de la température sur la conductivité

Le rôle de la température dans la modification de la conductivité est difficilement discutable. HYDRUS en rend compte via une correction physiquement motivée du type K(T) proportionnelle à ρ(T)/μ(T). Dans ce cadre, la viscosité est bien prise en compte ; toutefois, des mécanismes additionnels (baisse de la tension superficielle, transport de vapeur et chaleur latente, évolutions microstructurales) peuvent faire varier la conductivité hydraulique au-delà du seul facteur $\mu_{20°C}/\mu_{40°C}$. En pratique, une bonne restitution nécessite d'activer le couplage chaleur–vapeur et d'ajuster le facteur d'amplification pour capter la variation observée de la conductivité en conditions non isothermes.

3- Sensibilité du facteur d'amplification de diffusion de vapeur dans HYDRUS-1D

Le facteur d'amplification η_e qui agit comme un gain global sur la diffusion de vapeur, contrôle l'intensité du transport de vapeur, et influence directement la bosse d'humidité (condensation) et l'évaporation cumulée. Ce renforcement est calculé en interne selon Cass-Campbell. Il n'est pas réglable directement dans HYDRUS-1D et il dépend notamment de la teneur en eau, de la porosité et de la (f_c). En revanche, f_c est fixé dans le logiciel à une valeur de 5% sans possibilité de modification par l'utilisateur. Ce facteur est fortement sensible : de faibles variations suffisent à inverser la forme de θ(z,t) au cœur de la colonne (apparition/disparition de la zone de condensation), ce qui complique le calage robuste, d'autant que la dépendance de la SWRC de la température reste, à cause de G_{wT} fixe, non ajustable.

4- Paramétrisation thermique

La propagation de la chaleur dans le sol dépend conjointement de la conductivité thermique λ(θ), calculée selon les modèles de Chung–Horton (1987) ou de de Vries (1963), des capacités calorifiques volumiques des phases solides, liquides et gazeuses, ainsi que, dans le cas de gradients thermiques marqués, de la dispersion thermique. Cependant, comme le facteur d'amplification de diffusion de vapeur est calculé en interne dans HYDRUS-1D et n'est pas directement modifiable par l'utilisateur, l'ajustement de la réponse thermique globale du modèle passe nécessairement par la calibration des paramètres thermiques, afin de mieux reproduire la propagation de la chaleur et les échanges couplés chaleur–vapeur observés expérimentalement. Dans HYDRUS, ces paramètres thermiques ne font pas l'objet d'une inversion automatique, mais ils peuvent être ajustés manuellement. En pratique, une calibration fine de ces paramètres thermiques s'avère essentielle pour reproduire fidèlement la propagation du front thermique et la redistribution de l'humidité en conditions non isothermes.

5.8. Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de simuler les essais de séchage en colonne présentés au chapitre II afin de confronter, de manière quantitative, les prédictions numériques aux observations expérimentales. Pour ce faire, nous avons utilisé le logiciel HYDRUS-1D, choisi pour sa mise en œuvre éprouvée des équations de Richards et pour ses modules couplés de transfert de chaleur et de transport de vapeur. La capacité de HYDRUS à reproduire l'évaporation cumulée, l'évolution des teneurs en eau le long de la colonne en conditions isothermes et, non isothermes, la propagation du front thermique et les effets associés à la phase vapeur, ont été testés.

En régime isotherme, le modèle hydraulique de van Genuchten–Mualem, calibré sur l'évaporation cumulée et les profils de teneur en eau, fournit des simulations prédictives de la dessiccation. Parmi les stratégies d'inversion testées, celle qui fixe le paramètre « α » à sa valeur expérimentale, et estime le paramètre « n », la conductivité hydraulique à saturation et le paramètre de tortuosité (l), offre le meilleur compromis entre la courbe de rétention et la conductivité hydraulique en conditions non saturées. Les écarts entre calculs et mesures demeurent alors faibles sur toute la

plage de succion. Le paramètre de tortuosité peut prendre une valeur négative sans incohérence physique dans la loi de Mualem, dès lors qu'il reste dans des bornes raisonnables et que le bilan de masse est maîtrisé.

Sous gradient thermique, les grandes tendances attendues du couplage eau–chaleur–vapeur sont l'accélération du dessèchement près de la base chauffée, le transport de vapeur et l'apparition transitoire d'une zone de condensation. Cependant, plusieurs limites empêchent HYDRUS d'aligner parfaitement ces observations hydriques et thermiques. D'une part, la correction appliquée à la conductivité hydraulique tient compte essentiellement de la variation de viscosité de l'eau avec la température ; or les données suggèrent des effets additionnels. La phase vapeur joue un rôle majeur surtout à forts gradients thermiques. D'autre part, l'influence de la température sur la courbe de rétention, qui, physiquement, se traduit par une capillarité affaiblie lorsque la température augmente, n'est pas directement paramétrable dans HYDRUS : le coefficient interne G_{wT} qui gouverne cet effet est fixé. De même, le renforcement du transport de vapeur (enhancement factor), est calculé en interne d'après la loi de Cass-Campbell et ne peut pas être ajusté directement. La fraction massique d'argiles dans l'équation empirique de η_e est fixée. Faute de pouvoir ajuster ou caler ces 2 effets de façon explicite, l'effort d'ajustement est reporté sur les paramètres thermiques accessibles : la dispersivité thermique et les capacités thermiques volumiques. La réponse vapeur est donc contrainte indirectement en agissant sur les paramètres qui l'influencent dans HYDRUS. Ces leviers, ont pu compenser un peu le manque de degrés de liberté mais au prix d'une incertitude.

Cette étude ouvre des pistes très concrètes : mise en place d'un calage multi-objectif systématique, analyse de sensibilité et d'incertitude pour quantifier l'équifinalité ; enrichissement du protocole expérimental par des mesures dédiées à la conductivité thermique dépendant de l'humidité et des flux de vapeur. Ainsi, HYDRUS-1D apparaît comme un socle pour l'isotherme et un outil pour les tendances de compréhension en non isotherme. Il doit être réservé aux tendances qualitatives en non-isotherme dans notre cas, tandis que les prédictions quantitatives exigent des extensions numériques dédiées. Des codes complémentaires implémentant un module de calcul où la loi de rétention serait explicitement dépendante de la température, et les paramètres

d'intensification de la diffusion de vapeur seraiennt exposés et calibrables, sont nécessaires. Le développement d'un module, sous Matlab, Python, ou COMSOL, devrait permettre d'obtenir des prédictions quantitatives en non isotherme au-delà des capacités actuelles d'HYDRUS-1D.

Conclusion générale

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du développement des systèmes de stockage thermique dans les sols, une approche prometteuse pour accompagner la transition énergétique et valoriser les capacités naturelles des matériaux géologiques à emmagasiner et restituer la chaleur. Les travaux présentés ont porté sur l'étude expérimentale et numérique du comportement thermohydrique d'un sol fin compacté soumis à des gradients de température, avec pour objectif de mieux comprendre les mécanismes de transfert d'eau et de chaleur en conditions non saturées et leur influence sur la performance et la durabilité des systèmes de stockage souterrain.

L'ensemble du travail a été structuré selon une démarche progressive, partant de la conception expérimentale et de la validation des outils de mesure, jusqu'à la modélisation numérique des phénomènes observés. Cette approche a permis d'étudier, de manière intégrée, les effets de la température sur les propriétés hydriques fondamentales du sol et sur la dynamique des flux couplés eau–chaleur–vapeur.

Sur le plan méthodologique, une étude exploratoire par imagerie par résonance magnétique (IRM) a été menée afin d'évaluer la faisabilité d'un suivi interne non destructif de la distribution de l'eau dans les sols compactés. Cette approche repose sur l'établissement préalable d'une courbe de calibration, construite à partir d'étalons présentant différentes teneurs en eau. Elle permet de relier le temps de relaxation transverse effectif (T_2*) à la teneur en eau du matériau. Plusieurs essais de séchage ont été conduits à température constante de 20 °C, en utilisant la méthode Single

Point Imaging (SPI), choisie pour sa capacité à réduire le temps d'acquisition tout en offrant un accès spatio-temporel à la répartition de l'humidité. Cependant, cette méthode n'a pas permis d'obtenir des résultats pleinement exploitables, principalement en raison des gradients magnétiques locaux générés aux interfaces air/eau/sol, amplifiés par la présence d'éléments ferromagnétiques dans le sol. Afin d'améliorer la qualité des mesures, plusieurs stratégies ont été mises en œuvre : correction du profil de la sonde à l'aide d'un gel de référence en PDMS, et démagnétisation du sol pour réduire les distorsions locales du champ magnétique. Une approche innovante, fondée sur le produit T_2*.M_0, a également été testée. Cette méthode a montré un fort potentiel pour obtenir une meilleure corrélation entre le signal IRM et la teneur en eau. Une seconde approche, basée sur l'utilisation du premier temps d'encodage de chaque mesure dans le calcul, est ensuite appliquée. Elle visait à limiter les effets de déphasage rapide des spins et à relier directement le signal mesuré à la teneur en eau, sans recourir à la méthode SPI. Cette approche s'est révélée concluante. Les deux méthodes explorées ont été appliquées jusqu'au calcul de la conductivité hydraulique non saturée, dont les valeurs obtenues se sont révélées cohérentes avec celles issues des essais expérimentaux classiques. Malgré ces améliorations, les limitations instrumentales rencontrées, notamment la sensibilité aux hétérogénéités internes ainsi que les limitations techniques n'ont pas permis d'étendre cette approche aux essais non isothermes. Cette étude a néanmoins permis d'identifier les principales conditions expérimentales à maîtriser pour les futurs développements : calibration rigoureuse, démagnétisation du matériau et contrôle des gradients de champ. Elle a surtout démontré le potentiel d'une méthode non destructive et spatio-temporelle pour le suivi de la teneur en eau dans les milieux poreux.

Cette étude par IRM a conduit à la conception d'un dispositif expérimental original et reproductible, constitué de colonnes instrumentées permettant la mesure simultanée de la succion, de la teneur en eau et de la température sous différentes configurations thermiques contrôlées. Ce dispositif a été développé afin d'étudier, par des méthodes directes, les phénomènes que l'imagerie IRM n'a pas permis de visualiser surtout sous gradients thermiques. Il a été validé à partir d'essais réalisés en laboratoire dans des conditions isothermes, confirmant la fiabilité des mesures et la reproductibilité du protocole expérimental. Ce dispositif, conçu pour fonctionner aussi bien en régime

stationnaire qu'en conditions transitoires, a permis d'étudier à la fois les effets de gradients thermiques imposés et les cycles successifs de chauffage et de refroidissement. Il constitue ainsi un outil fiable pour l'analyse expérimentale du couplage thermohydrique à l'échelle du laboratoire.

Les essais en colonne, réalisés dans différentes configurations thermiques, ont permis d'obtenir des résultats détaillés sur l'évolution des profils de succion, de teneur en eau et de température, ainsi que sur les relations de rétention et de conductivité hydraulique non saturée. En régime isotherme, la courbe de rétention obtenue à 20 °C a confirmé la cohérence des mesures et la validité du comportement hydrique attendu pour le matériau étudié. L'imposition d'un gradient de température par la base des colonnes a induit une redistribution complexe de l'humidité. Le chauffage engendre simultanément une évaporation en profondeur et une condensation transitoire et temporaire dans les zones plus froides, révélant l'importance des transferts en phase vapeur. Dans ce cas, les courbes de rétention s'écartent de la référence. La courbe θ–Ψ perd son caractère unique : elle dépend désormais de la température et du gradient thermique. La comparaison des essais montre que plus le gradient thermique est intense, plus la réponse hydrique devient hétérogène : à 40 °C, la redistribution d'eau entre couches humides et sèches est beaucoup plus marquée qu'à 30 °C. À l'inverse, lors de l'essai à 5 °C, correspondant à un refroidissement par la base, une migration descendante de l'humidité a été observée, accompagnée d'une condensation accrue en profondeur, illustrant la symétrie des processus thermiques inverses. Cependant, l'essai est devenu partiellement inexploitable au-delà d'un certain temps, en raison de l'accumulation excessive d'eau condensée à la base de la colonne, qui a conduit à un état quasi saturé et à l'apparition d'un écoulement libre. L'intensité du gradient thermique et les conditions aux limites jouent ainsi un rôle déterminant dans la localisation des zones de séchage et de condensation.

Ces effets se traduisent également dans les courbes de conductivité hydraulique non saturée obtenues pour les essais à base chauffée, qui montre une double évolution : elle diminue dans le domaine intermédiaire de succion, mais augmente à forte succion sous l'effet dominant du transport en phase vapeur. Ce basculement de mécanisme

illustre le rôle majeur de la vapeur dans le transfert global, particulièrement à températures élevées.

Les essais cycliques ont montré que ces transferts ne sont pas parfaitement réversibles. Lors de l'inversion du gradient thermique, la condensation et la réhumidification partielle ne compensent pas totalement la dessiccation antérieure. Cette irréversibilité traduit un effet de mémoire hydrique : la distribution d'eau héritée d'un cycle conditionne la réponse du cycle suivant. Dans les essais à surface ouverte, l'évaporation libre accentue les gradients de succion et accélère le séchage, tandis que dans les configurations à surface fermée, l'humidité reste mieux conservée. Ces observations expérimentales permettent d'interpréter les mécanismes réels se produisant à proximité des échangeurs thermiques, notamment la formation de zones desséchées et humides alternées au fil des cycles de charge et de décharge thermique. Donc ces comportements cycliques, rarement observés expérimentalement dans la littérature, confirment la nécessité d'étudier le stockage thermique, où les effets thermiques successifs modifient progressivement la structure hydrique et la conductivité du sol. Ces phénomènes de redistribution peuvent également générer, à long terme, des contraintes internes et des déformations différentielles, susceptibles de conduire à la fissuration, modifiant ainsi la perméabilité et la connectivité du réseau poreux.

La modélisation numérique réalisée avec le logiciel HYDRUS-1D a permis de confronter les observations expérimentales aux prévisions des équations de transfert couplé. En régime isotherme, le modèle de van Genuchten–Mualem calibré sur les mesures expérimentales a reproduit de manière satisfaisante les profils de teneur en eau et les cinétiques d'évaporation. En revanche, sous gradient thermique, le modèle n'a pas restitué les phénomènes de condensation et d'évaporation localisées observés expérimentalement à proximité de la base chauffée. L'analyse inverse mise en œuvre a révélé les limites structurelles du code : la dépendance de la courbe de rétention à la température n'est pas intégrée, et le facteur d'amplification responsable de l'intensification du flux de vapeur est calculé selon une loi interne fixe non ajustable et les modules internes de transport de vapeur demeurent peu flexibles. Ces restrictions réduisent la capacité du modèle à reproduire quantitativement les transferts en non isotherme. Néanmoins, HYDRUS s'est montré performant pour

identifier les tendances globales et constitue une base solide pour le développement de modèles étendus, intégrant explicitement les effets thermiques sur les propriétés hydriques et les flux de vapeur. Ces constats ouvrent la voie à des développements numériques plus avancés, incluant la dépendance explicite des paramètres hydriques à la température et un traitement plus précis du transport en phase vapeur.

Dans leur ensemble, les résultats de cette thèse conduisent à plusieurs enseignements majeurs :

- Le comportement hydrique des sols sous gradient thermique ne peut pas être décrit par une relation unique indépendamment de la température, en raison de la superposition des processus d'évaporation, de condensation et de migration de vapeur ;
- Les transferts d'eau dans le sol sont fortement influencés par la température, non seulement par les variations de viscosité et de tension de surface, mais surtout par le rôle prépondérant du transport en phase vapeur ;
- Les cycles thermiques modifient durablement la distribution de l'humidité et la conductivité hydraulique, affectant potentiellement la performance et la durabilité des ouvrages de stockage de chaleur ;
- La modélisation numérique est indispensable pour reproduire les observations expérimentales et accéder à des paramètres difficilement mesurables.
- La combinaison d'expérimentations fines et de simulations couplées constitue une approche pertinente pour caractériser et comprendre ces phénomènes complexes.

En conclusion, cette recherche souligne l'importance des interactions entre chaleur et humidité dans les sols non saturés et montre que leur compréhension est indispensable pour concevoir des systèmes de stockage thermique efficaces et pérennes. Les résultats obtenus contribuent ainsi à renforcer les connaissances fondamentales en géotechnique énergétique et à soutenir le développement de solutions innovantes pour une gestion durable de l'énergie.

Perspectives

Les résultats obtenus ouvrent plusieurs perspectives de recherche.

- Les conditions expérimentales mises en œuvre dans cette étude ont été choisies pour reproduire, à l'échelle du laboratoire, les phénomènes fondamentaux susceptibles de se produire à proximité des échangeurs de chaleur utilisés dans les systèmes de stockage thermique. La température maximale de 40 °C et la durée d'essai ont permis des conditions représentatives. Cependant, dans un contexte réel, l'amplitude et la fréquence de variation de la température du sol dépendront du mode de captage et de restitution de la chaleur du système énergétique connecté au stockage. Une analyse à l'échelle du système complet sera donc nécessaire avant toute mise en œuvre sur site.

- L'amélioration de la technique d'imagerie par résonance magnétique (IRM) vers l'utilisation des méthodes ZTE ou UTE, offrirait une meilleure visualisation spatio-temporelle des transferts internes et permettrait de surmonter certaines limites rencontrées dans cette étude.

- Le dispositif expérimental de séchage sous gradient thermique contrôlé, développé et validé au cours de cette thèse, pourra être appliqué à d'autres types de sols afin d'évaluer l'influence de la nature minéralogique, de la structure et de la densité sur le comportement thermohydrique.

- Une extension de ces essais à des cycles de chauffage et de refroidissement répétés, et à long terme, permettrait de mieux caractériser la réponse du sol aux sollicitations thermiques successives et de quantifier l'évolution des paramètres thermo-hydrodynamiques pertinents pour les applications de stockage de chaleur.

- L'importance des transferts en phase vapeur, mise en évidence même sous de faibles variations de température, souligne la nécessité de développer des outils d'interprétation et de modélisation capables de reproduire ces phénomènes de manière réaliste. L'amélioration de ces modèles, notamment par le développement de codes de calcul multiphysiques intégrant explicitement la dépendance thermique des propriétés hydriques et un facteur de diffusion et d'amplification ajustable, constitue

une étape essentielle pour optimiser la simulation des transferts vapeur-liquide et la conception des systèmes de stockage thermique.

- Si la modélisation parvient à représenter fidèlement les processus observés, elle pourra être utilisée pour explorer des configurations expérimentales difficiles à mettre en œuvre en laboratoire, telles que la variation de température à la surface, le refroidissement par la base ou les cycles thermiques prolongés. Ces simulations permettront de reproduire virtuellement des cycles adaptés de stockage et de restitution de chaleur, ouvrant la voie à une conception plus réaliste et efficace des remblais énergétiques.

- Enfin, la stabilité et la durabilité des structures géothermiques étant étroitement liées aux variations hydriques et thermiques, des recherches futures devraient s'intéresser à l'évolution des propriétés mécaniques et à la fissuration des sols soumis à des cycles thermo-hydriques répétés. Une approche couplée thermo-hydro-mécanique permettrait ainsi d'intégrer l'ensemble des processus gouvernant le comportement du sol et d'évaluer plus finement la performance et la fiabilité des remblais énergétiques sur le long terme.

Références Bibliographiques

Abuel-Naga, H.M., Bergado, D.T., Soralump, S., Rujivipat, P., 2005. Thermal consolidation of soft Bangkok clay. Lowland Technology International 7, 13–21.

Abu-Hamdeh, N.H., 2003. Thermal properties of soils as affected by density and water content. Biosystems engineering 86, 97–102. https://doi.org/10.1016/S1537-5110(03)00112-0

Abu-Hamdeh, N.H., 2001. SW—Soil and water: measurement of the thermal conductivity of sandy loam and clay loam soils using single and dual probes. Journal of Agricultural Engineering Research 80, 209–216. https://doi.org/10.1006/jaer.2001.0730

Abu-Hamdeh, N.H., Khdair, A.I., Reeder, R.C., 2001. A comparison of two methods used to evaluate thermal conductivity for some soils. International Journal of Heat and Mass Transfer 44, 1073–1078.

Aitchison, G.D., 1965. Soil properties, shear strength, and consolidation, in: Proceeding 6th Interational Conference Soil Mechanic Foundations Engineering. pp. 318–321.

Amin, M.H.G., Chorley, R.J., Richards, K.S., Hall, L.D., Carpenter, T.A., Cislerova, M., Vogel, T., 1997. STUDY OF INFILTRATION INTO A HETEROGENEOUS SOIL USING MAGNETIC RESONANCE IMAGING. Hydrol. Process. 11, 471–483. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199704)11:5%253C471::AID-HYP454%253E3.0.CO;2-V

Amraoui, N., 1996. Étude de l'infiltration dans les sols fins non saturés. (PhD Thesis). Institut National Polytechnique de Lorraine.

Bakr, M., van Oostrom, N., Sommer, W., 2013. Efficiency of and interference among multiple Aquifer Thermal Energy Storage systems; A Dutch case study. Renewable Energy 60, 53–62. https://doi.org/10.1016/j.renene.2013.04.004

Barry-Macaulay, D., Bouazza, A., Singh, R.M., Wang, B., Ranjith, P.G., 2013. Thermal conductivity of soils and rocks from the Melbourne (Australia) region. Engineering Geology 164, 131–138.

Beier, R.A., Holloway, W.A., 2015. Changes in the thermal performance of horizontal boreholes with time. Applied Thermal Engineering 78, 1–8. https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2014.12.041

Bouazza, A., Abuel-Naga, H.M., Gates, W.P., Laloui, L., 2008. Temperature effects on volume change and hydraulic properties of geosynthetic clay liners, in: The First Pan American Geosynthetics Conference & Exhibition. Industrial Fabrics Association International (IFAI).

Boukelia, 2016. Modélisations physique et numérique des géostructures énergétiques (PhD Thesis). Université de Lorraine, Nancy, France..

Brandl, H., 2006. Energy foundations and other thermo-active ground structures. Géotechnique 56, 81–122. https://doi.org/10.1680/geot.2006.56.2.81

Brigaud, F., Vasseur, G., 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks. Geophysical Journal International 98, 525–542.

Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No.3. Civil Engineering Department, Colorado State University, Fort Collins, CO.

Burdine, N., 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. Journal of Petroleum Technology 5, 71–78.

Cahill, A.T., Parlange, M.B., 1998. On water vapor transport in field soils. Water Resources Research 34, 731–739. https://doi.org/10.1029/97WR03756

Campbell, G.S., 1985. Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems. Elsevier.

Cao, S., 2010. State of the art thermal energy storage solutions for high performance buildings (Master Thesis). University of Jyväskylä, Department of physics, Finland.

Cass, A., Campbell, G.S., Jones, T.L., 1984. Enhancement of Thermal Water Vapor Diffusion in Soil. Soil Science Soc of Amer J 48, 25–32. https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800010005x

Cho, W.J., Lee, J.O., Chun, K.S., 1999. The temperature effects on hydraulic conductivity of compacted bentonite. Applied clay science 14, 47–58. https://doi.org/10.1016/S0169-1317(98)00047-7

Constantz, J., 1982. Temperature Dependence of Unsaturated Hydraulic Conductivity of Two Soils. Soil Science Soc of Amer J 46, 466–470. https://doi.org/10.2136/sssaj1982.03615995004600030005x

Coquard, R., Baillis, D., Quenard, D., 2006. Experimental and theoretical study of the hot-wire method applied to low-density thermal insulators. International journal of heat and mass transfer 49, 4511–4524.

De Ghislain, M., 1986. Quantitative hydrogeology; groundwater hydrology for engineers, U.S. Department of Energy. Academic Press, New York, NY.

De Vries, D.A., 1963. Thermal properties of soils. Physics of plant environment. 210–235.

De Vries, D.A., 1958. Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. Eos Trans. AGU 39, 909–916. https://doi.org/10.1029/TR039i005p00909

ANFOR 2008. Déchets - Détermination au laboratoire du coefficient de perméabilité à saturation d’un matériau - Essais de perméabilité à l’oedomètre à charge

hydraulique constante/variable, NF X30-442, Novembre 2008. [WWW Document], 2008.

Delage, P., Cui, Y.-J., 2000. L'eau dans les sols non saturés.

Dvinskikh, S.V., Szutkowski, K., Furo, I., 2009. MRI profiles over very wide concentration ranges: Application to swelling of a bentonite clay. Journal of magnetic resonance 198, 146–150.

El Youssef, R., Rosin-Paumier, S., Abdallah, A., 2025. Determination of the Unsaturated Hydraulic Parameters of Compacted Soil Under Varying Temperature Conditions. Geotechnics 5, 38. https://doi.org/10.3390/geotechnics5020038

El-Keshky, M., 2011. Temperature Effect on the Soil Water Retention Characteristic.

Elminshawy, N.A., Siddiqui, F.R., Farooq, Q.U., Addas, M.F., 2017. Experimental investigation on the performance of earth-air pipe heat exchanger for different soil compaction levels. Applied Thermal Engineering 124, 1319–1327.

Eslami, H., 2014. Comportement thermo-hydromécanique des sols au voisinage des géo-structures énergétiques.

Faure, P., Caré, S., 2005. Suivi par IRM et par T 1 de l'effet du couplage hydratation–séchage sur la microstructure de pâte de ciment. Comptes Rendus. Chimie 9, 548–555.

Fayer, M.J., 2000. UNSAT-H version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model theory, user manual, and examples. Pacific Northwest National Lab.(PNNL), Richland, WA (United States).

Fredlund, D.G., Rahardjo, H., 1993. Soil mechanics for unsaturated soils. John Wiley & Sons.

Gao, L., Zhao, J., Tang, Z., 2015. A Review on Borehole Seasonal Solar Thermal Energy Storage. Energy Procedia 70, 209–218. https://doi.org/10.1016/j.egypro.2015.02.117

Gao, Y., Dong, S., Wang, C., Chen, Y., Hu, W., 2020. Effect of thermal intensity and initial moisture content on heat and moisture transfer in unsaturated soil. Sustainable Cities and Society 55, 102069. https://doi.org/10.1016/j.scs.2020.102069

Giordano, N., Comina, C., Mandrone, G., Cagni, A., 2016. Borehole thermal energy storage (BTES). First results from the injection phase of a living lab in Torino (NW Italy). Renewable Energy 86, 993–1008. https://doi.org/10.1016/j.renene.2015.08.052

GTR, 2023. Guide des terrassements des remblais et des couches de forme : Les principes généraux et les annexes techniques, IDRRIM,.

Gummerson, R.J., Hall, C., Hoff, W.D., Hawkes, R., Holland, G.N., Moore, W.S., 1979. Unsaturated water flow within porous materials observed by NMR imaging. Nature 281, 56–57.

Hadorn, J.-C., 2005. Thermal energy storage for solar and low energy buildings. State of the Art.

Haghighi, A., Medero, G.M., Marinho, F.A., Mercier, B., Woodward, P.K., 2012. Temperature effects on suction measurement using the filter paper technique. Geotechnical testing journal 35, 83–90.

Hiraiwa, Y., Kasubuchi, T., 2000. Temperature dependence of thermal conductivity of soil over a wide range of temperature (5–75°C). European J Soil Science 51, 211–218. https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2000.00301.x

Hongois stéphanie, S., 2012. Stockage de chaleur inter-saisonnier par voie thermochimique pour le chauffage solaire de la maison individuelle.

Hurtado, F.J., Kaiser, A.S., Zamora, B., 2012. Evaluation of the influence of soil thermal inertia on the performance of a solar chimney power plant. Energy 47, 213–224.

ISO, 2024. Qualité du sol - Détermination de la répartition granulométrique de la matière minérale des sols - Méthode par tamisage et sédimentation - Amendement 1,NF ISO 11277/A1,.

Jury, W.A., Horton, R., 2004. Soil Physics, 6th Edition | Wiley [WWW Document]. Wiley.com. URL https://www.wiley.com/en-us/Soil+Physics%2C+6th+Edition-p-9780471059653.

Kanno, T., Kato, K., Yamagata, J., 1996. Moisture movement under a temperature gradient in highly compacted bentonite. Engineering geology 41, 287–300.

Kraemer, D., Chen, G., 2014. A simple differential steady-state method to measure the thermal conductivity of solid bulk materials with high accuracy. Review of Scientific Instruments 85.

Kumar, A., Bidarmaghz, A., Khoshghalb, A., Soga, K., 2025. Coupled heat and moisture migration in unsaturated soils subjected to thermal gradients. Computers and Geotechnics 177, 106893. https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2024.106893

Lahoori, M., 2020. Thermo-hydro-mechanical behavior of an embankment to store thermal energy (PhD Thesis). Université de Lorraine.

Laloui, L., Loria, A.F.R., 2019. Analysis and Design of Energy Geostructures: Theoretical Essentials and Practical Application. Academic Press.

Lee, K.S., 2010. A Review on Concepts, Applications, and Models of Aquifer Thermal Energy Storage Systems. Energies 3, 1320–1334. https://doi.org/10.3390/en3061320

Liu, F., Xu, C., Ba, M., Mao, X., 2025. Temperature influence on matric suction in unsaturated soils: experimental insights. Sci Rep 15, 906. https://doi.org/10.1038/s41598-024-84910-2

Liu, X., Xu, W., Zhan, L., Chen, Y., 2016. Laboratory and numerical study on an enhanced evaporation process in a loess soil column subjected to heating.

Journal of Zhejiang University-SCIENCE A 17, 553–564. https://doi.org/10.1631/jzus.A1600246

Lu, Y., Lu, S., Horton, R., Ren, T., 2014. An Empirical Model for Estimating Soil Thermal Conductivity from Texture, Water Content, and Bulk Density. Soil Science Soc of Amer J 78, 1859–1868. https://doi.org/10.2136/sssaj2014.05.0218

Magat, J., 2008a. Apport de l'Imagerie par Résonance Magnétique dans l'étude des mécanismes de structuration des matériaux cimentaires: application au suivi des modifications engendrées par le séchage (PhD Thesis). Ecole des Ponts ParisTech.

Magat, J., 2008b. Apport de l'Imagerie par Résonance Magnétique dans l'étude des mécanismes de structuration des matériaux cimentaires: application au suivi des modifications engendrées par le séchage (PhD Thesis). Ecole des Ponts ParisTech.

McCartney, J., Coccia, C.J.R., Alsherif, N.A., Stewart, M.A., Baser, T., Traore, T., Goode III, J.C., 2014. Unsaturated soil mechanics in geothermal energy applications. eScholarship, University of California.

Mehenni, A., 2015. COMPORTEMENT HYDROMÉCANIQUE ET ÉROSION DES SOLS FINS TRAITÉS. Université de Lorraine.

Mengistu, A.G., van Rensburg, L.D., Mavimbela, S.S., 2017. The effect of soil water and temperature on thermal properties of two soils developed from aeolian sands in South Africa. Catena 158, 184–193.

Millington, R., Quirk, J., 1961. Millington, R. J., and J. M. Quirk, Permeability... - Google Scholar .

Milly, P.C.D., 1984. A Simulation Analysis of Thermal Effects on Evaporation From Soil. Water Resources Research 20, 1087–1098. https://doi.org/10.1029/WR020i008p01087

Milly, P.C.D., 1982. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and a numerical model. Water Resources Research 18, 489–498. https://doi.org/10.1029/WR018i003p00489

Mohamed, A.-M., Yong, R.N., Cheung, S.C., 1992. Temperature dependence of soil water potential. Geotechnical Testing Journal 15, 330–339.

Mohamed, A.M., Yong, R.N., Onofrei, C.I., Kjartanson, B.H., 1996. Coupled heat and moisture flow in unsaturated swelling clay barriers. Geotechnical Testing Journal 19, 155–163.

Mrad, C., 2023. Caractérisation ex-situ par RMN et IRM des transferts d'eau à l'interface membrane/électrode dans les piles à combustible PEMFC.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Research 12, 513–522. https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513

Nassar, I.N., Horton, R., 1992a. Simultaneous Transfer of Heat, Water, and Solute in Porous Media: I. Theoretical Development. Soil Science Society of America Journal 56, 1350–1356. https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600050004x

Nassar, I.N., Horton, R., 1992b. Simultaneous Transfer of Heat, Water, and Solute in Porous Media: II. Experiment and Analysis. Soil Science Society of America Journal 56, 1357–1365. https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600050005x

Nassar, I.N., Horton, R., 1989. Water Transport in Unsaturated Nonisothermal Salty Soil: II. Theoretical Development. Soil Science Soc of Amer J 53, 1330–1337. https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300050005x

Nimmo, J.R., Miller, E.E., 1986. The Temperature Dependence of Isothermal Moisture vs. Potential Characteristics of Soils. Soil Science Soc of Amer J 50, 1105–1113. https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000050004x

Noborio, K., McInnes, K.J., Heilman, J.L., 1996a. Two-Dimensional Model for Water, Heat, and Solute Transport in Furrow-Irrigated Soil: II. Field Evaluation. Soil Science Soc of Amer J 60, 1010–1021. https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000040008x

Noborio, K., McInnes, K.J., Heilman, J.L., 1996b. Two-Dimensional Model for Water, Heat, and Solute Transport in Furrow-Irrigated Soil: I. Theory. Soil Science Soc of Amer J 60, 1001–1009. https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000040007x

Olchitzky, E., 2002. Couplage hydromécanique et perméabilité d'une argile gonflante non saturée sous sollicitations hydriques et thermiques: courbe de sorption et perméabilité à l'eau (PhD Thesis). Ecole des Ponts ParisTech.

Pearl, Z., Magaritz, M., Bendel, P., 1993. Nuclear magnetic resonance imaging of miscible fingering in porous media. Transp Porous Med 12, 107–123. https://doi.org/10.1007/BF00616975

Pham, T.A., Hashemi, A., Sutman, M., Medero, G.M., 2023. Effect of temperature on the soil–water retention characteristics in unsaturated soils: Analytical and experimental approaches. Soils and Foundations 63, 101301.

Philip, J.R., De Vries, D.A., 1957. Moisture movement in porous materials under temperature dradient. Transactions, American Geophysical Union 38, 229–237.

Prebble, R.E., Currie, J.A., 1970. SOIL WATER MEASUREMENT BY A LOW-RESOLUTION NUCLEAR MAGNETIC RESONANCE TECHNIQUE - PREBBLE - 1970 - Journal of Soil Science - Wiley Online Library [WWW Document]. URL (accessed 11.12.25).

Reuss, M., Beck, M., Müller, J.P., 1997. Design of a seasonal thermal energy storage in the ground. Solar Energy 59, 247–257. https://doi.org/10.1016/s0038-092x(97)00011-x

Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. physics 1, 318–333.

Romero, E., Gens, A., Lloret, A., 2001. Temperature effects on the hydraulic behaviour of an unsaturated clay, in: Toll, D.G. (Ed.), Unsaturated Soil Concepts and Their Application in Geotechnical Practice. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 311–332. https://doi.org/10.1007/978-94-015-9775-3_5

S. Rosin-Paumier, S., 2022. Comportement thermo-hydromécanique des sols fins: applications aux géostructures énergétiques.

Saito, H., Sˇimunek, J., Mohanty, B.P., 2006. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone. Vadose Zone Journal 5, 784–800.

Sakai, M., Toride, N., Šimůnek, J., 2009. Water and Vapor Movement with Condensation and Evaporation in a Sandy Column. Soil Science Soc of Amer J 73, 707–717. https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0094

Sakr, M., Takai, A., Ogawa, A., Minari, M., Katsumi, T., 2022. Heat Transfer in Soft Clay: Pilot-Scale Experiment Using Solar Collectors. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 148, 04022061. https://doi.org/10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0002838

Salager, S., 2007. Etude de la rétention d'eau et de la consolidation des sols dans un cadre thermo-hydro-mécanique.

Shinomiya, Y., Takahashi, K., Kobiyama, M., Kubota, J., 2001. Evaluation of the tortuosity parameter for forest soils to predict unsaturated hydraulic conductivity. J For Res 6, 221–225. https://doi.org/10.1007/BF02767097

Šimůnek, J., Van Genuchten, M.T., Sejna, M., 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. University of California-Riverside Research Reports 3, 1–240.

Smits, K.M., Cihan, A., Sakaki, T., Illangasekare, T.H., 2011. Evaporation from soils under thermal boundary conditions: Experimental and modeling investigation to compare equilibrium- and nonequilibrium-based approaches. Water

Resources Research 47, 2010WR009533. https://doi.org/10.1029/2010WR009533

Smits, K.M., Sakaki, T., Howington, S.E., Peters, J.F., Illangasekare, T.H., 2013. Temperature dependence of thermal properties of sands across a wide range of temperatures (30–70 C). Vadose Zone Journal 12, vzj2012-0033.

Sullivan, T.D., Parsekian, A.D., 2023. The effects of temperature on shallow borehole NMR measurements in permafrost. Cold Regions Science and Technology 211, 103850. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2023.103850

Tang, A.M., 2005. Temperature effect on the behaviour of engineered clay barriers; Effet de la temperature sur le comportement des barrieres de confinement.

Tang, A.-M., Cui, Y.-J., 2005. Controlling suction by the vapour equilibrium technique at different temperatures and its application in determining the water retention properties of MX80 clay. Can. Geotech. J. 42, 287–296. https://doi.org/10.1139/t04-082

Tang, F., Lahoori, M., Nowamooz, H., Rosin-Paumier, S., Masrouri, F., 2021. A numerical study into effects of soil compaction and heat storage on thermal performance of a Horizontal Ground Heat Exchanger. Renewable Energy 172, 740–752. https://doi.org/10.1016/j.renene.2021.03.025

Taylor, C.A., Stefan, H.G., 2009. Shallow groundwater temperature response to climate change and urbanization. Journal of Hydrology 375, 601–612.

Tetens, O., 1930. Uber einige meteorologische Begriffe. Z. geophys 6, 297–309.

Van Genuchten, M.Th., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. Soil Science Soc of Amer J 44, 892–898. https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

Villar, M.V., Cuevas, J., Martin, P.L., 1996. Effects of heat/water flow interaction on compacted bentonite: Preliminary results. Engineering Geology 41, 257–267.

Villar, M.V., Lloret, A., 2004. Influence of temperature on the hydro-mechanical behaviour of a compacted bentonite. Applied clay science 26, 337–350.

Votrubová, J., Císlerová, M., Amin, M.G., Hall, L.D., 2003. Noninvasive imaging methods in a study of preferential flow in structured soil, in: EGS-AGU-EUG Joint Assembly. p. 3702.

Xu, J., Wang, R.Z., Li, Y., 2014. A review of available technologies for seasonal thermal energy storage. Solar Energy 103, 610–638. https://doi.org/10.1016/j.solener.2013.06.006

Yan, P., Zamiri, M.S., Marica, F., Nicot, B., Green, D., Balcom, B.J., 2024. Temperature-Dependent Magnetic Resonance Relaxation Behaviors in Porous Materials. Phys. Rev. Lett. 133, 266202. https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.133.266202

Yang, G., Xu, Y., Huo, L., Wang, H., Guo, D., 2022. Analysis of Temperature Effect on Saturated Hydraulic Conductivity of the Chinese Loess. Water 14, 1327. https://doi.org/10.3390/w14091327

Yang, L., Entchev, E., Rosato, A., Sibilio, S., 2017. Smart thermal grid with integration of distributed and centralized solar energy systems. Energy 122, 471–481. https://doi.org/10.1016/j.energy.2017.01.114

Yang, Y., Yang, L., Zhao, D., Guo, Y., Lin, J., Jiang, F., Huang, Y., Zhang, Y., 2024. Thermal Effects on the Soil Water Retention Curves and Hydraulic Properties of Benggang Soil in Southern China. Water 16. https://doi.org/10.3390/w16020238

Ye, W.M., Wan, M., Chen, B., Chen, Y.G., Cui, Y.J., Wang, J., 2013. Temperature effects on the swelling pressure and saturated hydraulic conductivity of the compacted GMZ01 bentonite. Environ Earth Sci 68, 281–288. https://doi.org/10.1007/s12665-012-1738-4

Yong, R.N., Mohamed, A.M.O., Shooshpasha, I., Onofrei, C., 1997. Hydro-thermal performance of unsaturated bentonite-sand buffer material. Engineering Geology 47, 351–365.

Zalba, B., Marín, J.M., Cabeza, L.F., Mehling, H., 2003. Review on thermal energy storage with phase change: materials, heat transfer analysis and applications.

Applied Thermal Engineering 23, 251–283. https://doi.org/10.1016/S1359-4311(02)00192-8

Zhang, M., Zhang, H., Zhou, L., Jia, L., 2013. Temperature effects on unsaturated hydraulic property of bentonite-sand buffer backfilling mixtures. J. Wuhan Univ. Technol.-Mat. Sci. Edit. 28, 487–493. https://doi.org/10.1007/s11595-013-0718-1

Zhang, Y., Zhao, D., Zheng, Q., Huang, Yimin, Jiang, F., Wang, M.-K., Lin, J., Huang, Yanhe, 2022. Evaluating the effects of temperature on soil hydraulic and mechanical properties in the collapsing gully areas of south China. CATENA 218, 106549. https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106549

Annexe 1 : Correction des signaux par le reco map slope

```
% Code 1
close all


% La première étape consiste à visualiser les résultats pour
% determiner quelles courbes vont être conservées
chemin = ['LimonPlaisir.vS1\17\pdata\1'];


% teneurs=zeros(22,27);
pathname = chemin;
filename = '2dseq';


id = fopen(fullfile(pathname, filename),'r','l');
profil = fread(id,inf,'int16');
fclose(id);
for i=1:64
    X(i) = i;
    Y(i) = profil(i);
end


plot(X,Y);
xlabel 'pixels'
ylabel 'S'
% La deuxième étape consiste à obtenir les signaux divisés par le reco map slope

 chemin2 = [fichier,num2str(matrice(i,j)),'\pdata\1'];
 filename2 = '2dseq';

 % on récupère le paramètre reco
R=TrouveRecoMapSlope([chemin2,'/reco']);
RECO_MAP_SLOPE = R{1};

id = fopen(fullfile(chemin2, filename2), 'r', 'l');

data = fread(id,inf,'int16');

fclose(id);
% on corrige les données
data = data/RECO_MAP_SLOPE;
% on conserve dans la matrice suivante les valeurs de S
% correspondant aux pixels de l'échantillon, chaque ligne
% correspondant à un temps d'encodage
matrice_S(j,:)=data(pos_echant(1):pos_echant(2));
```

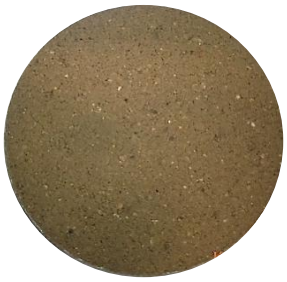
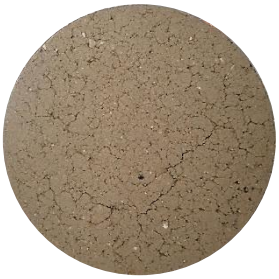
Annexe 2 : Ajustement de M0 et T2* pour chaque pixel

```
Code 2 %% ----------------------------
% Ajustement M0 et T2* pour chaque pixel IRM
% Lignes = 15 temps d'encodage (TE)
% Colonnes = pixels horizontaux
% Lecture automatique depuis un fichier Excel
%% ----------------------------


% Temps d'encodage
TE = [75, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150, 175, 200, 225, 250, 275, 300]';


% Lire les données depuis Excel
filename = 'Data.xlsx';  % <-- mettre le nom de ton fichier
data = readmatrix(filename);    % Toutes les colonnes sont lues automatiquement


[num_TE, num_pixels] = size(data);


% Vérification que le nombre de lignes correspond aux TE
if num_TE ~= length(TE)
    error('Le nombre de lignes (%d) ne correspond pas au nombre de TE (%d)',
num_TE, length(TE));
end


% Initialisation des vecteurs résultats
M0_pixel = zeros(1,num_pixels);
T2_pixel = zeros(1,num_pixels);


%% Boucle sur chaque pixel (colonne)
for p = 1:num_pixels
    S = data(:,p);  % signal du pixel p (15 lignes)

    % Fonction résidu
    fun = @(params) S - params(1) * exp(-TE/params(2)); % params = [M0, T2*]

    % Initial guess
    initial_guess = [max(S), 50];

    % Contraintes
    lb = [0 0];
    ub = [];

    % Optimisation
    options = optimoptions('lsqnonlin','Display','off');

    % Gestion des colonnes problématiques
    try
```

```
        params_fit = lsqnonlin(fun, initial_guess, lb, ub, options);
        M0_pixel(p) = params_fit(1);
        T2_pixel(p) = params_fit(2);
    catch
        M0_pixel(p) = NaN;
        T2_pixel(p) = NaN;
    end
end


%% Stocker les résultats dans le workspace
assignin('base','M0_pixel',M0_pixel);
assignin('base','T2_pixel',T2_pixel);


%% Affichage des résultats
disp('M0 pour chaque pixel :'); disp(M0_pixel);
disp('T2* pour chaque pixel :'); disp(T2_pixel);


%% Optionnel : tracer le fit pour le premier pixel
figure;
plot(TE, data(:,1),'o','DisplayName','Mesuré');
hold on;
plot(TE, M0_pixel(1)*exp(-TE/T2_pixel(1)),'-','DisplayName','Fit exp');
xlabel('TE (ms)');
ylabel('Signal IRM');
title('Fit exponentiel pour le premier pixel');
legend;
grid on;
```

Annexe 3 : Suivi des images des essais de fissuration

Les essais ont étés réalisés dans une enceinte climatique équipée d'une balance de précision pour suivre la perte de masse, une caméra (1 image toutes les 30 minutes) pour observer l'évolution des fissures en surface et deux profilomètres laser pour le suivi 2D des déformations de surface. Les essais ont été menés sous différentes températures (20, 30 et 40°C) et sous des cycles séchage-humidification.

Essai	Phase 1: Etat initial avant séchage	Phase 2: 24h après séchage	Phase 3: réhumidifcation puis 24h de séchage
20 °C			
30 °C			
40 °C			

Résumé

Ce travail étudie l'influence des gradients de température sur le comportement hydrique d'un sol fin compacté afin d'évaluer le rôle des transferts en phase vapeur, essentiels pour le stockage de chaleur dans les sols. Des essais de séchage en colonne, menés en conditions isothermes et non isothermes avec chauffage appliqué par la base à 30 et 40°C ou refroidissement à 5°C, ont permis de suivre l'évolution de la teneur en eau, de la succion et de la température. Les résultats montrent une forte accélération du séchage sous gradient thermique, avec des redistributions d'humidité liées aux phénomènes de condensation et d'évaporation. Des cycles thermiques ont mis en évidence la réversibilité partielle des transferts. L'IRM a offert une visualisation fine et non intrusive de la répartition de l'eau. Enfin, une modélisation HYDRUS-1D a permis de reproduire les tendances générales, soulignant toutefois la nécessité d'intégrer explicitement le transport de vapeur et la rétention dépendante de la température.

Abstract

This work investigates the influence of temperature gradients on the hydraulic behavior of a compacted fine soil in order to assess the role of vapor-phase transfers, which are essential for heat storage in soils. Column drying tests conducted under isothermal and non-isothermal conditions with heating at 30–40°C or cooling at 5°C applied from the base, made it possible to monitor the evolution of water content, suction, and temperature. The results show a strong acceleration of drying under thermal gradients, with moisture redistributions associated with condensation and evaporation phenomena. MRI provided high-resolution, non-intrusive visualization of water distribution. Thermal cycles revealed the partial reversibility of moisture transfers. Finally, HYDRUS-1D modeling reproduced the general trends, while highlighting the need to explicitly incorporate vapor transport and temperature-dependent retention for fully predictive simulations.