

Effets de la désaturation et de la resaturation sur l'argilite dans les ouvrages souterrains.

Quoc Thai Pham

▶ **To cite this version:**

Quoc Thai Pham. Effets de la désaturation et de la resaturation sur l'argilite dans les ouvrages souterrains.. Sciences de l'ingénieur [physics]. Ecole Polytechnique X, 2006. Français. NNT : . pastel-00001810

HAL Id: pastel-00001810
https://pastel.hal.science/pastel-00001810

Submitted on 29 Jul 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE POLYTECHNIQUE

Thèse présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'ECOLE POLYTECHNIQUE

Domaine : Mécanique
Spécialité : Géomécanique et ouvrages souterrains

Par
Quoc Thai PHAM

Sujet de thèse

Effets de la désaturation et de la resaturation sur l'argilite dans les ouvrages souterrains

Soutenue le 1 mars 2006
Devant le jury composé de :

Monsieur	Pierre Bérest	Président
Madame	Irini Djeran-Maigre	Rapporteur
Monsieur	Alain Millard	Rapporteur
Monsieur	Su Kun	Examinateur
Monsieur	Duc Nguyen-Minh	Directeur de thèse

Remerciements

Un travail de thèse est le fruit d'un travail collectif. Je tiens à remercier ici toutes les personnes m'ayant aidé tout au long de mon parcours.

Je remercie en premier lieu et profondément mon Directeur de thèse, Monsieur Duc Nguyen-Minh (Directeur de recherche au LMS), qui est en grande partie à l'initiative de cette thèse. Ses suggestions avisées ont permis la réalisation effective de ce travail. Il m'a donné beaucoup de connaissances et conseils dans le domaine de travaux souterrains.

Je dois également beaucoup à Professeur Pierre Bérest (Directeur de recherche CNRS, ex-Président de CFMR), qui m'a fait l'honneur de présider mon jury. Il a suivi de près l'ensemble des mes travaux et m'a encouragé à faire des publications. Je lui exprime ma gratitude profonde.

Mes remerciements s'adressent ensuite à Madame Irini Djeran-Maigre (Professeur à INSA LYON) et Monsieur Alain Millard (Chercheur au CEA) qui ont aimablement accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Leurs rapports et l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail l'ont mis en valeur.

J'exprime mes sincères remerciements à Monsieur Laurent Malinsky pour son aide en calculs numériques et à Messieurs Frédéric Valès et Hakim Gharbi de leur aide pour la réalisation des essais et la préparation de ma soutenance.

Je remercie aussi Monsieur Su Kun (ANDRA) pour avoir accepté d'être membre de mon jury et pour les discussions approfondies que nous avons eues ensembles.

Je remercie vivement Monsieur Hui-Duong Bui et Monsieur Minh-Phong Luong pour leur suggestions et commentaires en rédaction de cette thèse et préparation de ma soutenance.

Monsieur Quoc-Son Nguyen m'a présenté la recherche au LMS et son application. C'est la raison pour laquelle j'ai décidé à faire une thèse au LMS. Je l'en remercie.

Je remercie les personnes du LMS : Liliane Quéru, Serge Chanchole, Ky Dang-Van, Keyvan Maleki, Raymond Barre, J. Christophe Eytard, Vincent de Greef, Pascale Hennion, Benoît Brouard, Muriel Gasc-Barbier, Hanan Kharkhour, Alexandre Dimanov, Rose Hamza, Miarana Rakotoniriana……. et Monsieur Directeur du LMS Bernard Halphen pour leur sympathie et leur accueil chaleureux.

Enfin, je remercie ma famille et mes amis pour l'aide et le soutien qu'ils m'ont apportés au cours de ces années de thèse.

Introduction

1 Stockage souterrain 1
1.1 Laboratoire souterrain à Meuse Haute Marne 1
1.2 Argilite de l'Est 2
1.2.1 Caractéristiques physico-chimiques, minéralogiques et microscopiques 2
1.2.2 Caractéristiques mécaniques et hydrauliques 2
1.3 Paramètres hydromécaniques 3
2 Observations dans les ouvrages souterrains 3
2.1 Tunnel de Tournemire 3
2.2 Mont Terri 4
3 Objectifs de l'étude 5

Chapitre 1 : Etudes bibliographiques de l'effet de la désaturation-resaturation sur l'argilite

1 Aspect microscopique de la desaturation-resaturation dans les matériaux argileux 7
1.1 Caractéristiques microscopiques de l'argile 7
1.1.1 Microstructure de l'argile 7
1.1.1.1 Structure de base 7
1.1.1.2 Principales familles de minéraux argileux 9
1.1.2 Etat d'eau dans les matériaux argileux 10
1.1.2.1 Eau libre 11
1.1.2.2 Eau adsorbée 12
1.1.2.3 Eau interlamellaire 12
1.1.3 Hydratation des argiles 12
1.1.4 Altération de l'argilite en atmosphère humide 13
1.2 Etude thermodynamique 13
1.2.1 Potentiel chimique 13
1.2.2 Loi Kelvin - Laplace 13
1.3 Mécanismes de retrait de désaturation et de gonflement de resaturation 14
1.3.1 Mécanismes de retrait 14
1.3.2 Mécanismes de gonflement 15
2 Etudes de l'effet de la desaturation - resaturation sur les matériaux argileux 15
2.1 Etudes expérimentales 15
2.1.1 Méthodes pour créer la désaturation et la resaturation 15
2.1.1.1 Plaque tensiométrique 15
2.1.1.2 La méthode osmotique 16
2.1.1.3 L'appareil de Richards (méthode de translation d'axes) 16
2.1.1.4 La méthode des solutions salines 16
2.1.1.5 Synthèses 17
2.1.2 Approches expérimentales 18
2.1.2.1 Argilite de Tournemire 18
2.1.2.2 Argile à Opalinus au Mont-Terri 19
2.1.2.3 Argilite de l'Est 21
2.1.2.4 Autres argiles 23
2.1.2.5 Synthèses 24
2.2 Comportement hydromécanique 24
2.2.1 Les approches théoriques 24
2.2.1.1 Contraintes effectives et poromécanique 24
2.2.1.2 Approche phénoménologique 25
2.2.1.3 Approche d'homogénéisation 26

2.2.1.4 Approche basée sur la théorie des mélanges 26
2.2.2 Modèles hydromécaniques appliqués à l'argilite non saturé 26
2.2.2.1 Modèle poroélastique non-linéaire 26
2.2.2.2 Modèle poroélastique couplé à l'endommagement induit 27
2.2.2.3 Modèle poroélastique avec potentiel chimique 28
2.2.3 Synthèse 28
3 Conclusion 28

Chapitre 2 : Transfert hydrique : études expérimentales et modélisation

1 Introduction 31
2 Théorie de la diffusion 31
2.1 Mécanisme de transfert hydrique 31
2.1.1 Etat A (degré d'hygrométrie élevé) 31
2.1.2 Etat B (degré d'hygrométrie moyen) 32
2.1.3 Etat C (degré d'hygrométrie bas) 32
2.1.4 Etat D (degré d'hygrométrie très bas) 32
2.2 Loi de Fick 33
2.3 Equation différentielle de la diffusion 33
2.3.1 Equation générale 33
2.3.2 Cas particuliers 34
2.3.2.1 Diffusion unidimensionnelle linéaire (D constant) : 34
2.3.2.2 Diffusion radiale dans un cylindre : 34
2.4 Méthode d'identification du coefficient de diffusion 35
2.4.1 Mesure des profils de teneur en eau 35
2.4.1.1 Méthode destructive 35
2.4.1.2 Méthode non destructive 35
2.4.2 Flux d'eau échangé entre le matériau et de l'air 36
2.4.2.1 Cinétique de séchage 36
2.4.2.2 Sorption ou désorption de l'eau dans une enceinte climatisée 36
2.5 Synthèse 37
3 Expérimentation 37
3.1 Procédure expérimentale 37
3.2 Résultats expérimentaux 38
3.2.1 Test de stabilité hydrique 38
3.2.2 Résultats des essais de transfert hydrique 39
4 Courbe de sorption-désorption 40
4.1 Courbe de sorption - désorption 41
4.2 Argilite de l'Est 41
5 Identification de diffusivité hydrique 43
5.1 Diffusion axiale 44
5.1.1 Equation de diffusion 44
5.1.2 Résolution 44
5.2 Diffusion radiale 46
5.2.1 Equation de diffusion 46
5.2.2 Résolution 46
5.3 Résultats 48
5.3.1 Désaturation 48
5.3.2 Resaturation 49
5.4 Irréversibilité et hystérésis 50

5.5 Analyses des erreurs 50
5.6 Conclusion 51
6 Modélisation du transfert hydrique 52
6.1 Introduction 52
6.2 Loi de conduction du liquide 52
6.2.1 Perméabilité intrinsèque 52
6.2.2 Perméabilité relative au liquide 53
6.3 Transport de la vapeur 54
6.3.1 Ecoulement de la vapeur par convection en phase gazeuse 54
6.3.2 Transport diffusif de la vapeur 55
6.3.2.1 Transfert de la vapeur dans l'air 55
6.3.2.2 Transfert de la vapeur dans le mélange gazeux d'un milieu poreux 56
6.3.2.3 Effet Knudsen 56
6.3.2.4 Echelle macroscopique 56
6.4 Modélisation du transfert hydrique 57
6.4.1 Milieu poreux 58
6.4.2 Bibliographie des modèles de transfert hydrique 59
6.4.2.1 Modèles isothermes 59
6.4.2.2 Modèles non-isothermes 60
6.4.3 Modèle de transfert hydrique 60
6.4.3.1 Equations de conservation 60
6.4.3.2 Transfert hydrique sous forme liquide 61
6.4.3.3 Transfert hydrique sous forme vapeur 61
6.4.3.4 Equation de diffusion non-linéaire 62
6.4.3.5 Coefficient C_{hy} 62
6.4.3.6 Application pour l'argilite de l'Est 63
6.4.3.7 Variation de la masse et de l'humidité 65
6.4.3.8 Perméabilité 66
6.4.3.9 Discussion 68
7 Conclusion 68

Chapitre 3: Effet de la désaturation-resaturation sur le comportement mécanique de l'argilite de l'Est

1 Introduction 71
2 Essais de désaturation-resaturation 71
2.1 Expérimentation 71
2.1.1 Cure hydrique 71
2.1.2 Mesure de la vitesse des ondes de compression 73
2.2 Résultats expérimentaux 73
2.2.1 Vitesse des ondes 73
2.2.2 Déformation hydrique libre 74
2.2.3 Déformation hydrique sous contrainte 79
2.3 Synthèse 80
3 Essai de compression uniaxiale 80
3.1 Matériel 81
3.2 Procédure expérimentale 81
3.3 Caractérisation des paramètres mécaniques 82
3.4 Résultats expérimentaux 83
3.4.1 Courbes de résultat des essais de compression uniaxiale 83
3.4.1.1 Désaturation 83
3.4.1.2 Resaturation 85

3.4.2 Interprétation des essais 86
3.4.2.1 Module de Young et coefficient de Poisson 86
3.4.2.2 Déformation volumique 88
3.4.2.3 Déformation plastique 88
3.4.2.4 Endommagement en fonction l'état hydrique 89
3.4.2.5 Paramètres de rupture 91
3.5 Conclusion 93
4 Comportement différé 94
4.1 Comportement différé 94
4.1.1 Déformation différée 94
4.1.2 Modèle de comportement différé 95
4.2 Expérimentation 96
4.2.1 Essais de laboratoire 96
4.2.2 Bâti de fluage utilisés dans les essais 97
4.2.3 Procédure de l'essai de fluage uniaxial 98
4.3 Résultats expérimentaux 99
4.3.1 Seuil de fluage 99
4.3.2 Fluage primaire 101
4.3.3 Vitesse de fluage secondaire 102
4.3.4 Contrainte à la rupture de fluage 104
4.3.5 Synthèses 105
5 Conclusion 105

Chapitre 4: Tubes épais sous chargement purement hydrique

1 Introduction 107
2 Expérimentation 107
2.1 Procédure expérimentale 107
2.1.1 Préparation de l'échantillon 107
2.1.2 Chargement hydrique des tubes 108
2.1.2.1 Tube GT 108
2.1.2.2 Tubes GT1 et GT2 108
2.1.3 Etanchéité à l'extérieur du cylindre 109
2.1.4 Positionnement de l'échantillon et de la source de ventilation 110
2.2 Système expérimental 110
2.3 Test d'étanchéité 111
3 Résultats expérimentaux sur les tubes épais 112
3.1 Echantillon GT avec cycles de désaturation-resaturation 112
3.1.1 Variation des déformations orthoradiales 113
3.1.2 Variation des déformations axiales 114
3.1.3 Anisotropie des déformations 115
3.1.4 Irréversibilité des variations de déformation 116
3.1.5 Variation de masse 118
3.1.6 Endommagements dus aux contraintes hydriques 119
3.2 Echantillon GT1 soumis à la désaturation 122
3.2.1 Variation des déformations 122
3.2.2 Variation de masse 124
3.2.3 Endommagements dus aux contraintes hydriques 124
3.3 Echantillon GT2 soumis à la resaturation 126
3.3.1 Variation des déformations 126
3.3.2 Variation de masse 128
3.3.3 Endommagements dus aux contraintes hydriques 128

3.4 Synthèse des résultats 130
4 Modèle numérique 131
4.1 Couplage hydromécanique 131
4.1.1 Comportement poroélastique non-linéaire 131
4.1.2 Transfert hydrique 132
4.2 Les paramètres du modèle 132
4.2.1 Module de Biot 132
4.2.2 Diffussivité –Perméabilité 133
4.2.3 Paramètres mécaniques 133
4.2.4 Coefficient de Biot 133
4.3 Résultats numériques pour le tube épais GT 134
4.3.1 Conditions initiales et conditions aux limites 135
4.3.1.1 Conditions hydriques 135
4.3.1.2 Conditions mécaniques 136
4.3.2 Résultats numériques 136
4.3.2.1 Palier 90 % RH-78 % RH 136
4.3.2.2 Palier 50%RH-32% RH 139
4.3.2.3 Palier 44% RH-64 % RH (resaturation) 141
4.3.2.4 Palier 92%RH-97% RH (resaturation) 143
4.3.2.5 Synthèse 145
4.4 Résultats numériques pour les tubes épais GT1 et GT2 145
4.4.1 Schéma de calcul 145
4.4.2 Paramètres du modèle 146
4.4.3 Résultats numériques pour le tube épais GT1 147
4.4.4 Résultats numériques pour le tube épais GT2 149
4.5 Discussions 151
5 Conclusions 151

Chapitre 5: Ouvrages souterrains

1 Introduction 153
2 Modèle numérique 153
2.1 Comportement hydromécanique 153
2.2 Transfert hydrique 154
3 Schéma de calcul 154
3.1 Schéma de calcul 154
3.2 Conditions aux limites et initiales 154
3.2.1 Conditions initiales 154
3.2.2 Conditions aux limites 154
4 Solution analytique 155
4.1 Loi de comportement 155
4.2 Equation d'équilibre 156
4.3 Résolution 156
4.4 Application à l'argilite de l'Est 157
4.4.1 Cas de la désaturation 157
4.4.1.1 Variation de l'humidité (98%RH à 60%RH) 158
4.4.1.2 Variations des contraintes totales (98%RH à 60%RH) 159
4.4.1.3 Variations des contraintes totales (98%RH à 80%RH) 161
4.4.2 Cas de la resaturation 163
5 Calculs numériques 164
5.1 Calcul 1D pour la désaturation 98%RH- 60%RH 164

5.1.1 Résultats numériques 164
5.1.2 Comparaison de calcul analytique et numérique 165
5.2 Calcul 2D pour la désaturation 98%RH- 60%RH 166
5.2.1 Schéma de calcul 166
5.2.2 Résultat de calcul 2D pour la désaturation 98%RH- 60%RH 167
6 Discussions et Conclusions 168

Conclusions générales et Perspectives 170

Références générales 172

Nomenclature

Paramètres

a : rayon intérieur de cylindre creux (m)

A : jauge axiale

A_h : taux de déformation hydrique

b : rayon extérieur de cylindre creux (m)

b_l : coefficient de Biot

C_v : concentration molaire en vapeur

d_c : valeur caractéristique du diamètre des pores

D_e : diffusivité hydrique (m^2/s)

D_{vo} : diffusivité moléculaire libre de la vapeur dans l'air ($m^2. s^{-1}$)

E : module de Young (MPa)

H : hauteur de l'éprouvette (m)

K_l : perméabilité au fluide ($m^3.s. kg^{-1}$)

K_{rl} : perméabilité relative à la phase liquide

K_g : perméabilité au gaz

K : perméabilité intrinsèque du milieu poreux (m^2)

K_n : nombre Knudsen

K_0 : module d'incompressibilité non drainé (MPa)

k_{tv} : perméabilité en vapeur d'eau (m^2)

k_{tl} : perméabilité en liquide d'eau (m^2)

k_l : perméabilité(m^2)

G_0 : module de cisaillement (MPa)

2l : épaisseur de plaque mince (m)

M_l : masse totale de l'eau dans les éprouvettes (kg)

M_w : masse totale des éprouvettes (kg)

M_{sec} : masse totale des éprouvettes sèches (kg)

M : module de Biot

m_l : masse volumique apparente en liquide ($kg.m^{-3}$)

m_v : masse volumique apparente en vapeur ($kg.m^{-3}$)

O : jauge orthoradiale

P_c : pression capillaire (Pa)

P_g : pression du gaz (Pa)

P_l : pression de liquide (Pa)

P_{impo} : pression de liquide imposée (Pa)

P_{ini} : pression de liquide initiale (Pa)

P_a : pression de l'air (Pa)

P_v : pression partielle de la vapeur (Pa)

P_{v0} : pression partielle de la vapeur saturante(Pa)

r: coordonnée radiale (m)

r_{in} : rayon intérieur (m)

r_{ex} : rayon extérieur (m)

RH : humidité relative

s : succion (en Pa)

S : seuil de fluage

S_l : degré de saturation

t : temps (s)

t_α: temps de transfert hydrique (s)

T : température (°C)

V_g : vitesse du gaz ($m.s^{-1}$)

V_v : vitesse de la vapeur ($m.s^{-1}$)

V_P : vitesse des ondes de compression (m/s)

V_{vid} : volume des vides (m^3)

V: volume des échantillons (m^3)

u : coordonnée générique (m)

x : coordonnée axiale (m)

W_l : flux de liquide ($Pa.s.m^{-1}$)

W_v : flux de vapeur ($Pa.s.m^{-1}$)

w : teneur en eau

Constantes

K_{lq} : compressibilité de l'eau (≈2000 MPa)

P_{atm} : pression atmosphérique

R : constante des gaz parfaits soit 8,31 J/mol/K

M_v : masse molaire de l'eau soit 0,018 kg/mol

Symboles grecs:

$\mu^{e}_{l\to v}$ taux d'apport de masse fluide de vapeur à partir du liquide par changement de phase

μ_v : potentiel chimique de l'eau vapeur à l'état considéré.

μ_{v0} : potentiel chimique de l'eau vapeur à un état de référence

τ : facteur de tortuosité et connectivité

λ_h : conduction hydraulique

σ : contrainte (MPa)

ρ_l : masse volumique d'eau (kg/m^3)

ρ_{sec} : masse volumique du matériau sec (kg/m^3)

ε_h : déformation hydrique

ε_a : déformation axiale

ε_{or} : déformation orthoradiale

ε_v : déformation volumique

ν : coefficient de Poisson

γ_e: poids volumique de l'eau

γ_{ma} : poids volumique de la roche

λ et μ : coefficients de Lamé

η_l : viscosité dynamique de la phase liquide (kg.m^{-1}.s^{-1})

η_g : viscosité dynamique du gaz (kg.m^{-1}.s^{-1})

ϕ : porosité du matériau

Introduction

1 STOCKAGE SOUTERRAIN

1.1 *Laboratoire souterrain à Meuse/Haute-Marne*

Plus de 80% de l'électricité produite en France provient de centrales nucléaires. Leur fonctionnement produit différents types de déchets radioactifs, dont les plus difficiles à gérer sont les déchets à vie longue, moyennement ou hautement radioactifs. Le stockage en formation géologique profonde de déchets radioactifs, qui consiste à placer les déchets à l'intérieur d'ouvrages souterrains édifiés à grande profondeur, est encore à l'étude. La nature de la formation géologique conditionne fortement l'efficacité du confinement. Le choix actuel s'oriente vers une formation du Callovo-Oxfordien de l'Est du Bassin Parisien, située sur le site de la commune de Bure (Meuse/Haute-Marne). Un laboratoire souterrain doit être implanté sur ce site (sa construction est en cours) afin d'étudier in situ le comportement de cette roche argileuse.

Le laboratoire souterrain se situera à la profondeur d'environ 490 m dans la couche d'argilite du Callovo-Oxfordien (150 millions d'années) possédant des qualités mécaniques et physico-chimiques a priori intéressantes pour le stockage. Les bloc-diagrammes ci-dessous présentent les implantations du futur laboratoire souterrain (Figure 0-1). On y retrouve les deux puits d'accès et huit sections différentes de galeries qui correspondent à huit expérimentations envisagées.

1- Suivi scientifique du puits (ESUP)
2- Réponse du massif au creusement du puits (EREP)
3- Caractérisation géomécanique (EGIS)
4- Réponse du massif au creusement d'une galerie (EREG)
5- Prélèvements d'eau pour analyse chimique (EPAC)
6- Pression et perméabilité (EPEP)
7- Diffusion des radioéléments et rétention (EDIR)
8- Réponse de la roche à la chaleur (ETER)

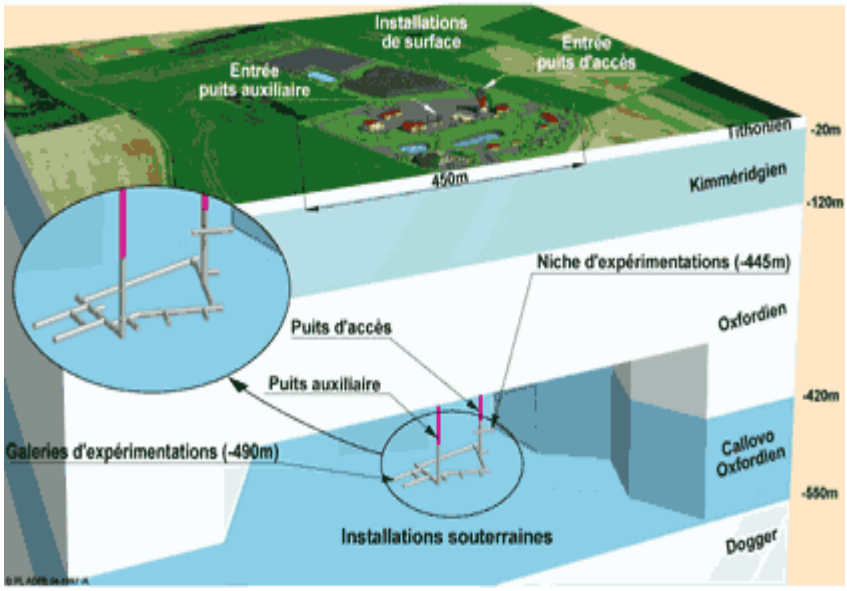


Figure 0-1: Laboratoire souterrain à Meuse/Haute-Marne (Andra.fr).

1.2 *Argilite de l'Est*

1.2.1 *Caractéristiques physico-chimiques, minéralogiques et microscopiques*

Des analyses granulométriques et des diagrammes de diffraction X ont permis de caractériser les compositions minéralogiques et les propriétés physico-chimiques de l'argilite de l'Est (Bauer-Plaindoux et al. 1998). Les résultats sont présentés dans le tableau 0-1.

Tableau 0-1: Données physico-chimiques et minéralogiques (Bauer-Plaindoux et al. 1998).

	Site de l'Est
Minéralogie (%) : argiles quartz carbonates autres constituants	 40 - 50 25 - 30 20 – 30 < 10
Nature des argiles	Interstratifiés illites / smectites (60%), chlorite, illite, kaolinite
Densité naturelle (-)	2,4
Teneur en eau (%)	5 – 9
Ind. des vides (%)	15 - 20

La microscopie cofocale laser réalisée sur l'argilite de l'Est montre que les grains (quartz et calcite) noyés dans une matrice argileuse peuvent dépasser 200 µm. On peut également observer un espace d'un µm environ entourant les grains ainsi qu'un réseau de fissures les reliant. Les observations par microscope à balayage montrent que la structure des particules argileuses de l'Est a une grande extension dans un plan. A l'état hydraté, l'organisation des argilites de l'Est apparaît moins compacte qu'à l'état sec. On retrouve nettement une gamme des pores de 10nm à 2µm. La porosité totale est environ 10-14% (Gasc-Barbier 2002). La présence des minéraux argileux confère une sensibilité à l'eau à ce matériau.

1.2.2 *Caractéristiques mécaniques et hydrauliques*

De nombreux essais mécaniques et thermo-mécaniques (essais uniaxiaux et triaxiaux, oedométriques, traction indirecte, fluage, relaxation) ont été réalisés sur des éprouvettes conservées dans leur état naturel d'hydratation. Quelques résultats sont proposés dans le tableau 0-2.

Tableau 0-2: Caractéristiques mécaniques des éprouvettes (Gasc-Barbier 2002).

	Valeurs moyennes sur le Callovo-Oxfordien	Valeurs sur la zone ciblée
Célérités acoustiques V_p (compression) V_s (cisaillement)	 1,41 – 4,64 km.s^{-1} 1,54 – 5,29 km.s^{-1}	 2,97 – 3,75 km.s^{-1} 1,54 – 2,47 km.s^{-1}
Résistance uniaxiale à la traction (MPa)	0,9 – 5,4	0,9 – 3,7
Résistance uniaxiale à la compression (MPa)	19 – 48,8	19 – 25
Module d'élasticité E (GPa)	2,3 – 11	2,3 – 11
Coefficient de Poisson	0,17 – 0,4	0,17 – 0,38

On a le rapport des modules de Young ($E_{//}/E_{\perp}$) étant environ de 1,2. La perméabilité de l'argilite de l'Est mesurée par la méthode Pulse-Test, dans le cas saturé, est très faible et varie de 10^{-22} à 10^{-20} m^2 (Escoffier 2002 ; Coste et al. 2000).

1.3 *Paramètres hydromécaniques*

Vincké et al. (1998) effectuent des mesures de coefficient de Biot sur l'argilite de l'Est et l'évaluent entre 0,4 et 0,8 selon le confinement exercé sur les échantillons. La courbe sorption-désorption de l'argilite de l'Est a été mesurée par Ghoreychi et al. (1999). Plus la succion imposée est élevée, plus la teneur en eau est basse et plus le volume de l'argilite diminue (Figure 0-2).

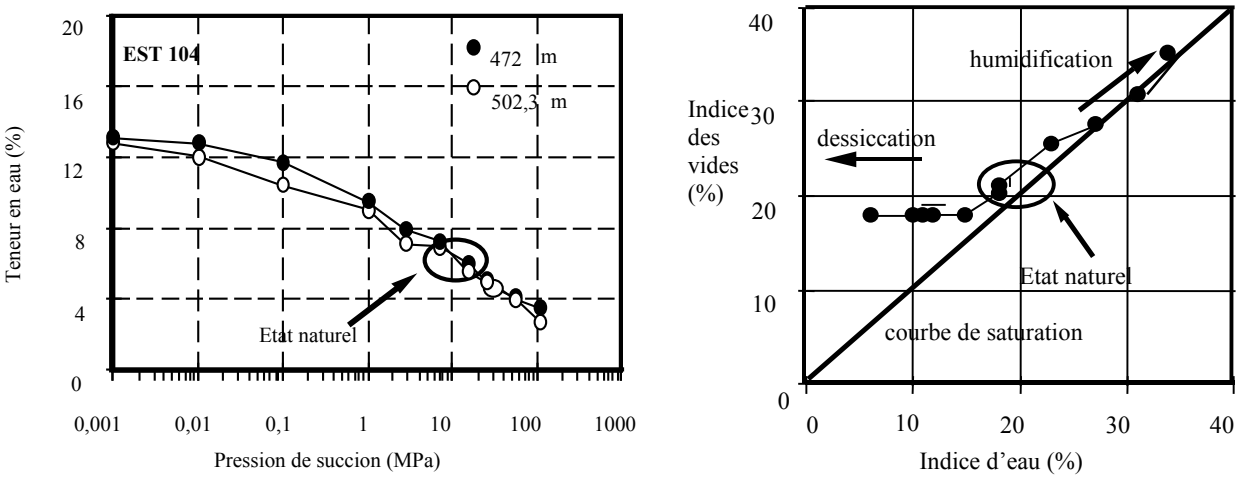


Figure 0-2 : Courbe de sorption de l'argilite de l'Est (Ghoreychi et al. 1999).

2 OBSERVATIONS DANS LES OUVRAGES SOUTERRAINS

La sensibilité hydrique de ce type de roche argileuse peut être observée à l'échelle de l'ouvrage, notamment les sites de Tournemire et du Mont-Terri qui font l'objet d'un suivi expérimental.

2.1 *Tunnel de Tournemire*

Le site de Tournemire (Aveyron, France) appartient à l'IRSN (Institut de Recherche pour la Sûreté Nucléaire), qui l'utilise comme site expérimental dans une roche voisine des argilites de l'Est. Il s'agit d'un tunnel ferroviaire désaffecté, orienté N-S, long de 2 km et situé à Tournemire. Il traverse une formation d'argilites du Toarcien constituée de 40% de minéraux argileux, 20% de carbonates et 40% de feldspath, sous une profondeur d'environ 250 m. Deux galeries ont été creusées perpendiculairement au tunnel pour accéder au massif.

Suite au creusement de rameaux d'essais perpendiculaires à l'axe du tunnel, on a pu constater des fissurations hydriques subhorizontales, se développant en front de taille et sur les parements peu après la fin du creusement, qui forment un réseau assez régulier d'espacement compris entre 10 et 20 cm (Figure 0-3). Une variation saisonnière de l'ouverture de ces fissures hydriques, de l'ordre du millimètre, est observée et semble directement liée au degré d'hygrométrie autour de la galerie : ouvertes en hiver (40 à 80 % d'hygrométrie), fermées en été (90 à 100 % d'hygrométrie) dans le site de Tournemire. Ces fissures ne sont pas d'origine tectonique et leur orientation suivant la stratification du massif diffère totalement de celles des fissures de décompression mécanique. Elles peuvent être attribuées aux effets de la désaturation sur le matériau (Ramambasoa 2001).

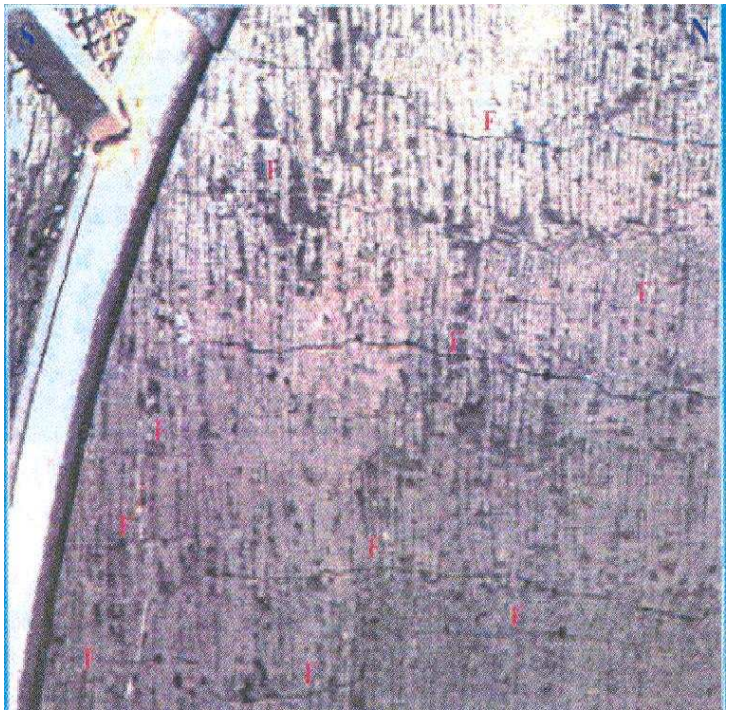


Figure 0-3 : Fissuration en front de taille de la galerie Tournemire (Ramambasoa 2001).

2.2 *Mont-Terri*

Le laboratoire souterrain de Mont-Terri est situé en Suisse dans la montagne du Jura à la profondeur d'environ 300 m. Il traverse une formation d'argile à Opalinus (Dogger, Aalénien) qui contient de 40 à 80% d'argile, de 10 à 27% de quartz et de 6 à 22% de calcite.

Des phénomènes liés à la désaturation ont été observés et mesurés sur le site de Mont Terri dans le cadre d'un mine-by test dans une galerie de 1,8 m de rayon (Blûmling et al. 2000). L'extension de la zone désaturée autour des galeries expérimentales varie de 0,5 m après l'excavation à 1 m après 3 ans dans le site Mont Terri. D'autre part, la vitesse du déplacement radial autour de la galerie expérimentale varie de 7.10^{-8} m/jour en automne/hiver (air sec et froid) à $6{,}6.10^{-7}$ m/jour en printemps/été (air humide et chaud).



Figure 0-4a : Dégradation autour du puits après la fermeture (Derek Martin et al. 2003).

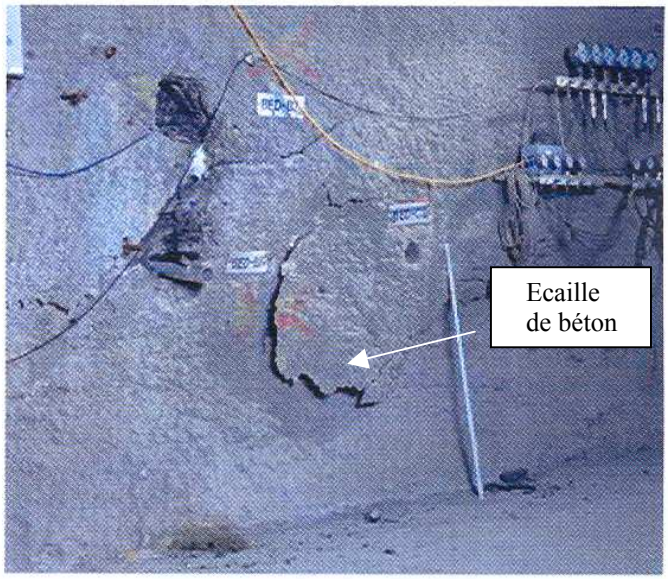


Figure 0-4b : Rupture de la couche de béton projeté (Derek Martin et al. 2003).

L'effet de la resaturation sur l'argile à Opalinus est aussi bien observé au Mont-Terri. Un puits d'un diamètre de 1 m ouvert en tête est stable pendant plus d'une année. Après la fermeture du puits, la resaturation du massif a causé la dégradation autour de la paroi du puits (Figure 0-4a) (Derek Martin et al. 2003). De plus, l'augmentation de la teneur en eau de l'argile résulte en une grande pression de gonflement dans le matériau derrière la couche de béton projeté. Cette pression est suffisante pour rompre une couche de béton projeté de 150 mm d'épaisseur (Figure 0-4b). La combinaison du gonflement et de l'affaiblissement du matériau peut engendrer des endommagements dans les ouvrages.

Ces endommagements observés suite à la désaturation et la resaturation sur les tunnels de Tournemire et du Mont-Terri peuvent influencer la sûreté du stockage souterrain.

3 OBJECTIFS DE L'ETUDE

Dans l'entreposage souterrain des déchets radioactifs de haute activité dans les couches géologiques, il est important d'évaluer l'altération des propriétés de confinement de la roche et leur évolution à long terme par suite de la création de l'ouvrage. Outre la formation de la zone « EDZ » (excavation damaged zone) d'origine mécanique, due à l'excavation de l'ouvrage et de la décompression du massif *au voisinage de la* paroi, s'ajoutent des perturbations liées aux sollicitations hydriques du matériau par suite de la ventilation des galeries.

C'est donc cet aspect du comportement hydrique-mécanique de l'argilite de l'Est que nous allons spécifiquement étudier ici, et en déduire les conséquences sur le comportement de l'ouvrage. Par des approches expérimentales et numériques, on caractérise macroscopiquement les effets hydrique, mécanique et hydromécanique dus à la désaturation et la resaturation de l'argilite de l'Est, roche hôte du futur laboratoire souterrain de stockage des déchets radioactifs :

- La première partie de cette étude récapitule les phénomènes microscopiques spécifiques liés à la désaturation-resaturation des matériaux argileux, les approches expérimentales et numériques pour analyser l'influence de la désaturation ou de la resaturation sur les roches argileuses. Elle montre pour les roches argileuses, la complexité des phénomènes physico-chimiques en jeu, la difficulté de les caractériser par des essais en laboratoire et de les modéliser par des modèles numériques à cause du manque de données complètes et pertinentes.
- On présente des approches expérimentales et numériques pour caractériser le phénomène de transfert hydrique dans l'argilite à l'échelle de quelques centimètres, dans la

deuxième partie. Le phénomène de transfert hydrique est caractérisé par la détermination de la diffusivité hydrique en proposant une méthode simple d'identification et utilisant les résultats expérimentaux de désaturation-resaturation. Le modèle numérique est établi en tenant compte des phénomènes physiques (la conduction hydraulique, la diffusion de vapeur, le changement de phase etc.) pour simuler le transfert hydrique dans l'argilite au cours de la désaturation-resaturation.

- La troisième partie est consacrée à la caractérisation de l'influence de la désaturation-resaturation sur le comportement mécanique de cette roche. Des essais de compression uniaxiale et de fluage uniaxial sont réalisés pour déterminer les propriétés mécaniques et les paramètres associés au comportement différé. La relation entre ces paramètres et l'humidité relative ou la teneur en eau dans l'argilite au cours de la désaturation-resaturation est établie.
- On étudie l'influence de la désaturation et de la resaturation sur « un modèle réduit de tunnel » dans la quatrième partie. Des tubes épais, qui peuvent être considérés comme des modèles réduits simplifiés de tunnels, sont soumis aux chargements hydriques par ventilation d'air à hygrométrie variable dans leur trou. Ces essais permettent de quantifier et comparer les paramètres associés aux phénomènes de désaturation et resaturation dans une structure plus complexe, et d'observer éventuellement les endommagements hydriques et l'effet de structure pendant le cycle de la désaturation – resaturation.
- La dernière partie présente des calculs numériques pour les phénomènes engendrés par la désaturation et la resaturation à l'échelle des ouvrages souterrains, par des modèles numériques calibrés à partir de résultats expérimentaux. Des solutions analytiques et numériques par la méthode des éléments finis sont réalisées pour prévoir l'influence de la désaturation et de la resaturation sur le massif d'argilite dans les galeries souterraines.

REFRENCES

1. Bauer-Plaindoux, C., Tessier, D., Ghoreychi, M., 1998. Mechanical properties of carbonatic clayey rocks: importance of the calcite clay relation. C.R. Acad. Sci., Earth & Planetary Sciences. 326, pp 231-237.
2. Blümling, P., Bauer-Plaindoux, C., Mayor, J.C., Alheid, H.J., Fukaya, M., 2000. Geomechanical investigations at the underground rock laboratory Mont-Terri. In: N. Hoteit et al (Eds.). Int. Workshop on THM modeling of argillaceous rocks, Ecole des Mines de Paris, France, pp. 275-284. Rotterdam, Balkema.
3. Coste, F., Bounenni, A., Chanchole, S., Su, K., 2000. A method for measuring mechanical, hydraulic and hydromechanical properties during damaging in materials with low permeability. In: N. Hoteit et al (Eds.). Int. Workshop on THM modeling of argillaceous rocks, Ecole des Mines de Paris, France, pp. 109-116. Rotterdam, Balkema.
4. Derek Martin, C., Lanyon, G.M., Blümling, P., Mayor, J.C., 2003. The excavation disturbed zone around a test tunnel in the Opalinus clay. In: European Commission CLUSTER Conference. Luxembourg, pp. 121-125.
5. Escoffier, S., 2002. Caractérisation expérimentale du comportement hydromécanique des argilites de Meuse/Haute-Marne. Thèse INPL. France.
6. Gasc-Barbier, M. 2002. Etude des mécanismes de déformation de roches argileuses profondes: Apport de la microstructure et des analyses pétrophysiques. Thèse Université Paris VI. France.
7. Ghoreychi, M. 1999. Comportement thermo-hydro-mécanique des argilites de l'est et son incidence sur les ouvrages souterrains. Dans « Etude pour la faisabilité des stockages de déchets radioactifs » *Actes des Journées scientifiques ANDRA. Nancy, 7, 8 et 9 décembre 1999. EDP Sciences Ed. 397-418.*
8. Ramambasoa, N. 2001. Etude du comportement hydromécanique des argilites. Application au site de Tournemire. Thèse de l'Ecole Polytechnique. France.
9. Vincké, O., Longuemare, P., Boutéca, M., et Deflandre, J. 1998. Investigation of the poromechanical behaviour of shales in the elastic domain. In the proceedings of Eurock 98 : Rock mechanics in petroleum engineering. Norway.

Chapitre 1 : Etudes bibliographiques de l'effet de la désaturation-resaturation sur l'argilite

1 ASPECT MICROSCOPIQUE DE LA DESATURATION-RESATURATION DANS LES MATERIAUX ARGILEUX

Le comportement et les caractéristiques hydriques, mécaniques et hydromécaniques dépendent de la composition minéralogique, de la présence de l'eau et de la texture du matériau argileux. L'argilite de l'Est contient 40 à 50% d'argile. Dans cette partie, on présente des études microscopiques de la littérature relatives à la désaturation et à la resaturation des matériaux argileux.

1.1 *Caractéristiques microscopiques de l'argile*

Les argiles sont des minéraux d'altération, c'est-à-dire qu'elles proviennent de l'altération et de la dégradation des roches : altération physique sous l'effet des variations de température mais surtout altération chimique au contact de l'eau. C'est ce dernier type d'altération qui permet la dégradation en particules très fines. Les conditions dans lesquelles cette dégradation a lieu (température, pH de l'eau, etc.), ainsi que son état d'avancement, peuvent expliquer la grande variété des argiles. Par ailleurs, les phénomènes physico-chimiques jouent un rôle important lors de la désaturation–resaturation de l'argile. Il convient donc de comprendre la microstructure des argiles, l'état de l'eau dans les matériaux argileux, l'hydratation des argiles et l'altération de l'argilite en atmosphère humide pour caractériser l'influence de la désaturation et de la resaturation sur les caractéristiques de l'argilite.

1.1.1 *Microstructure de l'argile*

Les minéraux argileux sont caractérisés par leur unité structurale ou cellule de base (cristallite) qui est constituée d'un feuillet et d'un interfeuillet appelé aussi interfoliaire (Figure 1-1). L'interfeuillet est constitué de fluide d'eau assurant une liaison électrochimique entre les feuillets. Il existe différents types de liaisons interfeuillet, liées notamment à des phénomènes de substitutions isomorphiques à la surface des cristallites. Une particule d'argile résulte de l'empilement de quelques cristallites élémentaires face à face. Des différentes possibilités d'empilement des couches dans les feuillets, de substitutions isomorphiques, de liaisons interfeuillets et d'arrangement spatial des cristallites résulte la grande diversité de structures et de propriétés des argiles. L'agrégat (appelé aussi grain) est un assemblage désordonné entre les particules dont la forme et les dimensions peuvent varier.

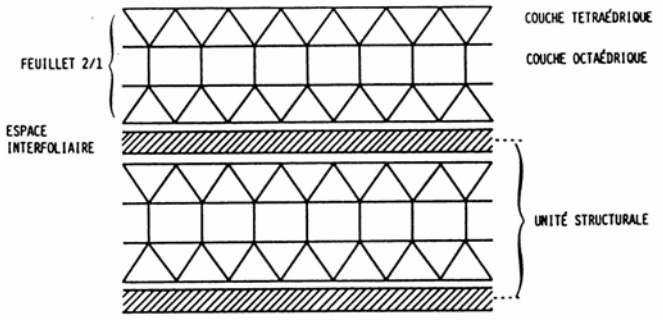


Figure 1-1 : Représentation schématique d'une structure de couche argileuse.

1.1.1.1 Structure de base

Le feuillet est lui-même formé de deux ou trois couches cristallisées. Il existe deux types de couches :

- la couche dite tétraédrique (T) est formée de tétraèdres Si^{4+} entourés de quatre anions O^{2-} aux sommets. Son épaisseur est 4,6 Å, son bilan de charge -1 (Figure 1-2).

- la couche dite octaédrique (O) est constituée par Al^{3+} ou Mg^{2+} entouré de six groupes hydroxyle OH^-. Son épaisseur est 5,05 Å et son bilan de charge +2 (Figure 1-3).

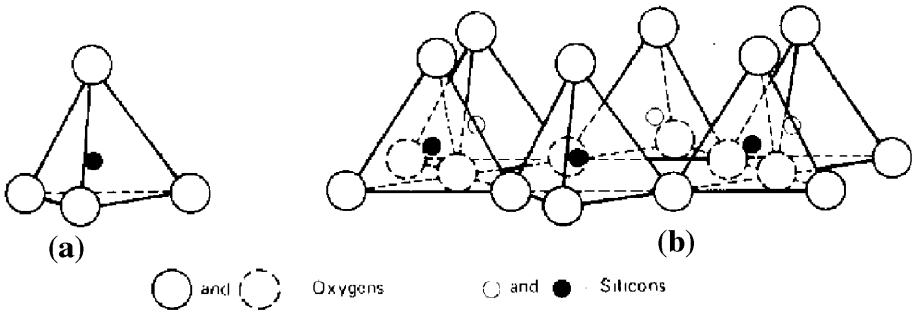


Figure 1-2 : a) Unité tétraédrique à cœur de silicium; b) Schéma d'une couche de tétraèdre $[Si_4\ O_{10}\ (OH)_2]_6$- avec arrangement hexagonal (Mitchell 1993).

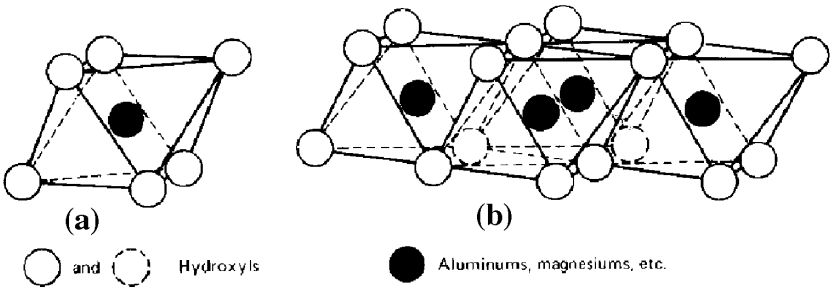


Figure 1-3 : a) Unité octaédrique b) Structure en couche à base d'octaèdre de Brucite $Mg(OH)_2$ ou de Gibbsite $Al(OH)_3$ (Mitchell 1993).

Suivant l'ordre d'empilement des couches octaédriques (O) et tétraédriques (T), les minéraux argileux sont classés en deux types :

- **le type TO (ou dit encore 1 : 1)** est formé d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique (Figure 1-4). Ces argiles, dont l'unité structurale de base est dissymétrique, sont représentés par le groupe des kaolinites et des serpentines, ces derniers étant beaucoup plus rares.

- **le type TOT (ou dit encore 2 : 1)** possède une couche octaédrique (O) disposée entre deux couches tétraédriques (T). Ces argiles, dont l'unité structurale de base est symétrique, comportent de nombreux groupes (illite, smectites, interstratifiés, chlorites et montmorillonite) dont la structure et les propriétés sont très variables.

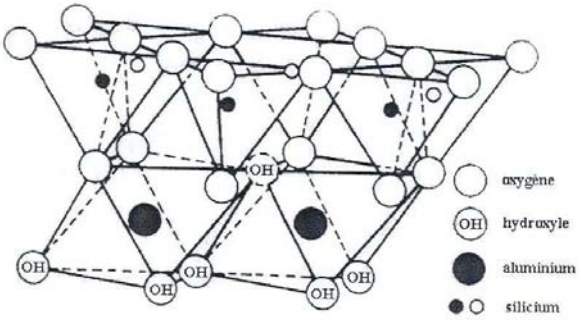


Figure 1-4 : Assemblage d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique pour argile TO (Mitchell 1993).

A partir de la structure de base des feuillets argileux, des substitutions entre cations sont possibles. On parle alors de substitutions isomorphes car les dimensions des feuillets ne varient quasiment pas. Ainsi, on observe fréquemment le remplacement de Si^{4+} par Al^{3+}, dans le feuillet tétraédrique, et de Al^{3+} par Mg^{2+} et Mg^{2+} par Fe^{2+} dans le feuillet octaédrique. D'autres ions tels que Fe^{3+}, Mn^{2+}, Ti^{4+}, Ni^{2+} et Cr^{3+} peuvent également être retrouvés, mais en plus faible quantité.

Dans le cas où le feuillet est chargé négativement, afin d'assurer l'électroneutralité à cette échelle, un processus de compensation de charges peut s'opérer à deux niveaux : soit au sein du feuillet qui, de fait, reste neutre ; soit, et c'est la majorité des cas, à l'extérieur du feuillet, par adsorption de divers cations métalliques appelés alors cations compensateurs. Ces cations compensateurs peuvent être plus ou moins mobiles, en fonction des propriétés des surfaces des feuillets argileux et de la nature de ces cations. Les cations mobiles peuvent donc être échangés avec d'autres ions présents dans la solution interstitielle. Par exemple, dans le groupe des montmorillonites (ou smectites), l'électroneutralité est assurée grâce à la présence de cations interfoliaires hydratés (i.e. associés à des molécules d'eau). On peut citer les cations suivants : Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} et K^{+}. La présence de molécules d'eau associées aux cations compensateurs concourt alors à l'écartement des feuillets argileux et donc au gonflement macroscopique observé.

1.1.1.2 Principales familles de minéraux argileux

Les principales familles de minéraux argileux rencontrés dans l'argilite de l'Est sont interstratifiés illites / smectites (60%), illite et kaolinite, chlorite (Gasc-Barbier 2002). Leur représentation schématique est donnée dans la Figure 1-5.

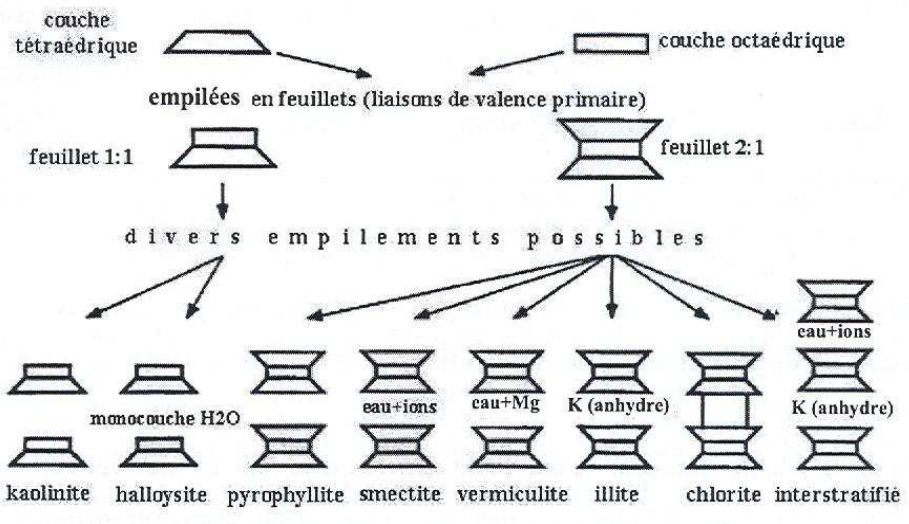


Figure 1-5 : Représentation schématique de quelques groupes de minéraux argileux (Grim 1968).

(1) Interstratifiés

Les minéraux interstratifiés, qui résultent de l'empilement de feuillets ou de paquets de feuillets, appartiennent à des familles différentes. On trouve généralement des inter stratifications smectites-illites et smectites- kaolinites. Dans le cas du site de Meuse / Haute-Marne, il s'agit principalement d'interstratifiés d'illite et de smectite. Ce sont les plus répandus car l'illite peut être, sous certaines conditions (enfouissement, température et pression), le produit d'une réaction de transformation des smectites selon la formule suivante :

$$\text{Smectite} + Al^{3+} + K^{+} \rightarrow \text{illite} + Si^{4+}$$

(2) Illites

Ce sont des argiles dites 2:1 dans lesquelles les substitutions ont surtout lieu dans la couche octaédrique. Le feuillet primaire est constitué d'un feuillet octaédrique entouré de deux feuillets tétraédriques. Les cations de compensations sont les ions potassium K^{+}. La superposition des feuil-

lets est réalisée par contact et de manière parfaitement ordonnée et jointive : ainsi le potassium situé entre deux feuillets ne peut être échangé. Ceci induit une liaison très forte entre feuillets élémentaires : l'« emboîtement » des cations K^+ dans les cavités hexagonales interdit tout glissement ou séparation des feuillets, si bien que l'empilement des feuillets est alors ordonné et rigide (Figure 1-6) et qu'il n'existe pas d'eau interfoliaire. Ce type d'empilement confère à la particule élémentaire associée une grande stabilité.

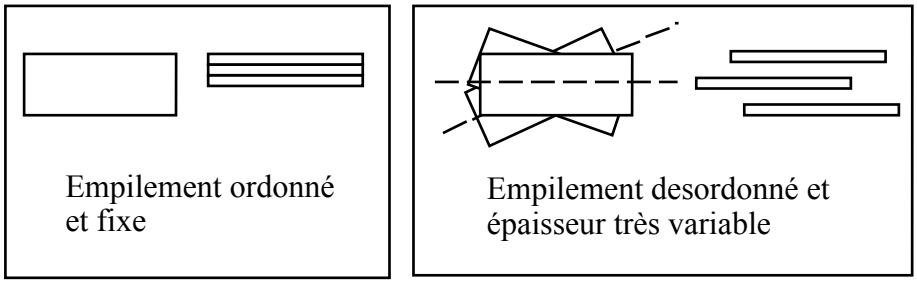


Figure 1-6 : Organisation des feuillets argileux à l'échelle de la particule (Gasc-Barbier 2002).

(3) Smectites

Les smectites sont également des argiles de type 2:1. Les Si de la couche tétraédrique sont remplacés par des Fe, Cr et Zn. De plus les cations compensateurs sont très mobiles et donc facilement échangeables. Les feuillets sont faiblement liés si bien que leur empilement au sein d'une particule est relativement désordonné (Figure 1-6) et que des couches d'eau peuvent s'intercaler entre les feuillets. Dans l'espace interfoliaire, peuvent se loger divers cations, de l'eau et des molécules organiques, c'est pourquoi la distance interfoliaire peut varier de 10 à 18 Å (on donne souvent la valeur moyenne de 14 Å), ce qui explique aussi la grande variété de minéraux rattachés à cette famille.

(4) Kaolinites

C'est une argile 1:1 dans laquelle l'empilement des feuillets est fixé et ordonné. Les kaolins sont formés par altération atmosphérique ou hydrothermale de roches riches en aluminium. Ce sont donc des argiles très stables. Les feldspaths sont fréquemment le siège d'une alkalanisation avec élimination des métaux alcalins et d'une partie de la silice. Sous forme hydratée $Al_4[(OH)_8Si_4O_{10}].4H_2O$, la kaolinite se présente en masses compactes blanches qui deviennent translucides à l'eau. Les plaquettes elles-mêmes s'orientent spontanément et parallèlement les unes aux autres au sein de paquets.

(5) Chlorites

Il s'agit d'aluminosilicates de magnésium, fer et aluminium formant un groupe de minéraux ressemblant aux micas mais avec un clivage moins facile. Les chlorites magnésiennes (pennine, clinochlore, ripidolite) $(Mg,Al,Fe)_3[(OH)_2AlSi_30_{10}]Mg_3(OH)_6$ sont sous forme de cristaux désordonnés à aspect hexagonal organisés en agrégats plus ou moins finement grenus. Ces minéraux très répandus proviennent de la transformation hydrothermale de silicates ferro-magnésiens de type biotite. Les chlorites ferrifères se rencontrent dans les roches sédimentaires formant des bancs au milieu des calcaires.

1.1.2 *Etat de l'eau dans les matériaux argileux*

L'eau joue un rôle majeur dans le comportement du matériau argileux. Sa cohabitation avec l'air dans les pores prend des formes variées, selon que l'eau domine et que l'air ne peut se déplacer librement, ou au contraire que l'air occupe l'essentiel des pores, et que l'eau est bloquée aux contacts des particules, ou encore que l'eau et l'air peuvent se déplacer tous les deux. Outre les phénomènes capillaires, qui se développent aux contacts entre l'eau et l'air dans le matériau non-saturé. L'eau peut interagir avec les minéraux des particules argileuses : ces interactions physico-chimiques sont particulièrement importantes dans les argiles. Enfin, la concentration des sels dis-

sous dans l'eau est à l'origine de phénomènes osmotiques, qui influencent la migration des molécules d'eau dans les pores de matériau argileux.

On distingue trois types principaux d'état de l'eau, qui ont une grande influence dans le processus de la désaturation-resaturation, dans les matériaux argileux : l'eau libre ou l'eau capillaire dont les propriétés sont modifiées par la présence et la courbure d'une interface liquide – vapeur, l'eau adsorbée dont les propriétés sont modifiées par la proximité d'une surface solide et l'eau interlamellaire.

1.1.2.1 Eau libre

L'eau libre se retrouve principalement dans les espaces inter agrégats et éventuellement dans l'espace interparticuliaire (loin des surfaces externes des particules) de matériaux argileux. Cette eau circule librement dans le milieu sous l'effet d'un gradient de charge hydraulique.

(1) Eau capillaire

Le phénomène de capillarité se produit à l'interface entre deux fluides, car les molécules y sont soumises à un ensemble de forces d'interaction non équilibrée, à la différence d'une molécule située au sein du fluide. La capillarité est souvent illustrée par le schéma dans la Figure 1-7 décrivant la remontée capillaire h_c de l'eau dans un tube de faible rayon *r*, plongé dans un liquide seulement partiellement immergé, dans le cas où l'interface liquide-gaz se présente sous forme d'un ménisque concave sphérique.

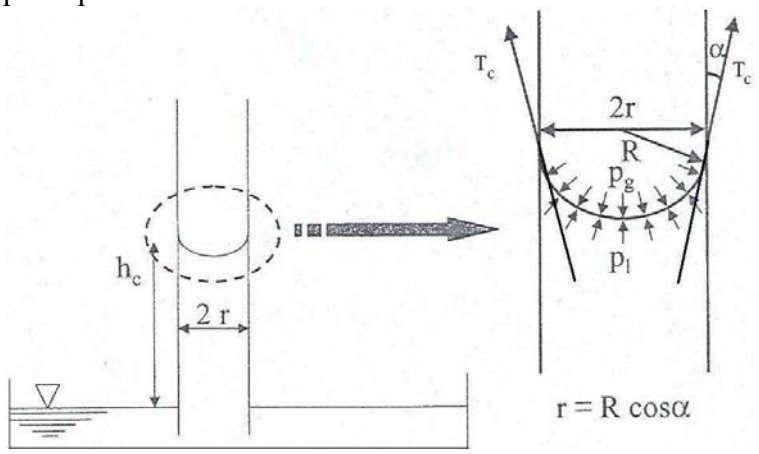


Figure 1-7 : Tube capillaire.

La loi de Jurin donne la hauteur h_c d'ascension capillaire :

$$h_c = \frac{2T_c \cos\alpha}{r\rho_w g}$$

avec r : rayon capillaire
T_c : tension superficielle
ρ_w : masse volumique de l'eau
g : accélération de la pesanteur
α : angle de contact entre les deux éléments en présence.

La pression capillaire p_c s'écrit en fonction du rayon capillaire :

$$p_c = p_g - p_l = \frac{2T_c \cos\alpha}{r}$$

Dans les matériaux argileux, on s'intéresse essentiellement aux interfaces liquide-gaz et solide-liquide, l'eau liquide peut être absorbée et retenue dans les pores par capillarité sous l'effet des forces de ménisque qui résultent de tension interfaciale solide-liquide-gaz.

(2) Condensation capillaire

Le phénomène de la condensation capillaire dans les matériaux argileux est concentré autour de la coexistence d'eau sous deux formes: la vapeur et les phases condensées de fluide. A une pression de vapeur inférieure à sa pression saturante, pour la température considérée, la vapeur d'eau peut se condenser, à condition que le liquide mouille la surface solide avec un angle de contact ($\alpha<\pi/2$). On considère un pore cylindrique terminé par un hémisphère lorsque la pression de vapeur croît. Au début, les couches absorbées se forment à la surface solide, à pression basse. Quand la pression de vapeur P_v augmente jusqu'à la valeur qui correspond au rayon de courbure du film adsorbé au fond du pore, la condensation capillaire se forme. Le pore est rempli par l'eau et le ménisque se déplace vers l'entrée du pore sans changement du rayon de courbure.

1.1.2.2 Eau adsorbée

Il s'agit d'une couche de molécules du fluide déposée sur la surface des grains, cristallite plaquettaire ou paquet de feuillets. Cette couche peut contenir une seule épaisseur de molécule (adsorption moléculaire) ou plusieurs (adsorption multimoléculaire) (Figure 1-8). Les forces d'attraction exercées par la paroi solide sur les molécules du fluide sont à l'origine de la formation de cette couche adsorbée. La structure de l'eau adsorbée est bidimensionnelle et le champ de contrainte y régnant n'est pas hydrostatique. On ne peut pas donc assimiler ce type à une phase liquide habituelle. Prost (1990) la considère comme évaporable et elle participe donc au transfert hydrique.

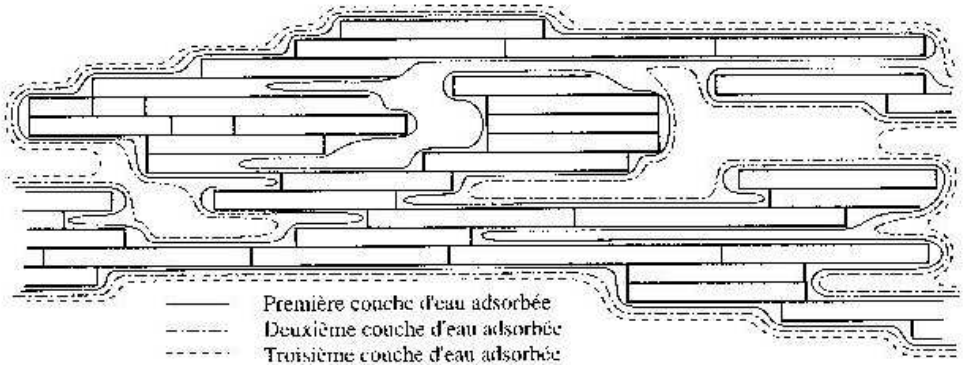


Figure 1-8 : L'eau absorbée dans un paquet de feuillets smectitiques (Van Damme 2001).

1.1.2.3 Eau interlamellaire

Elle n'existe que dans les smectites présentes dans les argilites de l'Est. Ce type d'eau est situé dans l'espace très confiné séparant deux feuillets parallèles à une distance inférieure au nanomètre. Elle s'échange plus lentement que ce temps caractéristique avec la phase volumique.

1.1.3 *Hydratation des argiles*

L'argile possède une grande variété de tailles d'espace poral, du nanomètre (espace interlamellaire ou interfoliaire) à une dizaine de micromètres (espace interagrégat) en passant par une centaine de nanomètres (espace interparticulaire). Les molécules d'eau peuvent s'intercaler en grande quantité dans ces espaces. D'autre part, la nature électrique des feuillets ou bien la présence des cations compensateurs peuvent influencer l'interaction eau-argile. Mitchell (1993) fait le point des mécanismes d'hydratation.

- Liaisons hydrogène : les groupements hydroxyles favorisent le développement de liaisons hydrogène : en effet, les atomes d'oxygène sont susceptibles d'attirer les pôles négatifs de l'eau. Au niveau des structures, la présence de ces liaisons entraîne une distribution électronique différente de ce qu'elle est dans l'eau libre. Cela permet de créer les couches d'eau supplémentaires liées à la première par le même type de liaisons.

- Attraction par des forces Van der Waals : du fait de la charge négative diffuse du feuillet, des liaisons électrostatiques de type Van der Waals peuvent s'établir entre l'eau et les sites où les charges négatives manifestent leur action attractive.

- Hydratation des cations échangeables : les cations dans l'espace interfoliaire deviennent des sites privilégiés sur lesquels les molécules d'eau viennent se fixer, l'ensemble forme un polyèdre de coordination.

- Attraction par osmose : plus on se rapproche de la surface chargée négativement du feuillet, plus la concentration des cations augmente. Les molécules d'eau ont tendance à diffuser vers les surfaces argileuses pour annihiler le gradient de concentration.

1.1.4 *Altération de l'argilite en atmosphère humide*

L'argilite de l'Est contient de la pyrite. En présence d'oxygène libre et d'humidité, l'oxydation spontanée de la pyrite se traduit par la formation d'hydroxydes ferriques et d'acide sulfurique. Cet acide peut réagir avec les espèces minéralogiques voisines et entraîner ainsi soit leur dissolution, soit la transformation de nouveaux produits d'altération (Wright 2001). Les carbonates présents dans l'argilite sont facilement dissous par l'acide sulfurique. Cela conduit à la formation de gypse. Ce qui s'accompagne d'un important changement de volume. De plus, il s'agit de réactions rapides qui peuvent donc entraîner la création d'un réseau de micro-fissures (le changement de volume induisant des forces de traction dans les argilites, il y a risque de rupture) et donc des chemins préférentiels d'écoulement (Gasc-Barbier 2002).

1.2 *Etude thermodynamique*

1.2.1 *Potentiel chimique*

Le potentiel chimique est très important pour relier la théorie thermodynamique aux mesures de sorption. Le potentiel chimique μ_i d'un constituant i est défini par la variation de l'énergie libre de Gibbs G en fonction de la concentration C_i du constituant i.

$$\mu_i = (\frac{\partial G}{\partial C_i})_{T,P,C_j \neq C_i}$$

On a le potentiel chimique de l'eau sous forme liquide et vapeur :

- Potentiel chimique de l'eau sous forme liquide (eau liquide incompressible) :

$$\mu_l - \mu_{l0} = M_v(P_l - P_{l0})/\rho_l$$

μ_l : potentiel chimique de l'eau liquide à l'état considéré,
μ_{l0} : potentiel chimique de l'eau liquide à un état de référence,
P_l : pression de liquide,
P_{l0} : pression de liquide à l'état de référence (P_{l0} est égale à la pression atmosphérique P_{atm}),
ρ_l : masse volumique de l'eau liquide,
M_v : masse molaire du liquide.

- Potentiel chimique de l'eau sous forme vapeur (vapeur d'eau assimilée à un gaz parfait) :

$$\mu_v - \mu_{v0} = RT \ln(\frac{P_v}{P_{v0}})$$

avec μ_v : potentiel chimique de l'eau vapeur à l'état considéré,
μ_{v0} : potentiel chimique de l'eau vapeur à un état de référence,
P_v : pression de vapeur d'eau dans la phase gazeuse,
P_{v0} : pression de vapeur saturante,
R : constante des gaz parfaits,
T : température absolue.

1.2.2 *Loi de Kelvin - Laplace*

A l'équilibre thermodynamique, à une température T donnée, les potentiels chimiques de l'eau sous forme liquide et sous forme vapeur sont égaux :

$$\mu_v = \mu_l$$

La loi de Kelvin s'écrit alors :

$$\ln RH = -\frac{M_v}{RT\rho_w} p_c$$

($RH = P_v/P_{v0}$, RH: humidité relative)

De plus, l'humidité relative est reliée à la courbure de l'interface liquide – solide – gaz, par la loi de Kelvin-Laplace basée sur l'équilibre thermodynamique de l'eau sous forme liquide et vapeur dans le cas d'un mélange gazeux à pression atmosphérique :

$$\ln RH = -\frac{M_v}{RT\rho_w} p_c = -\frac{2M_v}{RT\rho_w}\frac{\gamma\cos\alpha}{r}$$

1.3 *Mécanismes de retrait de désaturation et de gonflement de resaturation*

Le retrait et le gonflement sont d'origine physico-chimique. Ils s'expliquent par la fixation d'eau par les minéraux hydrophiles, et se distinguent, du point de vue du mécanisme. D'autres phénomènes entraînent également des variations de volume tel que l'hydratation résultant des réactions chimiques, et la dilatance–contratance d'origine mécanique et thermique. Le phénomène de retrait – gonflement est lié à une prise ou un départ d'eau sous l'effet de désaturation-resaturation et se produit aussi bien à l'état saturé qu'à l'état non-saturé.

1.3.1 *Mécanismes de retrait*

Les retraits dépendent de l'état de liaison de l'eau avec le squelette solide dans les matériaux. L'étude des mécanismes de retrait correspond à celle de la liaison eau/surface solide (Baroghel-Bouny 1994). On a identifié trois types de mécanisme de retrait par la désaturation : le retrait par variation de la dépression capillaire, de la tension superficielle et de la pression de disjonction, qui correspondent respectivement aux trois types de l'état de l'eau dans les argilites de l'Est : l'eau capillaire, absorbée et interlamellaire.

- Le retrait par variation de la dépression capillaire s'appuie sur l'équation de Kelvin-Laplace. Il se produit pour les fortes humidités relatives pour lesquelles les pores capillaires sont remplis par l'eau. Mais quand les matériaux sont progressivement désaturés, les ménisques dans les pores se créent d'abord, puis les courbes de ces ménisques diminuent pour maintenir l'équilibre entre l'eau liquide et phase gazeuse. Cette dépression provoque une contraction du solide qui engendre les retraits.

- Le retrait par variation de la tension superficielle du solide est basé sur l'énergie superficielle du système colloïdal formé par la surface de solide avec l'épaisseur du film d'eau adsorbée, lorsque l'humidité relative est plus faible (RH < 40%). Si l'humidité relative diminue, l'énergie superficielle augmente. Cette augmentation est équilibrée par la décroissance de l'étendue de l'interface qui engendre le retrait.

- Le retrait par variation de la pression de disjonction se base sur le concept de pression de disjonction due à l'adsorption dans un espace confiné. La pression de disjonction varie avec humidité relative. Il en résulte une variation de distance entre surfaces de solides. La désaturation est assistée par le flux chemico-osmotique. L'évaporation dans les larges pores produit la concentration de constituants chimiques dans l'eau interstitielle résiduelle, permettant de retirer l'eau dans l'espace de double couche. Quand le film d'eau s'en va, la pression disparaît, l'espace interparticulaire devient plus petit. Le volume de matériau diminue donc.

1.3.2 *Mécanismes de gonflement*

Selon la force des liens unissant les feuillets d'argile avec l'arrivée d'eau ou non dans l'espace interfoliaire, on peut distinguer l'argile gonflante ou non gonflante. Dans certaines argiles (kaolinites, illites), l'eau ne peut s'engager entre les feuillets. Elles sont faiblement gonflantes. Par contre, dans les smectites, la faible liaison entre feuillets fait que chaque espace interfeuillet peut s'hydrater. L'amplitude du gonflement dépend de l'état initial, bien sûr, et des contraintes appliquées. Les smectites font partie des argiles gonflantes.

Le phénomène de gonflement paraît relever de deux causes: hydratation des espaces interfoliaire et répulsion entre les particules. L'eau peut latéralement pénétrer dans l'espace interfeuillet. Les feuillets s'écartent, et la liaison entre deux feuillets parallèles doit alors être assurée différemment. Il en résulte une réorganisation complète de la matrice solide. Cette réorganisation est sans doute le premier des deux points essentiels permettant de distinguer le gonflement des argiles gonflantes et celui d'un autre matériau poreux (Gaombalet 2004). Le deuxième est l'interaction eau-argile liée aux ions présents dans l'eau. Les cations présents en solution sont attirés vers les surfaces des feuillets d'argiles chargées négativement. Ils sont par ailleurs repoussés de ces surfaces par la force osmotique qui tend à uniformiser la concentration en cation dans la solution. Il résulte de ces deux effets opposés une certaine distribution des cations au voisinage des feuillets. De même, les anions qui sont repoussés électrostatiquement par les feuillets, ont une distribution spatiale particulière au voisinage des feuillets. Il en résulte que la distribution des ions dans l'espace interfoliaire est en général différente de celle dans les gros pores. Cela se traduit par une différence entre les pressions osmotiques internes et externes aux particules et donc par des forces exercées sur les feuillets. Cette différence est souvent appelée « pression de gonflement microscopique » ou pression de répulsion interparticulaire.

2 ETUDES DE L'EFFET DE LA DESATURATION - RESATURATION SUR LES MATERIAUX ARGILEUX

2.1 *Etudes expérimentales*

2.1.1 *Méthodes pour créer la désaturation et la resaturation*

Différentes méthodes permettent de créer la désaturation et la resaturation. Elles sont souvent complémentaires car elles ne couvrent pas toujours les mêmes zones de succion (Delage et al. 1998 et Gasc-Barbier 2002). Lorsque l'échantillon est désaturé ou resaturé grâce à l'humidité de l'air, les échanges se font sous forme gazeuse, on parle respectivement alors de désorption ou sorption. Dans le cas de la resaturation par contact direct avec l'eau, les échanges entre le matériau et l'environnement sont réalisés sous forme liquide, c'est l'imbibition. On impose également le pression osmotique ou la surpression d'air pour créer la succion dans le matériau. Les principales méthodes classiquement utilisées sont présentées ici.

2.1.1.1 Plaque tensiométrique

C'est une des premières méthodes utilisées. La plaque tensiométrique consiste à mettre l'eau d'un échantillon sous tension en le mettant au contact d'une pierre poreuse céramique saturée d'eau, connectée à un récipient d'altitude variable par le biais d'un tube en U. Un récipient placé plus bas que l'échantillon permet d'exercer une dépression égale à la hauteur d'eau. Ce système permet d'avoir une excellente précision aux très faibles succions, entre 0 et 10 kPa (1 m d'eau).

Dans des conditions normales, l'eau ne peut être mise sous tension que jusqu'à la limite imposée par la cavitation, qui est de 80 kPa pour une eau naturelle, ce qui définit la gamme tensiométrique (0-80 kPa). Cette gamme peut être couverte avec un procédé analogue, en plaçant du mercure dans le tube en U (100 kPa ≈ 76 mm de mercure).

2.1.1.2 La méthode osmotique

La technique osmotique provient de la biologie, où elle est utilisée en particulier pour les dialyses. Elle est basée sur l'utilisation de membranes semi-perméables et d'une solution aqueuse de molécules organiques de polyéthylène glycol (PEG) de grande taille, constituées de longues chaînes de radicaux éthyle (C_2H_4) (Delage et al. 1998).

Le principe est d'imposer une pression osmotique à la solution interstitielle. Cette pression est provoquée par la différence de concentration existant entre la solution du sol et la solution de concentration connue mise au contact. Cette mise au contact se fait par l'intermédiaire d'une membrane poreuse ne laissant migrer que les molécules d'eau et les ions de la solution du sol. Avec cette méthode, on applique classiquement des pressions de succion comprises entre 0,3 et 12 MPa.

2.1.1.3 L'appareil de Richards (méthode de translation d'axes)

Le principe de l'appareil de Richards repose sur la méthode des pressions pneumatiques: l'échantillon est mis au contact avec de l'eau, dans une enceinte qui peut être pressurisée ; l'eau étant également au contact avec une surface libre. En vertu de la loi de Laplace, l'eau pénètre alors dans (ou se vide de) la classe de capillaires correspondant à la différence de pression entre celle appliquée dans l'enceinte et la pression atmosphérique. Dans le cas de l'appareil de Richards, ce contact échantillon – eau se fait par l'intermédiaire d'une pierre poreuse dont les pores sont suffisamment petits pour qu'elle ne soit pas désaturée par la pression maximale d'air appliquée dans la cellule. C'est la valeur de la pression au point d'entrée d'air de la pierre poreuse qui limite le potentiel imposable. L'eau sous cette pierre poreuse est maintenue à la pression atmosphérique. La succion produite dans cet échantillon est égale à la pression d'air exercée sur l'échantillon. L'ordre de grandeur des succions maximales imposées avec cette technique est de 1,5 MPa, ce qui impose la réalisation de cellules métalliques de confinement extrêmement fiables, vu l'énergie élastique emmagasinée par les volumes de gaz comprimé.

2.1.1.4 La méthode des solutions salines

Cette méthode repose sur un principe physique : à une concentration en sel, une pression d'air et une température données correspondent à une seule pression partielle de vapeur d'eau. Il est très important de noter que les valeurs d'humidité relatives données ne sont valables que pour une pression d'air et une température fixées et à condition que les solutions soient sursaturées en sel. Suivant les références consultées, de légers écarts pouvant aller jusqu'à 3%, peuvent apparaître (Delage et al. 1998). Cette méthode est plus simple d'emploi et moins dangereuse que les autres, mais les échanges par phase vapeur sont plus lentes.

L'humidité relative de l'air noté *RH* (exprimé en pourcentage) ou degré d'hygrométrie est directement le rapport de pression de vapeur sur la pression de vapeur saturante P_v/P_{v0}. En divisant le potentiel chimique par le volume molaire, on obtient une pression équivalente. Dans le cas de potentiels négatifs, la pression ainsi obtenue est aussi négative : son opposée est la succion. La succion (notée *s*) s'exprime en P_a ou en centimètres de colonne d'eau (notée souvent *h* au lieu de *s*) :

$$s=\frac{\rho_w RT}{M_v}\ln(\frac{RH}{100})$$

Avec s : succion (en Pa),
ρ_w : masse spécifique de l'eau soit 1000 kg/m^3,
R : constante des gaz parfaits soit 8,31 J/mol/K,
M_v : masse molaire de l'eau soit 0,018 kg/mol,
T : température en K,
RH : degré hygrométrique exprimé en %.

L'unité pF, traditionnellement usitée en agronomie, est définie par la relation suivante :

$$pF = \log_{10}(h)$$

avec h : hauteur d'eau exprimée en centimètres.

Comme nous venons de le voir, l'humidité relative dépend de la température. Il convient donc de réaliser les essais à température constante (20°C dans notre cas).

Le Tableau 1-1 décrit les différentes solutions salines utilisées avec les succions correspondantes (exprimées en MPa et en pF) en mentionnant les limites de solubilité. Les données sont données à 20°C, la température ayant une forte influence sur les solubilités ainsi que sur les pressions de vapeur saturantes donc sur les degrés hygrométriques imposés.

Tableau 1-1: Données sur les solutions salines et les succions associées.

Sel	formule chimique	solubilité (g/l) à 20°C	degré hygrométrique (%RH) à 20°C	succion (MPa)	succion (pF)
sulfate de cuivre hydraté	$CuSO_4,5H_2O$	317	98	2,83	4,45
sulfite de sodium hydraté	$Na_2SO_3,7H_2O$		95	6,92	4,84
sulfate de zinc hydraté	$ZnSO_4,7H_2O$	540	90	15,1	5,18
sulfate d'ammonium	NH_4SO_4	754	81	26,3	5,42
chlorure de sodium	NaCl	360	75	40,1	5,6
nitrite de sodium	$NaNO_2$	820	66	56,3	5,75
carbonate de potassium hydraté	$K_2CO_3,2H_2O$	937	44	115	6,06
chlorure de calcium hydraté	$CaCl_2,6H_2O$	5360	32,5	158,5	6,20

2.1.1.5 Synthèse

La méthode des solutions osmotiques, l'appareil de Richards et la plaque tensiométrique peuvent créer des faibles succions (<12 MPa). Par contre, comme l'humidité engendrée par la ventilation dans les galeries peut atteindre 60% RH (succion de 70 MPa), nous choisissons donc la méthode des solutions salines qui nous donne une large gamme d'humidité relative requise pour nos études. Nous pouvons aussi contrôler et raffiner facilement les paliers d'humidité dans les deux cas de la désaturation et de la resaturation en utilisant les différentes solutions salines.

2.1.2 *Approches expérimentales*

Diverses approches expérimentales ont été mises en œuvre pour mettre en évidence et quantifier le couplage hydrique – mécanique. Plus précisément, ce sont les effets de la désaturation et de la resaturation sur les contraintes, les déformations, et les paramètres hydriques et mécaniques de matériaux argileux que l'on mesure (argilite de Tournemire, argile Opalinus, argilite de l'Est et les autres argiles).

2.1.2.1 Argilite de Tournemire

Des essais hydriques de désaturation et essais de compression sur les échantillons à différents degrés de saturation ont été réalisés sur l'argilite de Tournemire (Schmitt et al. 1994 ; Valès et al. 2004). Le degré de saturation a une influence sur les paramètres mécaniques (module de Young, coefficient de Poisson et résistance à la compression). L'argilite de Tournemire est anisotrope, ils ont observé l'influence de la stratification sur les paramètres mécaniques. Dans le sens perpendiculaire à la stratification, ils ont obtenu les valeurs de module de Young les plus grandes (Figure 1-9). Valès et al. (2004) ont également analysé les modes de rupture et l'angle de rupture par rapport au litage dans les éprouvettes avec différentes teneurs en eau. Le matériau est plus fragile quand la teneur en eau est plus faible. Pour les éprouvettes perpendiculaires au litage, la rupture est due à une bande de cisaillement et l'angle de cette bande avec le litage est augmenté avec la succion. La plasticité a été bien observée.

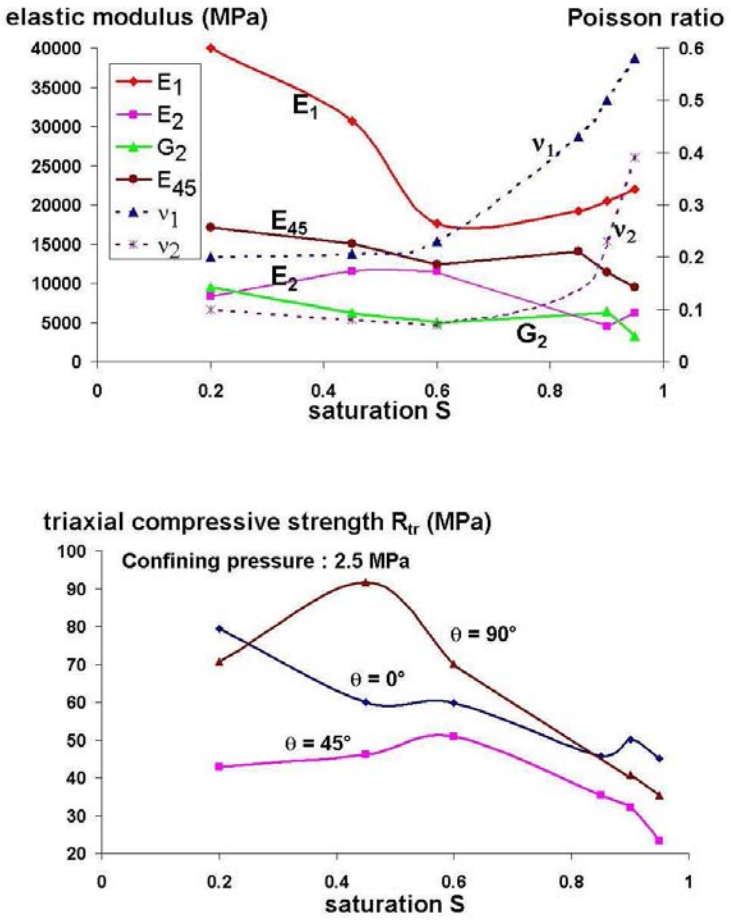


Figure 1-9 : Résultats des essais de compression uniaxiale pour l'argilite Tournemire (Valès et al. 2004).

Par ailleurs, Schmitt et al. (1994) ont observé un phénomène de destruction rapide pour des échantillons de l'argilite de Tournemire immergés dans l'eau. Les échantillons se fragmentent principalement selon les plans de stratification. Des bulles d'air emprisonnées ont été observées entre les fragments. La saturation rapide des échantillons serait susceptible de créer ces bulles. La pression engendrée par ces bulles serait suffisante pour amener à la rupture de l'échantillon. Cela nous conduit à utiliser une méthode de resaturation plus douce pour notre matériau, en plongeant des échantillons dans une atmosphère à humidité relative contrôlée.

Un oedomètre spécifique a été utilisé pour caractériser le comportement de l'argilite de Tournemire peu perméable soumise à diverses sollicitations hydriques et mécaniques (Daupley 1995). Le comportement a été exploré par la mesure de la pression de gonflement pour différents types de sollicitations hydriques et par l'estimation du coefficient de couplage hydromécanique obtenu en mesurant les variations de pression interstitielle en fonction d'incréments de la contrainte totale. Les pressions de gonflement de l'argilite de Tournemire sont comprises entre 0,33 et 0,61 MPa. La réalisation des cycles d'imbibition-drainage-imbibition a montré la réversibilité du processus de gonflement et donné la relation entre l'amplitude de la pression de gonflement et celle des variations du potentiel de l'eau. La mesure des coefficients de couplages a permis de dissocier le comportement des échantillons décomprimés du comportement des échantillons replacés dans les conditions de contraintes du site.

2.1.2.2 Argile à Opalinus au Mont-Terri

Blümling et al. (2000) ont fait des essais en laboratoire (compressions uniaxiale et triaxiale, et fluage triaxial) en analysant l'influence de la teneur en eau sur les paramètres mécaniques de l'argile Opalinus. Ils ont bien observé une influence importante de l'état hydrique sur les caractéristiques mécaniques du matériau. Pour les essais triaxiaux, sous 10 MPa de confinement, la résistance à la compression diminue de 105 MPa pour le matériau sec (teneur en eau : w = 0,5%) à 22 MPa pour le matériau humide (w = 6%) (Figure 1-10).

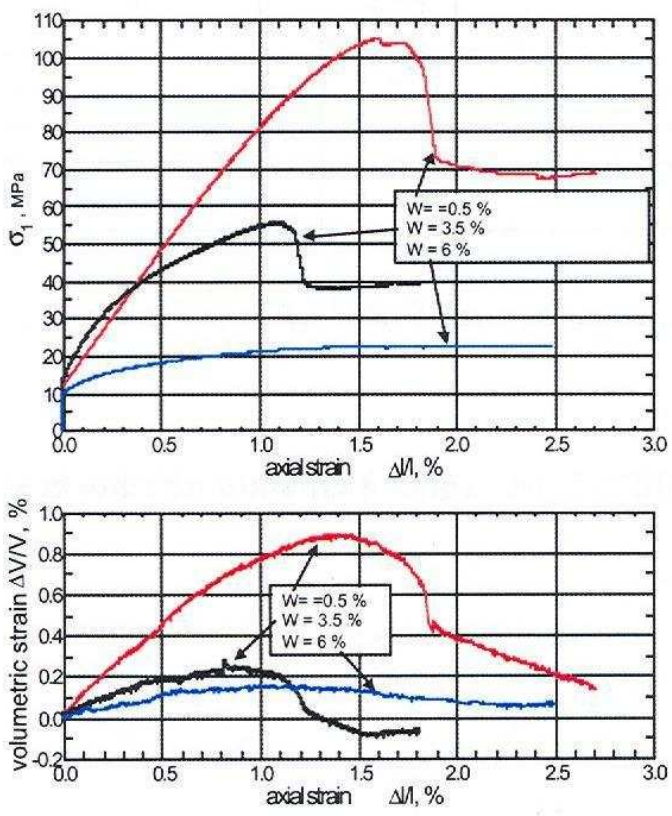
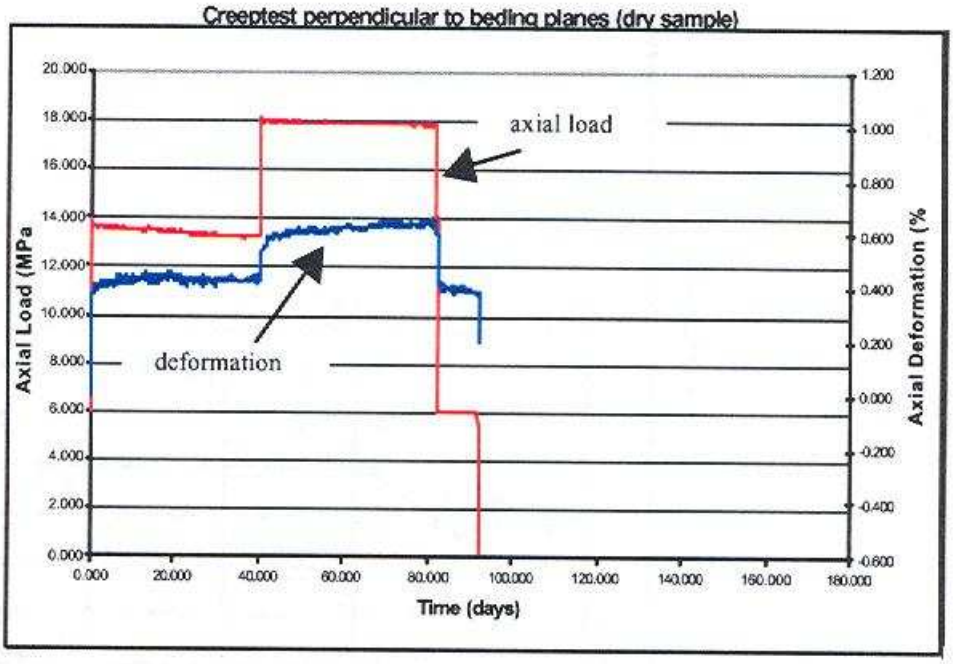
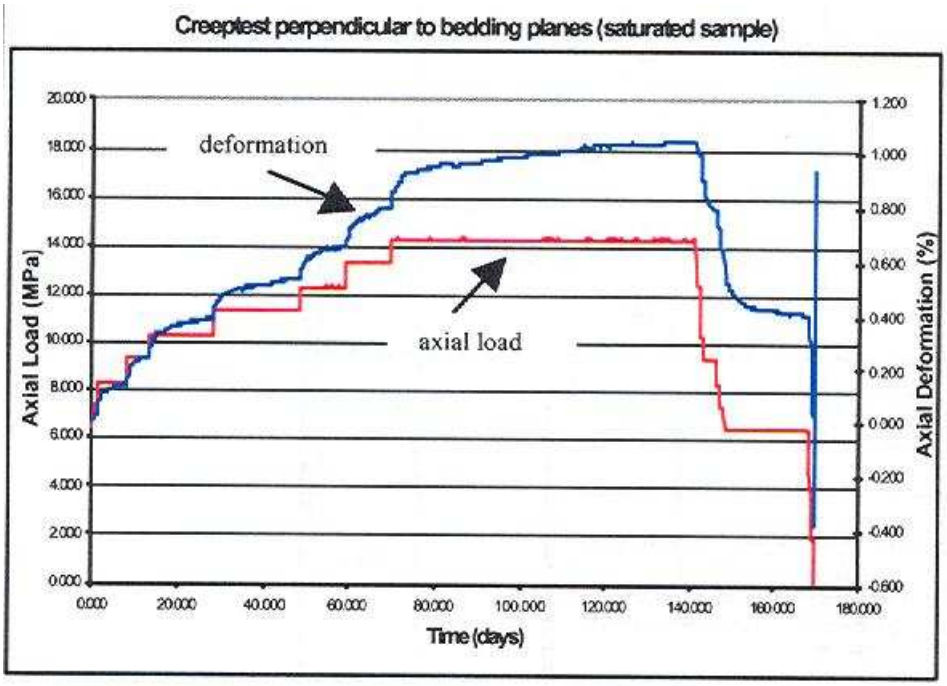


Figure 1-10 : Résultats des essais triaxiaux pour l'argile Opalinus (Blümling et al. 2000).

Pour les essais de fluage sur les échantillons secs et saturés, ils ont observé un fluage très faible voire négligeable pour le matériau sec, tandis que des fluages primaire et secondaire sont significatifs pour le matériau saturé (Figure 1-11).



a) échantillon sec



b) échantillon saturé.

Figure 1-11 : Résultats des essais de fluage pour l'argile Opalinus (Blümling et al. 2000).

Des essais triaxiaux ont été également réalisés sur des éprouvettes cylindriques creuses dont l'axe est perpendiculaire ou parallèle à la stratification. L'eau circule dans le trou de l'éprouvette carottée parallèlement à la stratification et le trou est gardé sec dans un autre échantillon. Cet essai permet d'analyser l'influence de la stratification combinée avec l'effet de l'eau sur l'argile à Opalinus. Ils ont observé des endommagements dans l'éprouvette avec le trou humide dont l'axe est parallèle à la stratification, sous confinement de 12 MPa et un faible déviateur de 4,5 MPa. Par contre, il n'y a pas d'endommagement dans les éprouvettes avec le trou sec dont l'axe est perpendiculaire à la stratification, sous 30 MPa de confinement et 19 MPa de déviateur (Figure 1-12). Par contre ces essais ne permettent pas de déterminer lequel des paramètres (la stratification ou l'eau) a plus d'influence sur les caractéristiques du matériau.

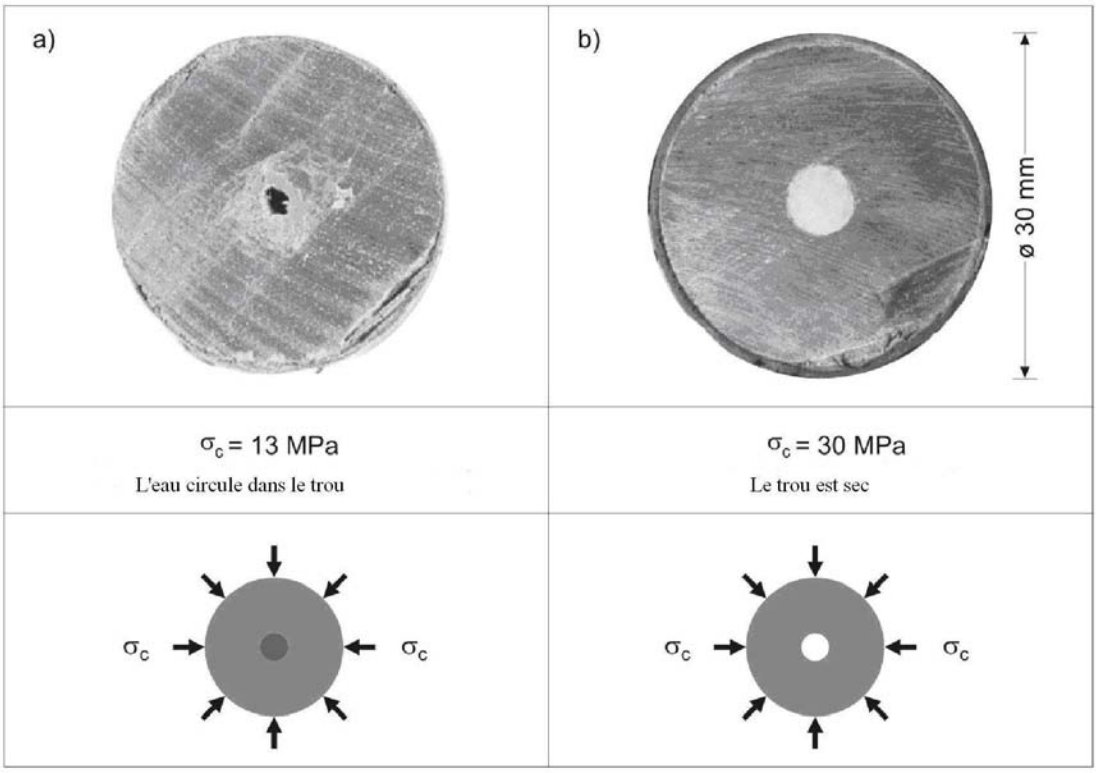


Figure 1-12 : Essais triaxiaux sur tube (Blümling et al. 2000).

2.1.2.3 Argilite de l'Est

Pour mettre en évidence l'influence de l'état hydrique dans les échantillons sur les propriétés mécaniques de l'argilite de l'Est, plusieurs essais hydriques-mécaniques ont été réalisés en laboratoire : compressions uniaxiale et triaxiale sur les échantillons à différentes teneurs en eau (Zhang 2004 et Chiarelli 2000), essais de désaturation – resaturation par paliers sur les échantillons soumis à différentes contraintes de compression isotrope (Gasc-Barbier 2002).

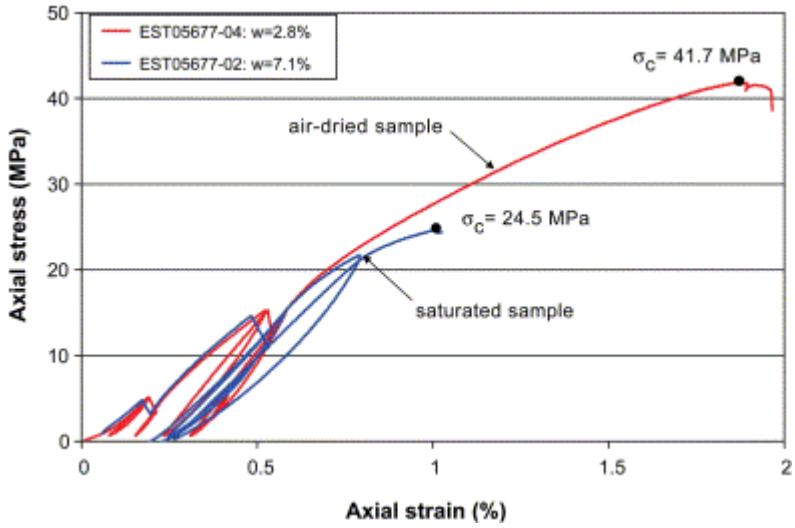


Figure 1-13 : Résultats des essais de compression uniaxiale (Zhang et al. 2004).

- La résistance à la compression uniaxiale augmente de 24,5 MPa (matériau saturé w = 7,1 %) à 41,7 MPa (matériau sec w = 2,8 %) par contre le module de Young ne dépend pas significativement de la teneur en eau (Figure 1-13) (Zhang et al. 2004). Chiarelli (2000) a réalisé des essais de compression triaxiale avec cycles de chargement-déchargement sur des échantillons à différentes teneurs en eau. Les états hydriques sont obtenus en mettant directement des éprouvettes dans des ambiances hydriques contrôlées (3 gammes de teneur en

eau : 4-5%, 5-6% et 7-8%). Quand la teneur en eau augmente, le module de Young diminue alors que le coefficient de Poisson augmente. Mais, l'effet du cycle de désaturation – resaturation sur les paramètres mécaniques n'a pas été analysé.

- Des essais triaxiaux sous contrainte isotrope (0,5 , 5 et 15 MPa) ont été réalisés (Gasc-Barbier 2002). Les échantillons initialement saturés sont soumis à un cycle de désaturation – resaturation (98%RH- 66%RH- 32,5%RH- 66%RH- 98% RH) par paliers en faisant circuler de l'air à humidité relative fixée autour des échantillons. Le principe du montage repose sur la mise en place d'une épaisseur de fibres de verre entre l'éprouvette et la jaquette de silastène, afin de faire circuler le fluide gazeux tout autour de l'échantillon (Figure 1-14). Pour le contrôle de la pression de succion, la méthode des solutions salines a été choisie. Les déformations induites par la désaturation de l'argilite sont des déformations en contractance et sont relativement importantes de l'ordre 0,5% (98%RH-66%RH). Des déformations en dilatance induites par le gonflement sont de 4 à 5 fois plus faibles que celles de contratance. La désaturation-resaturation cause des déformations hydriques irréversibles (Figure 1-15).

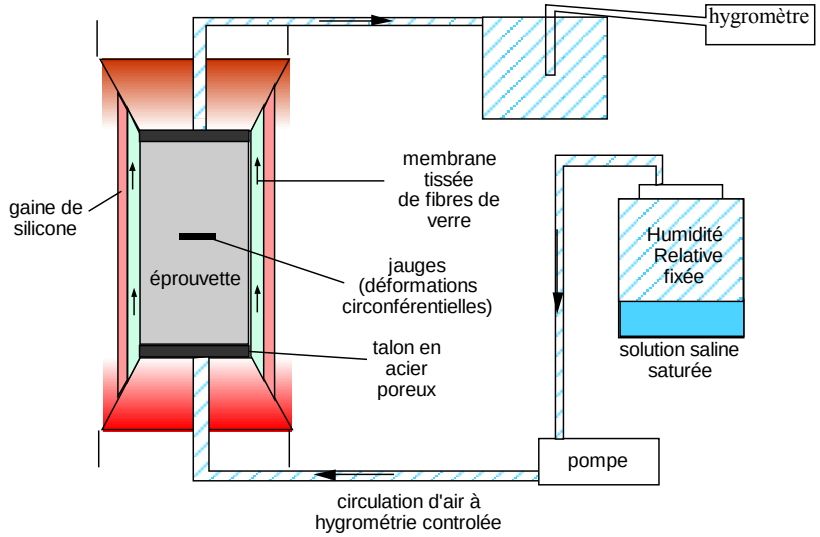


Figure 1-14 : Schéma de l'essai triaxial sous contrainte isotrope avec un cycle de désaturation – resaturation (Gasc-Barbier 2002).

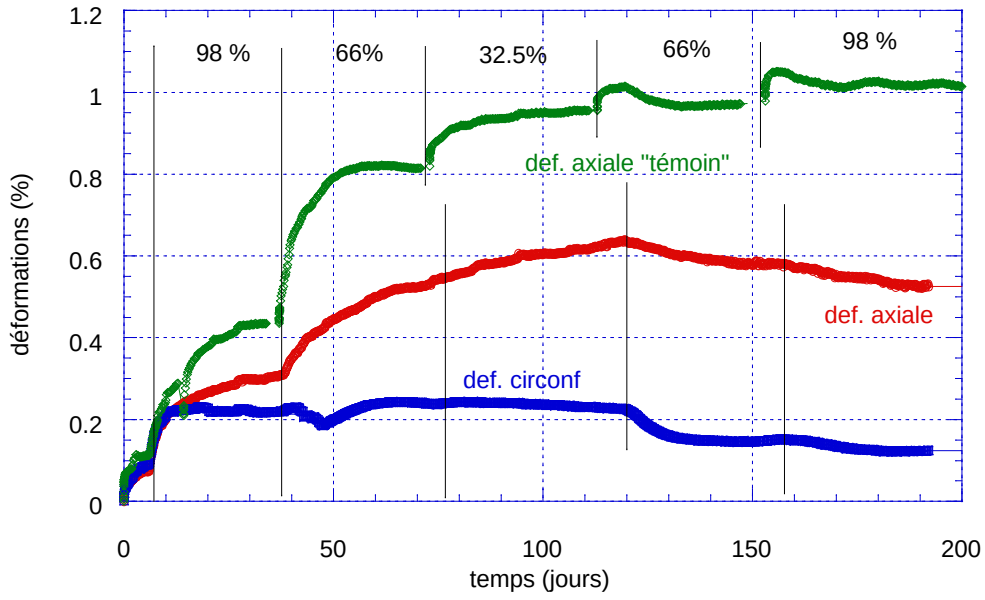


Figure 1-15: Déformations hydriques sous confinement isotrope 15 MPa (Gasc-Barbier 2002).

2.1.2.4 Autres argiles

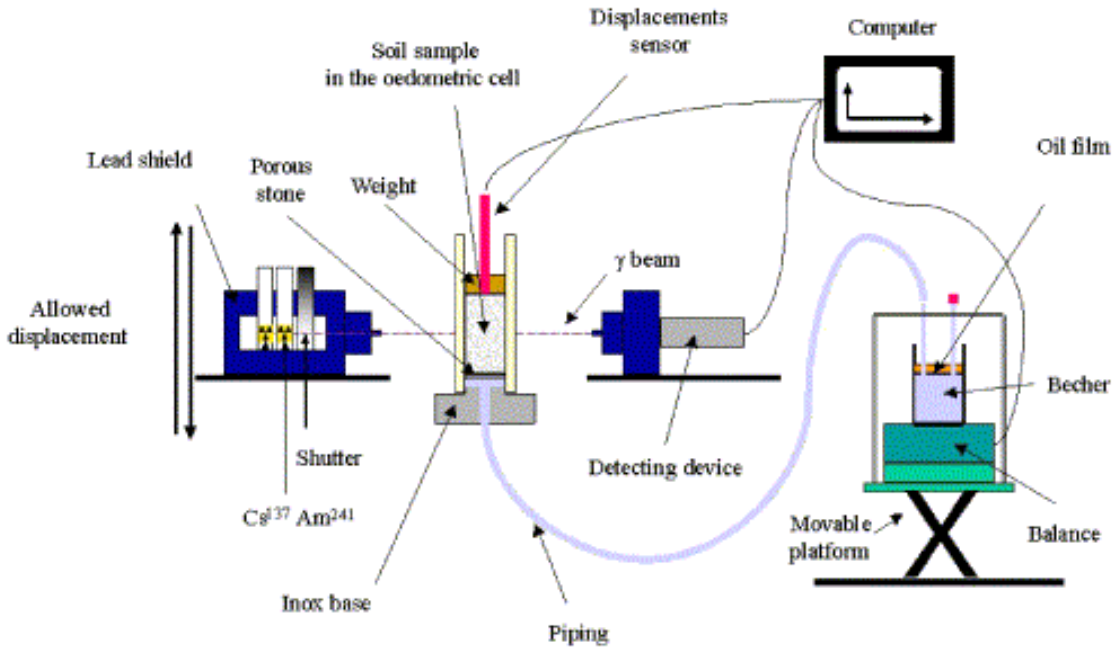


Figure 1-16: Schéma de l'essai de l'imbibition avec la technique de gammamétrie double source (Lemaire et al. 2004).

Le transfert hydrique dans les argiles déformables a été caractérisé par des essais sous processus d'imbibition. La technique non-intrusive de gammamétrie double source est utilisée pour mesurer la teneur en eau et en solide au sein du matériau au cours de l'imbibition (Figure 1-16). Le transport d'eau dans le matériau est décrit par l'équation classique de diffusion dont la variable est le type de Bolzmann. L'utilisation d'une méthode inverse permet ensuite de remonter à la diffusivité du matériau (Lemaire et al. 2004 et Rolland 2002).

Lemaire et al. (2004) ont présenté par ailleurs les mécanismes de transfert hydrique, au cours de l'imbibition, à l'échelle de microporosité dans les grains et à l'échelle de mésoporosité autour des grains. La compétition des deux mécanismes est analysée par la modélisation de la distribution de la teneur en eau dans les grains et entre les grains. L'effet de blocage de mésopores a permis de bien expliquer la diminution de diffusivité hydrique dans la bentonite MX-80 (80% de l'argile) pendant l'imbibition.

L'effet du confinement sur le transfert hydrique dans le matériau argileux mixte composé de bentonite FVO et limon Xeuilley a été examiné par Rolland (2002), en faisant varier les conditions aux limites mécaniques au moyen de plusieurs essais. Le premier est l'essai libre dans lequel l'éprouvette est libre de se déformer axialement et latéralement. Le deuxième est l'essai oedométrique où l'éprouvette est confinée dans un tube plexiglas. Le déplacement radial n'est pas autorisé ; par contre, le déplacement axial reste libre. Le troisième est un essai à volume constant au cours duquel on empêche l'éprouvette de se déformer macroscopiquement par le tube dans le sens radial et par le piston dans le sens axial. Les courbes de diffusivité pour les trois essais réalisés sont présentées dans la Figure 1-17. La courbe de diffusivité en fonction de la teneur en eau, obtenue pour l'essai libre est plus raide que celle obtenue pour l'essai oedométrique. Dans l'essai oedométrique, le déplacement radial est nul, les espaces interlamellaires et interpaticulaires d'une même section vont donc s'accroître au détriment de l'espace interagrégat. Ce phénomène se traduit par une circulation de l'eau rendue plus difficile dans l'essai oedométrique. Le cas de l'essai à volume constant reste un peu marginal, la gamme de teneur en eau explorée demeure bien plus faible que pour les deux autres. Mais les valeurs de diffusivité sont plus importantes. Les changements internes de la microstructure durant l'hydratation à gonflement empêché conduisent à des effets de colmatage des pores, qui ralentiraient la progression du front d'humidification (Delage et al. 1998 ; Lemaire et al. 2004). On n'a pas trouvé une interprétation solide pour ce phénomène observé dans l'essai à volume constant.

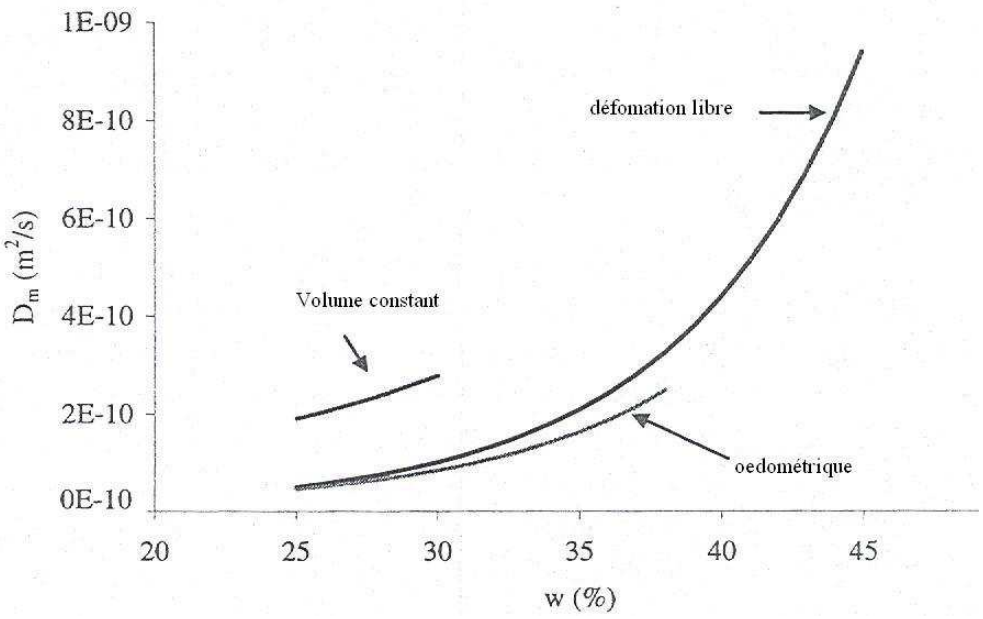


Figure 1-17 : Variation de la diffusivité hydrique identifié à partir des essais d'imbibition sur l'argile avec l'effet de confinement (Rolland 2002).

2.1.2.5 Synthèse

Des approches expérimentales ont été réalisées pour analyser l'influence de l'état hydrique sur les matériaux argileux : comportement mécanique, déformation hydrique et transfert hydrique. On a observé la non-linéarité des paramètres hydriques et mécaniques par rapport à l'humidité. Mais les données expérimentales ne sont pas complètes pour les études de désaturation - resaturation. On n'a pas analysé l'influence du chemin de désaturation-resaturation sur le matériau. Surtout pour l'argilite de l'Est, on n'a mis en évidence que l'influence de la teneur en eau sur le comportement à court terme et de la désaturation – resaturation sur la déformation hydrique. Pourtant, dans notre cas des galeries ventilées, nous nous intéressons à l'influence du processus de désaturation – resaturation sur le matériau. Des essais devraient être effectués sur l'argilite de l'Est pour analyser l'effet du processus de désaturation–resaturation sur le comportement mécanique à court terme et à long terme, la déformation hydrique et le transfert hydrique. Nous allons essayer également de reproduire des ruptures de l'argilite dues à la désaturation et à la resaturation dans les essais en laboratoire.

2.2 *Comportement hydromécanique*

2.2.1 *Les approches théoriques*

Le comportement hydromécanique des milieux poreux a fait l'objet de nombreux travaux notamment du point de vue théorique. Différentes approches ont été développées qui se basent souvent sur des concepts différents. Les principales difficultés à l'heure actuelle proviennent de l'irréversibilité du comportement. Ramambasoa (2001) a récapitulé quatre types d'approches qui coexistent : extension des notions de contraintes effectives et de poromécanique, approche phénoménologique, approches d'homogénéisation et approches basées sur la théorie des mélanges.

2.2.1.1 Contraintes effectives et poromécanique

L'approche par les contraintes effectives et la poromécanique, dans un milieu poreux saturé constitué d'un squelette solide et d'une phase liquide, se base sur le principe développé par Terzaghi. La totalité de la contrainte appliquée n'est pas absorbée par le squelette, mais une partie est en fait reprise par la phase liquide. Les déformations résultantes ne dépendent que d'une seule va-

riable, appelée contrainte effective (notée σ_{eff}) qui est une combinaison linéaire de la contrainte totale appliquée au squelette et de la pression de liquide. Ainsi, pour un milieu saturé, on écrit :

$$\sigma_{eff} = \sigma + P_{liq}\,\underline{\underline{1}}$$

et pour un milieu non saturé, Bishop (1959) a proposé :

$$\sigma_{eff} = \sigma + \left[(1-\chi)P_{atm} + \chi P_{liq}\right]\underline{\underline{1}}$$

où P_{atm} est la pression atmosphérique et P_{liq} la pression de liquide. Le coefficient χ dépend du degré de saturation. Souvent χ est pris égal au degré de saturation. Ce modèle revient à dire qu'il n'y a qu'une seule phase fluide, composée du mélange liquide / gaz, et dont la pression est une moyenne pondérée des pressions des deux constituants. D'autres améliorations ultérieures ont été proposées en fonction des expériences réalisées sur différents sols (Bishop et Blight 1963 ; Delage 1987).

Biot, puis Coussy (1991), ont repris ces concepts en partant d'une approche énergétique. Ainsi, en se basant sur les concepts thermodynamiques, ils ont justifié la notion de contrainte effective, et introduit un coefficient supplémentaire, b, dans la définition des contraintes effectives. b est le coefficient de Biot et est compris entre 0 et 1.

$$\sigma_{eff} = \sigma + bP_{liq}\,\underline{\underline{1}}$$

Dans le cas de l'incompressibilité des grains solides, *b* est égal à 1 et l'expression de Biot rejoint celle de Terzaghi (Coussy 1991).

2.2.1.2 Approche phénoménologique

L'approche phénoménologique est établie à partir du comportement du sol ou de la roche à l'échelle de l'échantillon :

Alonso et al. (1990) ont présenté un modèle constitutif pour décrire le comportement contrainte-déformation des sols partiellement saturés. Le modèle est formulé dans le cadre de la plasticité, en utilisant deux variables indépendantes : la succion et la variable P.

$P = \sigma_m - P_{atm}$ (σ_m contrainte moyenne, P_{atm} pression atmosphérique)

Ce modèle a deux surfaces de charge. La première correspond au franchissement d'une limite en contrainte correspondant à la contrainte maximale subie par le matériau pour une succion fixée. La seconde correspond au franchissement d'une limite en succion qui est la succion maximale connue par le matériau. Mais cette modélisation nécessite un grand nombre de données expérimentales qui sont difficiles à déterminer pour l'argilite. Les différents modèles basés sur ce concept consistent à choisir les formes particulières des fonctions de charge et de potentiels plastiques ainsi que les lois d'écrouissages pour mieux prendre en compte le comportement spécifique des matériaux. Ce modèle est capable de reproduire des réponses des sols non-saturés sous chargement - déchargement et sous cycles de séchage- imbibition :

- Augmentation de résistance au cisaillement et pression de pré consolidation avec la succion.
- Développement de gonflement réversible quand la succion diminue avec le confinement faible.

- Occurrence de déformation irréversible due à l'écrasement des pores, dans le cas de l'imbibition sous confinement élevé.

- Développement de retrait irréversible dans le cas de la désaturation (avant le seuil de limite).

Robinet et al. (1994) et Robinet & Tacherifet (1996) ont proposé un modèle élastoplastique avec deux surfaces de charges : l'une de Cam-Clay à plasticité associée et écrouissage isotrope pour les états normalement consolidés, l'autre de gonflement à plasticité non associée et écrouissage isotrope et cinématique pour les états surconsolidés. Les surfaces de charge sont définies en fonction des paramètres d'état critique et d'état limite. Ce modèle est appliqué à l'argile de Boom pour l'essai triaxial cyclique légèrement surconsolidé.

2.2.1.3 Approche par homogénéisation

Ces approches basées sur l'homogénéisation, consistent à décrire au mieux l'échelle microscopique pour ensuite remonter à l'échelle macroscopique. Taibi (1994) a développé un modèle pour le matériau granulaire non saturé en se basant sur les calculs des forces inter-granulaires capillaires dans un assemblage de sphères identiques déformables et élastiques. Ce modèle tient compte de l'influence de la densité et du type d'assemblage des sphères.

De Buhan et al. (1998) ont proposé une approche micro-macro pour le comportement des milieux poreux saturés en grandes déformations. Les équations constitutives à l'échelle macroscopique sont établies à partir des analyses microscopiques dans le volume élémentaire représentatif du milieu poreux. Ils ont montré que la notion de contrainte effective reste valable en grandes déformations si le squelette solide est incompressible. Dormieux et al. (1995) ont modélisé le phénomène de gonflement de l'argile dans le cadre de la poroélasticité par une approche micro-macro faisant intervenir la théorie de la double couche à l'échelle microscopique. Les potentiels chimiques à l'échelle microscopique comportent un terme supplémentaire d'énergie électrique, lié à la présence des différences locales de concentrations entre anions et cations. Cette approche considère l'ion en fonction de sa charge et de sa valence uniquement et ne prend pas en compte son affinité pour les surfaces argileuses. Elle est difficilement mise en œuvre pour les argilites à cause du manque de données expérimentales à l'échelle microscopique.

2.2.1.4 Approche basée sur la théorie des mélanges

L'approche basée sur la théorie des mélanges est une alternative à la poromécanique classique bien que des liens entre ces deux théories existent. Cette approche considère le milieu poreux comme la superposition de deux phases (solide et fluide) qui interagissent. On se place ici directement à l'échelle de l'échantillon. Cela diffère de la méthode de l'homogénéisation. Les lois de conduction sont alors postulées : elles relient des gradients de contrainte, pression, potentiel chimique à des vitesses relatives via des termes d'interaction entre phases (Ramambasoa 2001).

2.2.2 *Modèles hydromécaniques appliqués à l'argilite non saturé*

Un grand nombre de modèles de comportement hydromécanique a été établi pour les sols non saturés en se basant sur les résultats expérimentaux. Mais ils sont difficilement appliquables aux argilites parce que l'on manque de techniques expérimentales appliquées aux argilites.

Le développement des modèles hydromécaniques pour des roches non saturées est plus récent et principalement basé sur des approches théoriques utilisant des hypothèses à l'échelle microscopique (incompressibilité du squelette et de la phase fluide, contraintes hydrostatiques uniformes dans la phase liquide…). On peut citer quelques modèles hydromécaniques adaptés aux argilites.

2.2.2.1 Modèle poroélastique non-linéaire

Le modèle poroélastique non-linéaire de Coussy (1991) est établi dans le cadre de la thermodynamique des processus irréversibles des systèmes ouverts en utilisant les équations d'états des

fluides parfaits. On généralise notamment la notion du coefficient de Biot des phases liquides dans un milieu partiellement saturé et on introduit l'effet de pression capillaire sur le comportement poroélastique. Les formules générales de comportement non linéaire sont les suivantes :

$$d\sigma = C_0 : d\varepsilon_e - B_i dP_i$$

$$dP_i = M_{ij}(-B_j : d\varepsilon_e + \frac{dm_j}{\rho_j})$$

où σ, ε_e, P_i, m_i, ρ_i sont respectivement la contrainte, la déformation élastique, la pression partielle du fluide i, l'apport de masse du fluide i et la masse volumique du fluide i (i : phase de liquide ou gaz).

C_0 : tenseur de rigidité des modules d'élasticité (tenseur du quatrième ordre).
B_i : tenseur des coefficients de Biot relative au fluide i (tenseur du second ordre).
M_{ij} : module de Biot entre le fluide i et le fluide j (composantes d'une matrice symétrique).

Sous l'hypothèse d'une matrice solide et d'un liquide incompressible en comparaison du mélange gazeux et d'un mélange idéal entre l'air et la vapeur d'eau qui sont eux-mêmes des gaz parfaits, on peut déterminer des expressions simples des paramètres du modèles qui peuvent être identifiés à partir des résultats expérimentaux. Par exemple, les paramètres de couplage M_{ij} et B_i sont reliés aux propriétés des constituants et à la formulation de la courbe de sorption $S_l(P_c)$. En utilisant différentes hypothèses dans la détermination des paramètres et en introduisant une variation des propriétés mécaniques du squelette, on peut aboutir à des variantes de ce modèle. Mais la non-linéarité de ces paramètres est difficilement identifiée par l'expérimentation.

Thouvenin (1999) et Blaisonneau (2002) ont combiné ce modèle poroélastique non-linéaire, la loi de Darcy pour l'écoulement de l'eau et la loi de Fick pour l'écoulement relatif de deux gaz (vapeur et air sec) à l'intérieur du mélange qu'ils forment, pour décrire la désaturation dans l'argilite de Tournemire sous l'effet de la ventilation. Les paramètres élastiques sont considérés constants par rapport à l'état hydrique des matériaux et les paramètres de couplage sont calculés. Ce couplage hydromécanique en condition isotherme prend en compte également le changement de phase entre liquide et vapeur.

2.2.2.2 Modèle poroélastique couplé à l'endommagement induit

Shao (1998), Giraud et al. (2000) et Blaisonneau (2002) ont proposé un modèle poroélastique non-linéaire couplé à l'endommagement induit pour modéliser l'influence de la désaturation sur les argilites autour des ouvrages souterrains. Deux types d'endommagement sont considérés en fonction du degré de complexité :

- Des modèles isotropes avec une variable scalaire pour représenter la densité de micro-fissures.
- Des modèles anisotropes avec une variable tensorielle pour représenter la densité et l'orientation de micro-fissures.

L'endommagement modifie les propriétés mécaniques, poromécanique (coefficient de Biot et module de Biot) et hydraulique (perméabilité). De façon générale, les équations constitutives du comportement poroélastique avec endommagements induits peuvent être écrites sous la forme suivante :

$$d\sigma = C_0(D) : d\varepsilon_e - B_i(D) dP_i$$

$$dP_i = M_{ij}(D)(-B_j(D) : d\varepsilon_e + \frac{dm_j}{\rho_j})$$

où la variable D représente l'état d'endommagement actuel.

La principale difficulté est la détermination du critère d'endommagement, qui permet de donner l'évolution de l'endommagement dans le cadre thermodynamique. On a introduit le potentiel de dissipation Y_d dans l'espace de force thermodynamique associée à l'endommagement. Le critère d'endommagement exprimé en déformation déviatorique s'écrit :

$$f_d(Y_d, D) = 0$$

$$f_d(Y_d,D)=Ge_{ij}e_{ij}-\frac{1}{2}s_0(1+2mD)$$

où s_0 et m sont des paramètres du modèle (s_0 étant le seuil d'endommagement et m un paramètre permettant de contrôler le taux d'évolution de l'endommagement), G est module de cisaillement et e_{ij} est le tenseur de déformation déviatorique.

Différents types de simplifications peuvent être utilisés pour aboutir à un critère d'endommagement pratique et plus facile à calibrer.

2.2.2.3 Modèle poroélastique avec potentiel chimique

Ramambasoa (2001) a proposé une loi de comportement hydromécanique d'un milieu poreux en se basant sur la méthode de la théorie des mélanges. Elle se fonde sur l'existence d'un potentiel chimique thermodynamique d'énergie libre dépendant des variables d'état du système. Cette démarche est étendue au cas où il existe plusieurs phases interstitielles (eau liquide, eau vapeur, ions). Dans la formulation, le potentiel chimique est privilégié au détriment de la pression. Cela permet de définir une phase eau regroupant l'eau liquide et l'eau vapeur si bien que la loi de comportement est valable pour le milieu non-saturé. L'hypothèse des petites déformations permet de définir une loi de comportement réversible qui réconcilie le concept des contraintes effectives avec celui des déformations d'origines hydriques pour modéliser le couplage hydromécanique. La non-linéarité du modèle réside dans les variations des paramètres d'élasticité (E et ν) et des déformations hydriques libres ε_{hy} par rapport au potentiel chimique reliant avec l'humidité relative. Cependant la perméabilité est considérée constante. Les paramètres de ce modèle sont déterminés par des essais en laboratoire. L'application de ce modèle pour l'argilite de Tournemire manque de données expérimentales.

2.2.3 *Synthèses*

Plusieurs modèles hydromécaniques sont développés pour rendre compte de l'effet de la désaturation – resaturation sur les matériaux argileux non-saturés. L'identification des paramètres de ces modèles est difficile à réaliser par des essais en laboratoire, en utilisant des hypothèses simplifiées. Dans le cas de l'argilite de l'Est, nous allons utiliser le modèle poroélastique non linéaire (Coussy 1991) pour interpréter les essais et modéliser des phénomènes engendrés par la désaturation - resaturation dans les ouvrages souterrains. La non-linéarité des paramètres de ce modèle par rapport à l'état hydrique peut être déterminée par des essais sous petits trajets de chargement hydrique et des chargements mécaniques.

3 CONCLUSION

Les phénomènes associés à la désaturation et la resaturation dans l'argilite sont complexes et d'origine physico-chimique. Plusieurs modèles hydromécaniques adaptés à l'argilite non-saturée sont développés pour modéliser l'effet de la désaturation – resaturation dans ce matériau. Mais on manque de validation avec des données expérimentales. Les formules des paramètres utilisés dans ces modèles sont pris à partir des autres matériaux (béton, ciment, sol…) et moins justifiés. La détermination des paramètres du modèle est difficilement réalisée par des essais de laboratoire. Quelques techniques expérimentales issues de la mécanique des sols sont réalisés pour déterminer les paramètres hydriques et mécaniques, et analyser l'influence de la désaturation et de la resatura-

tion sur les matériaux argileux. De plus les données expérimentales ne sont pas complètes et pertinentes pour la modélisation de la désaturation- resaturation. On n'a pas analysé l'influence du chemin de désaturation-resaturation sur les paramètres.

Dans les chapitres suivants, nous présentons des études expérimentales et numériques pour analyser l'influence de la désaturation-resaturation sur l'argilite de l'Est. Les essais de caractérisation sur échantillons de petite taille sont effectués pour caractériser l'influence du cycle de désaturation-resaturation sur les paramètres hydriques et mécaniques. Nous essayons également reproduire des ruptures de l'argilite dues à la désaturation et la resaturation sur le modèle réduit de tunnel. Ces essais permettent de déterminer les données expérimentales de l'argilite de l'Est (les paramètres hydrique, mécanique et hydromécanique) et calibrer les modèles théoriques basés sur l'approche de mécanique des milieux poreux (Coussy 1991).

Enfin, avec les paramètres du modèle numérique calibré à partir de résultats expérimentaux, nous pouvons interpréter les résultats expérimentaux des essais sur modèle réduit de tunnel et prévoir les phénomènes engendrés par la désaturation et la resaturation à l'échelle des ouvrages souterrains, par les calculs numériques.

REFERENCES

1. Alonso, E. E., Gens, A., Josa, A. 1990. A constitutive model for partially saturated soils. Geotechnique 40 (3), 405-430.
2. Baroghel-Bouny, V., 1994. Caractérisation des pâtes de ciment et des bétons. Méthodes, analyse, interprétation. Presses du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. N° 502 503. ISBN 2-7208-5030-1.
3. Bishop, A.W. 1959. The principle of effective stress. Teknisk Ukeblad. 39, pp 859-863.
4. Bishop, A.W., Blight, G.E. 1963. Some aspects of effective stress in saturated and unsaturated soils. Géotechnique. 3, 177- 197.
5. Blaisonneau, A. 2002. Modélisations couplées hydro-mécaniques en milieux poreux partiellement saturés : Application à la ventilation de galeries profondes. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.
6. Blümling, P., Bauer-Plaindoux, C., Mayor, J.C., Alheid, H.J., Fukaya, M. 2000. Geomechanical investigations at the underground rock laboratory Mont-Terri. In: N. Hoteit et al. (Eds.). Int. Workshop on THM modeling of argillaceous rocks, Ecole des Mines de Paris, France, pp. 275-284. Rotterdam, Balkema.
7. Chiarelli, A.S. 2000. Etude expérimentale et modélisation du comportement mécanique de l'argilite de l'Est, Influence de la profondeur et de la teneur en eau. Thèse Université de Lille. France.
8. Coussy, O. 1991. Mécanique des milieux poreux. Ed. Technip. 437p.
9. Daupley, X. 1997. Etude du potentiel de l'eau interstitielle d'une roche argileuse et des relations entre ses propriétés hydriques et mécaniques - Application aux argilites du Toarcien de la région de Tournemire (Aveyron). Thèse de doctorat de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris. France.
10. De Buhan, P., Dormieux, L., Château, X. 1998. A micro-macro approach to the constitutive formulation of large strain poroelasticity. Proceedings First Poromechanics Conference, 35-40.
11. Delage, P., Howat, M.D., Cui, Y.J. 1998. The relationship between suction and swelling properties in a heavily compacted unsaturated clay. Engineering Geology. 50, 31-48.
12. Delage, P., Suraj De Silva, G.P.R., De Laure, E. 1987. Un nouvel appareil triaxial pour les sols non saturés. Proceedings of the 9th European Conference on soil Mechanics and Foundation Engineering, Dublin. Vol 1, Balkema, 26-28. Dordrecht. NL.
13. Dormieux, L., Barboux, P., Coussy, O., Dangla, P. 1995. A macroscopic model of the swelling phenomenon of a saturated clay. Eur. J. Mech., A/Solids. 14, 981-1004.
14. Dormieux, L. Lemarchand, E. 1999. Modélisation du gonflement des argiles en phase transitoire : application à l'essai oedométrique. Réf. 250. 14ème congrès de Mécanique. 30 Août -3 septembre 1999. Toulouse.
15. Gaombalet, J. 2004. Gonflement des argiles et ses effets sur les ouvrages de stockage souterrain. Thèse Ecole Polytechnique. France.

16. Gasc-Barbier, M. 2002. Etude des mécanismes de déformation de roches argileuses profondes: Apport de la microstructure et des analyses pétrophysiques. Thèse Université Paris VI. France.

17. Grim, R.E. 1968. Clay Mineralogy. Mac Graw-Hill Book Company.

18. Lemaire, T., Moyne, C., Stemmelen, D., 2004. Imbibition test in a clay powder (MX-80 bentonite). J. Applied Clay Science. 26, 235-248.

19. Mitchell, J.K. 1993. Fundamentals of soil behaviour. John Wiley and Sons, Inc., New York. 437 p.

20. Prost, R. 1990. Relation eau-argile: Structure et gonflement des matériaux argileux. Matériaux argileux: Structure, propriété et application, Soc. Fr. Minéral. Cristall. 88p.

21. Ramambasoa, N. 2001. Etude du comportement hydromécanique des argilites. Application au site de Tournemire. Thèse de l'Ecole Polytechnique. France.

22. Richards, L.A. 1941. A pressure - membrane extraction apparatus for soil solution. Soil science. vol. 51, 377-386.

23. Robinet, J.C., Pakzad, M. et Plas, F. 1994. Un modèle réologique pour les argiles gonflantes. Revue française de géotechnique. 68, 57-67.

24. Robinet, J.C & Tacherifet S. 1996. Simulation numérique du creusement d'une galerie dans un massif argileux gonflant. Revue française de géotechnique. 75, 57-68.

25. Schmitt, L., Forsans, T., Santarelli, J. 1994. Shale testing and capillary phenomena. International journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 31 (5), 411-427.

26. Shao, J.F., Giraud, A., Ata, N., Soukup, D. 1998. Modeling elastic damage in unsaturated porous rock. Proceedings of the 4th International workshop on key issues in waste isolation research. Barcelona.

27. Taibi, S. 1994. Comportement mécanique et hydraulique des sols sousmis à une pression interstitielle négative – étude expérimentale et modélisation. Thèse Ecole Centrale Paris. France.

28. Tessier, D. 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse d'état Université Paris VII. France.

29. Thouvenin, G. 1999. Modélisations couplées thermo-hydro-mecaniques en milieux poreux partiellement saturés. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

30. Valès, F., Nguyen Minh, D., Gharbi, H., Rejeb, A. 2004. The influence of the degree of saturation on physical and mechanical properties in Tournemire shale. J. Applied Clay Science. 26, 197-208.

31. Van Damme, H. 2001. L'eau et sa présentation. Mécanique des sols non-saturés. Hermes.

32. Wright, H. 2001. Rôle de la minéralogie, de la texture et de la structure dans la déformation et la rupture des argilites de l'Est. Thèse de doctorat de l'École Nationale des Ponts et Chaussées. France.

33. Zhang, C., Rothfuchs, T. 2004. Experimental study of the hydro-mechanical behaviour of the Callovo-Oxfordian argillite. J. Applied Clay Science. 26, 325-336.

Chapitre 2 : Transfert hydrique : études expérimentales et modélisation

1 INTRODUCTION

L'excavation de la roche, la ventilation, la mise en place d'un soutènement et/ou d'un revêtement, en paroi, créent un changement des conditions hydriques au voisinage de la paroi du massif rocheux. Cela provoque des transferts hydriques, et la désaturation et/ou la resaturation de la roche. Eu égard à la faible perméabilité de l'argilite, ces phénomènes mettent du temps à se stabiliser. Le transfert hydrique a beaucoup été étudié dans le béton et les pâtes de ciment par Baroghel-Bouny (1994), dans les mortiers par Daian (1986) et dans l'argile par Robinet et al. (1992). En soumettant les échantillons à la désaturation ou à l'imbibition et en supposant le transfert hydrique unidimensionnel dans ces échantillons, les auteurs ont étudié l'influence de l'humidité ou l'état hydrique sur la diffusivité.

Nous abordons dans ce chapitre la caractérisation expérimentale du transfert hydrique en identifiant la diffusivité hydrique de l'argilite dans les cas de diffusions axiale et radiale. L'influence du chemin de désaturation-resaturation est également analysée. Nous proposons par la suite une modélisation numérique du transfert hydrique dans l'argilite. Le chapitre comporte cinq parties :

- théorie de la diffusion
- expérimentation
- courbe de sorption - désorption
- identification de la diffusivité hydrique
- modélisation numérique

2 THEORIE DE LA DIFFUSION

Le transfert hydrique isotherme se produit lorsque le matériau est placé dans une ambiance, dont l'humidité relative diffère de celle à l'intérieur du matériau. Dans les conditions normales de température et de pression, le transfert de l'humidité résulte de mécanismes fondamentaux : écoulement visqueux de la phase liquide selon la loi de Darcy, diffusion en phase gazeuse décrite par la loi de Fick et éventuellement avec l'effet Knudsen selon les diamètres des pores dans le réseau de la matrice poreuse. On met en place un modèle représentatif de transfert hydrique. Ce modèle doit être adapté au comportement du matériau et nécessite l'identification d'un minimum de paramètres et de lois expérimentales.

2.1 *Mécanisme de transfert hydrique*

Le transfert hydrique dû à la désaturation et à la resaturation se divise en quatre états principaux : état saturé ou phase capillaire continue, phase capillaire discontinue, adsorption multicouche et adsorption mono-moléculaire (Baroghel-Bouny 1994). On peut illustrer le processus du transfert hydrique lors de la désaturation (l'humidité relative diminue progressivement), à l'échelle d'un pore cylindrique (Figure 2-1a).

2.1.1 *Etat A (degré d'hygrométrie élevé)*

Dans l'état naturel, avant le creusement, tout le réseau est rempli d'eau liquide. Après l'excavation, les argilites sont très vite non saturées par la ventilation autour des galeries. Dès que les pores sont en contact avec une atmosphère désaturante, un écoulement capillaire s'établit depuis l'intérieur vers l'extérieur du système des pores. Au début de la désaturation, quand la phase capillaire est encore continue et que la perméabilité de l'eau est encore relativement forte, le trans-

fert hydrique est dominant par l'écoulement en phase liquide, provoqué par les forces capillaires. Donc à cet état, la pression capillaire gouverne le transfert d'eau.

2.1.2 *Etat B (degré d'hygrométrie moyen)*

Quand l'humidité diminue, les pores se vident, les filets d'eau se rompent, la phase liquide devient discontinue et l'eau s'évapore. Les phases gazeuse et liquide coexistent dans les pores des argilites et leurs mouvements dans ces pores sont gouvernés par le phénomène d'évaporation-condensation. L'eau liquide est concentrée dans les pores les plus fins et forme ainsi des ponts liquides (îlots capillaires). Le transfert hydrique dans ce domaine est effectué par la diffusion gazeuse à travers les îlots capillaires (Philip et De Vries 1957). Mais l'interaction entre phase vapeur et phase liquide dans les phénomènes de transfert est difficile à modéliser.

2.1.3 *Etat C (degré d'hygrométrie bas)*

Dans ce domaine, l'adsorption pluri-moléculaire ou des films liquides se produisent par empilement de plusieurs couches d'eau de surfaces décroissantes. La migration des molécules d'eau du film adsorbé est exprimée par la diffusion surfacique qui coexiste avec la diffusion gazeuse. Elles sont exprimées par la loi de Fick, avec des effets Knudsen détaillés dans la partie suivante, plus ou moins importants (dépendants des pores des argilites).

2.1.4 *Etat D (degré d'hygrométrie très bas)*

Pour les très basses humidités, l'adsorption monoculaire qui correspond à la fixation d'une première couche d'eau se produit. Dans ce cas, l'eau condensée n'existe plus, il n'y a que la vapeur d'eau dans les pores. Le transfert d'humidité est effectué par le transport diffusif de la vapeur d'eau au sein du mélange gazeux.

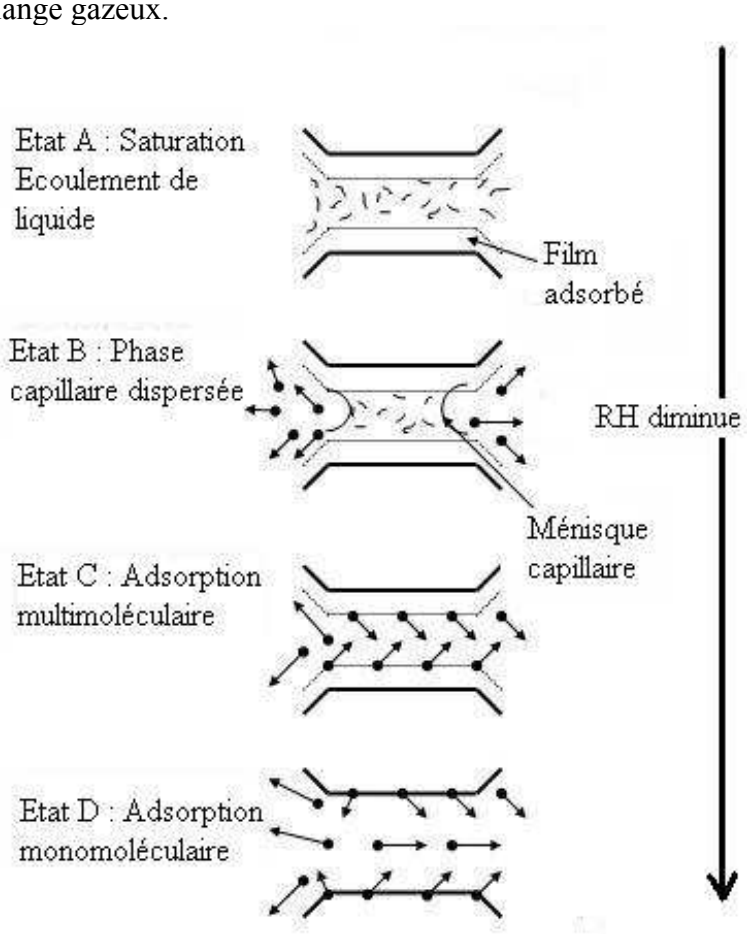


Figure 2-1a : Transfert hydrique dans un pore cylindrique (Baroghel-Bouny 1994).

2.2 *Loi de Fick*

La diffusion est le mécanisme suivant lequel un corps A, c'est à dire un ensemble de molécules de A, peut être transporté à l'intérieur d'un corps B. Cette diffusion peut être réalisée par l'effet de forces extérieures (électrolyse) ou par une différence de concentration. Dans ce dernier cas, elle obéit à la loi de Fick qui exprime la loi de diffusion dans un milieu immobile et à volume constant. Elle établit que le vecteur quantité de matière diffusante (J) par unité de temps à travers une surface unité est proportionnelle au vecteur gradient de concentration (C), le coefficient de proportionnalité est appelé coefficient scalaire de diffusion (D) ou diffusivité.

$$J = -D\ grad C \qquad (1\text{-}1)$$

2.3 *Equation différentielle de la diffusion*

2.3.1 *Equation générale*

Soit un élément de volume de forme parallélépipède rectangle (2dx, 2dy, 2dz) dont les côtés sont parallèles aux axes de coordonnées (Figure 2-1b). Le centre de cet élément est P(x, y, z), où la concentration est C.

Le flux de substance diffusante qui entre dans cet élément de volume par la face ABCD dans le plan (x- dx), a pour expression, conformément à l'équation (1-1) :

$$Q_1 = 4dydz(J_x - \frac{\partial J_x}{\partial x}dx) \qquad (1\text{-}2)$$

Les flux sortant par les autres faces sont déterminés de la même façon, par la face A'B'C'D'.

$$Q_2 = 4dydz(J_x + \frac{\partial J_x}{\partial x}dx) \qquad (1\text{-}3)$$

En utilisant les équations (1-2) et (1-3), on tire la contribution de vitesse d'augmentation de la substance diffusante dans l'élément par deux faces perpendiculaires à l'axe x :

$$Q_x = -8dxdydz\frac{\partial J_x}{\partial x}$$

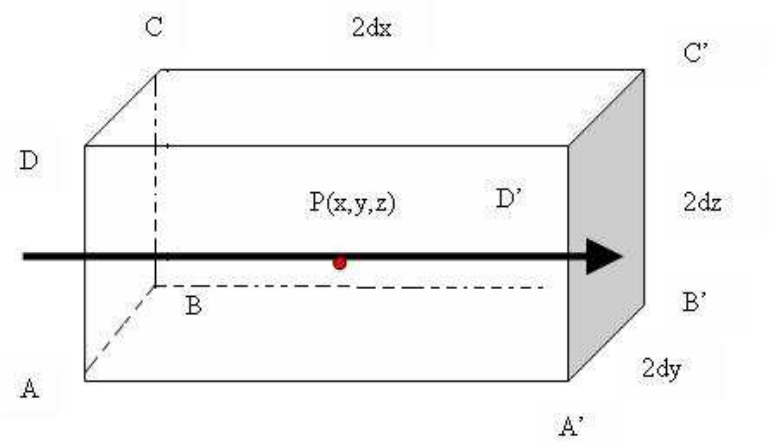


Figure 2-1b : Transfert hydrique dans un élément de volume.

Pour les autres faces :

$$Q_y = -8dxdydz\frac{\partial J_y}{\partial x}$$

$$Q_z = -8dxdydz\frac{\partial J_z}{\partial x}$$

J_x, J_y et J_z sont les composant de la quantité de matière diffusante (J) dans les sens x, y, z.

D'autre part, on a la contribution de substance diffusante :

$$Q = 8dxdydz\frac{\partial C}{\partial t}$$

En effectuant la somme de ces flux diffusifs, on détermine alors la variation de concentration de l'élément de volume :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial J_x}{\partial x} + \frac{\partial J_y}{\partial y} + \frac{\partial J_z}{\partial z} = 0 \qquad (1\text{-}4)$$

En utilisant l'équation (1-1), on peut écrire (1-4) sous la forme :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = div(D\ grad C)$$

Dans le cas où, D est constant, celle-ci s'exprime :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\Delta C$$

2.3.2 *Cas particuliers*

2.3.2.1 Diffusion unidimensionnelle linéaire (D constant) :

Dans le cas d'une diffusion unidirectionnelle avec D constant, l'expression de l'équation différentielle se simplifie encore :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D(\frac{\partial^2 C}{\partial^2 x}) \qquad (1\text{-}5a)$$

2.3.2.2 Diffusion radiale dans un cylindre :

Pour le cas de diffusion radiale, l'équation de diffusion s'exprime en coordonnées (r, θ, z) :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{r}(\frac{\partial}{\partial r}(r.D\ \frac{\partial C}{\partial r}) + \frac{\partial}{\partial \theta}(\frac{D}{r}\frac{\partial C}{\partial \theta}) + \frac{\partial}{\partial z}(r.D\ \frac{\partial C}{\partial z})) \qquad (1\text{-}5b)$$

Pour la diffusion radiale linéaire (D constant), on a :

$$\frac{\partial C}{\partial t}=\frac{D}{r}\left(\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial C}{\partial r}\right)\right)$$

Dans le domaine du séchage, il est usuel de remplacer la concentration C par la teneur en eau *w* du corps. Cette modification ne change en rien l'unité du coefficient de diffusion.

2.4 *Méthode d'identification du coefficient de diffusion*

Dans l'équation de la diffusion, le coefficient de diffusion est le seul paramètre à identifier. Les méthodes expérimentales pour déterminer la diffusivité hydrique dans les conditions non stationnaires reposent, soit sur la mesure du flux d'eau entrant ou sortant de l'échantillon du matériau étudié, soit sur la connaissance des profils de teneur en eau dans le matériau (Ruiz Cabrera 1999).

2.4.1 *Mesure des profils de teneur en eau*

L'analyse de l'évolution des profils de teneur en eau à l'intérieur du matériau permet une meilleure évaluation de D = *f*(w) en utilisant la transformation de Boltzmann des profils de teneur en eau. Mais les dispositifs pour mesurer la teneur en eau sont complexes et les résultats sont assez délicats à établir sur une petite épaisseur située à proximité de l'interface air /matériau dans le cas de séchage et de désorption, ou eau/matériau dans le cas de sorption et d'imbibition. Il existe deux méthodes de mesure : destructive et non destructive.

2.4.1.1 Méthode destructive

La méthode destructive consiste à découper l'échantillon en tranches d'épaisseur très fine. La teneur en eau de chaque tranche est déterminée par séchage complet en étuve. La découpe en tranches orthogonales à la direction du transfert a aussi été pratiquée dans la méthode dite des courbes de « distance-concentration ». Dans cette méthode, on utilise deux échantillons cylindriques de même forme prélevés dans la même direction. L'un des échantillons est équilibré avec le diffusant en excès et l'autre maintenu à une concentration plus basse. Les deux échantillons sont assemblés puis, après une certaine période de temps, ils sont découpés pour déterminer le profil de concentration du diffusant en fonction de la distance (Boudhrioua et al. 2003). On applique souvent cette méthode pour les produits alimentaires. Mais pour la roche comme argilite, il y a des problèmes limitant la qualité des résultats :

- Difficulté de découper en tranches fines orthogonales à la direction de transfert qui limite la résolution spatiale,
- Perte d'humidité pendant la préparation des tranches,
- Répétitivité des profils mesurés dans différents échantillons.

2.4.1.2 Méthode non destructive

(1) Atténuation du rayonnement gamma

Une des méthodes non destructives consiste à faire passer un faisceau de rayons gamma dans le milieu étudié, le niveau d'absorption donne la concentration moyenne en eau de la partie de l'échantillon traversée. Cette technique, comme le découpage de l'échantillon en tranches, ne permet d'obtenir que des profils 1D (la résolution spatiale est l'ordre du millimètre selon une direction, Ruiz Cabrera 1999 ; Mensi 1988 ; Baroghel 1994).

(2) Imagerie RMN

L'autre méthode non destructive est l'imagerie RMN qui permet, dans certains cas, d'accéder à la quantité de protons des molécules d'eau contenues dans des volumes parallélépipédiques extrêmement petits de l'ordre du mm^3. La répartition de la teneur en eau peut donc être connue selon les trois directions de l'espace avec une résolution spatiale de l'ordre de quelques dizaines de micromètres (Ruiz Cabrera 1999 ; Pel 1995). Cette méthode est largement appliquée pour les produits alimentaires et les sols.

2.4.2 *Flux d'eau échangé entre le matériau et de l'air*

2.4.2.1 Cinétique de séchage

Le séchage d'un échantillon est une méthode expérimentale courante, il permet d'imposer un flux d'eau sortant par évaporation. Le principe d'une expérience consiste à suspendre des échantillons, à les placer dans un courant d'air chaud et à mesurer la perte de masse des échantillons au cours du temps. Les conditions d'air, de vitesse, d'humidité, de température sont fixées et constantes pendant l'expérience.

L'interprétation de ces courbes de séchage consiste à utiliser la solution analytique de l'équation de diffusion de Fick pour des formes géométriques simples (plaques minces, cylindres) en identifiant une valeur de diffusivité D_e.

Collard (1989) a utilisé cette méthode pour étudier le transfert d'humidité d'une plaque d'argile pendant le séchage, en déterminant l'évolution du coefficient de diffusion en fonction de la température et de la teneur en eau.

2.4.2.2 Sorption ou désorption de l'eau dans une enceinte climatisée

La procédure expérimentale consiste à placer des éprouvettes de formes régulières dans une enceinte où l'humidité relative et la température sont contrôlées, et à enregistrer la cinétique de l'évolution du poids jusqu'à l'équilibre (Crank 1975). Elle est semblable à la méthode du séchage, mais les conditions expérimentales sont plus douces. L'équilibre entre le matériau et l'air ambiant nécessite une période de temps assez longue.

Pour évaluer la variation de la diffusivité avec l'humidité relative ou la teneur en eau, il faut créer différents paliers d'humidité relative autour de l'échantillon. Baroghel-Bouny (1994) a utilisé la méthode de sorption pour déterminer la diffusivité en fonction de l'humidité relative dans des plaques minces en béton et ciment. Les plages d'humidité relative utilisées pendant ces expériences sont comprises entre 90,4% RH et 3% RH. La détermination du coefficient de diffusion se base sur une série d'hypothèses :

- La diffusivité hydrique est constante dans le matériau et par rapport au temps,
- La variation du volume de matériau est négligeable au cours de l'expérience,
- La teneur en eau initiale ou après la stabilité hydrique dans le matériau est homogène.

Cette méthode simple donne des valeurs fiables de diffusivité pour le matériau relativement peu déformable au cours de la désaturation - resaturation comme l'argilite. Elle n'a pas besoin de matériel complexe. De plus, elle s'accorde avec des échantillons d'épaisseur relativement faible dans le sens de la diffusion. Elle convient aux essais de transfert hydrique que l'on va réaliser. C'est donc cette méthode que nous avons choisie pour ces études.

2.5 *Synthèse*

Le phénomène de transfert hydrique est complexe car il comprend la conduction de l'eau libre, le changement de phase, la diffusion de vapeur, l'absorption et la condensation. L'équation de diffusion est capable d'interpréter ce phénomène dans la roche. La méthode simple de sorption-désorption de l'eau est convenable pour déterminer le seul paramètre de l'équation de diffusion (la diffusivité).

3 EXPERIMENTATION

Nous effectuons des essais de transfert hydrique sur des éprouvettes d'argilite afin de caractériser l'influence du chemin de désaturation-resaturation sur ses paramètres hydriques. Nous déterminons également la courbe de sorption-désorption à l'issue de ces essais.

3.1 *Procédure expérimentale*

Les essais de transfert hydrique consistent à mettre des échantillons dans une boîte étanche en plexiglas dans laquelle l'humidité relative est imposée par des solutions salines (Figure 2-2a). Différentes solutions salines ont été choisies pour couvrir une gamme étendue d'humidité relative (RH), de 97% RH à 32%RH (Tableau 1-1).

La masse des éprouvettes, la température et l'humidité relative sont mesurées en continu. La température de l'air dans l'enceinte est très stable avec une valeur moyenne de 20°C. On suppose que la réaction chimique n'intervient pas pendant le transfert hydrique. L'eau va sortir des éprouvettes pour le cas de la désaturation et entrer dans les éprouvettes pour le cas de la resaturation. Quand l'évolution de masse est stabilisée, on change le palier d'humidité. Des échantillons sont initialement placés dans une atmosphère de 97% RH et neuf étapes différentes d'humidité relative sont conduites :

$$97\%\ RH \rightarrow 90\%\ RH \rightarrow 76\%\ RH \rightarrow 63\%\ RH \rightarrow 44\%\ RH \rightarrow 32\%\ RH$$

$$\rightarrow 44\%\ RH \rightarrow 64\%\ RH \rightarrow 74\%\ RH \rightarrow 94\%\ RH.$$

Nous adoptons les petits paliers d'humidité pour pouvoir considérer la diffusivité comme constante à chaque palier. Nous allons utiliser les résultats expérimentaux pour déterminer le diffusivité hydrique pendant le chemin de désaturation-resaturation.

Deux géométries différentes sont considérées : les plaques minces circulaires et le cylindre creux (tube mince) ; chacun d'eux est lié à un type de diffusion. Les plaques minces (A11 et A12) et le cylindre creux (A15A) sont carottés à partir de la cellule EST 5659 fournie par l'ANDRA (Annexe I). L'épaisseur des éprouvettes est choisie petite pour que les effets mécaniques soient minimisés, mais elle n'est pas trop faible pour que la couche éventuellement endommagée par le carottage influence peu le processus de transfert hydrique :

- Le diamètre de la plaque est de 100 mm et son épaisseur est de 9 mm. La circonférence est imperméabilisée afin d'imposer un écoulement unidimensionnel dans la direction axiale, perpendiculaire à la stratification (Figure 2-2b).
- Le diamètre extérieur du cylindre creux (tube mince) est de 30 mm, le diamètre intérieur est de 9 mm et la hauteur du cylindre est de 100 mm. Les deux extrémités du cylindre sont imperméabilisées afin d'imposer un processus de transfert radial parallèle à la stratification (Figure 2-2b).

Le matériel utilisé pour ces essais est une cellule en plexiglas, équipée de deux pesons et leurs conditionneurs, des capteurs d'hygrométrie (annexe II).

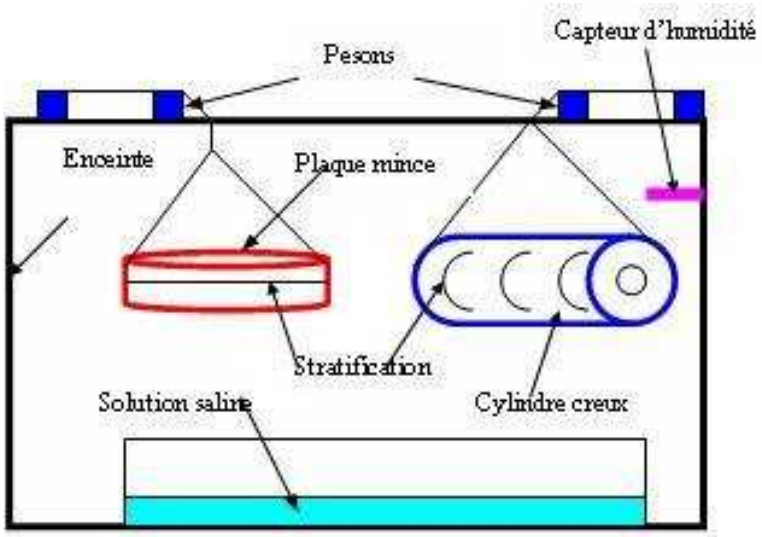


Figure 2-2a : Schéma de l'essai.

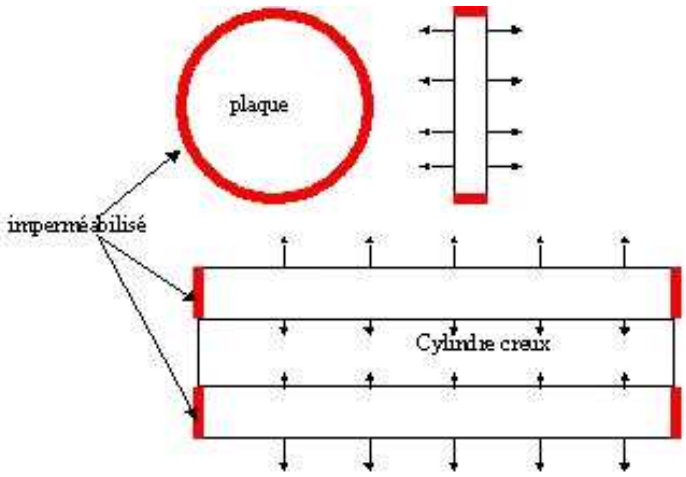


Figure 2-2b : Diffusion dans les éprouvettes.

Lors de la désaturation et de la resaturation, à chaque palier d'humidité relative, on admet que les échantillons sont en équilibre hydrique quand l'évolution de la masse est stabilisée. Afin de vérifier cette hypothèse on effectue un essai de désaturation-resaturation (test de stabilité hydrique) sur un tube cylindrique circulaire isolé fermé et isolé à ses bases et muni d'une sonde hydrique dans son trou central (diamètre extérieur 20mm, diamètre intérieur 5mm et longueur 81mm). Cet échantillon est mis dans une boîte étanche en plexiglas dans laquelle l'humidité relative est imposée. Le banc expérimental de cet essai est identique à celui des essais de transfert hydriques (Figure 2-2a).

3.2 *Résultats expérimentaux*

3.2.1 *Test de stabilité hydrique*

La Figure 2-3a présente le tube instrumenté plongé dans différentes ambiances hydriques données. Pour chaque palier de désaturation et de resaturation, avec une humidité imposée à l'extérieur du tube, la valeur d'humidité dans le trou va atteindre celle de l'extérieur après stabilisation hydrique. On observe la mise en équilibre hydrique de l'échantillon par comparaison des mesures des humidités ambiantes dans l'échantillon et dans l'enceinte, et l'on mesure dans le même temps l'évolution de masse de l'échantillon.

Dans la Figure 2-3b, quand l'évolution de la masse est stable, l'humidité dans le trou central rejoint celle imposée à l'extérieur. On peut donc considérer que la stabilité d'évolution de masse est un bon indicateur de l'équilibre.

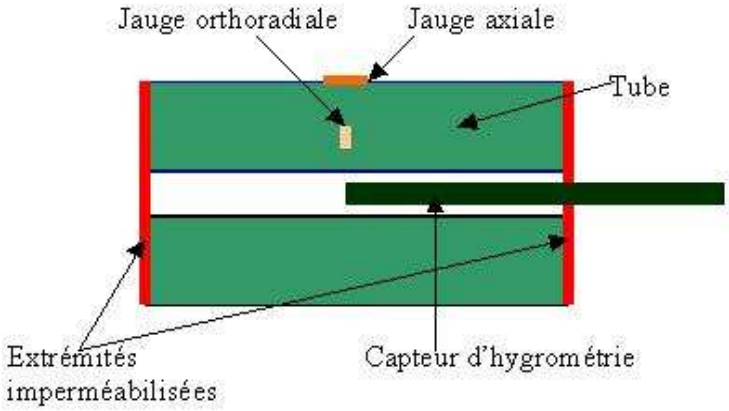


Figure 2-3a : Tube instrumenté pour le test de stabilité hydrique.

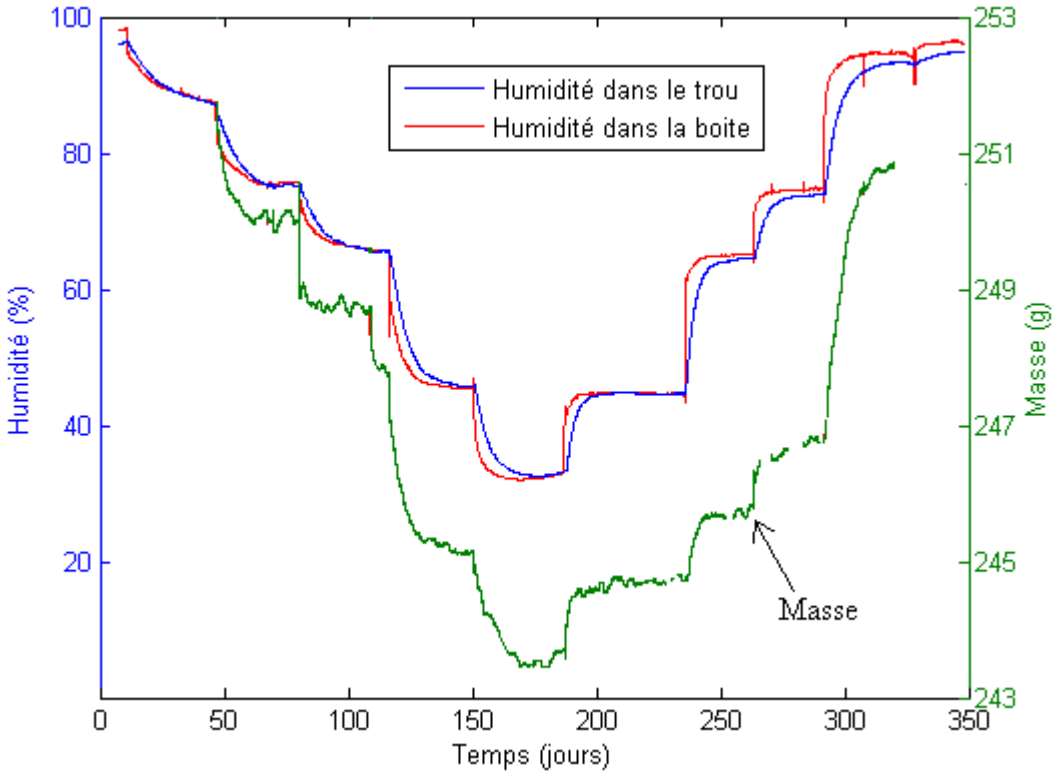


Figure 2-3b : Résultats de test de stabilité hydrique.

3.2.2 *Résultats des essais de transfert hydrique*

Les évolutions d'humidité mesurées dans l'enceinte et les évolutions de masse du cylindre creux et des plaques minces dans le processus désaturation-resaturation sont respectivement tracées sur les Figures 2-4a et 2-4b. Lorsque les solutions salines sont changées au cours du processus de désaturation, l'humidité relative chute instantanément. Mais elle atteint la valeur imposée en quelques jours pendant que la masse des échantillons se stabilise. Une explication est possible : quand l'échantillon sèche, la vapeur d'eau expulsée par les échantillons change l'humidité de l'air dans l'enceinte. Ce phénomène est observé également pendant les chemins de resaturation.

Au dernier palier de resaturation (76%RH-94%RH), nous avons observé la formation d'une écaille avec trace de pyrite et d'hydroxydes de fer sur la surface extérieure de la plaque mince. L'oxydation des pyrites à la fin de la phase de resaturation (avec la présence de eau-pyrite-air) peut causer des altérations d'origine physico-chimique dans l'argilite. Mais nous n'avons pas observé à l'œil d'autres micro-fissures visibles par la méthode du « ressuage » (c'est une méthode utilisée au laboratoire pour mettre en évidence la micro-fissuration à la surface d'une éprouvette par vaporisation de trichloréthylène sur l'éprouvette).

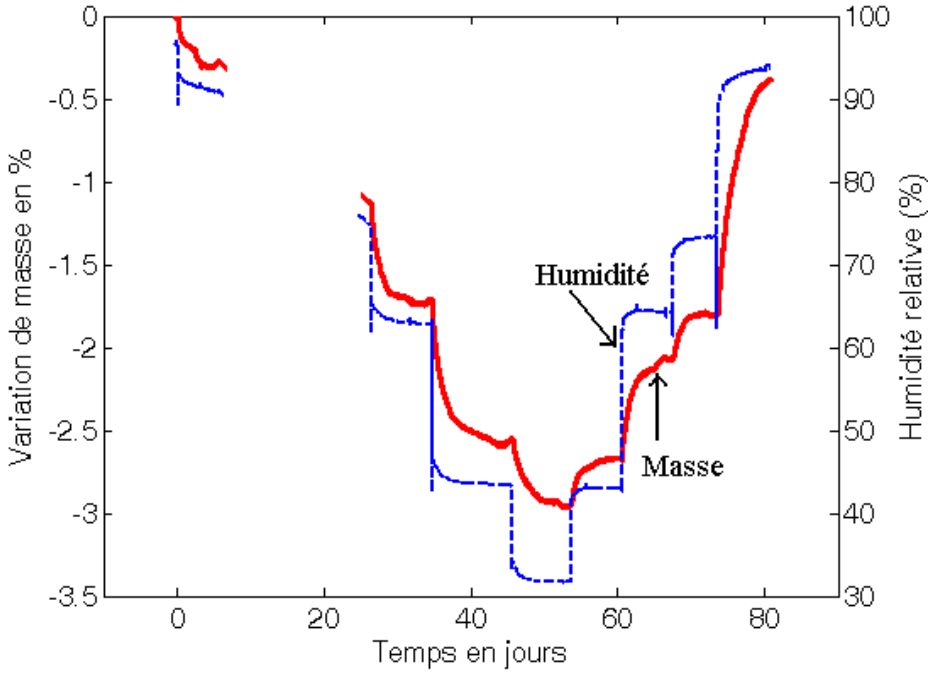


Figure 2-4a : Evolution de masse (tube mince).

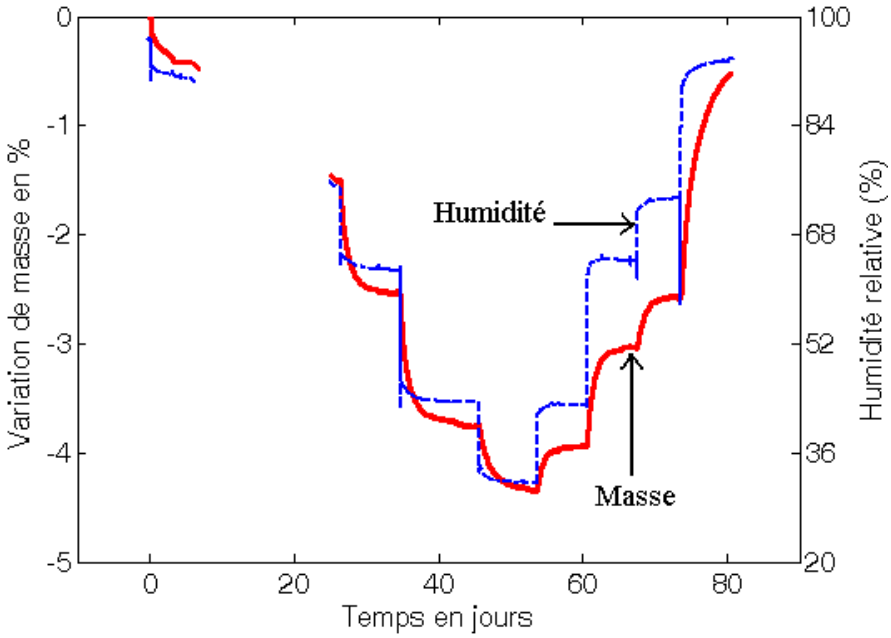


Figure 2-4b : Evolution de masse (plaque mince).

4 COURBE DE SORPTION-DESORPTION

La phase argileuse dans les argilites de l'Est leur confère une hygroscopicité, qui traduit la capacité du matériau à absorber de l'eau et à la retenir, par adsorption moléculaire ou par condensation capillaire, dans les conditions désaturées, en fonction de l'humidité relative. Dans le domaine de faible humidité, l'adsorption surfacique joue un rôle important ; par contre le phénomène de condensation est prédominant lorsque l'humidité est plus élevée. Ces phénomènes de sorption de

vapeur, qui gouvernent tous les mécanismes d'interaction solide - liquide - gaz au sein de la structure poreuse, sont décrits.

4.1 *Courbe de sorption - désorption*

Dans la partie expérimentale, l'hygroscopicité des argilites est exprimée par la courbe de sorption-désorption. Ces courbes donnant les valeurs à l'équilibre du degré de saturation en fonction de l'humidité relative de l'air ambiant, pour une température constante, sont appelées isothermes de sorption ou de désorption de la vapeur d'eau. On peut également présenter l'hygroscopicité de matériau par la courbe de rétention d'eau qui représente l'évolution de la teneur en eau massique ou volumique en fonction de la pression capillaire ou humidité relative. L'expérience est souvent instrumentée de manière à suivre également l'évolution du volume de l'échantillon. Le gonflement d'une argilite est de quelques %, ce qui est déjà comparable à la déformation à la rupture d'origine mécanique. Pour interpréter la façon progressive de la désaturation, on utilise la courbe de retrait qui lie le volume (indice des vides) et l'indice d'eau, et qui se déduit des résultats de l'isotherme d'adsorption. Sa forme typique est présentée sur la Figure 2-5.

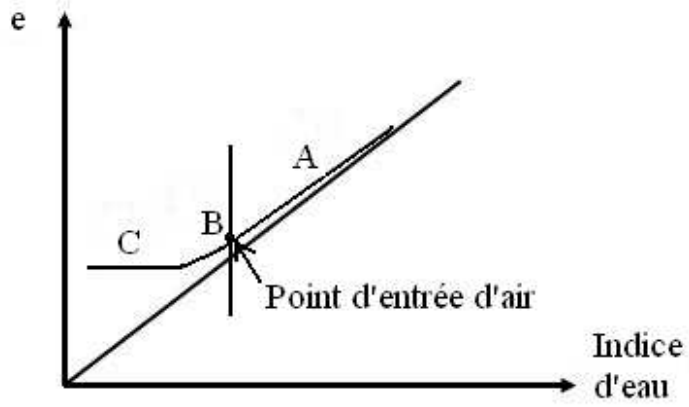


Figure 2-5 : Courbe de retrait d'une argile (Tessier 1984).

Dans la courbe de retrait, on peut trouver trois zones qui caractérisent le processus de désaturation.

- Zone A (humidité élevée) : les variations de teneur en eau volumique sont égales aux variations de l'indice des vides. Le matériau reste saturé dans le domaine de saturation.

- Zone B (humidité intermédiaire) : les variations de l'indice des vides sont inférieures à la teneur en eau. L'air entre dans le réseau poreux. La limite entre les zones A et B est appelé le point d'entrée d'air. Il correspond à la limite de saturation.

- Zone C (humidité faible) : l'indice des vides ne varie plus mais la désaturation se poursuit. On atteint ainsi la limite de retrait.

4.2 *Argilite de l'Est*

Dans ce cas des essais de transfert hydrique, on peut déterminer la courbe (teneur en eau-RH). La courbe (évolution du volume-RH) est tracée dans la Figure 3-4 du chapitre 3.

Les teneurs en eau *w* sont mesurées à la fin de chaque palier de l'essai de transfert hydrique par l'équation (1-6a) et nous pouvons alors tracer la courbe de rétention d'eau sur la Figure 2-6a.

$$w = \frac{M_w - M_{sec}}{M_{sec}} \qquad (1\text{-}6a)$$

M_w : la masse de l'échantillon dans son état initial.

M_{sec} : la masse de l'échantillon sec après dessiccation à l'étuve à 105°C pendant 24h.

Nous obtenons une variation quasi linéaire de la teneur en eau par rapport à l'humidité relative et une hystérésis dans le processus de désaturation-resaturation. Les courbes de rétention d'eau de la plaque mince et du cylindre creux (tube mince) sont sensiblement différentes, peut être en raison de l'hétérogénéité du matériau et de la stratification. Le tube mince (longueur de 100 mm) carotté perpendiculairement à la stratification est plus représentatif pour le transfert hydrique que la plaque mince (épaisseur de 9 mm) carottée parallèlement à la stratification.

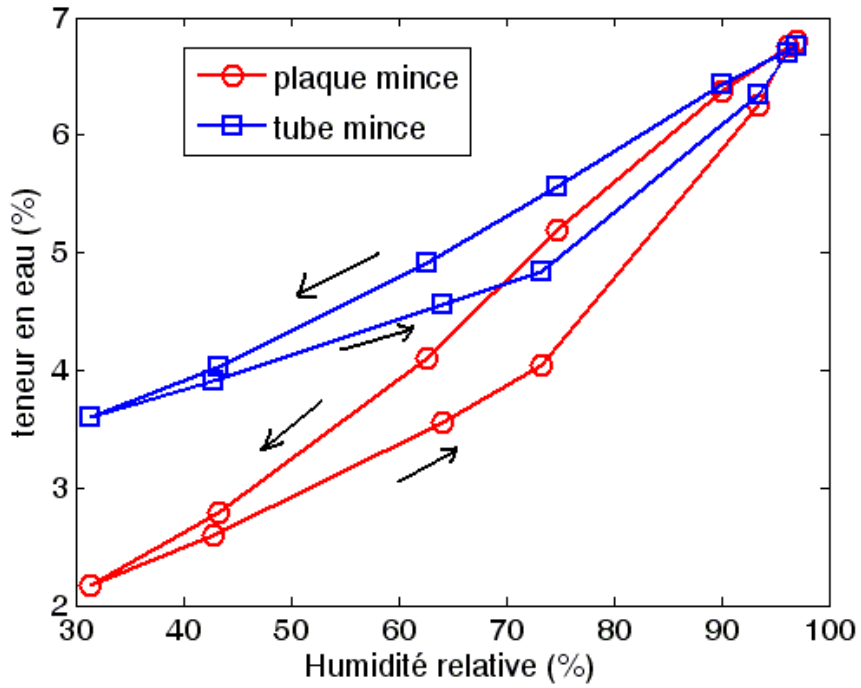


Figure 2-6a : Courbe de rétention.

En calculant le degré de saturation à la fin de chaque palier d'humidité par l'équation 1-6b, on peut également tracer l'isotherme de sorption-désorption (Figure 2-6b).

$$S_l = \frac{w\rho_{sec}}{\phi\rho_l} \qquad (1\text{-}6b)$$

S_l : degré de saturation.

$\phi = \frac{V_{vid}}{V}$: porosité (on admet que ϕ est égal à 0,14 (Gasc–Barbier 2002)),

ρ_l : masse volumique du liquide,

$\rho_{sec} = \frac{M_{sec}}{V}$: masse volumique du matériau sec,

V_{vid} : volume des vides,

V : volume total.

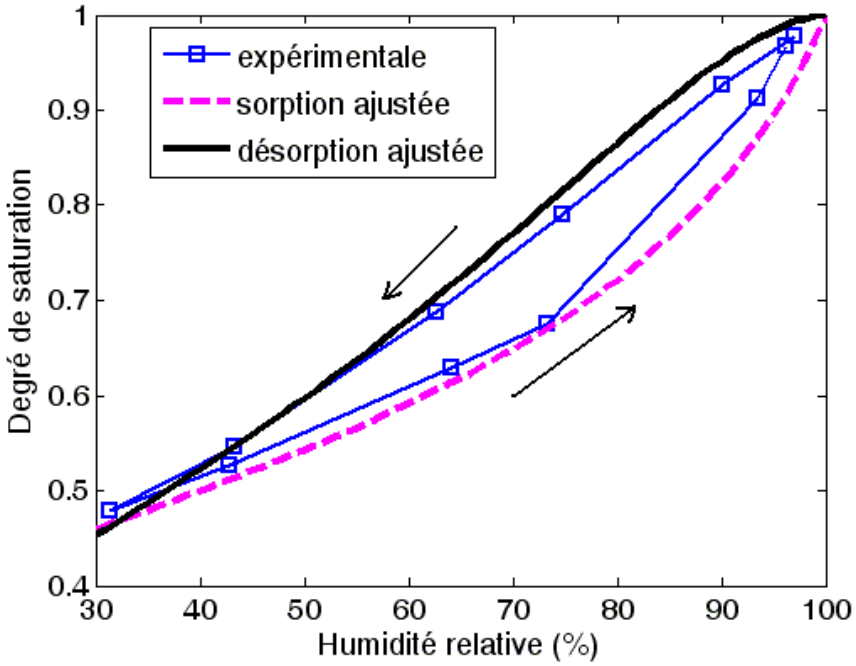


Figure 2-6b : Isotherme de sorption-désorption.

La courbe de sorption-désorption est un paramètre important pour la modélisation numérique du matériau non-saturé. On peut l'interpréter par la fonction de Van Genutchen. Cette courbe s'ajuste habituellement sur tout l'intervalle d'humidité [0%RH, 100%RH]. Nous conviendrons d'ajuster les résultats expérimentaux obtenus, pour le tube mince, dans les paliers d'humidité de 32%RH à 98%RH. Les trois paramètres ($P_{cr,}$ b et c) sont déterminés par la méthode des moindres carrés :

- Cas de la désaturation :

$$S_l = \left(1 + \left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c \qquad P_{cr} = 45 \text{ MPa ; b = 1,5 et c = -0,38} \qquad (1\text{-}7)$$

P_c : pression capillaire

S_l : degré de saturation lié à la teneur en eau.

- Cas de la resaturation :

$$S_l = \left(1 + \left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c \qquad P_{cr} = 22 \text{ MPa ; b = 0,95 et c = -0,38,}$$

On peut tracer la courbe de sorption et de désorption avec les paramètres au-dessus de la fonction de Van Genutchen sur la Figure 2-6b, en utilisant la loi de Kelvin qui lie la pression capillaire P_c à l'humidité relative (RH).

5 IDENTIFICATION DE LA DIFFUSIVITE HYDRIQUE

Au cours des essais de sorption ou désorption, on réalise des variations de paliers d'humidité relative suffisamment petits pour pouvoir supposer D_e constante dans chaque palier d'humidité. Nous utilisons alors les équations de diffusion correspondant aux cas de la diffusion axiale et radiale pour déterminer expérimentalement la diffusivité linéarisée en fonction du degré hygrométrique.

5.1 *Diffusion axiale*

5.1.1 *Equation de diffusion*

L'équation de la diffusion hydrique unidimensionnelle en régime isotherme s'écrit :

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 m_l}{\partial x^2} \qquad (1\text{-}8)$$

où m_l : la masse d'eau par unité de volume de milieu poreux à la coordonnée spatiale x, pour l'instant t.

$$m_l = \rho_l \phi S_l \qquad (1\text{-}9a)$$

ρ_l : masse volumique de l'eau,

ϕ : porosité de la roche.

Nous étudions le transfert hydrique dans les plaques minces d'épaisseur $2l$ ($-l \le x \le l$) sur l'intervalle [m_{l0}, m_{l1}] correspondant au palier d'humidité [RH_0, RH_1].

- Les conditions aux limites sont les suivantes :

  Pour t>0, $m_l(x = -l, t) = m_l(x = l, t) = m_{l1}$

- Les conditions initiales sont les suivantes :

  Pour t=0, $m_l(x, t = 0) = m_l(x) = m_{l0}$

Nous avons la masse d'eau dans les éprouvettes :

$$M_l = \int m_l(x,t)dV \qquad (1\text{-}9b)$$

Les masses d'eau initiale et finale des éprouvettes pour chaque palier d'humidité s'écrivent respectivement :

$$M_{l0} = V m_{l0} \qquad M_{l1} = V m_{l1}$$

où V est le volume des éprouvettes.

Dans le transfert hydrique, on suppose que la variation de la masse des éprouvettes est égale à celle de la masse d'eau dans les éprouvettes. Nous avons les variations de masse des éprouvettes :

$$M_t = M_l - M_{l0} \qquad M_\infty = M_{l1} - M_{l0}$$

M_t : variation de la masse globale lors de la désaturation de RH_0 à RH_1 à l'instant t.

M_∞ : variation finale de la masse globale lors de la désaturation de RH_0 à RH_1.

5.1.2 *Résolution*

La résolution de l'équation 1-8 consiste donc à trouver $m_l(x,t)$ avec les conditions initiales et les conditions aux limites. La solution suivante est obtenue en utilisant la méthode de la transformation de Laplace (Crank 1975).

$$\frac{m_l(x,t)-m_{l0}}{m_{l1}-m_{l0}}=1-\frac{4}{\pi^2}\sum_{m=0}^{\infty}\frac{(-1)^m}{(2m+1)^2}\exp\left\{-D_e(2m+1)^2\pi^2t/4l^2\right\}*\cos\left(\frac{(2m+1)\pi x}{2l}\right) \qquad (1\text{-}10a)$$

où $-l \le x \le l$

La résolution de l'équation 1-8 conduit aussi à la détermination de la diffusivité D_e, dans chaque intervalle d'humidité relative. Nous intégrons l'équation 1-10a dans le volume V et obtenons l'équation suivante :

$$\frac{M_t}{M_\infty}=\frac{M_l-M_{l0}}{M_{l1}-M_{l0}}=1-\frac{8}{\pi^2}\sum_{m=0}^{\infty}\frac{1}{(2m+1)^2}\exp\left\{-D_e(2m+1)^2\pi^2t/4l^2\right\} \qquad (1\text{-}10b)$$

On arrive à déterminer la formule de la diffusivité hydrique D_e à partir de l'équation 1-10b, sous forme suivante :

$$D_e=A(\alpha)\frac{4l^2}{t_\alpha} \qquad (1\text{-}11)$$

où $\frac{M_t}{M_\infty}=\alpha$ et le temps de transfert est t_α

En retenant les deux premiers termes du second membre de l'équation 1-10b, on a la formule approchée de A(α) :

$$A(\alpha)=-\frac{1}{\pi^2}.\ln\left(\frac{\pi^2(1-\alpha)}{8}-\frac{1}{9}\left[\frac{\pi^2(1-\alpha)}{8}\right]^9\right)$$

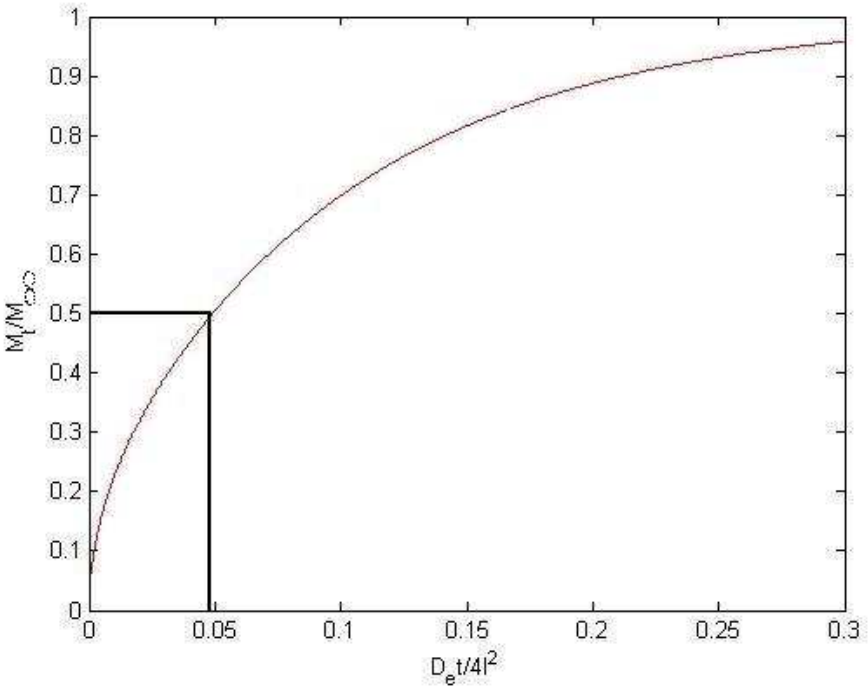


Figure 2-7 : Courbe $\frac{M_t}{M_\infty}$ tracée pour $D_e t/4l^2$.

Nous pouvons déterminer numériquement A(α) à partir de l'équation 1-10b en retenant un nombre suffisant de termes :

- Nous traçons la courbe $(\frac{M_t}{M_\infty}, D_e t / 4l^2)$ pour m=20(20 termes) de l'équation 1-10b (Figure 2-7).

- Nous déterminons $D_e t / 4l^2$ quand α =0,5 ($\frac{M_t}{M_\infty} = \frac{1}{2}$). Nous obtenons ensuite A(α) = 0,04918.

$$D_e = 0{,}04918 \frac{4l^2}{t_{0,5}}$$

5.2 *Diffusion radiale*

Nous étudions le transfert hydrique dans des tubes minces (rayon extérieur b et rayon intérieur a) imperméabilisé aux deux extrémités, sur l'intervalle [m_{l0}, m_{l1}] correspondant au palier d'humidité [RH_0, RH_1].

- Les conditions aux limites sont les suivantes :

  Pour t>0, $m_l(r = b, t) = m_l(r = a, t) = m_{l1}$

- Les conditions initiales sont les suivantes :

  Pour t=0, $m_l(r, t=0) = m_l(r) = m_{l0}$

5.2.1 *Equation de diffusion*

L'équation de diffusion radiale s'écrit :

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} = \frac{D_e}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r \frac{\partial m_l}{\partial r}) \qquad (1\text{-}12)$$

où m_l est la masse d'eau par unité de volume de milieu poreux à la coordonnée spatiale r, à l'instant t.

5.2.2 *Résolution*

La résolution de l'équation 1-12 revient donc à trouver $m_l(r,t)$ sous les conditions initiales et conditions aux limites, en basant sur la méthode de la transformation de Laplace (Crank 1975).

$$\frac{m_l(r,t) - m_{l0}}{m_{l1} - m_{l0}} = 1 - \pi \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_o(a\alpha_n) * U_0(r\alpha_n)}{\{J_0(a\alpha_n) + J_0(b\alpha_n)\}} \exp(-D_e \alpha_n^2 t) \qquad (1\text{-}13a)$$

où

$U_o(r\alpha_n) = J_o(r\alpha_n)\ Y_o(b\alpha_n) - J_o(b\alpha_n)\ Y_o(r\alpha_n)$

J_o, Y_o : fonctions Bessel (respectivement la première et la seconde espèce de l'ordre zéro).

$$J_0(x) = 1 - \frac{x^2}{2^2} + \frac{x^4}{2^2 4^2} - \frac{x^6}{2^2 4^2 6^2} + ...$$

$$Y_0(x) = 1 + \frac{x^2}{2^2} + \frac{x^4}{2^2 4^2} + \frac{x^6}{2^2 4^2 6^2} + ...$$

$a\alpha_n$ sont les solutions de l'équation suivante :

$$U_o(a\alpha_n) = J_o(a\alpha_n)\, Y_o(b\alpha_n) - J_o(b\alpha_n)\, Y_o(a\alpha_n) = 0$$

Les solutions $a\alpha_n$ sont trouvées par le logiciel formel Matlab (Tableau 2-1).

Tableau 2-1 : Valeurs de $a\alpha_n$ pour les différentes valeurs b/a :

b/a	$a\alpha_1$	$a\alpha_2$	$a\alpha_3$	$a\alpha_4$	$a\alpha_5$	$a\alpha_6$	$a\alpha_7$	$a\alpha_8$
1,2	15,7014	31,4126	47,1217	62,8302	78,5385	94,2466	109,9547	125,6628
1,5	6,2702	12,5598	18,8451	25,1294	31,4133	37,6969	43,9804	50,2638
2	3,123	6,2734	9,4182	12,5614	15,704	18,8463	21,9883	25,1303
2,5	2,0732	4,1773	6,2754	8,3717	10,4672	12,5624	14,6574	16,7522
3	1,5485	3,1291	4,7038	6,2767	7,8487	9,4204	10,9918	12,5631
4	1,0244	2,0809	3,1322	4,1816	5,2301	6,2783	7,3262	8,3739
5	0,7632	1,5571	2,3464	3,134	3,9208	4,7072	5,4933	6,2793
7	0,5032	1,0338	1,5609	2,0866	2,6116	3,1362	3,6605	4,1847
10	0,3314	0,6858	1,0377	1,3886	1,739	2,0889	2,4387	2,7883

La résolution de l'équation 1-12 conduit aussi à la détermination de la diffusivité D_e, dans chaque intervalle d'humidité relative, à partir des résultats expérimentaux de cinétique de masse. On intègre l'équation 1-13a par rapport au volume V. On obtient :

$$\frac{M_t}{M_\infty} = f(D_e) = 1 - \frac{4}{b^2 - a^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_o(a\alpha_n) - J_0(b\alpha_n)}{\alpha_n^2 \{J_0(a\alpha_n) + J_0(b\alpha_n)\}} \exp(-D_e \alpha_n^2 t) \qquad (1\text{-}13b)$$

Nous pouvons déterminer D_e grâce à l'équation (1-13b).

Une relation est établie pour déterminer D_e pour chaque valeur b/a :

$$D_e = k_d \frac{(b-a)^2}{t_\alpha}$$

La détermination de k_d est analogue à celle de $A(\alpha)$ pour la plaque mince et en utilisant la courbe ($\frac{M_t}{M_\infty}$, $D_e t/(a-b)^2$) tracée grâce à l'équation (1-13). Dans le cas $\frac{M_t}{M_\infty}$=0,5 nous obtenons les valeurs de k_d pour chaque valeur de b/a (Tableau 2-2) :

Tableau 2-2 : Valeurs de k_d pour chaque valeur b/a (Pham et al. 2004).

b/a	1,5	2	3	5	10
k_d	0,04925	0,04939	0,04965	0,05016	0,05107

5.3 *Résultats*

5.3.1 *Désaturation*

La Figure 2-8 présente l'évolution de la diffusivité linéarisée D_e par rapport à l'humidité relative dans le processus de désaturation. Nous pouvons voir que les valeurs de D_e identifiées pour la plaque mince et le cylindre creux (tube mince) sont très proches l'une de l'autre malgré les différences significatives obtenues entre les courbes de sorption-désorption des deux échantillons dans la Figure 2-6a. Le transfert hydrique est donc assez isotrope. Les traits horizontaux représentent les intervalles d'humidité relative dans lesquels on a supposé que D_e était constante.

La diffusivité linéarisée diminue légèrement de $1{,}3.10^{-10}$ m^2s^{-1} pour le palier 97 $\rightarrow$90% *RH* à $0{,}5.10^{-10}$ m^2s^{-1} pour le palier 44 $\rightarrow$32% *RH*. On a également observé les baisses de la diffusivité hydrique dans le processus de séchage de l'argile (Collard 1989), du béton et du ciment (Baroghel-Bouny 1994). Cette diminution peut être reliée à la diminution de la perméabilité en fonction du degré de saturation.

Les données expérimentales peuvent être approchées par une fonction exponentielle continue de l'humidité relative par la formule suivante :

$$D_e(RH) = D_{nsat} \exp(c.RH) \qquad (1\text{-}14)$$

où les valeurs des paramètres sont : $D_{nsat} = 3{,}2\text{x}10^{-11} m^2s^{-1}$ et $c = 1{,}443$.

L'ajustement des données expérimentales est représenté sur la Figure 2-8.

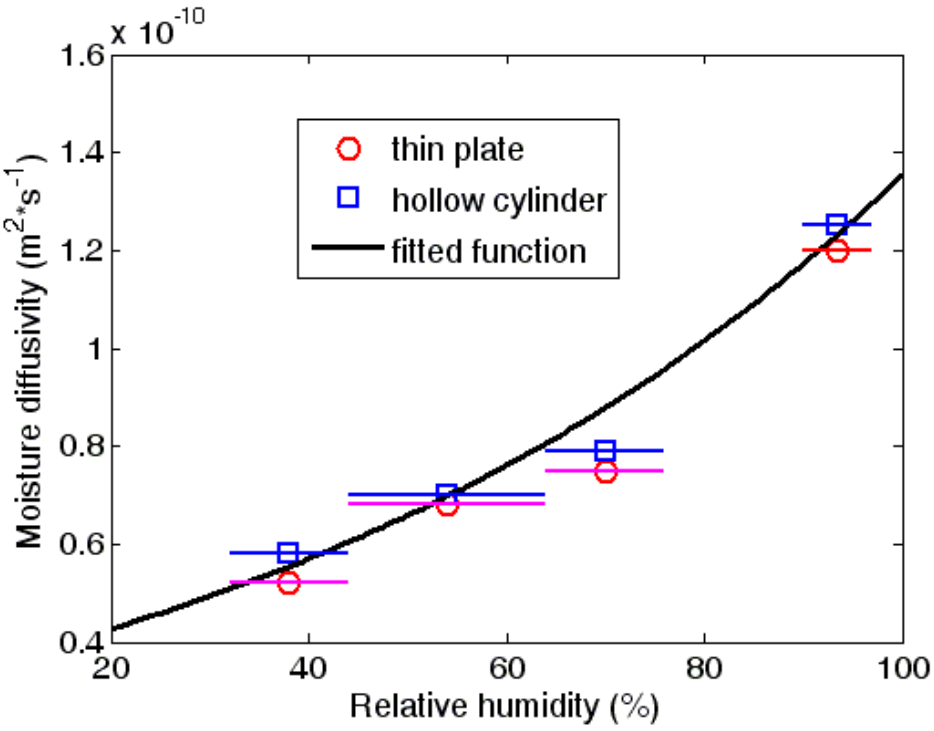


Figure 2-8 : Variation de la diffusivité (De) par rapport à l'humidité dans le processus de désaturation.

5.3.2 *Resaturation*

La diffusivité linéarisée D_e augmente légèrement de $D_e = 0{,}74\text{x}10^{-10}$ m^2s^{-1} pour le palier 32% $\rightarrow$ 44%*RH* à $D_e = 0{,}98\text{x}10^{-10}$ m^2s^{-1} pour le palier 64%$\rightarrow$74%*RH* et diminue à $D_e = 0{,}4\text{x}10^{-10}$ m^2s^{-1} pour le palier 74$\rightarrow$94%*RH* (Figure 2-9).

Cette diminution de la diffusivité aux fortes humidités relatives a été observée dans le processus d'adsorption pour le béton (Baroghel-Bouny 1994), l'argile dans la Figure 2-10 (Lemaire et al. 2004) et la silice en gel (Ranjniak 1993). Rajniak et al. (1999) ont proposé un modèle basé sur des propriétés des treillis de Bethe pour expliquer l'existence "des pores bloqués". Ce modèle donne une diminution du taux total de diffusion aux fortes humidités relatives. Ce phénomène de diminution de diffusivité est également expliqué par l'expansion de particules argileuses qui réduit les méso-pores au cours de la resaturation ou engendre le phénomène de colmatage. D'autre part, on peut attribuer la différence entre la valeur de diffusivité au début de la resaturation et celle à la fin de la désaturation, pour le même palier d'humidité, à des endommagements hydriques dans la phase de resaturation.

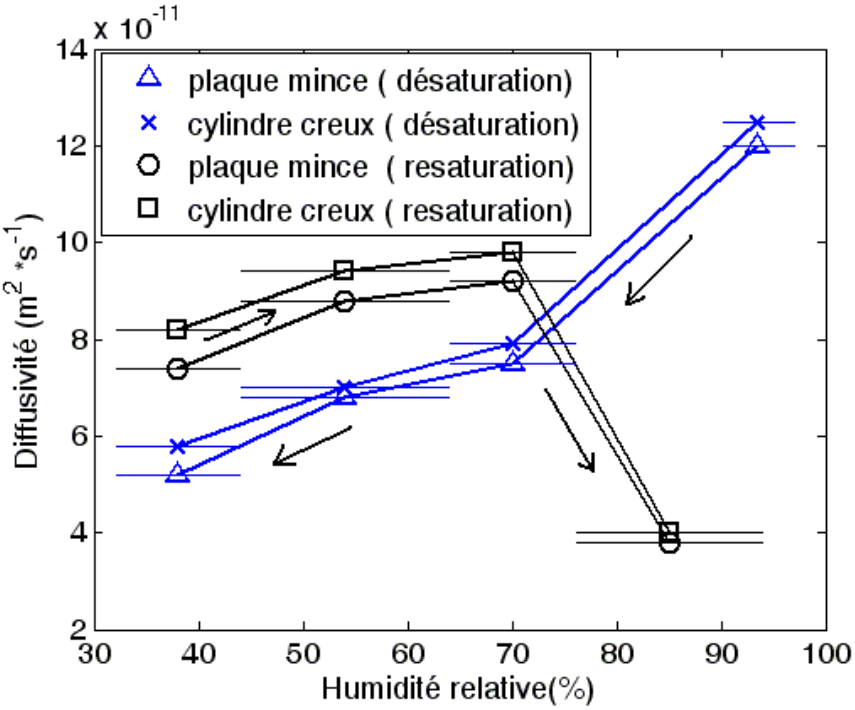


Figure 2-9 : Variation de la diffusivité par rapport à l'humidité relative (désaturation –resaturation).

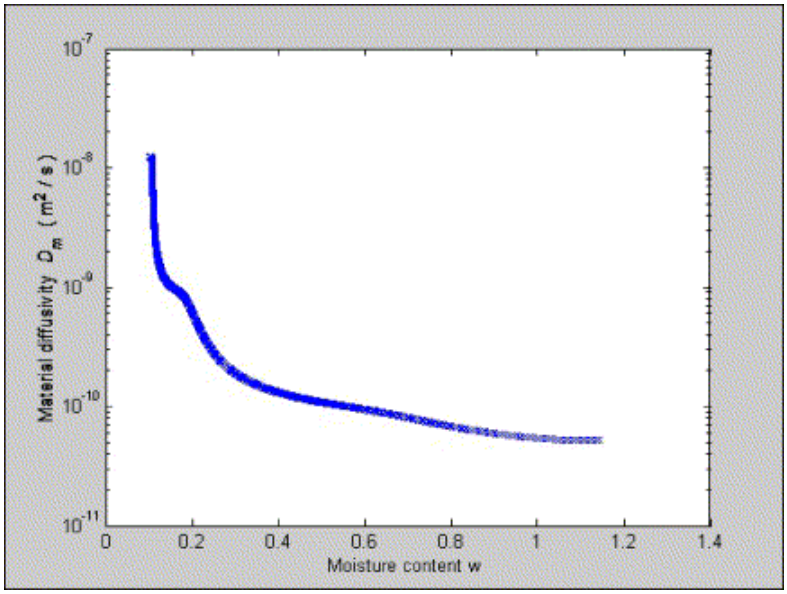


Figure 2-10 : Variation de la diffusivité par rapport à l'humidité relative de bentonite MX-80 pendant la resaturation (Lemaire et al. 2004).

5.4 *Irréversibilité et hystérésis*

La variation irréversible de la diffusivité hydrique a été observée dans le processus de désorption-adsorption (Figure 2-9), ainsi qu'une hystérésis des courbes de désorption-adsorption. La raison de cette irréversibilité et de cette hystérésis peut être attribué à plusieurs facteurs (Hillel 1971) :

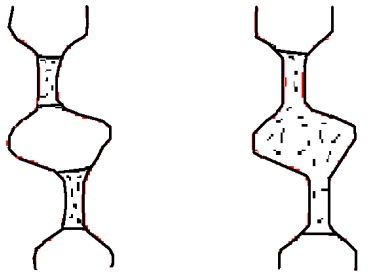
- Le rayon des pores dans l'argilite de l'Est varie de 10nm à 2000nm. La non-uniformité géométrique des pores individuels (qui sont généralement des vides de forme irrégulière interconnectée par des passages plus petits) aboutit à l'effet « bouteille d'encre » ou l'interconnexion particulière des pores.

- Les couches d'eau absorbée formées sur les surfaces des grains argileux dues au changement de pression de vapeur sont différentes pendant la désaturation et la resaturation.

- L'effet de l'angle de contact, par lequel l'angle de contact, et par conséquent le rayon de courbure, est supérieur, pour un ménisque qui avance, à celui d'un ménisque qui recule dans le processus désaturation - resaturation (Figure 2-11).

- La présence d'air piégé tend à réduire elle aussi la teneur en eau. L'absence d'un équilibre vrai peut amplifier l'effet hystérésis.

- A ces différentes causes d'irréversibilité, nous pouvons ajouter pour cette argilite l'histoire de retrait/gonflement des échantillons sous l'effet des variations hygrométriques. Cette histoire donnerait lieu à des variations différentielles de la structure du matériau, peut-être sous forme de micro-fissures qui conduiraient à un changement de la porosité de la roche.



Désaturation Resaturation

Figure 2-11: Mécanisme de l'hystérésis.

5.5 *Analyses des erreurs*

Afin de vérifier la pertinence de l'équation linéarisée de diffusion pour modéliser l'évolution de masse, nous comparons les courbes analytiques et les évolutions de masse mesurées. Les courbes analytiques sont tracées avec les valeurs D_e identifiées et par l'équation 1-13b. La Figure 2-12 correspond à la plaque mince dans le processus de désaturation. Les évolutions de masse mesurées et calculées sont très proches, excepté pour l'étape de séchage de 97% RH à 90% RH. Cette précision est également obtenue en processus de resaturation de plaque mince et également en désaturation - resaturation de cylindre creux (tube mince).

Nous calculons également une erreur relative (entre valeur analytique et valeur mesurée) par la formule suivante :

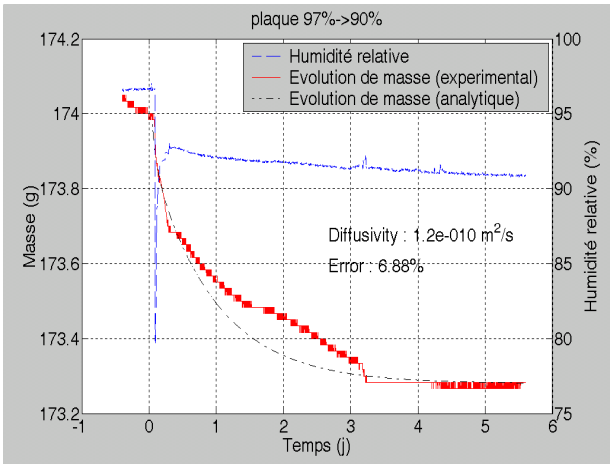
$$ERROR = \frac{\int_{t_i}^{t_f} \left| \overline{M}_l^{theo} - \overline{M}_l^{\exp} \right| dt}{\int_{t_i}^{t_f} \overline{M}_l^{theo} dt}$$

(t_i : temps initial, t_f : temps final, $\overline{M_l}^{theo}$: masse analytique, $\overline{M_l}^{exp}$: masse mesurée)

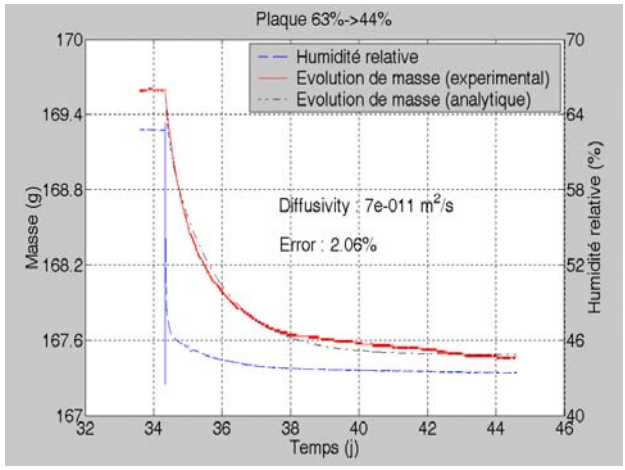
Cette erreur varie de 1% à 4%, excepté pour l'étape de séchage de 97% RH à 90% RH pour laquelle l'erreur est environ de 7% à 9% (Tableau 2-3). Ainsi, ces résultats montrent que la méthode d'identification de diffusivité donne des résultats satisfaisants.

Tableau 2-3 : Erreurs de la méthode d'identification (en %).

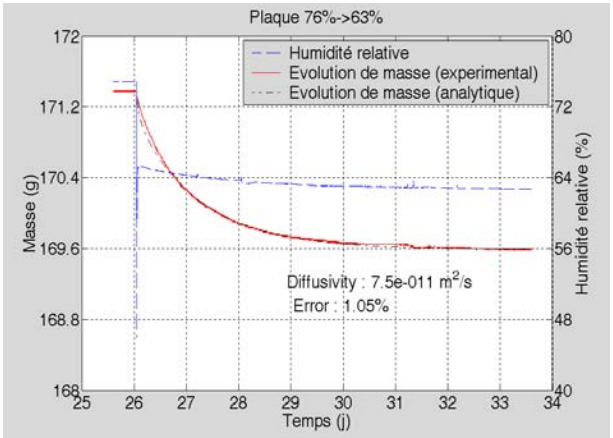
Palier	97-90%	90-76%	76-64%	64-43%	43-32%	32-44%	44-64%	64-76%	76-94%
Plaque mince	6,88		1,05	2,06	1,84	1,66	2,78	1,53	2,79
Tube mince	9,47		2,55	1,52	2,52	2,73	3,84	3,45	4,08



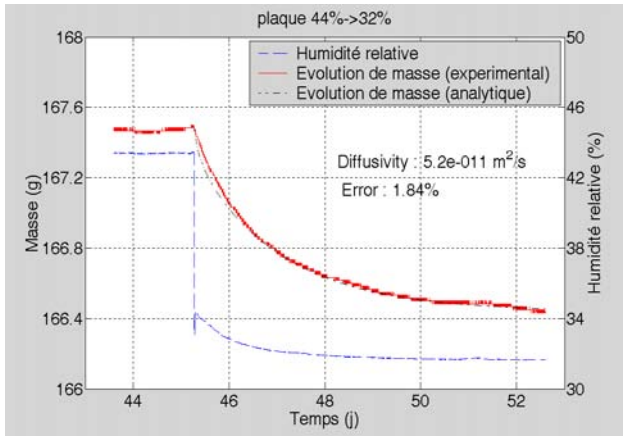
a) palier 97% RH - 90%RH.



c) palier 63%RH – 44%RH.



b) palier 76%RH - 63%RH.



d) palier 44%RH – 32%RH.

Figure 2-12 : Variation de la masse de la plaque mince par rapport au temps dans le processus de désaturation.

5.6 *Conclusion*

Nous avons caractérisé le phénomène de transfert hydrique par la détermination de la diffusivité hydrique en utilisant les résultats expérimentaux de désaturation-resaturation pour l'argilite de l'Est. La méthode d'identification de la diffusivité hydrique proposée a permis de déterminer de manière satisfaisante la diffusivité pour les diffusions axiale et radiale. Le transfert hydrique est un phénomène non linéaire par rapport à l'humidité. Une irréversibilité de variation de la diffusivité est observée au cours de la désaturation-resaturation.

6 MODELISATION DU TRANSFERT HYDRIQUE

6.1 *Introduction*

Le phénomène de transfert hydrique a été caractérisé par des essais de transfert hydrique (essais de désaturation-resaturation) en déterminant la diffusivité hydrique. On a montré que le transfert hydrique est un processus non-linéaire par rapport à l'humidité relative. Un modèle non-linéaire qui tient compte des phénomènes physiques doit être développé pour modéliser le phénomène de transfert hydrique dans l'argilite de l'Est au cours de la désaturation-resaturation (l'effet de la ventilation dans les galeries souterraines).

6.2 *Loi de conduction du liquide*

L'écoulement du liquide obéit à la loi de Darcy, basé sur les calculs de perméabilité. Il est applicable uniquement pour le milieu saturé et exprimé sous les formules suivantes :

$$W_l = -\rho_l K_l \, grad P_l \qquad (2\text{-}1)$$

où W_l : flux de liquide ($Pa.s.m^{-1}$)
P_l : pression du liquide (Pa)
ρ_l : masse volumique du liquide ($kg.\ m^{-3}$)

Le coefficient K_l représente la perméabilité au fluide du milieu poreux et est donné en $m^3.s.\ kg^{-1}$. Ce coefficient est inversement proportionnel à la viscosité dynamique du fluide.

Lorsque le matériau devient non-saturé, l'écoulement de vapeur s'additionne à celui du liquide. La perméabilité au liquide est reliée à la perméabilité intrinsèque du milieu poreux au moyen de perméabilité relative à chaque phase.

$$K_l = \frac{K}{\eta_l} K_{rl} \qquad (2\text{-}2)$$

Dans cette expression, K_{rl} est la perméabilité relative à la phase liquide (sans dimension), η_l la viscosité dynamique de la phase liquide donnée en $kg.m^{-1}.s^{-1}$ et K la perméabilité intrinsèque du milieu poreux en m^2.

6.2.1 *Perméabilité intrinsèque*

La perméabilité intrinsèque ou absolue K dépend de la géométrie du réseau poreux (forme, taille, interconnexion des pores…). Elle ne dépend pas des fluides saturants, dans la mesure où le comportement de ceux-ci n'est pas affecté par la proximité du solide.

D'autre part, elle peut s'exprimer en terme des paramètres de la structure poreuse (Baroghel-Bouny 1994) comme :

$$K = \phi . d_c^2 . \tau \qquad (2\text{-}3)$$

où ϕ : porosité volumique totale
τ : facteur de tortuosité et de connectivité
d_c : valeur caractéristique du diamètre des pores déterminant pour le transport de l'eau liquide.

Dans le domaine des roches sédimentaire, la théorie de Kozeny-Carman exprime la liaison entre la structure poreuse et la perméabilité dans les matériaux poreux par la formule suivante :

$$K = \frac{d_c^3}{S_l(1-d_c)}\tau \qquad (2\text{-}4)$$

La perméabilité absolue peut être identifiée par des essais au laboratoire à l'échelle macroscopique. Pour l'argilite de l'Est, Escoffier (2002) a utilisé la méthode de Pulse-test pour la déterminer et a obtenu une valeur de 10^{-22} à 10^{-20} m^2.

6.2.2 *Perméabilité relative au liquide*

La perméabilité relative au liquide K_{rl} est une fonction de la saturation en eau liquide et reste comprise entre 0 (pour $S_l = 0$) et 1 (pour $S_l = 1$). Ce coefficient permet de rendre compte de la différence de comportement du fluide suivant sa quantité présente dans le milieu poreux. D'autre part, la perméabilité relative peut être mesurée directement en imposant une différence de pression capillaire aux extrémités d'un échantillon. Cette méthode est difficile à appliquer pour les milieux peu perméables.

Des auteurs ont proposé des modèles basés sur l'analogie avec des capillaires et utilisent la courbe de saturation interprétée en terme de distribution de pores cylindriques pour lesquels la loi de Poiseuille s'applique.

Différentes formules ont été développées :

- Van Genutchen (1980)

$$K_{rl}(S_l) = \sqrt{S_l}\left(1-\left(1-S_l^{\frac{1}{m}}\right)\right)^2 \qquad \text{(m est constant)}$$

- Moyne (1987) pour un béton

$$K_{rl} = \left(\frac{a.S_l - b}{c}\right)^4 \quad \text{avec a=1,463 ; b= 0,07 et c =1,393}$$

- Alonso et al. (1998) cité dans Thouvenin (1999)

$$K_{rl} = \left[1 + a.(p_c)^b\right]^c$$

Trois constantes a,b,c (c = -1)

- Pour l'argilite, Shao et al. (1999) ont utilisé les formules suivantes :

$$K_{rl} = \frac{1}{1+(a(1-S_l))^b} \qquad \text{(a= 35 et b=1,5)}$$

$$K_{rg} = \frac{1}{1+(aS_l)^b} \qquad \text{(a=3 et b=2,7)}$$

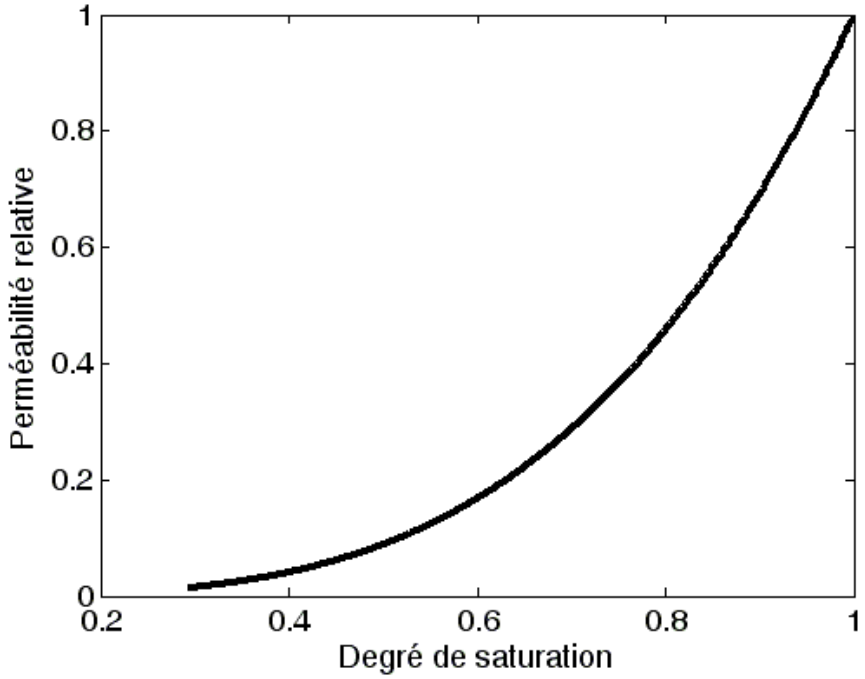


Figure 2-13 : Variation de la perméabilité relative au fluide pour les argilites de l'Est.

- Bovet et al. (1995) ont utilisé la formule suivante :

  $K_{rl} = S_l^n$ (n est constant, dépendant de chaque matériau)

Dans ce cas de l'argilite de l'Est, on utilise la formule suivante :

$K_{rl} = S_l^n$ (n=3,5 dans le cas de la désaturation et n =3 dans le cas de la resaturation)

On peut tracer le cas de la désaturation pour la perméabilité relative dans la Figure 2-13.

6.3 *Transport de la vapeur*

A partir d'un certain stade de la désaturation, l'eau ne peut plus atteindre la surface du corps séché sous forme liquide. L'humidité se déplace alors sous forme vapeur. La vapeur peut être transportée soit par convection dans le mélange gazeux (air et vapeur d'eau), soit par diffusion moléculaire. La diffusion moléculaire se fait par diffusion mutuelle air vapeur ou par effet Knudsen (interaction avec le solide lorsque les pores sont petits).

6.3.1 *Ecoulement de la vapeur par convection en phase gazeuse*

La vitesse moyenne du mélange gazeux s'exprime par la loi de Darcy généralisée pour le gaz :

$$V_g = -K_g grad P_g \qquad (2\text{-}5)$$

où V_g : vitesse du gaz ($m.s^{-1}$)
P_g : pression du gaz (Pa)

Le coefficient K_g représente la perméabilité au gaz du milieu poreux et est donné en $m^3.s.kg^{-1}$. Ce coefficient est inversement proportionnel à la viscosité dynamique du gaz.

$$K_g = \frac{K}{\eta_g} K_{rg}$$

K_{rg} : perméabilité relative au gaz
η_g : viscosité dynamique du gaz ($kg.m^{-1}.s^{-1}$)

La vitesse de la vapeur se décompose en deux termes :

$$V_v = V_g + V_{dif}$$

Le premier terme correspond à un mouvement convectif d'ensemble et le second à un mouvement relatif de diffusion.

6.3.2 *Transport diffusif de la vapeur*

On utilise la loi de Fick parce que le flux de la vapeur est causé par un gradient de concentration. La vapeur a tendance à se déplacer d'un endroit de plus haute concentration vers un endroit de basse concentration.

6.3.2.1 Transfert de la vapeur dans l'air

La diffusion de la vapeur d'eau dans l'air ou transport diffusif est exprimée sous forme la loi de Fick qui résulte de la théorie cinétique des gaz :

$$V_{dif} = -\frac{D_{v0}}{C_v} gradC_v \qquad (2\text{-}6)$$

où

D_{vo} : diffusivité moléculaire libre de la vapeur dans l'air ($m^2.\ s^{-1}$)
C_v : concentration molaire en vapeur.

La concentration molaire en vapeur :

$$C_v = \frac{P_v}{P_a + P_v} = \frac{P_v}{P_g} \qquad (2\text{-}7)$$

P_a : pression de l'air (Pa)
P_v : pression partielle de la vapeur (Pa)

Dans le cas où la pression totale de gaz est constante, on a $V_g = 0$, donc on peut écrire l'équation 2-6 sous la forme :

$$V_v = -\frac{D_{v0}}{P_v} gradP_v \qquad (2\text{-}8)$$

En réalité, la pression de vapeur est très petite par rapport celle d'air (P_v = 2% P_a), on peut considérer que la pression totale est approximativement égale à celle d'air. Etant données les conditions aux limites de pressions constantes de gaz utilisés dans les expériences, nous négligerons le transfert convectif de la vapeur en phase gazeuse.

Le flux massif de la vapeur (en $kg.\ m^{-2}.\ s^{-1}$ ou $Pa.s.m^{-1}$) est écrit sous forme :

$$W_v = -\rho_v \frac{D_{vo}}{P_v} gradP_v = -D_{vo} \frac{M_v}{RT} gradP_v \qquad (2\text{-}9)$$

D'autre part, De Vries et Kruger (1966) ont obtenu, à pression atmosphérique, l'expression suivante de la diffusivité moléculaire libre de la vapeur dans l'air, à l'aide de la théorie cinétique et à partir des données expérimentales :

$$D_{vo} = 0{,}217 \frac{P_o}{P} . (\frac{T}{T_o})^{1{,}88} \text{ (en cm}^2\text{.s}^{-1}\text{) pour 273 K<T<373 K} \qquad (2\text{-}10)$$

où T : température absolue du système
$T_o = 273K$
P_o : pression atmosphérique

6.3.2.2 Transfert de la vapeur dans le mélange gazeux d'un milieu poreux non saturé

Pour la diffusion de la vapeur d'eau dans un matériau poreux dans lequel la phase gazeuse se déplace, la loi de Fick est modifiée pour tenir compte de la tortuosité, la connectivité du réseau des pores, la taille des pores et la non-saturation.

$$W_v = - D_v \frac{M_v}{RT} grad P_v \qquad (2\text{-}11)$$

D_{vo} est remplacé par D_v. Dans un milieu poreux non saturé dont le diamètre des pores est assez petit, on a $D_v<D_{vo}$. Cela est exprimé dans l'aspect microscopique par l'effet Knudsen.

6.3.2.3 Effet Knudsen

Le processus de Knudsen a lieu dans le cas où le transfert des molécules de vapeur d'eau se passerait dans des pores dont les dimensions sont très petites par rapport à λ (λ étant le libre parcours moyen des molécules de la vapeur dans l'air). On peut distinguer le transfert hydrique par différents régimes d'écoulement en utilisant le nombre Knudsen K_n qui quantifie l'importance relative des interactions des molécules avec la paroi de solide et des molécules entres-elles. (Pour un capillaire de rayon r_p, on a $K_n = \frac{2r_p}{\lambda}$)

- Domaine de Knudsen $K_n<0{,}1$, les molécules de chaque espèce diffusent dans le milieu poreux indépendamment l'une de l'autre. La notion d'écoulement laminaire de Darcy impliquant des chocs entre molécules ne peut pas être appliquée. Cette limite correspond à des diamètres de l'ordre de 10 à 20 nm en conditions standards.

- Domaine continu $K_n>10$, le gaz se comporte comme un fluide continu, on peut considérer que le mécanisme de transport est la diffusion libre de Darcy (transport convectif).

- Domaine de transition $0{,}1<K_n<10$, le problème n'est pas clair car la diffusion libre et l'effusion se produisent simultanément.

L'effet Knudsen est pris en compte au moyen d'une diffusivité qui croît avec le rayon poreux. Pour un capillaire de rayon r_p, la relation entre la diffusivité D_v et D_{vo} est exprimée par la formule suivant :

$$D_v = \frac{D_{vo}}{1 + \frac{1}{K_n}} \qquad (2\text{-}12)$$

6.3.2.4 Echelle macroscopique

Pour tenir compte du remplissage incomplet de la vapeur dans les pores et de la tortuosité de la trajectoire des molécules de vapeur d'eau, certains auteurs ont proposé les formules suivantes :

- Daian (1986) ; Philipe et de Vries (1957)

$$D_v=D_{vo}(\phi\text{-}w)\tau \qquad (2\text{-}13)$$

où
τ : un facteur de tortuosité (0,5 - 0,6)
ϕ : la porosité du matériau
w : la teneur en eau

Cette formule s'applique s'il n'y a pas d'effet Knudsen et que la taille des pores est relativement homogène. Lorsque les pores ne sont pas homogènes et que les interconnexions sont de tailles très diverses, cette formulation donne un coefficient trop élevé par rapport à la réalité expérimentale. Donc, on peut utiliser cette formule avec l'effet Knudsen, mais en diminuant le facteur de tortuosité (Baroghel-Bouny 1994).

- Mainguy (1999) et Bénet (1981) ont utilisé une fonction de la porosité et la saturation :

$$D_v=D_{vo}.f(\phi,S_l) \text{ avec } f=\phi^{\frac{4}{3}}(1-S_l)^{\frac{10}{3}} \text{ dont } \tau=\phi^{\frac{1}{3}}(1-S_l)^{\frac{7}{3}} \qquad (2\text{-}14)$$

- Dormieux et Lemarchand (1998) cités dans Mainguy (1999) donnent :

$$D_v=D_{vo}.f(\phi).\tau \text{ avec } f=\frac{2\phi}{3-\phi} \text{ et } \tau=\frac{2}{3-\phi} \qquad (2\text{-}15)$$

- Dans le contexte de notre étude, le coefficient de diffusion D_v peut finalement s'écrire :

$$D_v = D_{vo}.f(\phi, S_l) \quad \text{avec } f(\phi,S_l) = \tau\,.\,\phi.(1\text{-}S_l) \text{ et } \tau=0{,}5 \qquad (2\text{-}16)$$

6.4 *Modélisation du transfert hydrique*

Afin de prévoir la cinétique hydrique et la répartition des teneurs en eau à l'intérieur d'un milieu poreux, de nombreux modèles de transferts hydriques ont été établis. Parmi les différentes approches proposées, on distingue trois axes de recherche principaux selon Baroghel-Bouny (1994) :

- La méthode d'homogénéisation considère le milieu poreux comme un assemblage d'éléments microscopiques. Elle consiste à déduire les propriétés macroscopiques à partir d'un calcul à l'échelle microscopique.

- L'approche microscopique de type réseau, faisant appel à la notion de percolation qui se déroule en différentes étapes : schématisation de la microstructure du matériau par un réseau plus ou moins complexe à mailles de sphères connectées par des tubes, description du transport à travers un pore élémentaire cylindrique par une analyse microscopique et couplage des deux analyses précédentes pour estimer le coefficient de diffusivité dans le modèle considéré.

- L'approche à l'échelle macroscopique où le milieu poreux est simulé comme un milieu continu fictif équivalent. Le milieu est constitué des différentes phases (solide, liquide, gaz) qui se superposent et sont caractérisées par des champs continus de variable. Ces paramètres portent les valeurs moyennes sur un volume élémentaire représentatif VER (Daian 1986 ; Mainguy 1999 ; Robinet 1992 et Moyne 1988)

La principale difficulté réside dans le passage de l'échelle microscopique où les phénomènes physiques décrits sont accessibles à l'échelle macroscopique. Afin de s'en affranchir, on utilise une approche macroscopique qui moyenne les hétérogénéités du milieu poreux sur un VER (Daian 1986 ; Mainguy 1999 ; Robinet 1992 ; Moyne 1988). Ce volume autorise la définition des quantités macroscopiques comme la moyenne sur ce VER de la même quantité prise à l'échelle microscopique. Sa taille est suffisamment grande pour que les hétérogénéités présentées à l'échelle microscopique ne soient plus apparentes à l'échelle macroscopique. Cette approche nous permet de décrire des modèles de transfert hydrique par un système d'équations aux dérivées partielles continues.

6.4.1 *Milieu poreux*

Afin de décrire le transfert hydrique dans le milieu poreux, on a considéré le milieu modélisé comme triphasique avec la matrice solide, la phase liquide et la phase gazeuse. Dans cette vision, ce milieu se compose de la phase solide éventuellement contenant une porosité occluse et l'espace poreux connecté qui est occupé par les fluides d'eau et de gaz (Figure 2-14).

- La phase liquide regroupe les différentes formes d'eau liquide présentes dans le matériau et susceptibles de migrer. Cette phase est considérée comme de l'eau pure et on suppose qu'elle n'a pas de réaction chimique avec le squelette et la phase gazeuse au cours du transfert hydrique. D'autre part, la phase liquide est supposée incompressible, sa masse volumique est indépendante de la pression de la solution interstitielle. Le transfert d'eau liquide obéit à un mécanisme de type convectif suivant un écoulement darcéen. Les forces gravitaires d'eau sont négligeables devant les pressions capillaires dans le cas désaturé et si la saturation est proche de 1, elles ne sont pas prises en compte devant les forces dues aux pressions de liquide.

- La phase gazeuse constituée d'un mélange d'air sec et de vapeur d'eau est supposée se comporter comme un gaz parfait. Le déplacement de la vapeur est de type diffusif, qui suit la loi de Fick, éventuellement avec effet Knudsen. La pression totale du mélange gazeux est supposée constante et égale à la pression atmosphérique (Lassabatère 1994 et Mainguy 1999). Mais dans quelques cas, les variations de la pression totale du gaz peuvent se produire à la suite des phénomènes d'évaporation ou condensation de l'eau (Robinet 1992 ; Mainguy 1999, Daian 1986 ; Philip 1957).

- La matrice solide est généralement considérée indéformable, dans les problèmes de transfert hydrique (Robinet 1992 ; Mainguy 1999 ; Daian 1986 ; Philip 1957 ; Moyne 1998 ; Bénet 1981 ; Bazant 1986 ; Crausse 1981). Par contre, en analysant le retrait dans le béton engendré par le transfert hydrique, Lassabatère (1994) a supposé que le squelette est déformable.

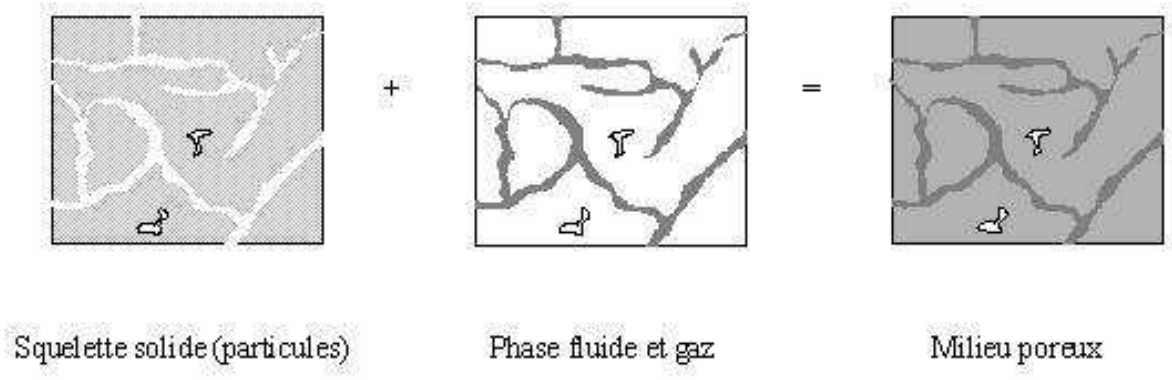


Figure 2-14 : Représentation du volume élémentaire représentatif du milieu poreux (Gasc-Barbier 2002).

6.4.2 *Bibliographie des modèles de transfert hydrique*

L'étude des transferts hydriques dans le milieu poreux est faite depuis longtemps avec le modèle simple de Richard. De nombreux auteurs ont proposé des modèles avec différentes inconnues pour décrire le phénomène de transfert hydrique dans les différents matériaux : pâte ciment, béton, bois, argile (Tableau 2-4). On distinguera le transfert hydrique en deux types : isotherme et non-isotherme.

Tableau 2-4 : Modèles de transfert hydrique.

Auteur	Couplage	Matériau	Inconnues	Méthode de résolution
Lassabatère (1994)	THM	Béton	RH	EF (Elément finis)
Moyne (1987)	TH	Béton	T, X(a*S_l), P*g*	EF
Mainguy (1999)	H	Béton	S_l, P_v, P_a, μ_{lg}	VF (Volume finis)
Daian (1986)	H	Mortier	Teneur en eau	DF (Différences finies)
Robinet (1992)	H	Argile	P_l et P_g	EF
Witasse (2000)	H	Béton	RH	EF

6.4.2.1 Modèles isothermes

Dans le cas isotherme, la cinétique hydrique est gouvernée par le gradient hygrométrique (Robinet 1992 ; Mainguy 1999 ; Daian 1986 et Lassabatère 1994). Certains auteurs prennent en compte le gradient de pression d'air (Robinet 1992 et Mainguy 1999).

- Mainguy (1999) a établi un modèle appliqué aux séchages isothermes d'éprouvettes cylindriques en pâte de ciment et en béton. Il a modélisé le transfert par un modèle complet et puis des modèles simples en utilisant les hypothèses : la pression totale du mélange gazeux est constante et égale à la pression atmosphérique et l'absence du transfert darcéen du gaz. Il a analysé les domaines d'application pour chaque hypothèse.

- Lassabatère (1994) a décrit un modèle de transfert hydrique pour un mur infini de béton soumis au séchage, dans lequel il a pris en compte l'effet mécanique en utilisant le modèle poroélastique non-linéaire du processus de dessiccation (la pression totale du mélange gazeux est supposée constante).

- Robinet (1992) ont établi un modèle de transfert de masse dans les argiles à faible porosité, qui est formulé avec deux variables intensives : les pressions de l'eau et de l'air. Le milieu poreux est supposé indéformable en conditions iso-thermiques. La validation du modèle est effectuée sur des profils hydriques obtenus à partir des essais d'imbibition d'une colonne d'argile fortement compactée.

- Daian (1986) a présenté les processus fondamentaux de transfert isotherme en milieu poreux pour la phase gazeuse et la phase liquide, qui sont appliqués pour l'imbibition isotherme du mortier. Dans ce modèle, il a analysé la diffusion moléculaire sous forme libre et avec effet Knudsen pour le transfert du mélange gazeux.

- Bazant (1972) a étudié plus particulièrement les transferts d'humidité dans les matériaux cimentaires et leurs effets sur le retrait de séchage. Ils sont exprimés par une équation de diffusion non-linéaire où l'inconnue est l'humidité relative dans le matériau. Les effets du rapport eau /ciment, de la température, du type de ciment sont particulièrement analysés.

6.4.2.2 Modèles non-isothermes

- Moyne (1987) a pris en compte l'effet de la température dans son modèle de transfert couplé chaleur-masse dans un milieu poreux non saturé lors du séchage en analysant les différents régimes d'écoulement d'un mélange binaire gazeux. Les mouvements du mélange gazeux sous l'effet d'un gradient de pression totale sont gouvernés par la forte sensibilité de la conductivité thermique.

- Philip et De Vries (1957) ont développé une description des transferts de chaleur et de masse dans les milieux poreux non saturés. Cette approche est basée sur l'étude du comportement thermique et hydrique des sols, où le mouvement de l'humidité est supposé s'effectuer par capillarité et diffusion sous l'action des gradients d'humidité et de température. Les flux de liquide et de vapeur sont calculés individuellement, ce qui permet d'obtenir le taux de changement de phase.

- Crausse et al. (1981) ont analysé les phénomènes couplés de transferts de chaleur et de masse, qui se développent dans un milieu poreux non saturé homogène et isotrope soumis à de faibles gradients de température, lorsque la pression de la phase gazeuse est uniforme et constante, à partir d'une étude expérimentale et d'une simulation numérique des transitoires hydriques et thermiques.

- Yang et al. (1998) ont décrit un modèle couplé de transfert de chaleur, d'eau, du flux d'air et des déformations dans les sols non saturés. Dans ce modèle, le transport d'air et de liquide est gouverné par la loi de Darcy généralisée, et la diffusion de vapeur est décrite par la loi Fick. Le transfert de chaleur est formulé par les effets de conduction, convection et la chaleur latente de vaporisation. Enfin un modèle élastoplastique est utilisé pour décrire les déformations dans le sol non-saturé.

6.4.3 *Modèle de transfert hydrique*

Afin d'interpréter le transfert hydrique isotherme dans les essais de désaturation-resaturation sur l'argilite, nous proposons un modèle simple de transfert inspiré du modèle de Mainguy (1999), dans lequel nous tenons compte des effets de la variation de porosité dans le transfert hydrique. Ce modèle se base sur le transport d'air et de liquide gouverné par la loi de Darcy généralisée et la diffusion de vapeur obéissant à la loi Fick. En plus, nous faisons encore les hypothèses simplificatrices suivantes :

- La pression totale du mélange gazeux est considérée constante et égale à la pression atmosphérique. Le transfert darcéen du gaz est supposé négligeable.

- Pas de réaction chimique.

6.4.3.1 Equations de conservation

Les équations de conservation de la masse de chacun des constituants mobiles présents dans le milieu poreux, jouent un rôle important dans la modélisation. Pour un volume élémentaire dV, les conservations des masses d'eau liquide et de vapeur s'expriment :

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} = -Div W_l - \mu^e_{l\to v} \qquad (2\text{-}17)$$

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} = -Div W_v + \mu^e_{l\to v} \qquad (2\text{-}18)$$

m_l : masse volumique apparente en liquide ($kg.m^{-3}$).
m_v : masse volumique apparente en vapeur ($kg.m^{-3}$).

$\mu^e_{l\to v}$ est le taux d'apport de masse fluide de vapeur à partir du liquide par changement de phase, $\mu^e_{l\to v} > 0$ pour le cas de l'évaporation , $\mu^e_{l\to v} < 0$ pour le cas de la condensation ou $\mu^e_{l\to v} = 0$ dans l'état d'équilibre entre deux phases.

On obtient l'équation de conservation d'eau sous forme liquide et sous forme gazeuse dans le milieu poreux en superposant les deux équations 2-17 et 2-18 :

$$\frac{\partial(m_v + m_l)}{\partial t} = -Div(W_v + W_l) \qquad (2\text{-}19)$$

Les termes m_i intervenant dans l'équation de conservation sont reliés à la masse volumique ρ_i, au degré de saturation S_l et à la porosité ϕ par :

$$m_l = \phi.S_l.\rho_l$$
$$m_v = \phi.(1-S_l).\rho_v \qquad (2\text{-}20)$$

6.4.3.2 Transfert hydrique sous forme liquide

Pour le transfert hydrique de l'eau liquide, nous appliquons la loi de conduction de liquide (2-1).

$$W_l = -\rho_l K_l \nabla P_l$$

En dérivant l'équation (1-9) soit $m_l = \phi.S_l.\rho_l$, nous obtenons :

$$\frac{\nabla m_l}{\rho_l} = \left(\phi\frac{\partial S_l}{\partial P_l} + S_l\left(\frac{\partial \phi}{\partial P_l} + \frac{\phi}{K_{lq}}\right)\right)\nabla P_l \qquad (2\text{-}21)$$

où K_{lq} (≈2000 MPa) est la compressibilité de l'eau :

$$\frac{1}{K_{lq}} = \frac{1}{\rho_l}\frac{\partial \rho_l}{\partial P_l}$$

Finalement, en injectant 2-21 et 2-2 dans 2-1, nous tirons :

$$W_l = -\rho_l K_l \nabla P_l = -\frac{1}{C_{hy}}\frac{K.K_{rl}}{\eta_l}\nabla m_l \qquad (2\text{-}22)$$

où $C_{hy} = \left(\phi\frac{\partial S_l}{\partial P_l} + S_l\left(\frac{\partial \phi}{\partial P_l} + \frac{\phi}{K_{lq}}\right)\right)$ (2-23)

6.4.3.3 Transfert hydrique sous forme vapeur

Pour le transfert hydrique en vapeur, nous appliquons la loi de transfert de la vapeur dans le mélange gazeux (2-11).

$$W_v = -D_{vo}.f(\phi, S_l).\frac{M_v}{RT}\nabla P_v$$

En appliquant la loi du gaz parfait $P_i M_i = RT\rho_i$, nous tirons :

$$\nabla P_v = \frac{\rho_v}{\rho_l}\nabla P_l = -\frac{\rho_v}{\rho_l^{\,2}}\frac{1}{C_{hy}}\nabla m_l \qquad (2\text{-}24)$$

Enfin, en injectant 2-24 et 2-16 dans 2-11, nous obtenons :

$$W_v = -D_{vo}.f(\phi,S_l).\frac{M_v}{RT}\nabla P_v = -\frac{1}{C_{hy}}(\frac{\rho_v}{\rho_l})^2.\frac{D_{vo}.f(\phi,S_l)}{P_v}.\nabla m_l \qquad (2\text{-}25)$$

6.4.3.4 Equation de diffusion non-linéaire

Pour établir l'équation de diffusion non-linéaire, nous prenons l'équation de conservation d'eau 2-19 sous la forme suivante :

$$\frac{\partial(m_v+m_l)}{\partial t} = -Div(W_v+W_l) = Div(D_e\nabla m_l) \qquad (2\text{-}26)$$

En injectant 2-22 et 2-25 dans 2-26, nous obtenons le coefficient de diffusivité D_e exprimé sous la formule suivante :

$$D_e = \frac{1}{C_{hy}}(\frac{K.K_{rl}}{\eta_l}+(\frac{\rho_v}{\rho_l})^2.\frac{D_{vo}.f(\phi,S_l)}{P_v}) = \frac{1}{C_{hy}}(\frac{K.K_{rl}}{\eta_l}+(\frac{M_v}{RT\rho_l})^2 D_{vo}.f(\phi,S_l).P_v) \qquad (2\text{-}27)$$

avec $f(\phi, S_l) = \tau\,.\,\phi.(1\text{-}S_l)$ et $\tau = 0{,}5$

En négligeant le terme de séchage de vapeur m_v, nous obtenons l'équation générale de diffusion hydrique non-linéaire en régime isotherme qui s'écrit sous forme :

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} = Div(D_e(m_l).\nabla m_l) \qquad (2\text{-}28)$$

6.4.3.5 Coefficient C_{hy}

Nous discutons l'amplitude des termes dans l'expression 2-23 de C_{hy}. Le premier terme de C_{hy} prend en compte la variation de saturation :

$\phi\frac{\partial S_l}{\partial P_l} = -\phi\frac{\partial S_l}{\partial P_c}$. Ce terme disparaît quand le degré de saturation est proche zéro.

Le deuxième et le troisième tiennent compte respectivement les variations de la porosité et de la compressibilité de l'eau. Ces deux termes sont les fonctions croissantes du degré de saturation et ils sont plus faibles que le premier dans l'état non-saturé surtout sous la limite de retrait. Dans le cas de la désaturation libre, le modèle poroélastique (Coussy 1991) nous donne :

$$d\sigma = (\lambda+\mu).d\varepsilon + b_l.dP_l = 0 \quad \text{et} \quad d\phi = b_l.d\varepsilon + \frac{dP_l}{M} \qquad (2\text{-}29)$$

A partir de (2-29), on obtient :

$$\frac{\partial\phi}{\partial P_l} = \frac{b_l^{\,2}}{2\mu+\lambda} + \frac{1}{M} \qquad (2\text{-}30)$$

où λ et μ : coefficients de Lamé,
b_l : coefficient de Biot,
M : module de Biot.

Nous utilisons les paramètres dans le cas saturé et les considérons constants : $b_l = 0,6$; $2\mu + \lambda$ = 5400 MPa et M = 6000 MPa (Gasc-Barbier 2002), pour calculer C_{hy}.

6.4.3.6 Application pour l'argilite de l'Est

Les paramètres physiques :

- $\eta_l = 10^{-3}$ kg/ m.s
- $M_v = 1,8.10^{-2}$ kg/mol
- $D_{vo} = 2.10^{-5} m^2 / s$ quand T =295 K
- $D_v = D_{vo}.f(\phi,S_l) = D_{vo}.\tau\phi.(1-S_l)$ avec τ =0,5
- R = 8,32kg.m^2 / s^2 .mol. K
- T = 295°C
- $P_v = P_{v0}.RH$ (P_{v0}=2300 Pa)

Pour les argilites de l'Est, nous utilisons les paramètres suivants :

- Perméabilité intrinsèque

K =2,2x10^{-22} m^2 Escoffier (2002)

- Porosité

ϕ = 0,14 Shao (1999) et Gasc-Barbier (2002)

(a) Cas de la désaturation

- Degré de saturation

$$S_l = \left(1 + \left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c \qquad P_{cr} = 45 \text{ MPa, b =1,5 et c = -0,38}$$

- Perméabilité relative

$K_{rl}(S_l) = S_l^{\,n}$ n=3,5

A partir des données ci-dessus, nous avons tracé sur la Figure 2-15, la variation du coefficient de diffusivité équivalent introduit dans l'équation de diffusion non-linéaire (2-18) en fonction de l'humidité relative. Le résultat obtenu met en évidence la non-linéarité du processus de diffusion d'humidité au sein du matériau. La diffusivité hydrique D_e chute rapidement au début de la désaturation, puis elle diminue lentement avec l'humidité relative.

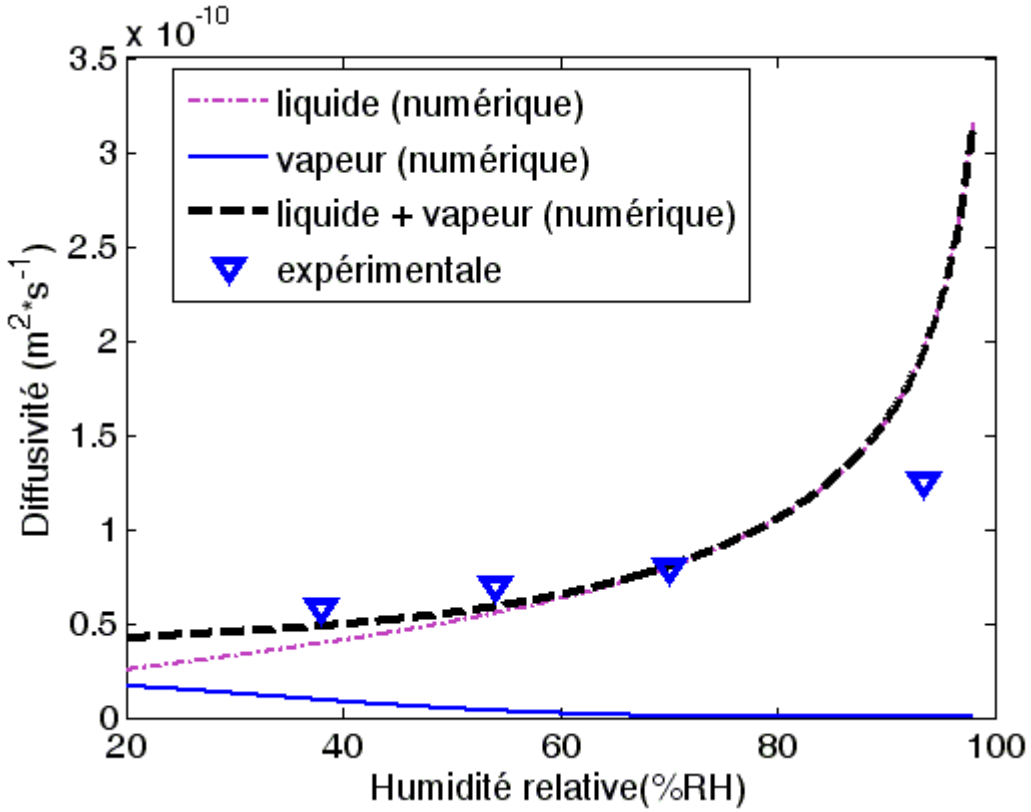


Figure 2-15 : Variation de la diffusivité du tube mince par rapport à l'humidité pendant la désaturation.

Le coefficient de diffusivité isotherme est composé d'un terme relatif à la diffusion du liquide D_{el} et d'un autre terme D_{ev} relatif à la diffusion de la vapeur :

$$D_e = D_{ev} + D_{el}$$

$$D_{el}=\frac{1}{C_{hy}}\left(\frac{K.K_{rl}}{\eta_l}\right) \qquad \text{et} \qquad D_{ev}=\frac{1}{C_{hy}}\left(\frac{M_v}{RT\rho_l}\right)^2 D_{vo}.f(\phi,S_l).P_v$$

Nous pouvons estimer l'importance relative du transport en phase liquide et en phase vapeur par rapport à la diffusion hydrique totale pendant le processus de désaturation. La Figure 2-15 montre que le transport de l'eau liquide joue un rôle prépondérant quand l'humidité est élevé, l'apport de diffusion de vapeur est faible.

(b) Cas de la resaturation

- Degré de saturation

$$S_l = \left(1+\left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c \qquad P_{cr} = 22 \text{ MPa, b = 0,95 et c = -0,38.}$$

- Perméabilité relative

$$K_{rl}(S_l) = S_l^{\,n} \qquad n = 3$$

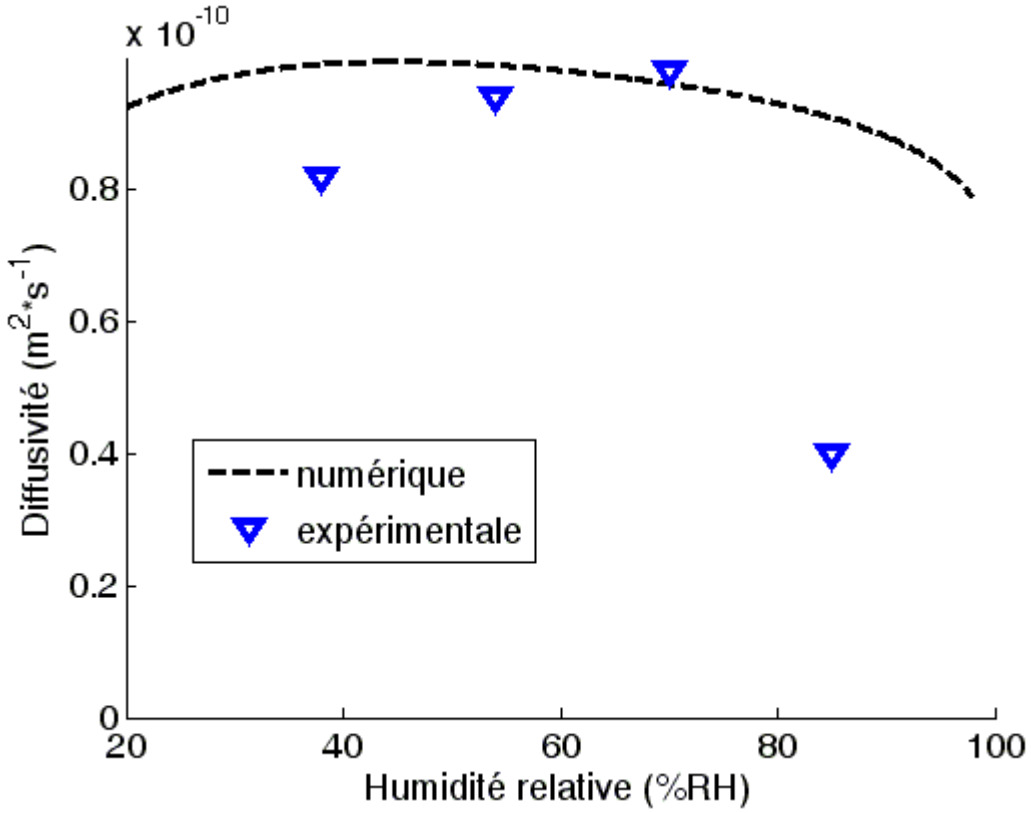


Figure 2-16 : Variation de la diffusivité du tube mince par rapport à l'humidité pendant la resaturation.

Le modèle numérique a permis de rendre compte de la diminution de diffusivité hydrique à la fin de la resaturation, mais il ne l'interprète pas quantitativement (Figure 2-16). Dans ce cas, un autre modèle qui tiendrait compte les phénomènes physiques spécifiques (la variation de perméabilité intrinsèque due aux endommagements hydriques et au colmatage des pores) au cours de la resaturation pourrait être développé. Puisque dans le matériau, la perméabilité est liée d'une part à l'inter-connectivité de la porosité et d'autre part à l'ouverture des micro-fissures éventuelles.

6.4.3.7 Variation de la masse et de l'humidité

La résolution du modèle de transfert hydrique non-linéaire (équation 2-26 dans le cas 1D avec une seule inconnue m_l) est réalisée par le logiciel de calcul formel MATLAB (avec le module de résolution des équations différentielles partielles non-linéaire PDEs : pdepe). Le rayon de calcul est discrétisé en 50 éléments. Nous obtenons la variation de m_l à l'intérieur du matériau avec les conditions aux limites et conditions initiales (parties 5.1.1 et 5.2.1 de ce chapitre). Ces conditions correspondent aux paliers de désaturation et de resaturation (m_l est calculé de RH, à partir des équations 1-7, 1-9a et la loi de Kelvin).

Nous calculons ensuite la variation d'humidité à l'intérieur du matériau. Nous déduisons la variation de la masse au cours des paliers de désaturation et de resaturation, à partir des équations 1-7, 1-9a, 1-9b et de la loi de Kelvin. La variation d'humidité et de masse du tube au cours du palier de désaturation 76→64% *RH* sont présentées dans les Figures 2-17 et 2-18. Le modèle numérique a permis de donner une bonne interprétation de variation de la masse pendant le palier de désaturation 76→64% *RH*. Il en est de même pour les autres paliers de désaturation et ainsi de resaturation. Il permet de se rendre compte de la cinétique et notamment l'étendue des phénomènes de transfert hydrique dans les échantillons en fonction du temps.

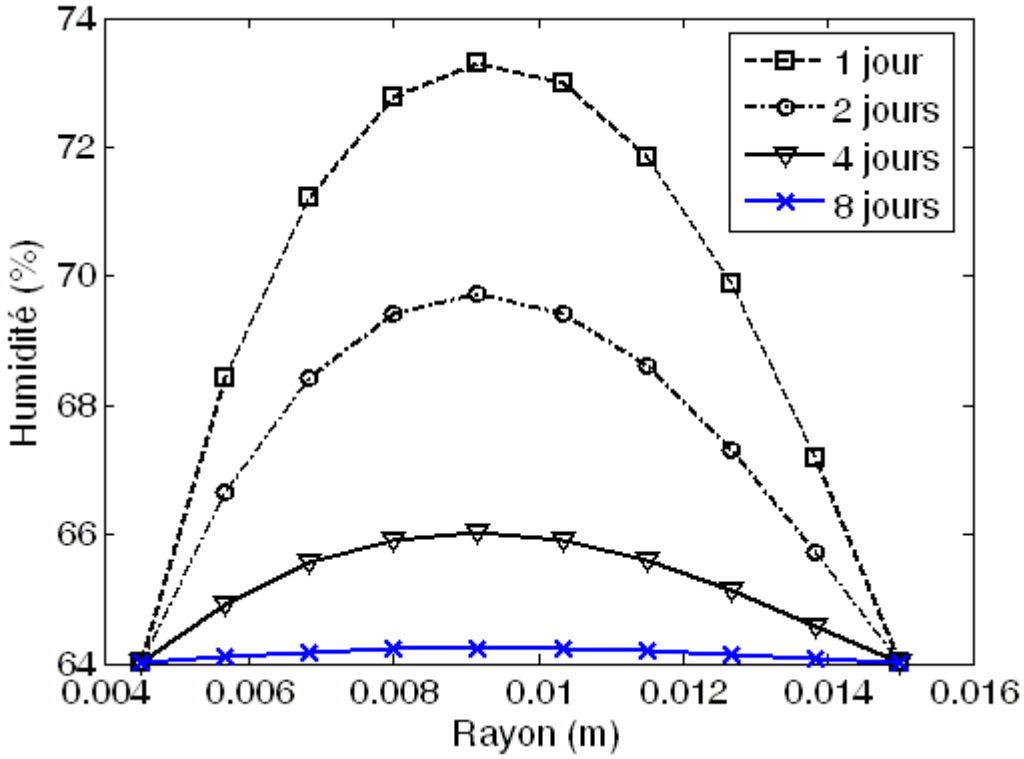


Figure 2-17 : Variation de l'humidité à l'intérieur du petit cylindre creux pendant le palier 76% *RH* →64% *RH*.

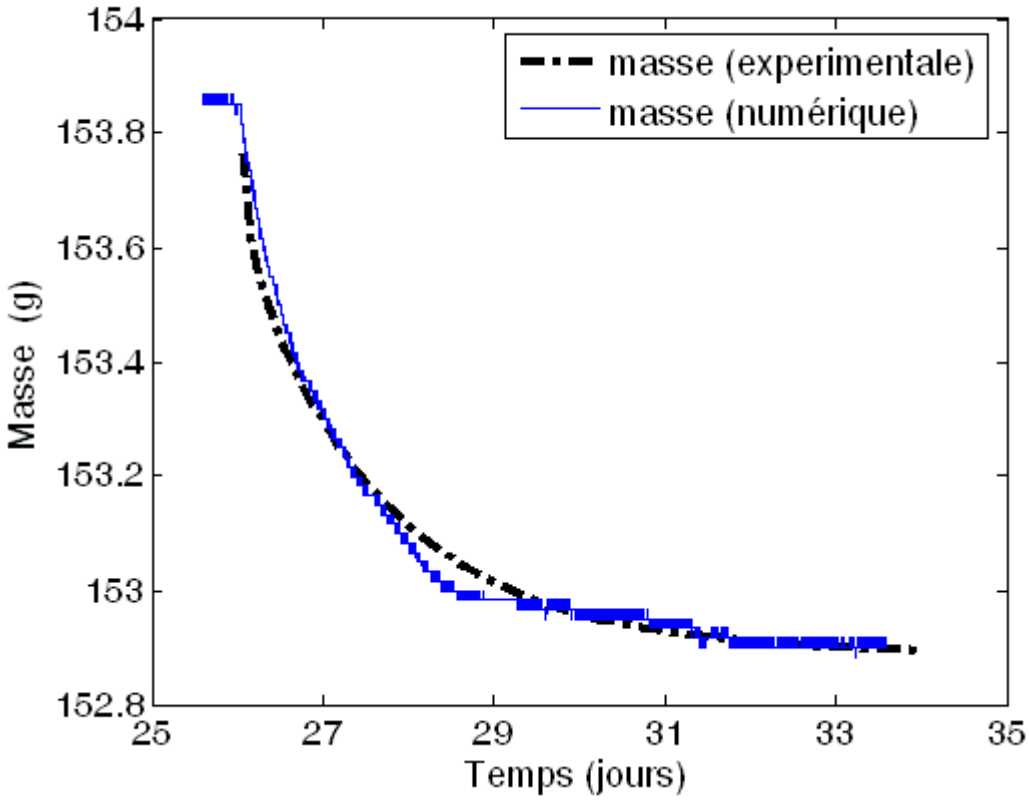


Figure 2-18 : Variation de la masse du petit cylindre creux pendant le palier 76% RH →64% RH.

6.4.3.8 Perméabilité

La confrontation avec les résultats expérimentaux nous conduit à identifier la perméabilité dans la roche non-saturée. La diffusivité est écrite sous la forme suivante :

$$D_e = \frac{k_{tl}+k_{tv}}{\eta_l C_{hy}} = \frac{k_l}{\eta_l C_{hy}} \qquad (2\text{-}31)$$

où k_{tv} : perméabilité en vapeur d'eau
k_{tl} : perméabilité en liquide d'eau
k_l : perméabilité

$$k_{tv} = \eta_l \left(P_v \left(\frac{M_v}{RT\rho_l} \right)^2 D_v \right) \text{ et } k_{tl} = K.K_{rl} \qquad (2\text{-}32)$$

$$k_l = k_{tv} + k_{tl}$$

Nous calculons les valeurs théoriques de perméabilité (k_{tv}, k_{tl} *et* k_l) à partir de l'équation 2-32, et les valeurs expérimentales de k_l à partir de la diffusivité identifiée en utilisant l'équation 2-31. Nous présentons les variations des valeurs théoriques et expérimentales de perméabilité dans les Figures 2-19 et 2-20.

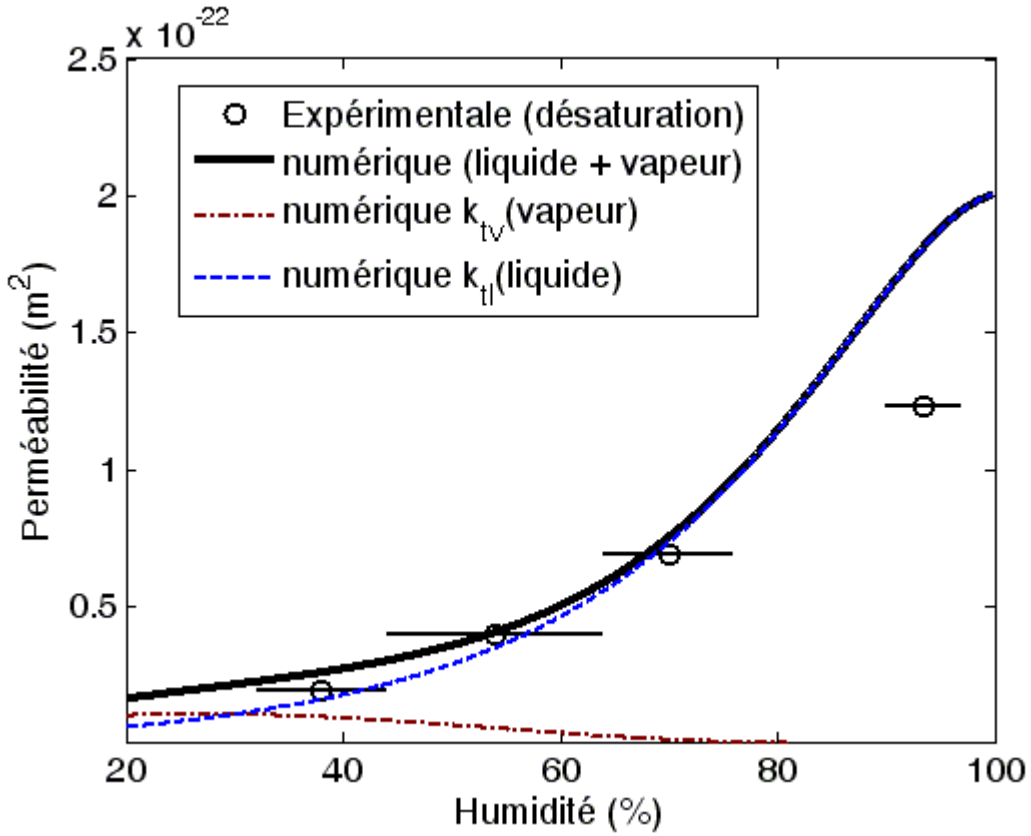


Figure 2-19 : Comparaison des perméabilités du tube mince.

Les valeurs numériques sont proches des valeurs expérimentales (Figure 2-19). Pour l'état saturé la perméabilité est proche de celle en liquide et elle rejoint celle en vapeur dans l'état le plus sec (humidité inférieure à 30% RH) pour lequel le transfert est principalement gouverné par la diffusion de vapeur. Les résultats montrent la non-linéarité de perméabilité et une irréversibilité de la variation de la perméabilité identifiée au cours de la désaturation-resaturation.

La perméabilité identifiée à partir de la diffusivité dépend de l'humidité et du chemin de désaturation et de resaturation (Figure 2-20). Elle est plus faible que la perméabilité mesurée par Escoffier (2002) dans le cas saturé.

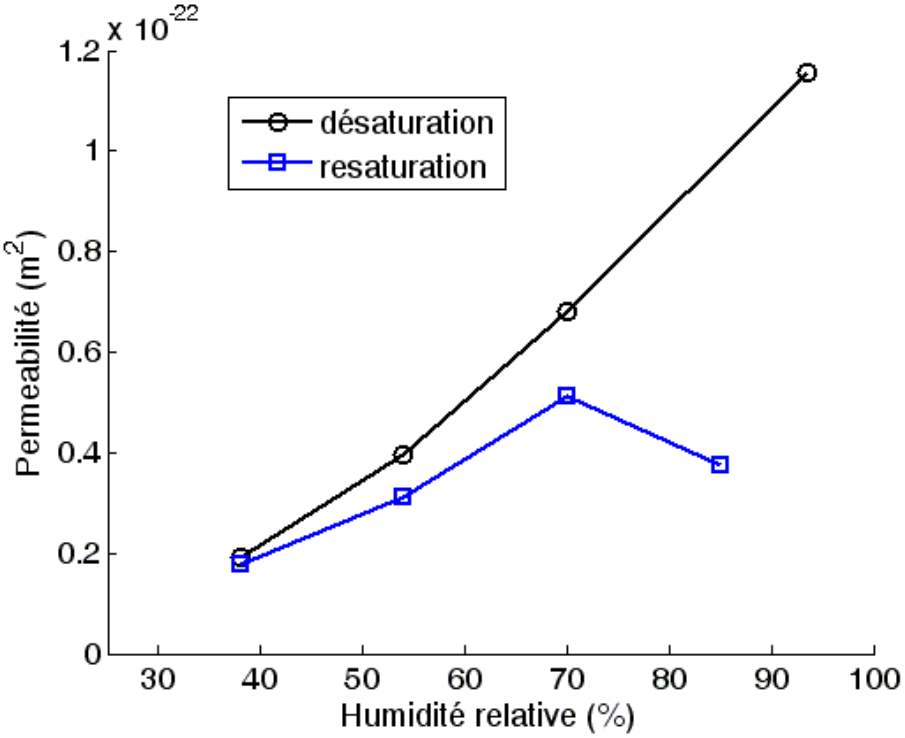


Figure 2-20 : Perméabilité identifiée à partir les valeurs expérimentales de diffusivité du tube mince.

6.4.3.9 Discussion

Le modèle numérique a permis de donner une bonne interprétation du phénomène de transfert hydrique en tenant compte des phénomènes physiques (la conduction hydraulique, la diffusion de vapeur, le changement de phase, l'effet mécanique, l'irréversibilité. etc.).

Il rend bien compte de la variation de la diffusivité qui dépend principalement de la perméabilité intrinsèque et de la perméabilité relative, au cours de la désaturation-resaturation. Mais il y a des doutes pour les valeurs de perméabilité intrinsèque de cette argilite peu perméable (de 10^{-22} m^2 à 10^{-20} m^2) et la perméabilité relative qui sont difficiles à expérimentalement déterminer à cause de la structure particulière des argilites. Le transfert hydrique est principalement conduit en liquide par la loi de Darcy, même l'eau libre est discontinue quand l'humidité est inférieure à 70 %RH. Dans ce cas, la perméabilité relative rend bien compte de la variation de la perméabilité au cours de la désaturation et resaturation.

7 CONCLUSION

Le phénomène de transfert hydrique de l'argilite de l'Est est caractérisé par la détermination de la diffusivité hydrique en utilisant les résultats des essais de transfert hydrique.

La méthode d'identification établie pour les diffusions uniaxiale et radiale, a permis de déterminer la diffusivité hydrique. Le transfert hydrique est non-linéaire et l'irréversibilité de variation de la diffusivité est observée au cours de la désaturation-resaturation.

Le modèle numérique a bien interprété le phénomène de transfert hydrique en tenant compte des phénomènes physiques (la conduction hydraulique, la diffusion de vapeur, le changement de phase, l'effet mécanique, l'irréversibilité etc.). Mais il y a des doutes sur les valeurs de perméabilité intrinsèque de cette argilite peu perméable et sur la perméabilité relative qui sont difficiles à déterminer. La perméabilité identifiée à partir de la diffusivité dépend de l'humidité et du chemin de désaturation et de resaturation. Le modèle numérique avec un seul paramètre global (D_e) identifié à partir des essais de laboratoire est simple et utile pour modéliser le phénomène de transfert hydrique dans la roche.

RÉFÉRENCES

1. Baroghel-Bouny, V., 1994. Caractérisation des pâtes de ciment et des bétons. Méthodes, analyse, interprétation. Presses du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées N° 502 503. ISBN 2-7208-5030-1.
2. Bazant, Z.P. 1986. Creep and shrinkage of concrete mathematical model. Fourth Rilem International Symposium.
3. Bénet, J.C. 1981. Contribution à l'étude thermodynamique des milieux poreux non saturés avec changement de phase. Thèse Université des sciences et technique du Languedoc. France.
4. Boudhrioua, N., Bonazzi, C. and Daudin, J.D. 2003. Estimation of moisture diffusivity in gelatin-starch gel using time-dependent concentration-distance curves at constant temperature. Food chemistry. Vol. 82, 139-149.
5. Bovet, D., Jouannna, P., Recordon, E., Saix, C. 1995. Experimental studies, Modern issues in Non-saturated soils. Gens A, Jouanna P, Schrefler B. Eds, pp. 159-21, Springer-Verlag.
6. Collard, J.M. 1989. Etude des transferts d'humidité et des déformations pendant le séchage d'une plaque d'argile. Thèse Université Poitiers. France.
7. Coussy, O. 1991. Mécanique des milieux poreux. Ed. Technip. 437p.
8. Crank, J. 1975. The mathematics of Diffusion. Oxford Clarendon Press.
9. Crausse, P. 1981. Etude fondamentale des transferts couplés de chaleur et d'humidité en milieu poreux non saturé. Thèse Institut national polytechnique de Toulouse. France
10. Daian, J.F. 1986. Processus de condensation de transfert d'eau dans un matériau méso et macroporeux : Etude du mortier de ciment. Thèse Institut national polytechnique de Grenoble. France
11. Daupley, X. 1997. Etude du potentiel de l'eau interstitielle d'une roche argileuse et des relations entre ses propriétés hydriques et mécaniques - Application aux argilites du Toarcien de la région de Tournemire (Aveyron). Thèse École Nationale Supérieure des Mines de Paris. France.
12. De Vries, D.A. and Kruger, A.J. 1966. On the value of the diffusion coefficient of water in air. Proc. Colloque international du CNRS n° 160, 61-72.
13. Escoffier, S. 2002. Caractérisation expérimentale du comportement hydromécanique des argillites de Meuse/Haute-Marne. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.
14. Gasc-Barbier, M. 2002. Etude des mécanismes de déformation de roches argileuses profondes : Apport de la microstructure et des analyses pétrophysiques. Thèse Université Paris VI, France.
15. Ghoreychi, M. 1997. Comportement rhéologique et couplages thermo-hydro-mécaniques dans les argilites de l'Est : Expériences macroscopiques et analyses microscopiques. Dans « Etude de l'Est du Bassin Parisien », Actes des journées Scientifiques CNRS/ANDRA, 20 et 21 octobre 1997, EDP Sciences Ed. 109-126.
16. Hillel, D., 1971. Soil and water : Physical Principles and Processes. Academic Press, New York.
17. Mainguy, M. 1999. Modèles de diffusion non-linéaire en milieux poreux - Application à la dissolution et au séchage des matériaux cimentaires. Thèse Ecole nationale des Ponts et Chaussées. France.
18. Mensi, R., Acker , P., Attolou, A. 1988. Séchage du béton : Analyse et modélisation. Materials and structures. Vol. 21, 3-10.
19. Moyne, C. 1987. Transferts couplés chaleur-masse lors du séchage : prise en compte du mouvement de la phase gazeuse. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France
20. Lassabatère, T. 1994. Couplages hydromécaniques en milieu poreux non saturé avec changement de phase - application au retrait de dessiccation. Thèse Ecole nationale des Ponts et Chaussées. France.
21. Philip, J.R. et De Vries, D.A. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradient. Transaction, American Geophysical Union. Vol 38, N° 2, 222-232.
22. Pel, L. 1995 Moisture tranport in porous building material. Ph.D. Thesis Eindhoven University. Netherlands.
23. Pham, Q.T., Malinsky, L., Nguyen Minh, D. and Valès, F. 2004. Moisture transfer in argillaceous mass submitted to ventilation in underground galleries. In proceedings of 6th North American Rock Mechanics Symposium. June 5-10, 2004. Houston, USA. Paper N° 526.
24. Prost, R. 1990. Relation eau-argile : Structure et gonflement des matériaux argileux. Matériaux argileux: Structure, propriété et application, Soc. Fr. Minéral. Cristall. 88p.
25. Ramambasoa, N. 2001. Etude du comportement hydromécanique des argilites. Application au site de Tournemire. Thèse Ecole Polytechnique. France.

26. Rajniak, P., and Yang, R.T. 1993. A simple model and Experiment for Adsorption-Desorption hysteresis : Water vapor on silica gel. AIChE journal. Vol. 39, 774-780.

27. Rajniak, P., Soos, M. and Yang, R.T. 1999. Unified network model for adsorption-desorption in systems with hysteresis. AIChE journal. Vol. 45, N°4, 735-750.

28. Robinet, J.C. 1992. Modèle de transfert de masse dans les argiles à faible porosité. Application à l'effet de la ventilation dans les galeries. Rev. Franç. Géotechnique. N° 61, 31-43.

29. Rolland, S. 2002. Transfert hydrique dans des sols argileux gonflants : influence du confinement. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

30. Ruiz Cabrera, M.A. 1999. Détermination de la relation entre la diffusivité de l'eau et de la teneur en eau dans les matériaux déformables à partir d'images RMN-Elaboration de la méthode avec des gels de gelatine et transposition à la viande. Thèse Université Auvergne. France.

31. Shao, J.F., Ata, N., Homand, S. 1999. Evaluation des perturbations thermohydromécaniques des argilites de l'Est et des sites du Gard. Rapport Andra DRP 0 LML 99.004/B.

32. Tessier, D. 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse d'état Université Paris VI. France.

33. Thouvenin, G. 1999. Modélisations couplées thermo-hydro-mécaniques en milieux poreux partiellement saturés. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

34. Van Genutchen, M.TH. 1980. A closed- phase mixture model of liquids-gas flow and heat transfer in capillary porous media. Soil science society of America Journal. 44, 892-898.

35. Van Damme, H. 2001. L'eau et sa présentation. Mécanique des sols non-saturés. Hermes.

36. Yang, D.Q., Rahardjo, H., Leong, E.C., Choa, V., 1998. Coupled model for heat, moisture, air flow, and deformation problems in unsaturated soils. Journal of engineering mechanics. 124, 1331-1338.

37. Witasse, R. 2001. Contribution à la compréhension du comportement d'une coque d'aéroréfrigérant vieilli : définition d'un état initial, influence des effets différés sous sollicitations hydromécaniques. Thèse Institut national des sciences appliquées de Lyon. France.

Chapitre 3 : Effet de la désaturation-resaturation sur le comportement mécanique de l'argilite de l'Est

1 INTRODUCTION

Au cours du processus de désaturation-resaturation, des phénomènes physico-chimiques (évaporation, condensation, oxydation. etc.) se produisent dans les matériaux argileux. Ces phénomènes liés à l'état hydrique peuvent influer sur les caractéristiques mécaniques des matériaux argileux (Van Eeckhout 1976 ; Seedsman 1993 ; Schmitt et al. 1994 ; Blümling et al. 2000 ; Chiarelli 2000 ; Valès et al. 2004).

Pendant l'évaporation et la condensation de l'eau dans les matériaux argileux non-saturés, les phénomènes capillaires jouent un rôle important. La pression capillaire est inversement proportionnelle au rayon du tube capillaire équivalent considéré. Pour l'argilite de l'Est dont la classe des pores des rayons est de l'ordre 0,02 μm, la pression capillaire peut donc atteindre 10 MPa. La pression capillaire apparue entre le ménisque et les grains, qui crée une force d'adhésion inversement croissante avec la distance entre les deux parties, peut renforcer le matériau. D'autre part, outre les pores, des discontinuités telles que les micro-fissures d'ouvertures très faibles seraient susceptibles d'être soumises au même type de phénomène. L'eau peut accélérer leur propagation dans les matériaux (Chiarelli 2000).

Selon certains auteurs, l'immersion rapide dans l'eau des matériaux argileux non-saturés comme l'argilite conduit à la concentration des pressions d'air dans ses pores. Cette concentration pourrait être suffisante pour créer des endommagements (Duncan 1969 ; Seedsman 1993 ; Schmitt et al. 1994). L'eau peut aussi accroître la ductilité de certaines roches, et les roches humides montrent une capacité de fluage et de relaxation plus importante que lorsqu'elles sont sèches (Afrouz et Harvey 1974 ; Blümling et al. 2000). Par ailleurs, on a montré que la désaturation influence les paramètres physiques liés au comportement mécanique : vitesse des ondes dans la roche (Ballivy et al. 1992) et déformation hydrique dans le béton (Baroghel-Bouny 1994).

Dans cette partie, nous présentons des études expérimentales pour caractériser les influences du chemin de désaturation-resaturation sur les paramètres physiques, et le comportement mécanique à court terme et à long terme de la roche argileuse.

2 ESSAIS DE DESATURATION-RESATURATION

On réalise des succions pures (sans contrainte mécanique appliquée) pour imposer un chemin de désaturation-resaturation sur des échantillons. La vitesse des ondes est successivement mesurée sur des éprouvettes après chaque palier de désaturation ou de resaturation. La déformation hydrique est continûment mesurée au cours de la désaturation-resaturation.

2.1 *Expérimentation*

2.1.1 *Cure hydrique*

Quatorze échantillons cylindriques (diamètre D de 36 mm, hauteur H de 72 mm) ont été carottés à partir des cellules fournies par ANDRA : EST 05659, EST 05655 et EST 05534 (Annexe I). Ces éprouvettes sont carottées suivant l'axe de la cellule, qui est perpendiculaire au plan de stratification de la roche. L'élancement des éprouvettes est de 2 (H/D =2) pour obtenir des meilleurs résultats des essais de compression uniaxiale réalisés après la cure hydrique (éviter le flambement, et diminuer l'effet de frettage dû au frottement entre éprouvette et machine empêchant le déplacement libre des extrémités de l'éprouvette).

Le matériel utilisé pour ces essais est une cellule en plexiglas, équipée de 2 pesons et de conditionneurs de pesons, un capteur d'hygrométrie et de température.

Ces échantillons sont mis dans une boîte étanche en plexiglas dans laquelle l'humidité relative est imposée par des solutions salines (Figure 3-1a). Différentes solutions salines ont été choisies pour couvrir une gamme étendue d'humidité relative (RH), de 97% à 32%RH (Tableau 1-1). Le volume des solutions salines et la surface d'échange (surface de récipient contenant la solution saline) sont suffisants, afin d'assurer une humidité stable pour chaque palier de désaturation et ainsi que de resaturation.

La température et l'humidité relative sont mesurées en continu dans cette enceinte. La température de l'air dans l'enceinte est très stable avec une valeur moyenne de 20 ± 1°C. Deux éprouvettes (A6 et A15) sont suspendues sur deux pesons pour suivre continûment leur masse au cours de la cure. Nous supposons que les échantillons sont en équilibre d'humidité avec l'atmosphère d'humidité imposée lorsque l'évolution de masse est stabilisée. Des échantillons sont initialement placés dans une atmosphère de 97% RH et dix paliers de différentes humidités relatives sont successivement conduits :

97% *RH* → 90% *RH* → 76% *RH* → 63% *RH* → 44% *RH* → 32% *RH*

→ 44% *RH* → 64% *RH* → 74% *RH*→ 91% *RH*→ 97% *RH*.

Les déformations orthoradiales et axiales sont également mesurées par des jauges collées sur la surface extérieure des éprouvettes qui suivent toute la cure hydrique (Figure 3-1b).

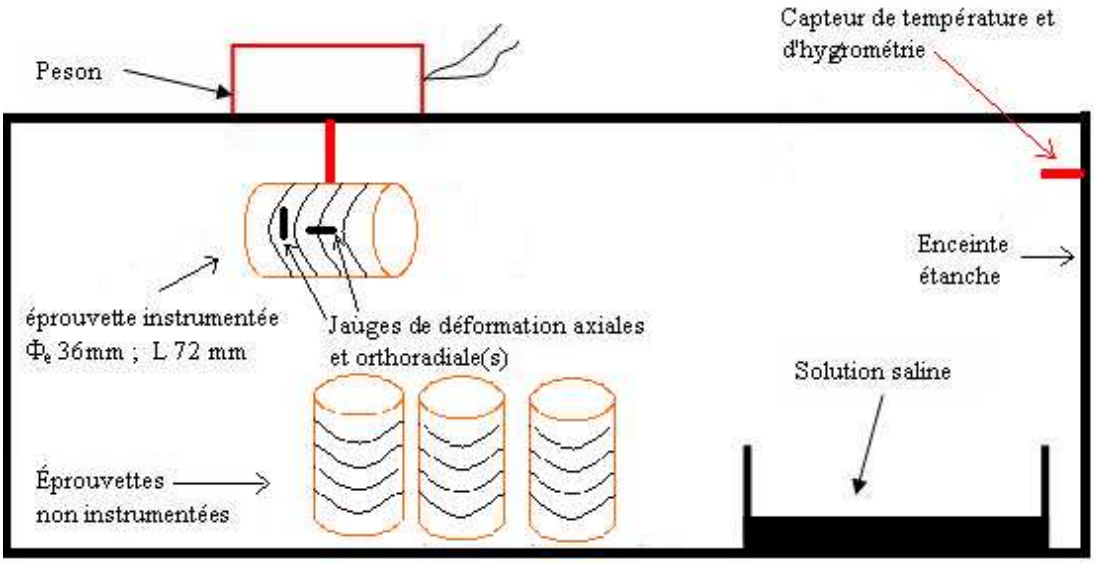


Figure 3-1a : Schéma de l'essai de désaturation-resaturation.

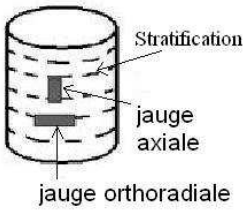


Figure 3-1b : Position des jauges.

Les essais mécaniques (compression uniaxiale et fluage uniaxial) sont réalisés sur deux échantillons à l'issue de la cure (98% *RH*, 76% *RH*, 44% *RH* et 32% *RH*), dans les deux cas de la désaturation et de la resaturation (Tableau 3-1).

Tableau 3-1 : Eprouvettes pour les essais de cure hydrique, compression et fluage.

	Désaturation				Resaturation		
Humidité (%)	98	76	44	32	44	76	98
Compression simple	D2A	D3A	D8	D7	D6	D5	D4
Fluage	A2	A8	A7	A3	B22	B20	A6

2.1.2 *Mesure de la vitesse des ondes de compression*

L'étude de la propagation des ondes de compression dans un milieu poreux comme l'argilite à l'état saturé et non saturé permet d'évaluer les propriétés physiques du matériau telles que son degré de saturation, son état de fissuration et ses propriétés élastiques (Homand et Duffaut 2000). La mesure de vitesse du son en transmission nécessite deux transducteurs ultrasonores pour les ondes de compression V_P, un générateur/préamplificateur et un oscilloscope numérique (Figure 3-2a).

Après chaque palier d'humidité, la vitesse des ondes axiales en mode P est déterminée pour toutes les éprouvettes, par la mesure du temps de propagation mis par une onde de compression pour effectuer le trajet entre deux faces opposées d'une éprouvette dont la distance entre deux faces est mesurée au pied à coulisse :

$$V_P = \frac{H}{t}$$

avec : H hauteur de l'éprouvette (m) ; et t : temps de parcours de l'onde lu sur l'oscilloscope (s).

2.2 *Résultats expérimentaux*

2.2.1 *Vitesse des ondes*

La vitesse des ondes dépend de la présence d'eau et d'air dans le matériau, de la contraction et la dilatation de matériau :

- Dans le processus de désaturation, la vitesse des ondes diminue avec l'humidité, puisque l'eau s'évapore et l'air entre dans le matériau (la substitution de l'eau par l'air dans les vides) et que la vitesse dans l'eau est supérieure à celle dans l'air.

- Par contre, elle décroît au début de la resaturation et remonte à la fin de la resaturation après le point d'entrée d'air (Figure 3-2b). Cette décroissance s'expliquerait principalement par les micro-fissures engendrées par le gonflement (le volume d'air augmente) malgré l'entrée de l'eau dans le matériau (la condensation de l'eau), au début de la resaturation. La déformation associée au gonflement est plus grande que la déformation associée au retrait dans le même palier de faible humidité relative (32-44% *RH* et 44-64% *RH*) (Figures 3-3a et 3-3b).

- Au palier de resaturation de 64% *RH* à 76% *RH*, la vitesse des ondes est quasiment constante parce que l'effet des phénomènes de remplacement d'eau par l'air et l'effet de l'ouverture des micro-fissures se compensent.

- Enfin, l'augmentation de la vitesse résulte principalement du remplissage d'eau dans les pores et de l'évacuation de l'air, à la fin de la resaturation.

Les relations entre saturation et propriétés ultrasoniques sont plus complexes. Leur analyse nécessite des suivis expérimentaux très rigoureux et fait intervenir théoriquement des mécanismes à l'échelle des pores (écoulements locaux) et des notions de distribution des fluides dans les réseaux poreux.

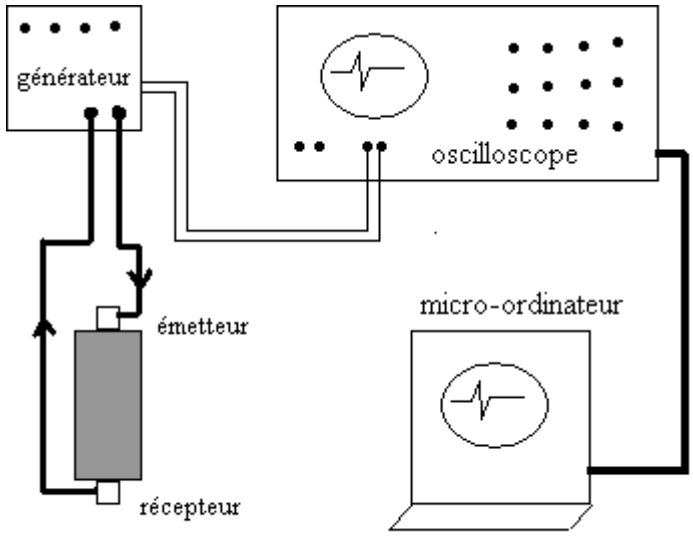


Figure 3-2a : Schéma de l'essai pour les mesures de vitesse des ondes.

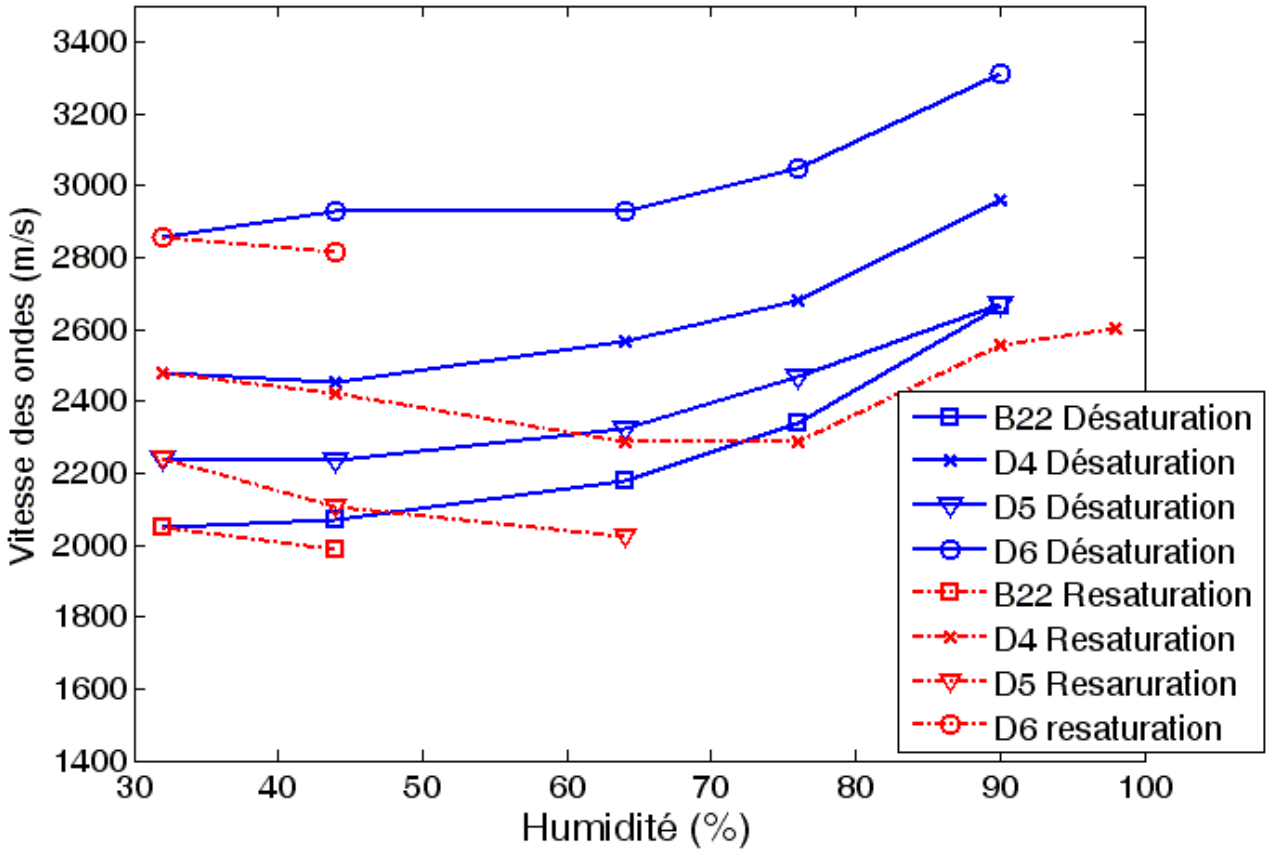


Figure 3-2b : Variations de vitesse des ondes en fonction de l'humidité.

2.2.2 *Déformation hydrique libre*

Nous trouvons une forte irréversibilité de la déformation hydrique au cours du cycle de desaturation-resaturation. Au début de la resaturation, la déformation associée au gonflement est plus grande que la déformation associée au retrait de désaturation au même palier d'humidité relative. (Figures 3-3a ; 3-3b et 3-4). Ce phénomène est inversement observé dans le béton (Baroghel-Bouny 1994). Ceci peut être expliqué par l'influence des micro-fissures au début du processus de resaturation comme nous l'avons analysée dans la variation de la vitesse des ondes au cours du cycle de désaturation-resaturation.

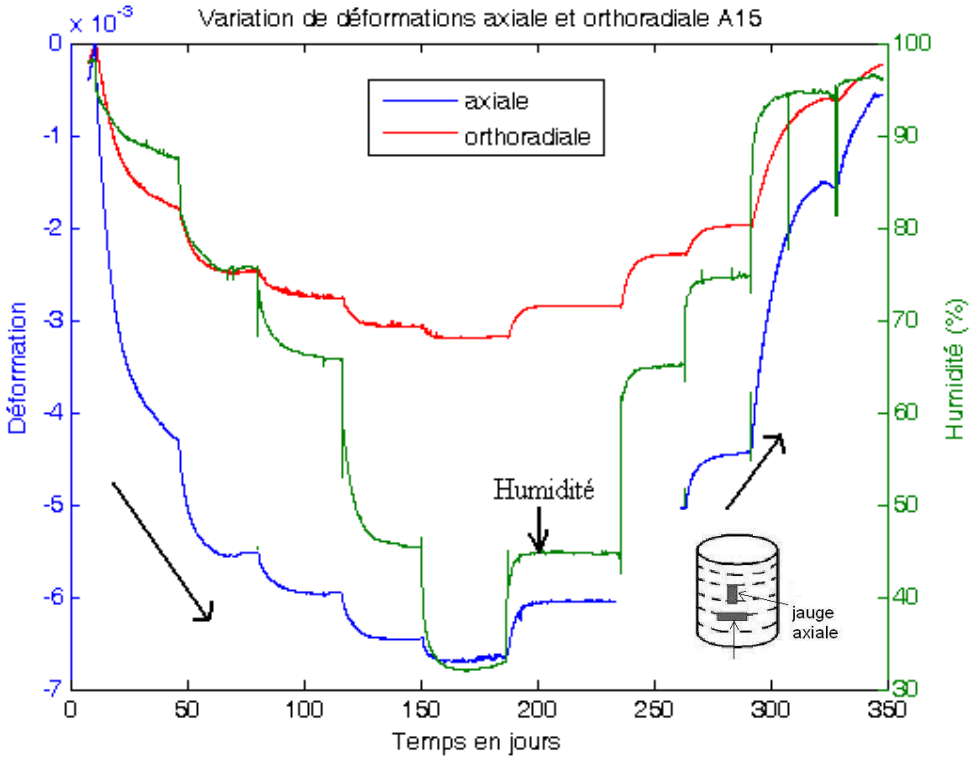


Figure 3-3a : Variation des déformations hydriques de l'éprouvette A 15 en fonction du temps.

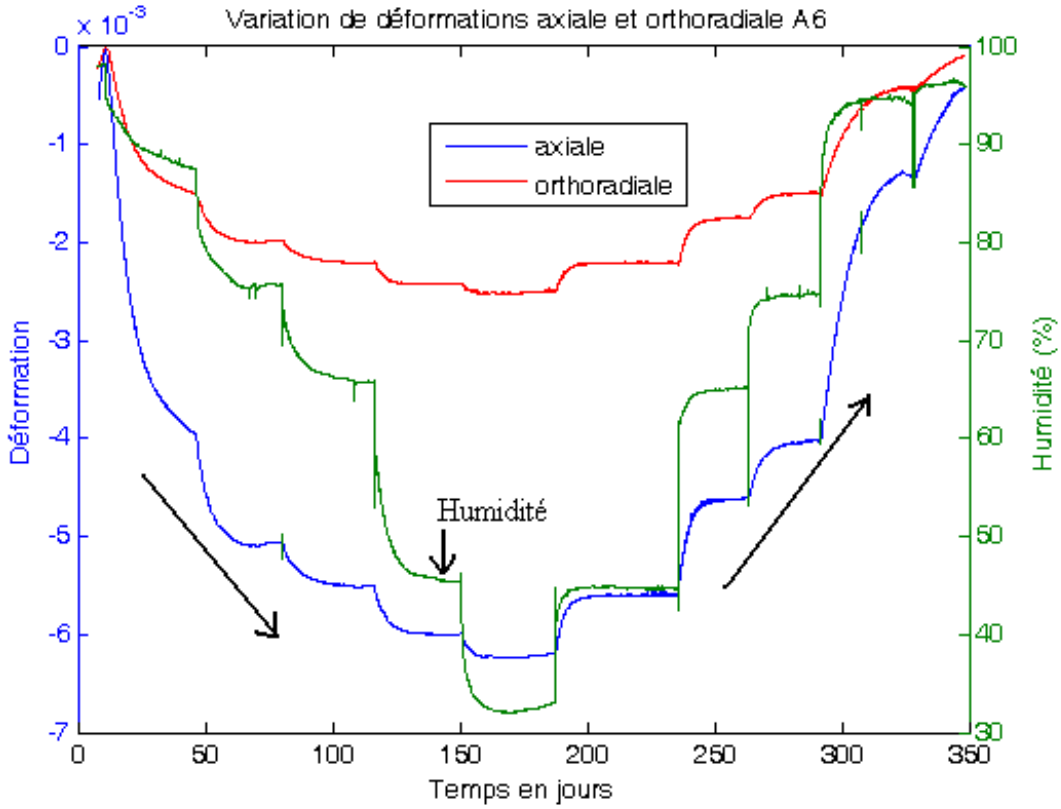


Figure 3-3b : Variation des déformations hydriques de l'éprouvette A6 en fonction du temps.

La déformation hydrique est fortement non-linéaire avec l'humidité. Elle varie beaucoup au début de la désaturation (palier 97%- 90% *RH*) et à la fin du cycle, en resaturation (palier 76%-92% *RH*) pour les humidités élevées (Figure 3-4). Par contre, elle évolue moins pour les paliers de faibles humidités. Pendant le processus de désaturation-resaturation, la déformation hydrique est donc principalement due au palier d'humidités relatives élevées de 97% *RH* à 76% *RH*.

Cette déformation hydrique est essentiellement due au mouvement d'eau libre dans l'argilite et dépendante du volume d'eau sortie et entrée. Par contre elle résulte moins de l'adsorption multi-couches et mono-couches.

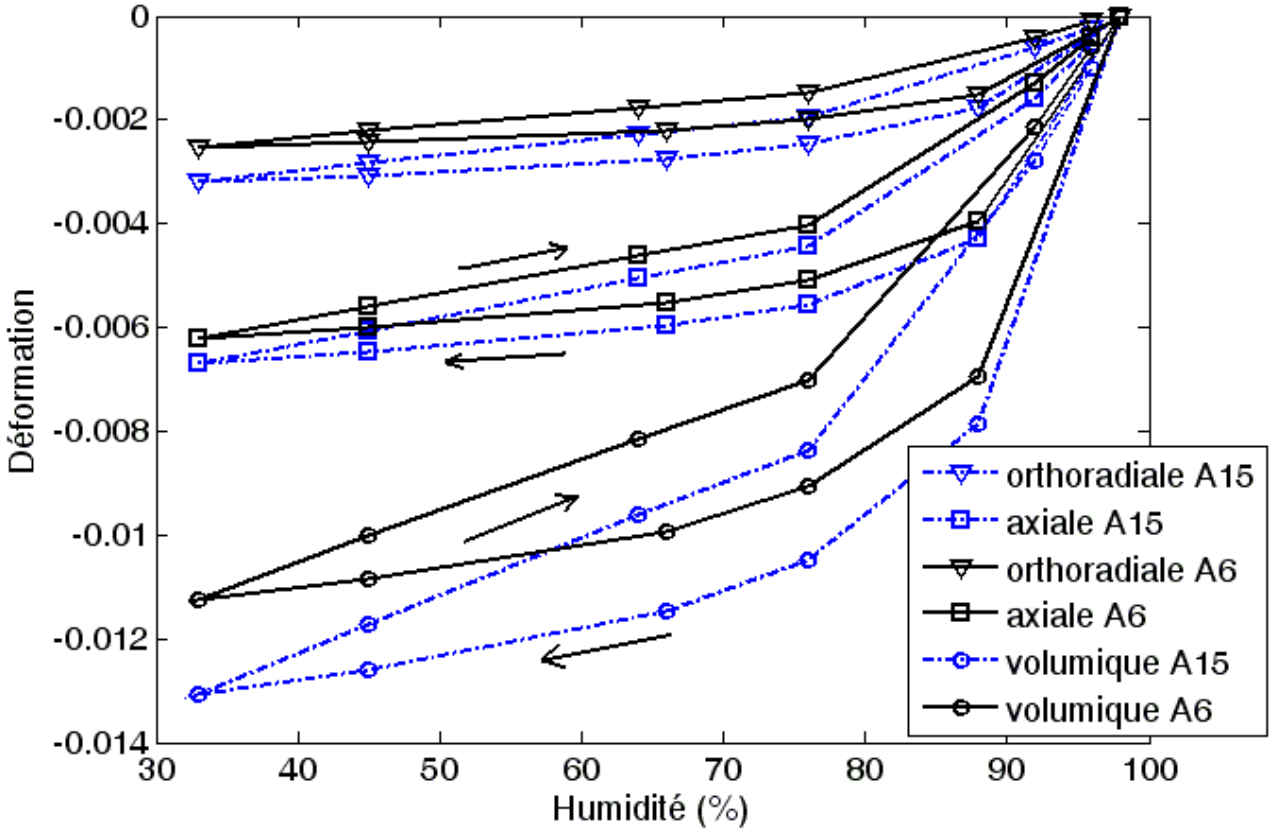


Figure 3-4 : Variation des déformations hydriques par rapport à l'humidité.

La déformation hydrique est anisotrope : la déformation axiale, perpendiculaire au plan de stratification est plus importante que la déformation orthoradiale, parallèle à la stratification (Figures 3-3a ; 3-3b et 3-4). Le facteur d'anisotropie défini par le rapport de déformation verticale sur déformation orthoradiale varie de 2,1 à 2,7. Il ne dépend pas vraiment de l'humidité relative. Il est légèrement plus fort pour les humidités relatives élevées et assez constant pour les faibles humidités relatives (Figure 3-5). Par contre dans les pâtes de ciment sensibles à l'humidité relative, la déformation hydrique varie de façon assez linéaire et elle est assez isotrope (Figure 3-6) (Baroghel-Bouny 1994).

Par ailleurs, on peut normaliser la variation de la déformation par rapport à celle de la déformation entre (98%RH) et (32%RH). Les allures des variations des déformations hydriques normalisées axiales et orthoradiales pour tous les échantillons sont assez proches, alors que les amplitudes des déformations étaient différentes (Figure 3-7). Cette courbe montre de façon intrinsèque l'irréversibilité constatée au cours du cycle de désaturation-resaturation.

Ce phénomène d'irréversibilité est également trouvé dans le béton (Figure 3-6), mais dans le sens inverse (Figures 3-4 et 3-6). L'amplitude de déformation hydrique dans l'argilite est supérieure que celle dans le béton et le ciment soumis au même gradient de l'humidité relative, car la structure et la minéralogie de béton et de l'argilite sont très différentes.

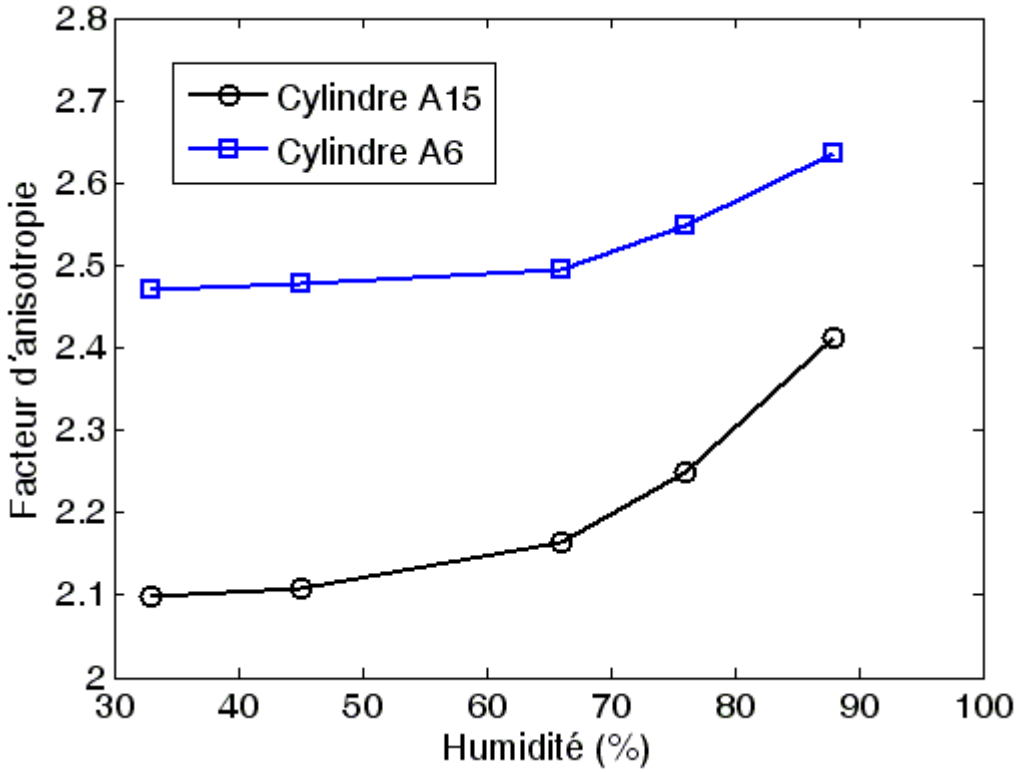


Figure 3-5 : Facteur d'anisotropie de déformation hydrique par rapport à l'humidité.

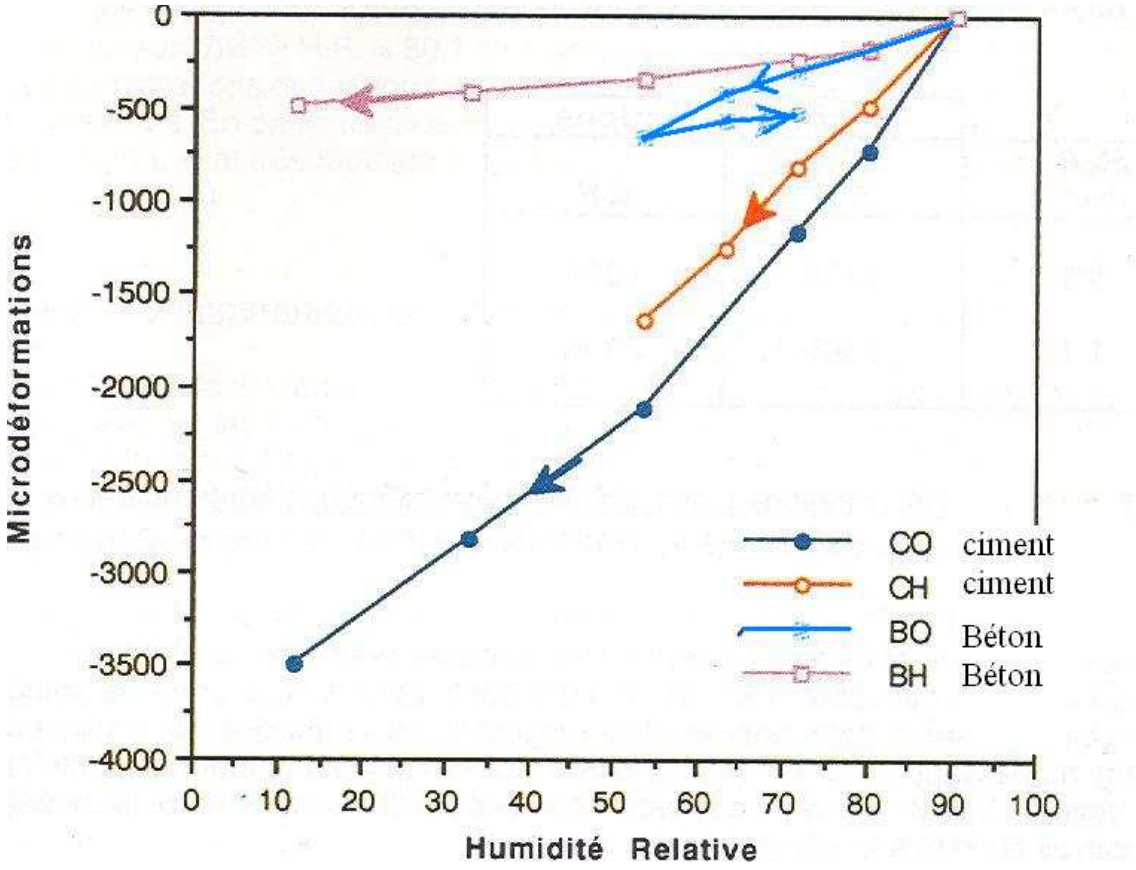


Figure 3-6 : Variation des déformations hydriques dans le béton et le ciment en fonction de l'humidité (Baroghel-Bouny 1994).

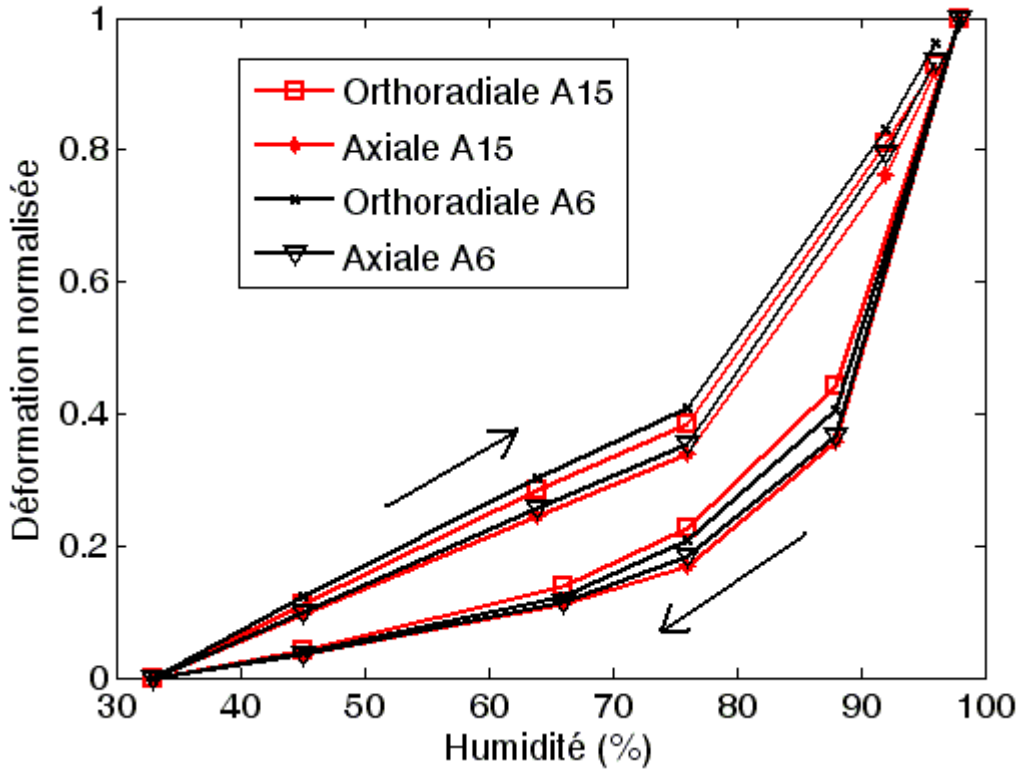


Figure 3-7 : Variation des déformations hydriques normalisées en fonction de l'humidité.

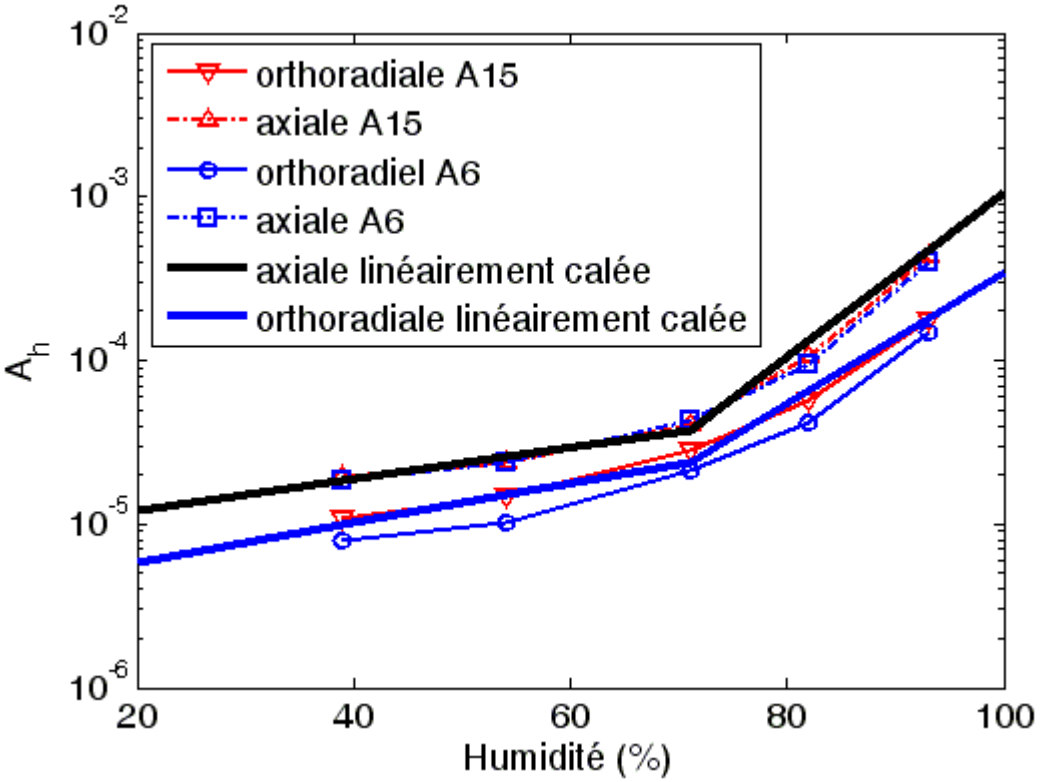


Figure 3-8 : Taux de déformation hydrique en fonction de l'humidité au cours de la désaturation.

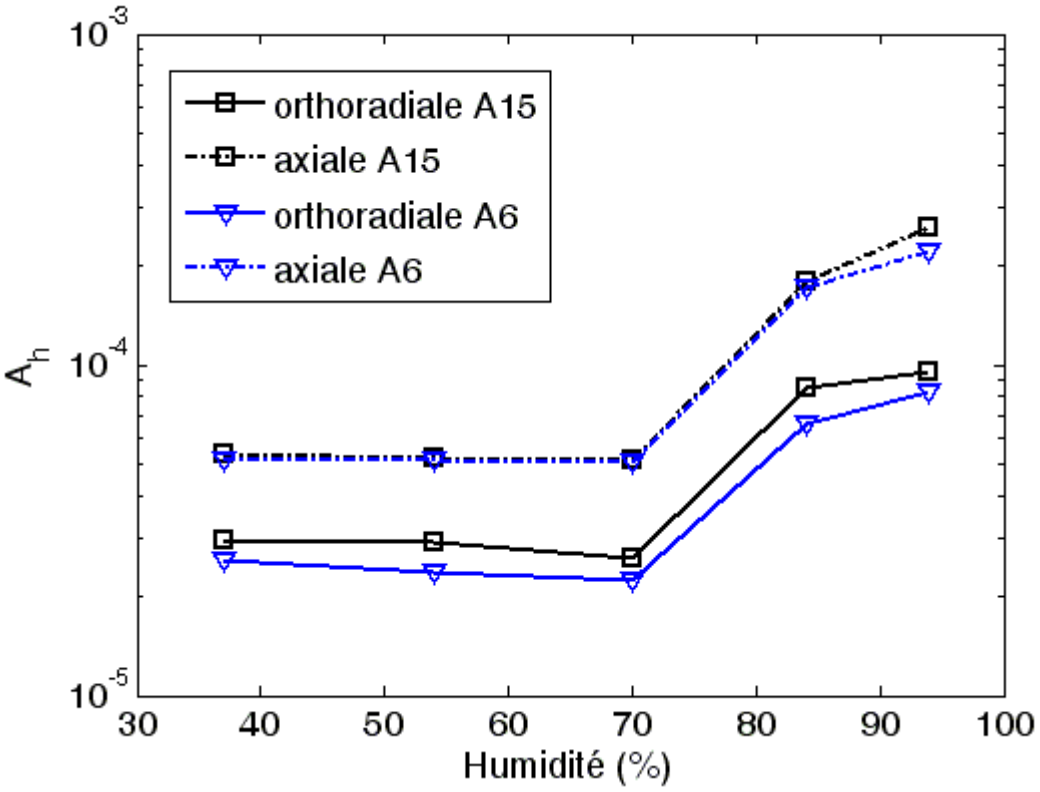


Figure 3-9 : Taux de la déformation hydrique en fonction de l'humidité au cours de la resaturation.

Pour caractériser la variation de la déformation hydrique par rapport à l'humidité, on calcule le taux de déformation hydrique A_h par la formule suivante :

$$A_h = \frac{d\varepsilon_h}{dRH}$$

Dans le processus de désaturation (l'humidité diminue), le taux de déformation A_h en fonction de l'humidité relative présente deux phases : une de 70% RH à 36% RH où elle diminue faiblement avec RH, et une de 98% RH à 70% RH où la diminution est plus importante (Figure 3-8). Une allure semblable est constatée dans le processus de resaturation, mais dans la première phase (de 36% RH à 70% RH, le taux reste stationnaire (Figure 3-9). L'humidité de 70% RH correspond au point d'entrée d'air. On trouve une grande différence de taux de déformation axiale et orthoradiale. Le taux de déformation axiale est environ le double de celui de déformation orthoradiale.

2.2.3 *Déformation hydrique sous contrainte*

On mesure également la déformation hydrique dans l'éprouvette soumise à une contrainte axiale de 10 MPa (pression initiale dans le massif) et à la désaturation - resaturation sur sa surface latérale (76→ 97→76% RH). On trouve que la déformation hydrique sous contrainte est irréversible (Figure 3-10). La déformation associée à la désaturation est deux fois plus grande que déformation liée au resaturation. Par contre pendant l'essai de désaturation- resaturation libre, la déformation hydrique due à la désaturation (97→ 76% RH) est assez proche de celle due à la resaturation (76→97% RH) (Figures 3-2 et 3-3).

Par ailleurs, l'état de chargement mécanique influence encore l'amplitude de déformation hydrique : la déformation libre (1,2%) est trois fois plus grande que la déformation hydrique sous contrainte (0,4%) induite par le palier de désaturation 98%RH-76%RH.

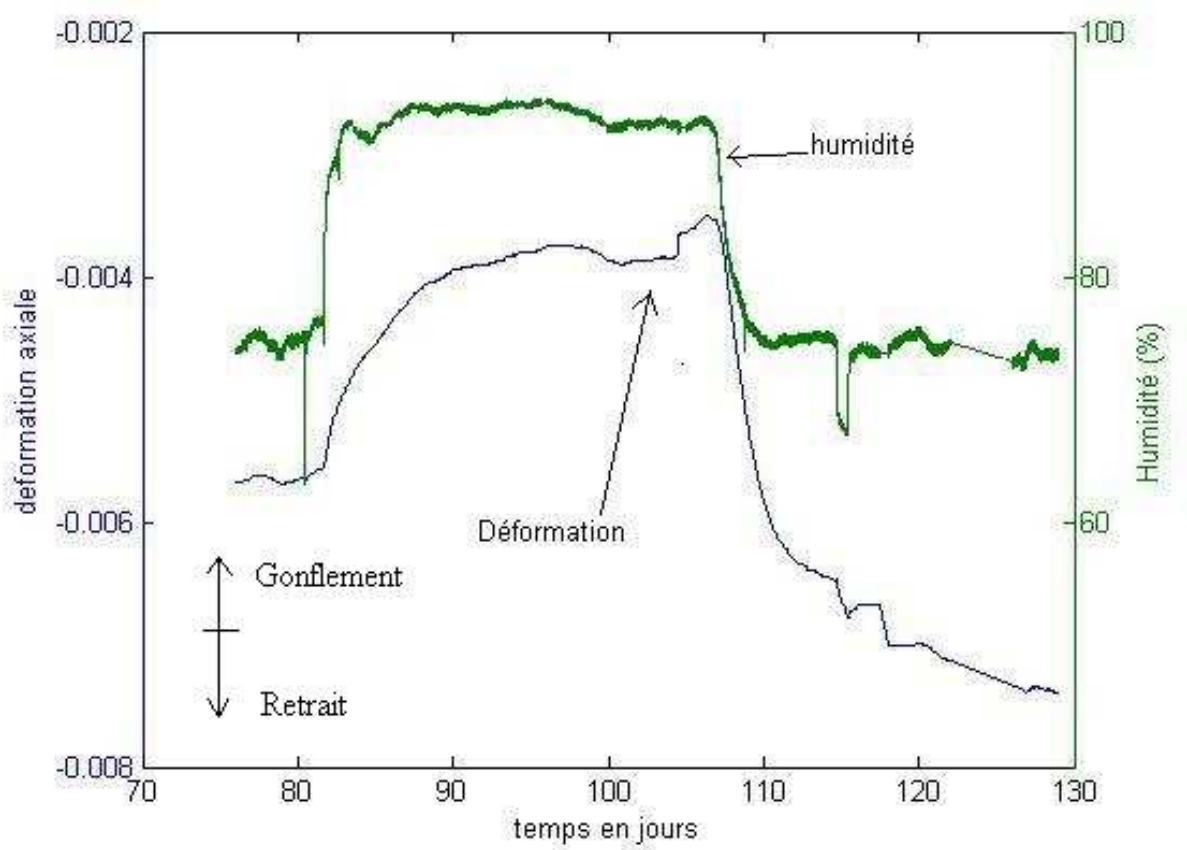


Figure 3-10 : Déformation hydrique sous chargement mécanique par rapport au temps.

2.3 *Synthèse*

Les essais ont montré que les déformations hydriques libres dans l'argilite de l'Est sont non-linéaires et anisotropes. La non-linéarité et l'anisotropie sont peut-être liées à la structure des matériaux argileux sédimentaires, et à l'influence de la direction des feuillets argileux et de la stratification dans le massif rocheux. On trouve une forte irréversibilité de variation de déformation au cours du cycle de désaturation-resaturation. Le taux de déformation varie de façon non-linéaire avec l'humidité. Il est plus élevé pour les hautes humidités et plus faible pour les basses humidités. L'état de chargement mécanique a une grande influence sur la déformation hydrique, ce phénomène est également observé pour l'essai triaxial sur l'argilite de l'Est (Gasc-Barbier 2002).

3 ESSAI DE COMPRESSION UNIAXIALE

De nombreuses études expérimentales ont rapporté que la présence de l'eau dans les roches engendre un abaissement notable de leur résistance à la compression (Wiid 1970 ; Van Eeckhout 1976 ; Ballivy et al. 1992 ; Seedsman 1993 ; Schmitt et al. 1994 ; Zhang & Rothfuchs 2004 ; Valès et al. 2004). Wiid (1970) et Valès et al. (2004) ont analysé encore l'influence de l'eau sur le mode de rupture des roches. Le mode de rupture est plus fragile pour les roches sèches. L'influence de la variation de la teneur en eau sur le module de Young est également observée dans les roches (Ballivy et al. 1992 ; Chiarelli 2000 ; Valès et al. 2004). Afin d'analyser l'effet du chemin de désaturation-resaturation sur les paramètres mécaniques, nous effectuons des essais de compression uniaxiale sur les éprouvettes avec des états hydriques différents. Ces éprouvettes sont tirées de chaque palier d'humidité dans le processus de désaturation-resaturation. Les paramètres mécaniques sont déterminés à l'issue de ces essais.

3.1 *Matériel*

La presse mécanique INSTRON 100 kN est utilisée pour les essais de compression uniaxiale. Le système expérimental se compose encore de :

- Capteur de force de gamme 100 kN
- Capteur de déplacement LVDT (linear variable displacement transducers) de course de 5 mm et de résolution de 5 µm
- Un micro-ordinateur
- L'acquisition des données se fait à l'aide d'une carte d'acquisition NATIONAL INSTRUMENT.

3.2 *Procédure expérimentale*

Un échantillon est retiré de la cure à l'issue des paliers d'humidité (98% *RH*, 76% *RH*, 44% *RH* et 32% *RH*), du processus de désaturation-resaturation (Tableau 3-1). Nous réalisons l'essai de compression uniaxiale sur cet échantillon. Sept essais au total sont faits sur les éprouvettes cylindriques dont l'axe est perpendiculaire à la stratification.

- Les jauges de déformation collées selon les axes de l'éprouvette : A (direction axiale de l'éprouvette perpendiculaire à la stratification) et O (direction orthoradiale de l'éprouvette parallèle à la stratification). On mesure encore le déplacement axial par un capteur de déplacement (LVDT).

- Les éprouvettes sont placées entre les plateaux de compression d'une presse mécanique. Elles sont soumises à des boucles de chargement-déchargement axial. Pour ces boucles, nous effectuons le chargement jusqu'à un niveau et ensuite le déchargement jusqu'à 1 MPa. Le palier de chargement maximal dans ces boucles dépend de l'état hydrique du matériau ou l'humidité relative. Pour les humidités relatives, nous avons des niveaux de chargements dans les boucles de chargement-déchargement (Tableau 3-2) :

Tableau 3-2 : Niveaux de chargement

Niveaux chargement	2 MPa	5 MPa	8 MPa	10 MPa	15 MPa	20 MPa	25 MPa
Palier 98%RH	X	X	X	X			
Palier 76%RH	X	X	X	X	X		
Palier 44%RH	X	X	X	X	X	X	
Palier 32%RH	X	X	X	X	X	X	X

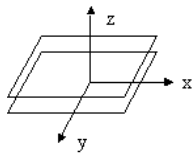
- Les déformations à la rupture et la résistance à la rupture R_c sont déterminées à la fin des essais de compression uniaxiale.

- La teneur en eau w est déterminée sur les éprouvettes après essai, en mesurant la masse des éprouvettes sèches à T =105°C après les avoir mises dans l'étuve pendant 24 heures.

3.3 *Caractérisation des paramètres mécaniques*

La relation entre les contraintes et les déformations s'écrit sous la forme générale en élasticité (coordonnées x, y, z) :

$$\begin{pmatrix} \varepsilon_x \\ \varepsilon_y \\ \varepsilon_z \\ \gamma_{yz} \\ \gamma_{zy} \\ \gamma_{xy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{1}{E_x} & -\frac{\nu_{xy}}{E_y} & -\frac{\nu_{xz}}{E_z} & 0 & 0 & 0 \\ -\frac{\nu_{yx}}{E_x} & \frac{1}{E_y} & -\frac{\nu_{yz}}{E_z} & 0 & 0 & 0 \\ -\frac{\nu_{zx}}{E_x} & -\frac{\nu_{zx}}{E_y} & \frac{1}{E_z} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{1}{G_{yz}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{G_{zx}} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{G_{xy}} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \\ \tau_{yz} \\ \tau_{zx} \\ \tau_{xy} \end{pmatrix}$$



L'expression matricielle précédente peut se simplifier dans le cas isotrope transverse et seuls cinq paramètres indépendants subsistent.

En plus, le référentiel géologique (ANDRA 2001) nous a donné le rapport des modules de Young ($E_{//}/E_{\perp}$) étant environ de 1,2. Dans notre cas, pour les éprouvettes perpendiculaires à la stratification (θ=90°), nous déterminons seulement le module de Young et le coefficient de Poisson.

- Les mesures des déformations dans le sens axial par la jauge A donnent le module E.
- Les mesures des déformations dans le sens orthoradial par la jauge O donnent le coefficient de Poisson ν.

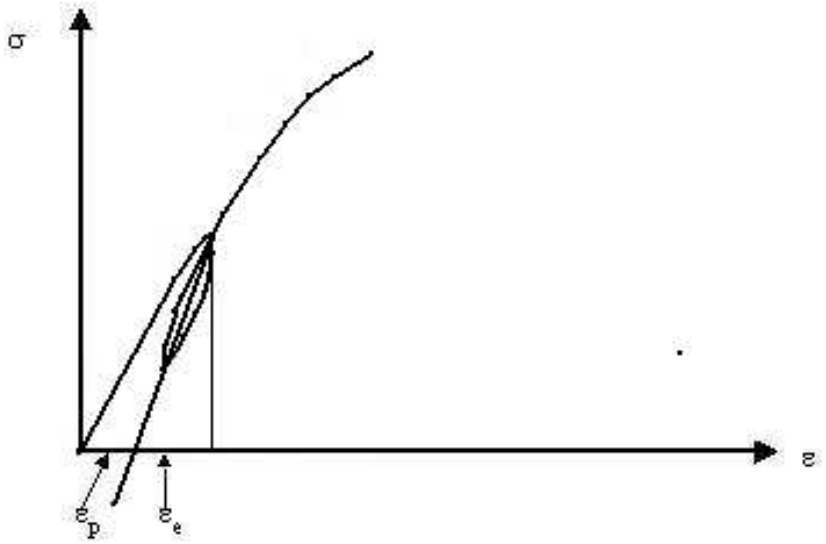


Figure 3-11 : Courbe σ-ε_a pour essais de compression uniaxiale.

Dans tous les cas, le module de Young est identifié par la pente des boucles chargement-déchargement (Figure 3-11). Les boucles de chargement-déchargement au cours de l'essai de compression uniaxiale ne donnent pas les mêmes valeurs. On prend le boucle de chargement-déchargement dont le niveau de chargement est environ un tiers de la résistance à la compression, pour chaque palier d'humidité, pour déterminer le module de Young..

3.4 *Résultats expérimentaux*

3.4.1 *Courbes de résultat des essais de compression uniaxiale*

L'essai de compression est réalisé avec enregistrement simultané des déformations axiale ε_a et orthoradiale ε_{or}, et du déplacement vertical. La déformation mesurée par capteur de déplacement est calculée par la variation du déplacement axial sur la hauteur de l'éprouvette. La déformation volumique ε_v est calculée par la formule suivant :

$$\varepsilon_v = \varepsilon_a + 2.\varepsilon_{or}$$

Nous présentons les résultats des essais de compression uniaxiale dans les Figures 3-12 à 3-16. Les différences entre les déformations mesurées par le capteur de déplacement (LVDT) et les déformations locales mesurées par jauges axiales sont dues à quelques facteurs (qualité des faces des éprouvettes, contact entre éprouvette et pièces métalliques).

3.4.1.1 Désaturation

(1) 98 % RH

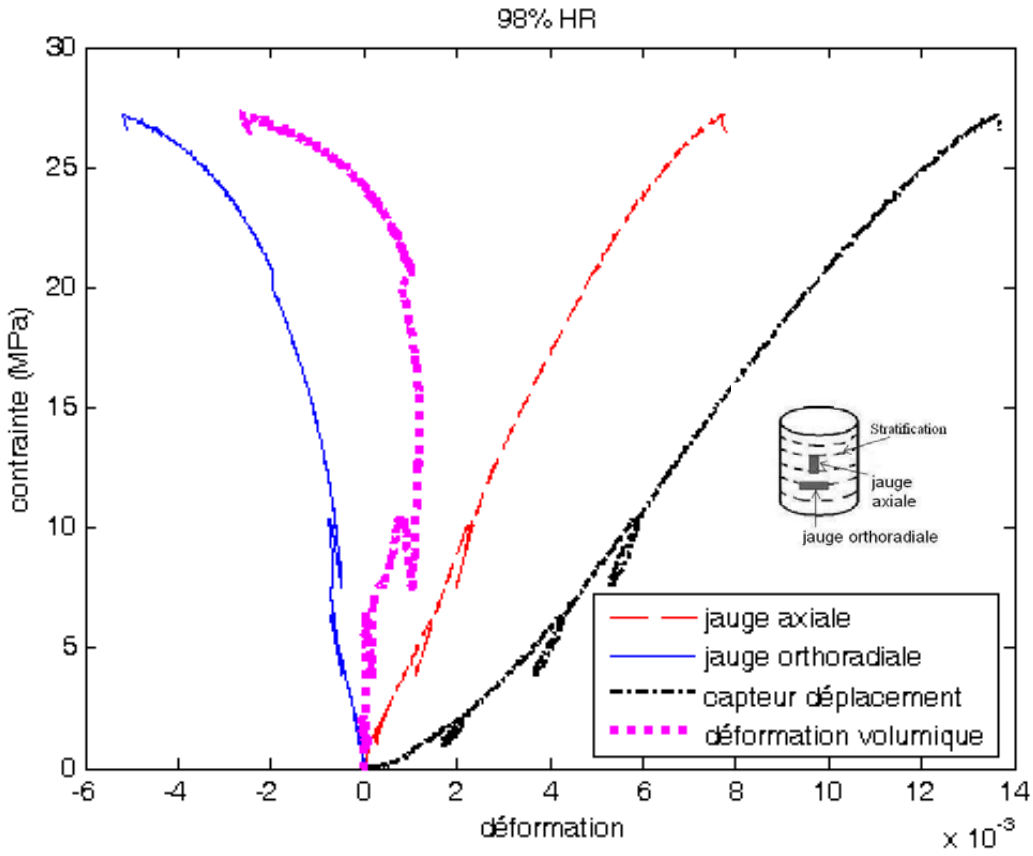


Figure 3-12 : Courbe de contrainte-déformation pour l'essai de compression uniaxiale à 98% RH.

(2) 76% RH

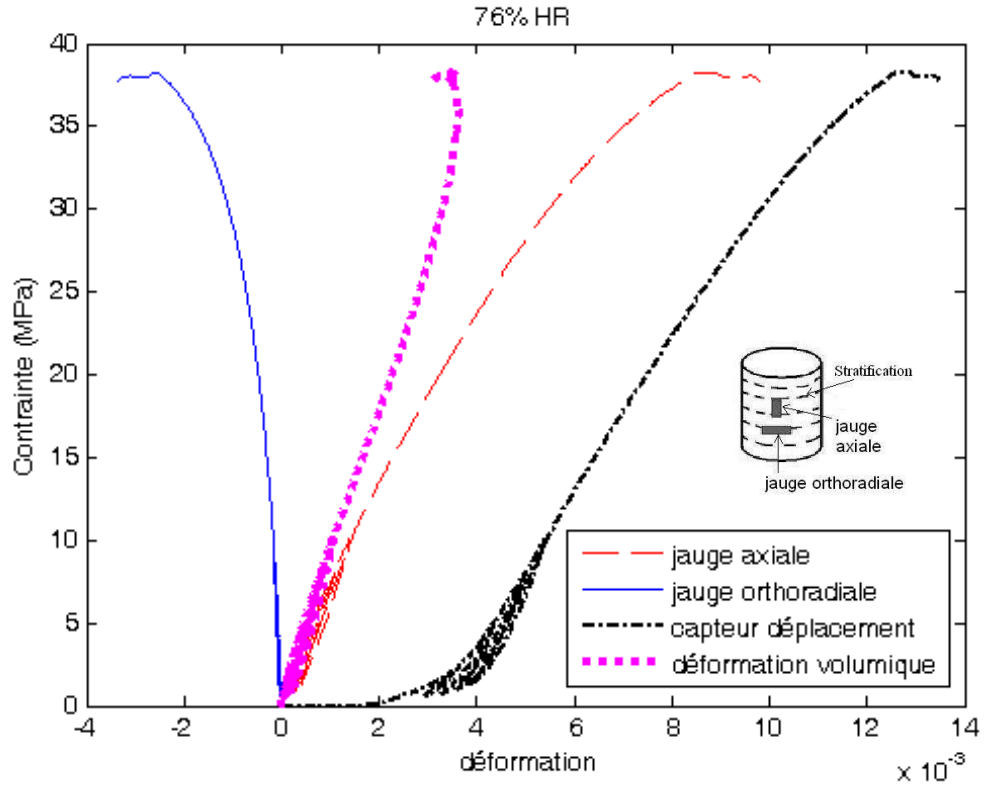


Figure 3-13 : Courbe de contrainte-déformation pour l'essai de compression uniaxiale à 76% RH.

(3) 32% RH

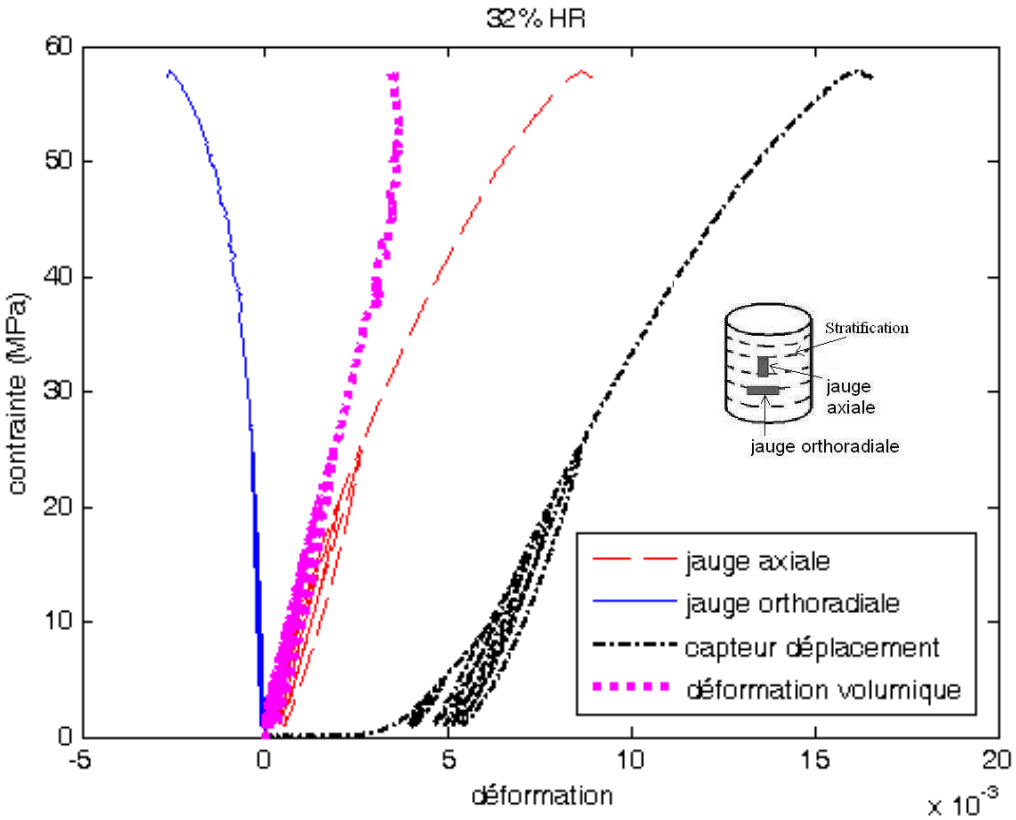


Figure 3-14 : Courbe de contrainte-déformation pour l'essai de compression uniaxiale à 32% RH.

(4) Tous les paliers de désaturation

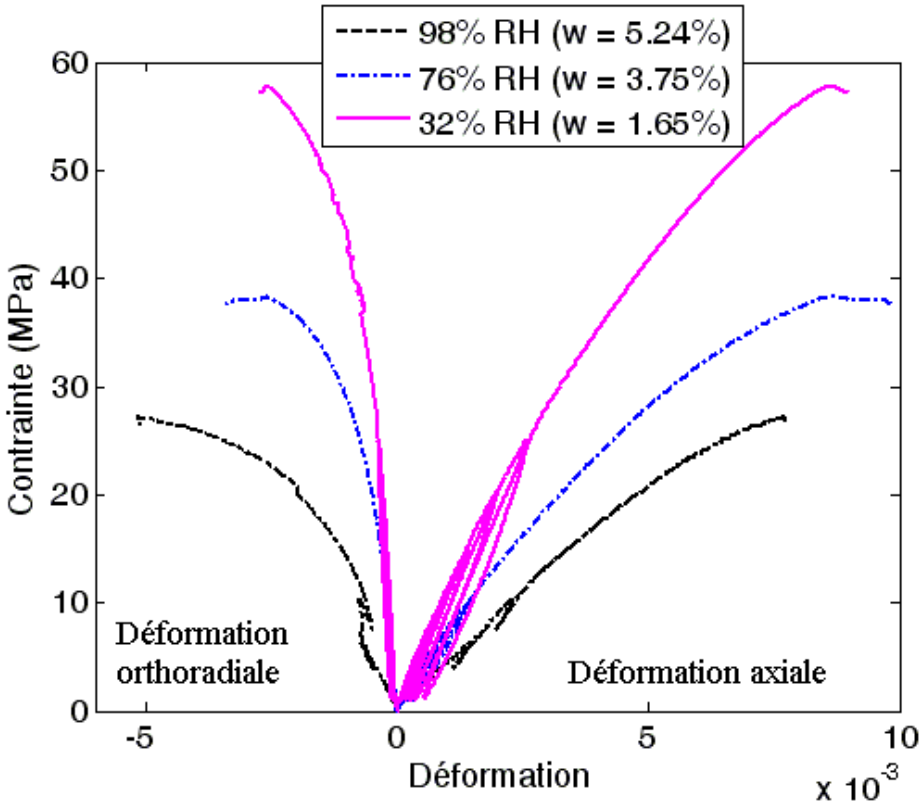


Figure 3-15 : Courbe de contrainte-déformation pour l'essai de compression uniaxiale (les paliers de désaturation).

3.4.1.2 Resaturation

(1) 44% RH

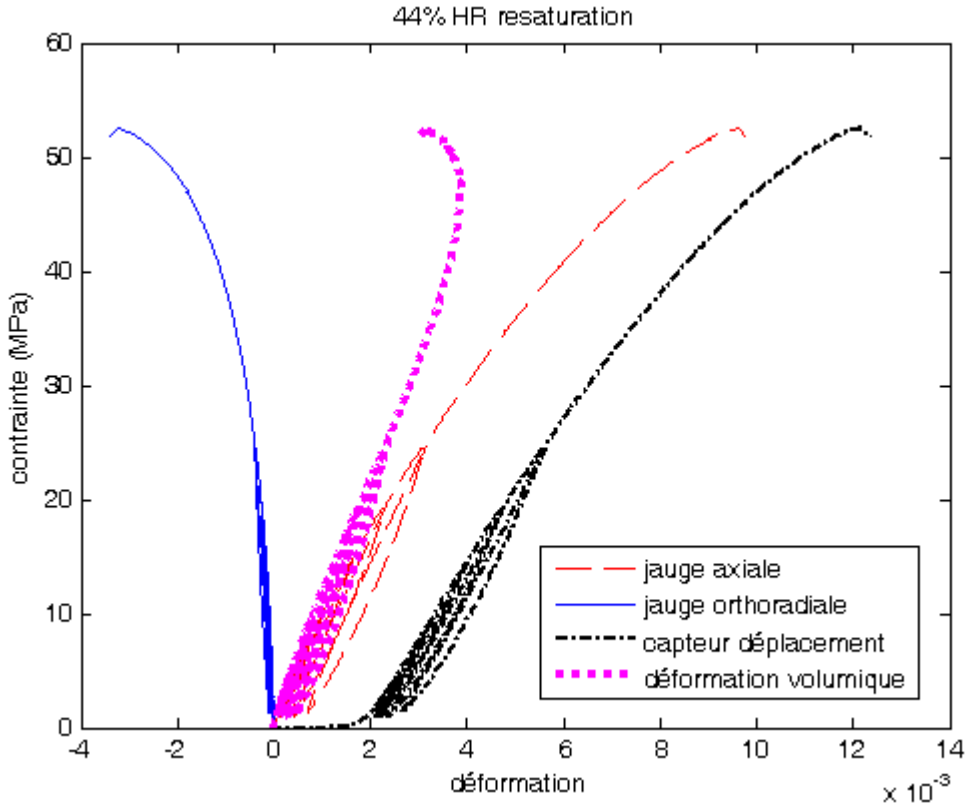


Figure 3-16a : Courbe de contrainte-déformation pour l'essai de compression uniaxiale à 44% RH resaturation.

(2) 76% RH

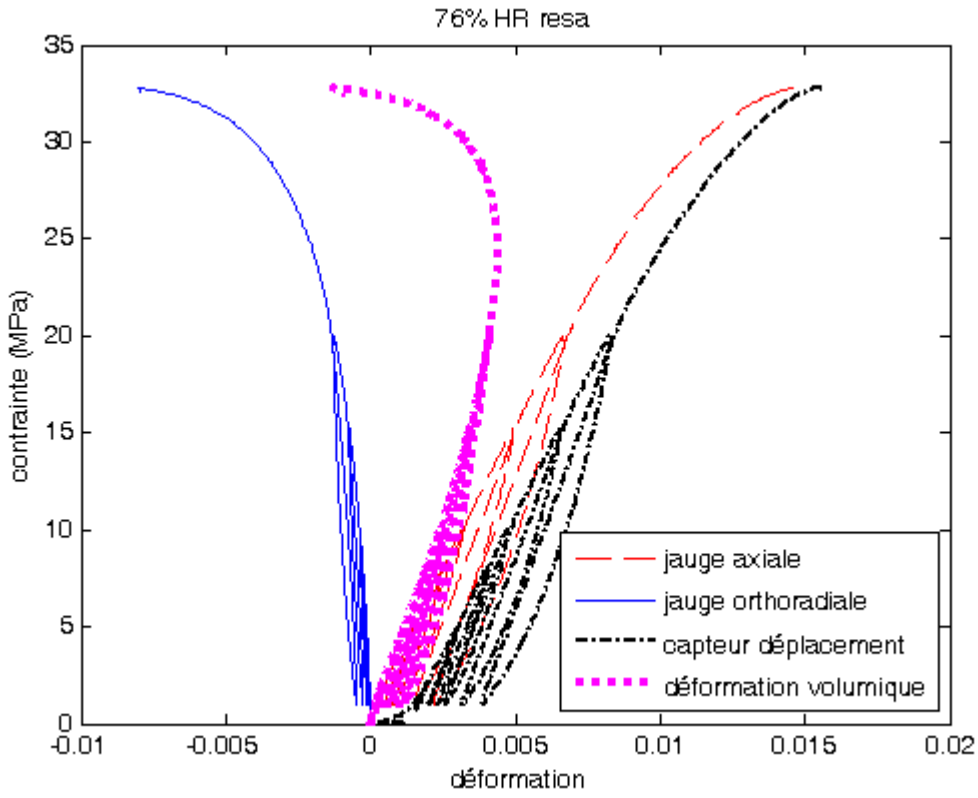


Figure 3-16b : Courbe de contrainte-déformation pour l'essai de compression uniaxiale à 76% RH resaturation.

3.4.2 *Interprétation des essais*

3.4.2.1 Module de Young et coefficient de Poisson

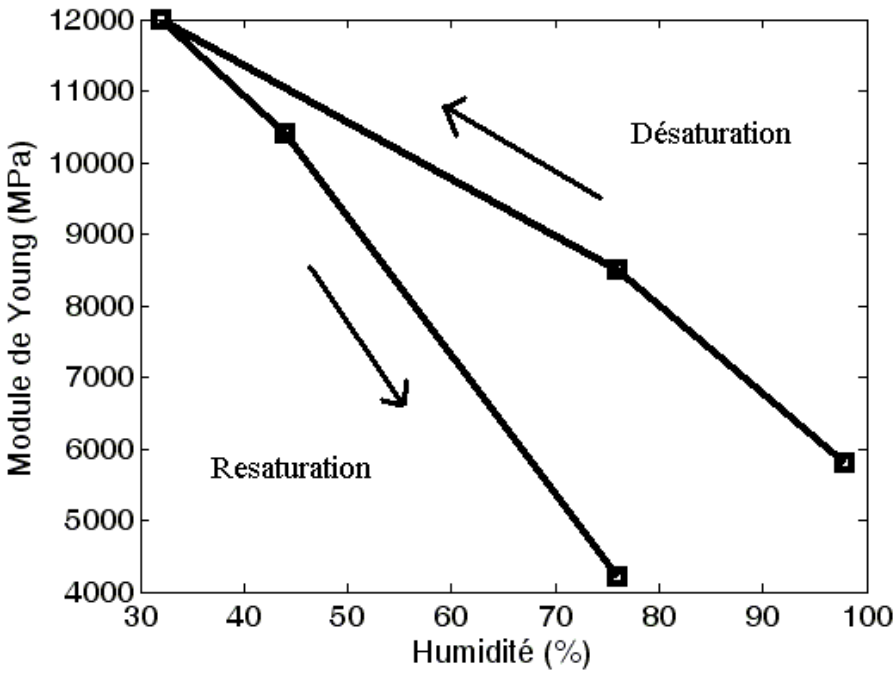


Figure 3-17a : Variation du module de Young avec l'humidité relative.

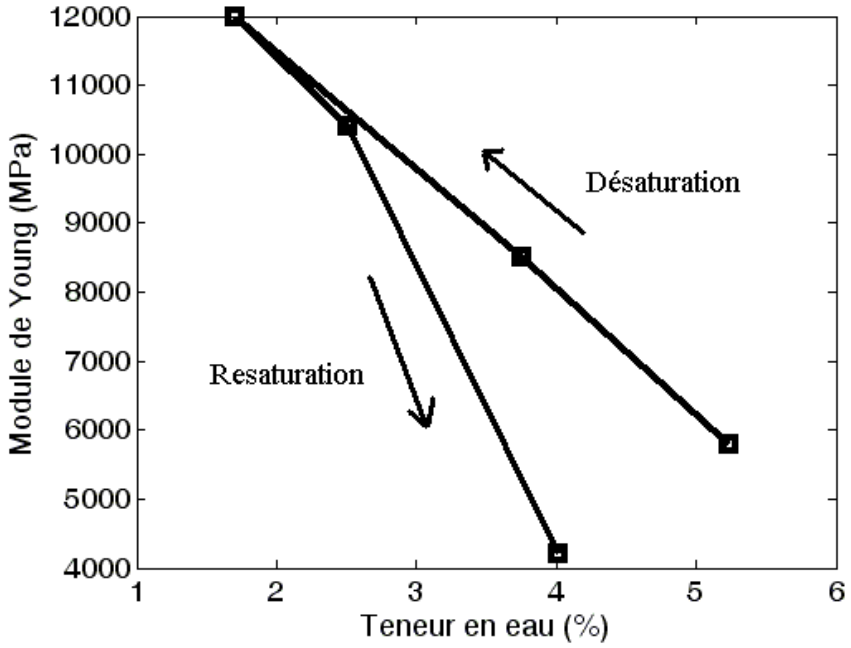


Figure 3-17b : Variation du module de Young avec la teneur en eau.

Le module de Young augmente linéairement d'un facteur 2 lorsque l'humidité relative diminue de 98% RH à 32% RH (Tableau 3-3). Pour la resaturation, il décroît linéairement avec l'humidité relative mais avec une pente plus élevée (Figure 3-17a). Cela peut être expliqué par des endommagements après la désaturation et pendant la resaturation. Le module de Young dépend nettement de la teneur en eau dans le matériau (Figure 3-17b). Ces valeurs du module de Young sont plus élevées que ceux mesurées par Chiarelli (2000). La variation du module de Young entre l'état sec et l'état saturé peut être due à la fermeture des micro-fissures sous chargement mécanique. En effet, au niveau des micro-fissures, une friction est générée. Cette friction est réduite par la présence de l'eau. La réduction de la friction pourrait diminuer le module de Young.

Le coefficient de Poisson est calculé par le rapport de variation de la déformation orthoradiale sur la variation de la déformation axiale des parties linéaires au début des courbes σ-ε. Il diminue au début de la désaturation (chute de l'humidité de 98%RH à 76%RH) et puis il est assez constant (Figure 3-18).

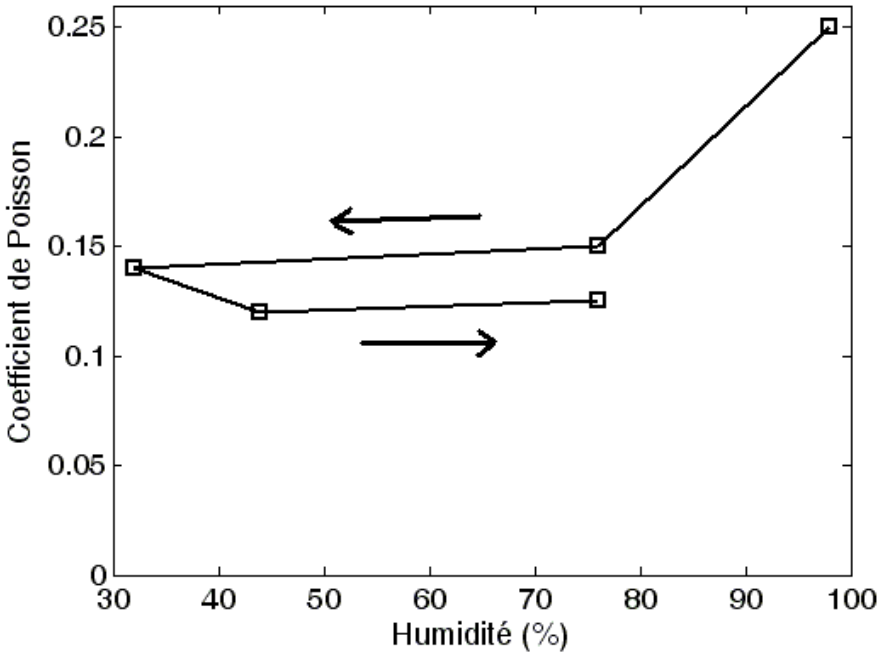


Figure 3-18 : Variation du coefficient de Poisson par rapport à l'humidité.

Tableau 3-3 : Module de Young et résistance à la rupture, déterminés à partir des essais de compression uniaxiale.

	Désaturation				Resaturation		
Palier d'humidité (%RH)	98	76	44	32	44	76	98
E (MPa)	5800	8500		12000	10500	4200	
Résistance (MPa)	27	38		57	51	32	

3.4.2.2 Déformation volumique

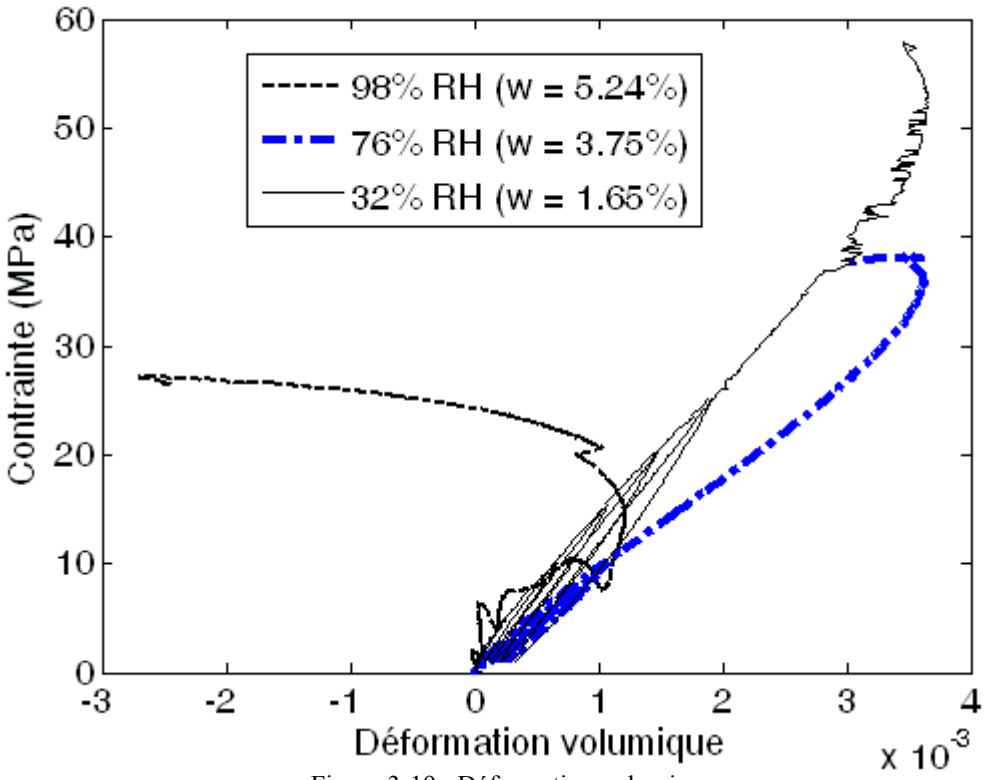


Figure 3-19 : Déformation volumique.

La déformation volumique dépend de la teneur en eau, pendant le chargement mécanique (Figure 3-19). Elle est une fonction linéaire de la contrainte appliquée, et le seuil de dilatance est plus élevé, pour les éprouvettes sèches. Par contre, elle ne varie pas linéairement par rapport au chargement et le volume augmente beaucoup pour les éprouvettes saturées. Cette augmentation de volume pourrait être due à la modification de structure de roche par la création des micro-fissures ou au glissement des couches d'argile avec la présence de l'eau.

3.4.2.3 Déformation plastique

La ductilité est observée dans les échantillons saturés. Pour les faibles humidités, le matériau devient plus fragile avec une plus grande résistance. Ce phénomène peut être expliqué par l'influence de l'eau sur les frictions au niveau des micro-fissures, pendant la fermeture des micro-fissures sous chargement mécanique.

La déformation plastique ε_p est mesurée dès le niveau de chargement le plus faible (2 MPa) et pour tous les paliers d'humidités. Elle est déterminée par la soustraction de la déformation élastique ε_e à la déformation axiale totale ε_a mesurée sur la courbe σ-ε_a (Figure 3-11). Cela montre que le seuil de plasticité est faible. Cette déformation plastique diminue nettement quand l'humidité chute (Figure 3-20). Ce phénomène peut être dû à la diminution de distance interfoliaire au cours de la désaturation.

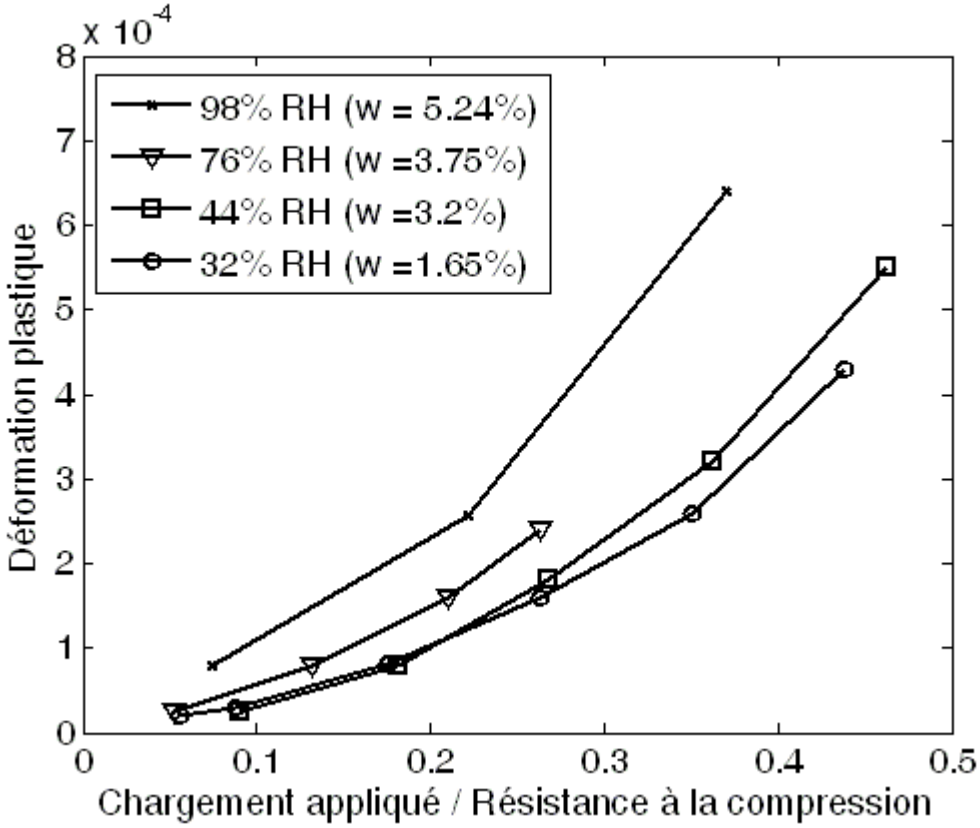


Figure 3-20 : Variation de la déformation plastique par rapport au chargement.

3.4.2.4 Endommagement en fonction de l'état hydrique

Le module de Young est déterminé par la pente des boucles de chargement – déchargement au cours de l'essai de compression uniaxiale. Nous observons une nette diminution du module de Young pendant le chargement mécanique (Figure 3-21a), qui traduit l'endommagement du matériau, pour chaque palier d'humidité.

Nous pouvons également tracer l'évolution du module de Young par rapport à la valeur initiale déterminée par la première boucle (palier de chargement minimal) de chargement-déchargement (Figure 3-21b). Le module de Young continue à diminuer quand le chargement atteint la moitié de la résistance pour le matériau sec (32 %RH), par contre il a tendance à se stabiliser quand le chargement atteint le quart de la résistance pour le matériau moins sec (76% RH).

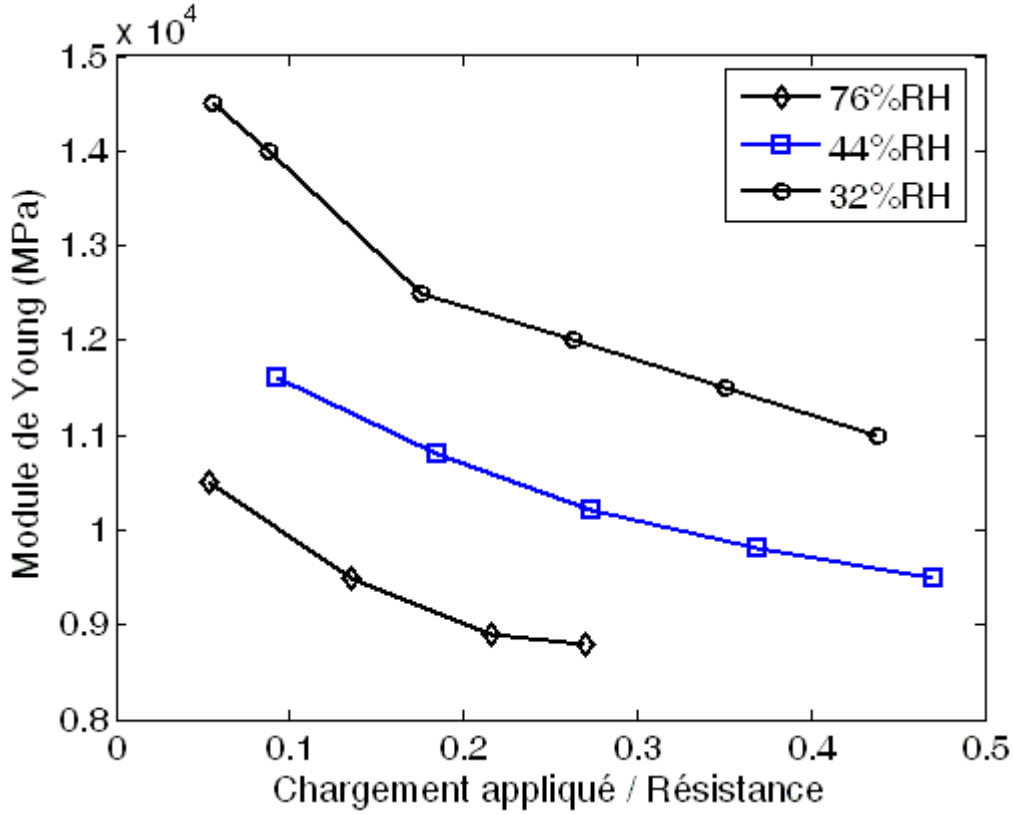


Figure 3-21a : Dégradation du module de Young.

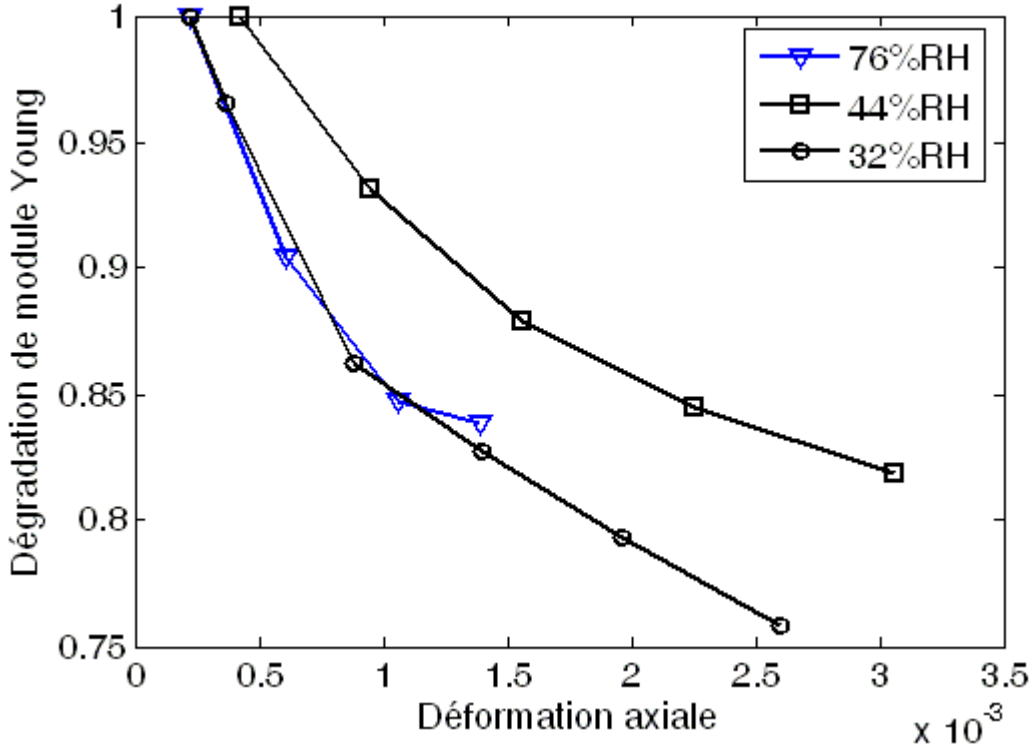


Figure 3-21b : Module de Young normalisé.

3.4.2.5 Paramètres de rupture

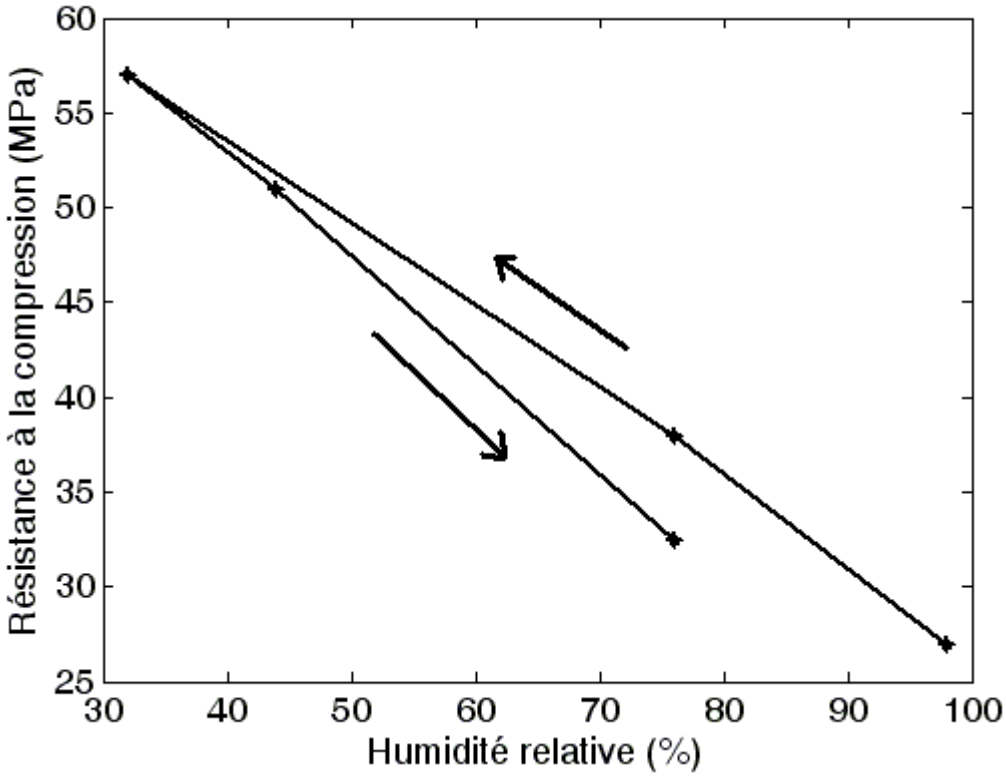


Figure 3-22a : Variation de la résistance à la compression uniaxiale par rapport à l'humidité.

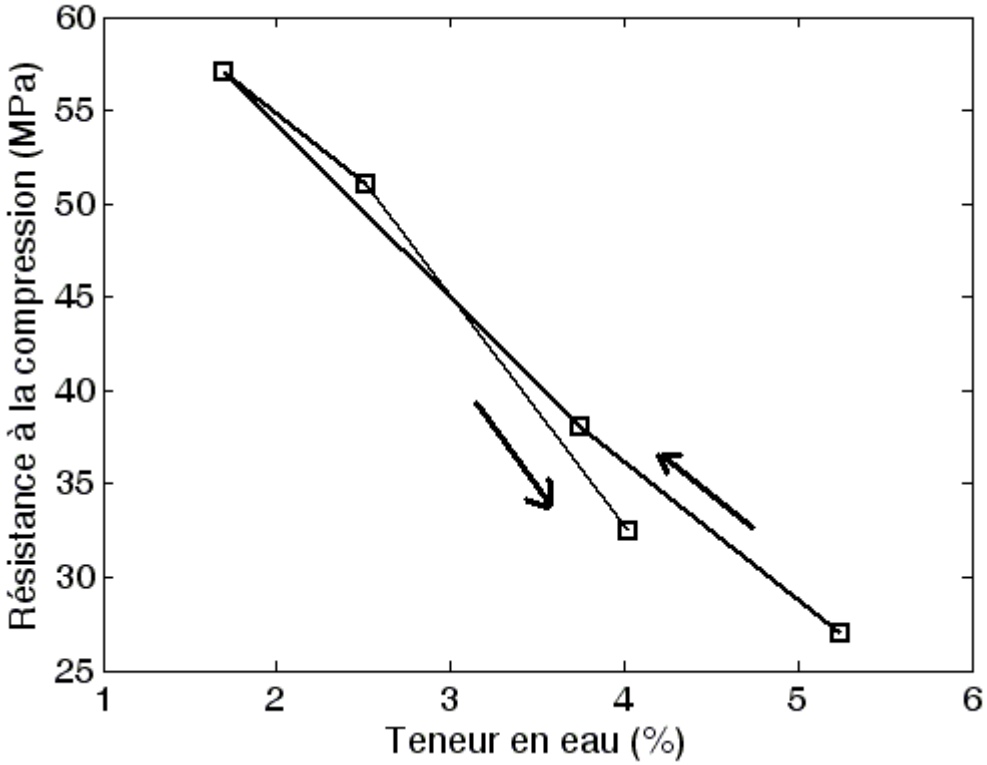


Figure 3-22b : Variation de la résistance à la compression uniaxiale par rapport à la teneur en eau.

La résistance à la compression uniaxiale augmente linéairement lorsque l'humidité diminue. Elle diminue linéairement avec l'humidité relative au cours de la resaturation mais avec une pente plus grande (Figure 3-22a). Ceci peut être expliqué par les endommagements dans la phase de la resaturation. Les valeurs de la résistance sont présentées dans le tableau 3-2. On peut tracer également la relation entre la résistance à la compression et la teneur en eau. La résistance varie linéairement avec la teneur en eau (Figure 3-22b).

Cette variation de la résistance peut être due à la variation de l'énergie libre de surface des grains argileux. L'humidification de l'argilite s'accompagne d'une fixation des particules d'eau sur les parois des pores. Ceci conduit à diminuer l'énergie libre de surface de la roche qui est maximale à l'état sec (Ballivy et al. 1992). La diminution de la résistance à la rupture de l'argilite dans la phase de la resaturation peut encore être expliquée par la diminution de la tension capillaire, l'augmentation de pression des pores, la réduction des frottements des micro-fissures ouvertes pendant le chargement mécanique et la détérioration chimique (Van Eeckhout 1976). Une irréversibilité est observée pour la variation de la résistance en compression à la rupture, au cours du chemin de désaturation – resaturation.

La déformation axiale mesurée à la rupture n'est pas sensible à l'humidité ou à la teneur en eau. (Figure 3-23). La déformation orthoradiale mesurée à la rupture diminue lors que l'humidité diminue (Figure 3-23).

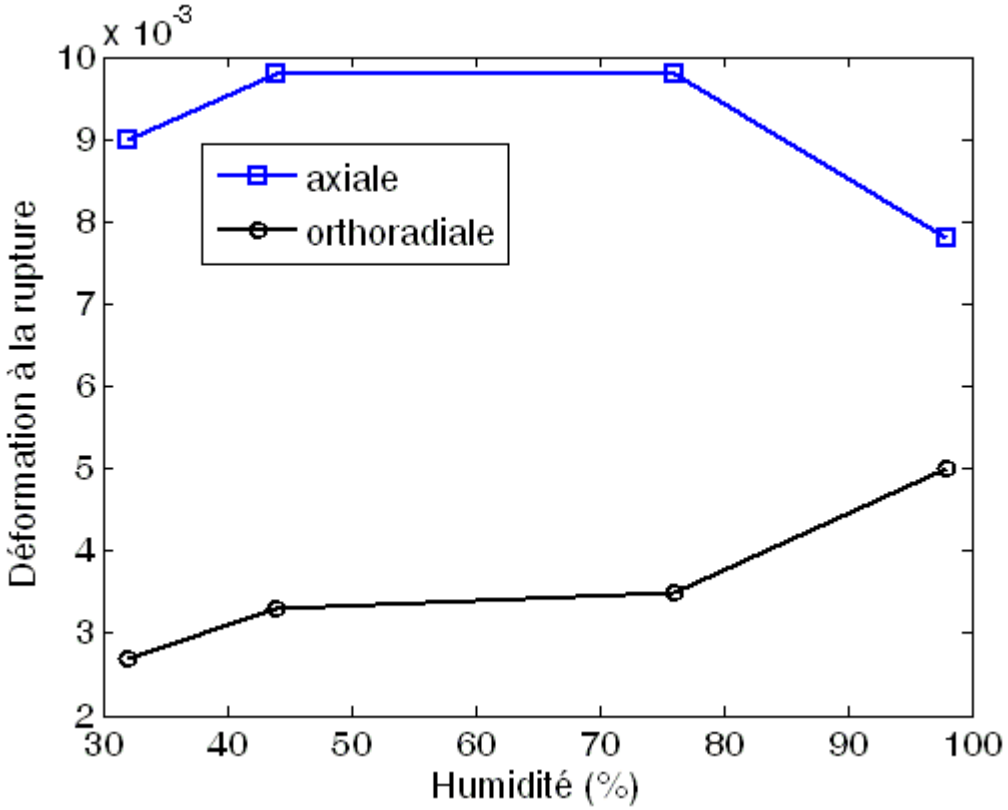
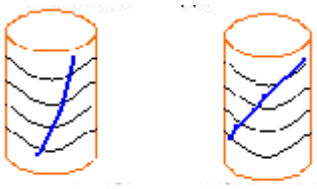


Figure 3-23 : Déformations à la rupture.

Le mode de rupture est dépendant de l'état hydrique du matériau (pression de liquide interstitiel), de la température et la structure de matériau. La rupture de l'argilite de l'Est se fait principalement suivant une surface de cisaillement, l'angle de cette surface avec le plan de stratification diminue quand l'humidité relative diminue (Figure 3-24).

La rupture du matériau plus sec est plus fragile. La présence de l'eau au niveau des microfissures diminue leurs frictions, pendant leur fermeture sous chargement mécanique. Cela montre la plus forte fragilité pour le matériau plus sec. L'eau joue donc un rôle important pour le mode de rupture de l'argilite saturée et non-saturée.



a) angle de rupture.



b) rupture pour l'essai (98% RH).



c) rupture pour l'essai (44% RH).

Figure 3-24 : Mode de rupture des éprouvettes pour deux teneurs en eau différentes.

3.5 *Conclusions*

On peut tirer quelques conclusions :

- La chute de l'humidité entraîne la diminution de la vitesse des ondes dans le matériau pendant le processus de désaturation. La vitesse décroît ensuite au début de la resaturation et augmente à la fin de resaturation après le point d'entré d'air. Elle dépend nettement de la présence de l'eau et de l'air dans l'argilite.

- Le module de Young augmente linéairement lorsque l'humidité relative diminue pendant la désaturation, et décroît linéairement avec l'humidité relative mais avec une pente plus élevée au cours de la resaturation. Le coefficient de Poisson diminue au début de la désaturation (de 98%RH à 76%RH) et puis il reste stationnaire lorsque l'humidité est faible.

- La déformation volumique dépend de la teneur en eau ou de l'humidité, pendant le chargement mécanique. La déformation plastique s'accroît nettement lorsque l'humidité augmente. De plus, plus la teneur en eau est faible, plus la rupture du matériau sous chargement mécanique est fragile.

- La résistance à la compression uniaxiale augmente linéairement lorsque l'humidité relative décroît au cours de la désaturation, et diminue linéairement avec l'humidité relative au cours de la resaturation. La déformation axiale mesurée à la rupture n'est pas sensible à l'humidité ou à la teneur en eau. La déformation orthoradiale diminue par rapport à l'humidité lorsque l'humidité relative diminue.

- Une irréversibilité est observée pour la variation du module de Young et de la résistance en compression à la rupture au cours de la désaturation – resaturation.

L'effet de la désaturation-resaturation sur les caractéristiques mécaniques peut être expliqué par divers phénomènes en compétition :

- La succion joue un rôle analogue à une pression de confinement. Elle referme certaines fissures créées lors du déconfinement de l'argilite. L'augmentation de la succion pendant la désaturation de la roche argileuse accroît le module de Young et le phénomène est inverse pour la resaturation. La pression de succion améliore l'interface entre les grains argileux par une adhésion plus grande. Elle renforce donc la résistance de l'argilite dans le cas de la désaturation et l'affaiblit dans le cas de la resaturation.

- La non-uniformité de la taille des pores et le gradient d'humidité entre le cœur du matériau et la surface extérieure peuvent engendrer l'hétérogénéité de la pression de succion dans les matériaux au cours désaturation-resaturation. Cette hétérogénéité crée le retrait et le gonflement dans le matériau comme la déformation hydrique que l'on a observée dans la partie précédente. Elle peut diminuer donc le module de Young et la résistance à la rupture du matériau.
- Le chargement mécanique ferme des micro-fissures au niveau desquelles une friction est générée et cette friction est réduite par l'augmentation de teneur en eau. Donc, la présence de l'eau peut diminuer le module de Young et augmenter la ductilité et la plasticité de matériau.

- L'hystérésis de l'état hydrique dans le matériau est due à l'effet « bouteille d'encre », à l'effet de l'angle de contact, à la présence d'air piégé (pression accrue des bulles d'air dans le cas de la resaturation) et à la réorganisation des cristallites d'argile issue des phénomènes physico-chimiques complexes (Hillel 1971). Ceci peut influencer la variation du module de Young et la résistance de matériau pendant le cycle de désaturation-resaturation.

L'augmentation du module de Young et de la résistance à la compression au cours de la désaturation et leur diminution au cours de la resaturation peuvent être expliquées plutôt par la prédominance de l'effet de confinement de pression de succion. L'irréversibilité de variation du module de Young et de la résistance à la compression, au cours de la désaturation – resaturation, est due à l'hystérésis de l'état hydrique dans le matériau (courbe de sorption), aux endommagements (micro-fissures) hydriques engendrés par la resaturation et à d'autres phénomènes physico-chimiques dépendant du temps (oxydation etc.).

4 COMPORTEMENT DIFFERE

4.1 *Comportement différé*

4.1.1 *Déformation différée*

L'existence des déformations différées dans les matériaux argileux a déjà été mise en évidence au cours des essais de laboratoire (Giraud et Rousset 1996 ; Nguyen Minh et al. 1999 ; Blümling et al. 2000 ; Gasc-Barbier 2002). Les effets différés dans la roche peuvent avoir quatre origines :

- Ils peuvent être liés à un comportement rhéologique intrinsèque de la roche dont les déformations sous charge constante augmentent au cours du temps.

- Ils peuvent être la conséquence de l'endommagement : des effets différés se manifestent, plus ou moins, dès lors que le seuil de développement de la microfissuration est dépassé.

- Ils peuvent résulter de variation au cour du temps des pressions des fluides interstitiels présents dans les pores et les fissures, variation consécutives à des modifications de

conditions aux limites des écoulements provoquées par la construction des ouvrages (effet des pressions d'écoulement et de la consolidation).

- Ils peuvent être liés au phénomène de gonflement, de retrait et d'évolutions chimiques (oxydation des pyrites etc.)

Le comportement différé de l'argile raide est relié à la diffusion hydraulique et la viscosité du squelette solide (Giraud et Rousset 1996). L'eau joue un rôle très important pour la déformation différée, elle peut accélérer le phénomène de fluage dans l'argile (Afrouz et Harvey 1974) et l'argile raide à Opalinus (Blümling et al. 2000). Dans le cas de l'argilite de l'Est, roche de structure complexe possédant des pores de très petite taille, les effets différés proviennent plus probablement de l'eau adsorbée dans la phase argileuse. Ils peuvent être donc dus à d'autres phénomènes que la viscosité : couplage hydromécanique, phénomènes physico-chimiques.

4.1.2 *Modèle de comportement différé*

En faisant l'hypothèse de la décomposition des déformations, la déformation peut alors s'écrire sous la forme :

$$\varepsilon = \varepsilon_e + \varepsilon_{vp}$$

où « e » signifie élastique et « vp », viscoplastique.

On rappelle quelques modèles connus de comportement différé :

- Modèle de Norton

Le modèle de Norton permet de caractériser des corps dits « solides parfaitement viscoplastiques » ; le taux de déformation (ou vitesse de déformation) est fonction uniquement de la contrainte appliquée, et des caractéristiques du matériau. La loi de Norton s'écrit :

$$\dot{\varepsilon} = A(T)\,\sigma^n$$

T est la température absolue.
n est une caractéristique du matériau considéré.

La fonction A(T) est supposée dépendre uniquement de la température, mais elle peut être décrite sous plusieurs formes. En général, et pour des raisons de simplicité, elle est écrite sous la forme de la loi d'Arrhenius fréquemment utilisée en thermodynamique :

$$A(T)=A_0 \exp(-\frac{Q}{RT})$$

- Modèle de Lemaître

La loi de Lemaître permet de prendre en compte le caractère visco-plastique (avec l'écrouissage) du matériau considéré. En effet, elle suppose que la vitesse de déformation dépend à la fois de la contrainte appliquée et de la déformation visqueuse du matériau. Ainsi la loi de comportement s'écrit sous sa forme générale :

$$\dot{\varepsilon}_{vp}=A(T)\left(\frac{\sigma}{\sigma_0}\right)^n(\varepsilon_{vp})^m$$

La fonction A(T) est supposée dépendre uniquement de la température, et est souvent écrite sous la forme de la loi d'Arrhenius.
ε_{vp} est la déformation viscoplastique (-).
$\dot{\varepsilon}_{vp}$ est la vitesse de déformation viscoplastique (s^{-1})
σ_0 : est le paramètre de normalisation (ici σ_0 = 1 MPa).

m et n sont les paramètres du matériau à déterminer.

- Modèle de Bingham

Le modèle de Bingham permet de décrire un certain type de comportement différé viscoplastique. L'hypothèse est qu'il existe un seuil, éventuellement variable (la dépendance étant à définir en fonction des résultats expérimentaux), en dessous duquel il n'y a pas comportement différé. D'un point de vue modèle rhéologique, le groupe est formé d'un amortisseur linéaire de viscosité η et d'un patin plastique montés en parallèle et associés à un ressort.

La loi viscoplastique peut s'écrire selon la loi d'écoulement associée (forme générale) :

$$\dot{\varepsilon}_{vp} = A_v \left\langle \frac{(f(\sigma))^n}{\sigma_0} \right\rangle \frac{\partial f(\sigma)}{\partial \sigma}$$

avec σ_0 : paramètre de normalisation (ici σ_0 = 1 MPa).

$f(\sigma)$: critère viscoplastique.

A_v et n : paramètres du matériau à déterminer.

Finalement, dans notre étude, nous utilisons le modèle de Bingham (forme générale) pour interpréter les influences de la désaturation et la resaturation sur les phénomènes différés dans l'argilite. Ce modèle peut prendre en compte éventuellement un seuil de fluage.

4.2 *Expérimentation*

4.2.1 *Essais de laboratoire*

Quelques essais classiques de laboratoire permettent de caractériser la déformation différée :

- Essais d'écrouissage (essais à vitesse de déformation constante)

Les essais triaxiaux sont classiquement réalisés pour déterminer le comportement du matériau. L'effet de la viscosité se fait sentir sur plusieurs points importants :

- Plus la vitesse de déformation est élevée, plus la contrainte est grande pour la même déformation. Cette influence de la vitesse de déformation est vérifiée expérimentalement sur presque tous les types de roches jusqu'à une certaine valeur à partir de laquelle cette influence ne se fait plus ressentir.

- La notion de seuil de plasticité stricte disparaît. La limite apparente d'élasticité diminue avec la vitesse de déformation. Il est donc difficile d'appréhender un seuil de viscoplasticité. Là encore, la notion de critère dépend énormément de la vitesse de déformation et de la durée de l'observation.

- Essais de fluage

L'essai de fluage nous donne la courbe de fluage représentant l'évolution des déformations sous l'état de contrainte constant en fonction du temps. Lors d'un essai de fluage, trois phases peuvent être observées ou non, suivant le niveau de contrainte et la durée d'observation.

- Un fluage primaire au cours duquel la vitesse de déformation diminue, cette phase se termine lorsque la vitesse de déformation devient constante (ou nulle). Quand la

vitesse se stabilise à nulle, on parle d'arrêt de fluage. La stabilisation n'est visible souvent que pour les matériaux présentant peu de fluage secondaire pour la contrainte considérée. Le fluage primaire dépend de la structure de matériau. Il serait relié aux endommagements pendant l'excavation des roches ou la préparation des éprouvettes.

- Un fluage secondaire ou stationnaire est observé, au cours duquel la vitesse de déformation reste constante. Le fluage secondaire dépend de la structure de matériau (le rôle de l'eau dans le matériau, les couches d'eau à l'interface des grains) et du chargement appliqué.

- Une phase de fluage tertiaire : la vitesse de déformation augmente amenant à la rupture. Il n'y a pas d'équation fondamentale acceptable pour décrire la vitesse du fluage tertiaire.

La différence entre fluage primaire et stationnaire est assez délicate à déterminer expérimentalement et grandement liée à la durée d'observation.

- Essais de relaxation

Les essais de relaxation rendent compte de la diminution de la contrainte en fonction du temps lorsque la déformation dans une direction est maintenue constante. L'équation de relaxation est la suivante :

$$\dot{\varepsilon}_e + \dot{\varepsilon}_{vp} = 0$$

Finalement, afin d'analyser l'influence de la désaturation-resaturation sur le comportement différé, nous réalisons des essais de fluage uniaxial sur les éprouvettes dont l'état hydrique est différent. Ces éprouvettes sont retirées de l'enceinte dans laquelle l'humidité était contrôlée, dans le processus de désaturation-resaturation. Les paramètres sont identifiés à l'issue des essais.

4.2.2 *Bâtis de fluage utilisés dans les essais*

L'appareil électromécanique R2N se compose des éléments :

- Presse électromécanique asservie
  - Capacité : 100 kN
  - Course : 100 mm
- Capteur de force
  - Constructeur : SENSOTEC
  - Capacité : 100 kN
- Mesure du déplacement par capteur LVDT (course 2 mm, résolution 5 µm).

L'appareil hydraulique ERAF se compose des éléments:

- Capacité en force : 120 kN
- Vérin : ϕ 90 mm
- Course : 100 mm
- Contrôle de la force par régulation de la pression du fluide d'alimentation du vérin : résolution de la régulation en force : 20 daN

Le détail des machines est présenté dans l'annexe III.

4.2.3 *Procédure de l'essai de fluage uniaxial*

Un échantillon est retiré de la cure hydrique à l'issue du palier d'humidité (98% *RH*, 76% *RH* et 32% *RH*), du processus de désaturation-resaturation. Nous effectuons l'essai de fluage uniaxial multi paliers de chargement sur cet échantillon. Donc pour ce type d'essai, cinq essais au total sont réalisés sur les éprouvettes dont l'axe est perpendiculaire à la stratification. Les essais se déroulent dans une chambre régulée en température à 21±1 °C.

- Les jauges de déformation sont collées selon les axes de l'éprouvette : A (direction axiale de l'éprouvette perpendiculaire à la stratification) et O (direction orthoradiale de l'éprouvette parallèle à la stratification).

- Les éprouvettes sont placées entre les plateaux de compression d'une presse électromécanique ou hydraulique. Pour le cas de 98%RH et de 76%RH désaturation, nous utilisons la pression hydraulique, et la pression mécanique est utilisée pour les autres paliers d'humidité. Pour la pression hydraulique, nous avons rencontré une petite influence de variation de l'humidité sur le chargement mécanique. Les éprouvettes sont soumises à un chargement axial multipaliers : 2 MPa, 7 MPa, 10 MPa et une augmentation successive de 3 MPa pour les paliers de chargement suivants jusqu'à la rupture. La durée pour chaque palier de chargement mécanique est environ de 2 semaines.

- Pour maintenir l'état hydrique imposé au préalable par la succion pure, nous utilisons une cellule étanche autour de l'éprouvette pendant l'essai (Figure 3-25). nous imposons la même humidité préalable dans cette cellule par les solutions salines. L'humidité et la température sont continûment mesurées au cours de l'essai.

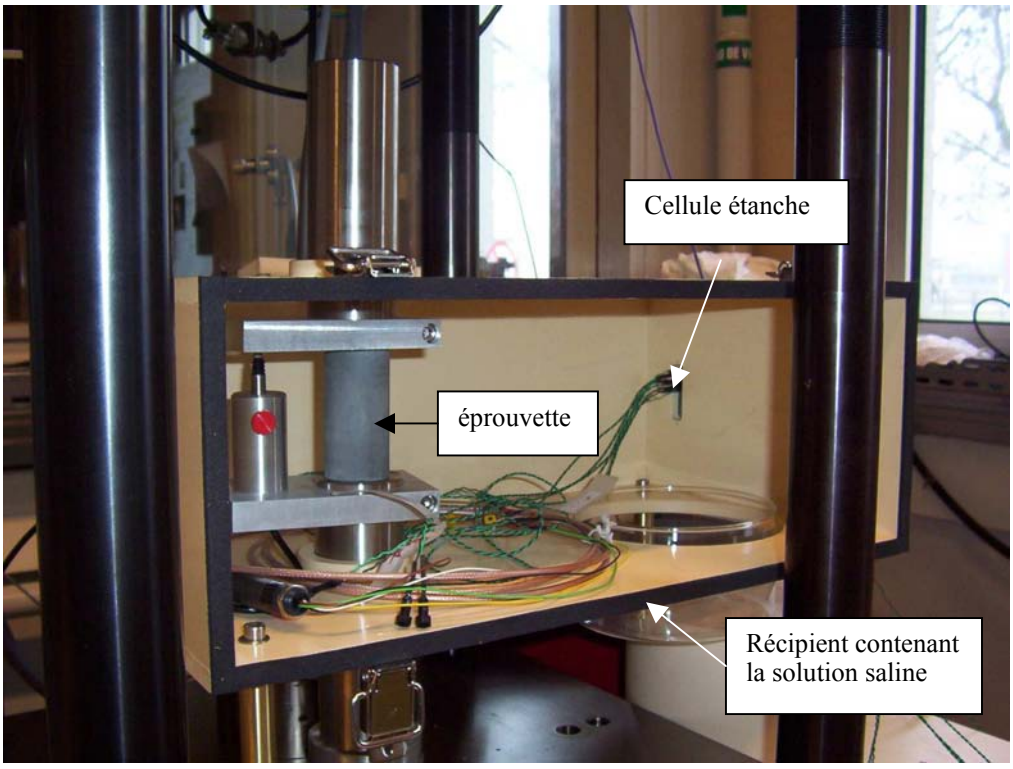


Figure 3-25 : Bâti de fluage équipé d'une cellule étanche.

4.3 *Résultats expérimentaux*

Nous présentons les résultats de fluage (courbe de déformation axiale – temps) pour tous les paliers de l'humidité dans les Figures 3-26 à 3-30.

4.3.1 *Seuil de fluage*

Nous trouvons que le seuil de fluage est très faible (inférieur à 2MPa) pour le matériau saturé. Ce résultat est conforté par les travaux de Gasc-Barbier (2002). Par contre, pour le matériau sec, le seuil apparaît et diminue avec l'humidité relative au cours de la désaturation (Tableau 3-4).

Nous observons le seuil de fluage de 13 MPa pour le palier d'humidité 76 %*RH* (Figure 3-27) et 19 MPa pour le palier 32 %*RH* (Figure 3-28) dans la phase de désaturation. On observe également le seuil de 10 MPa pour le palier 76 %RH (Figure 3-29) et de 7MPa pour le palier 92%RH dans la phase de la resaturation (Figure 3-30). L'influence de la teneur en eau sur le seuil de fluage est également obtenue dans l'argile (Blümling et al. 2000). Elle existe également dans le sel, c'est plutôt l'humidité relative imposée à l'extérieur de l'éprouvette dont l'effet est observé (Hunsche & Schulze 1993 et Horseman 1984). Ceci s'explique par la présence différente de l'eau dans les matériaux argileux et dans le sel, et les structures différentes des deux matériaux.

Tableau 3-4 : Résistance et seuil de fluage

Phase	Désaturation			Resaturation	
Humidité (%RH)	98	76	32	76	92
Teneur en eau (%)	6,53	4,6	2,61	4,57	6,3
Contrainte à la rupture (MPa)	11	25	31	25	15
Seuil de fluage (MPa)	< 2	13	19	10	7

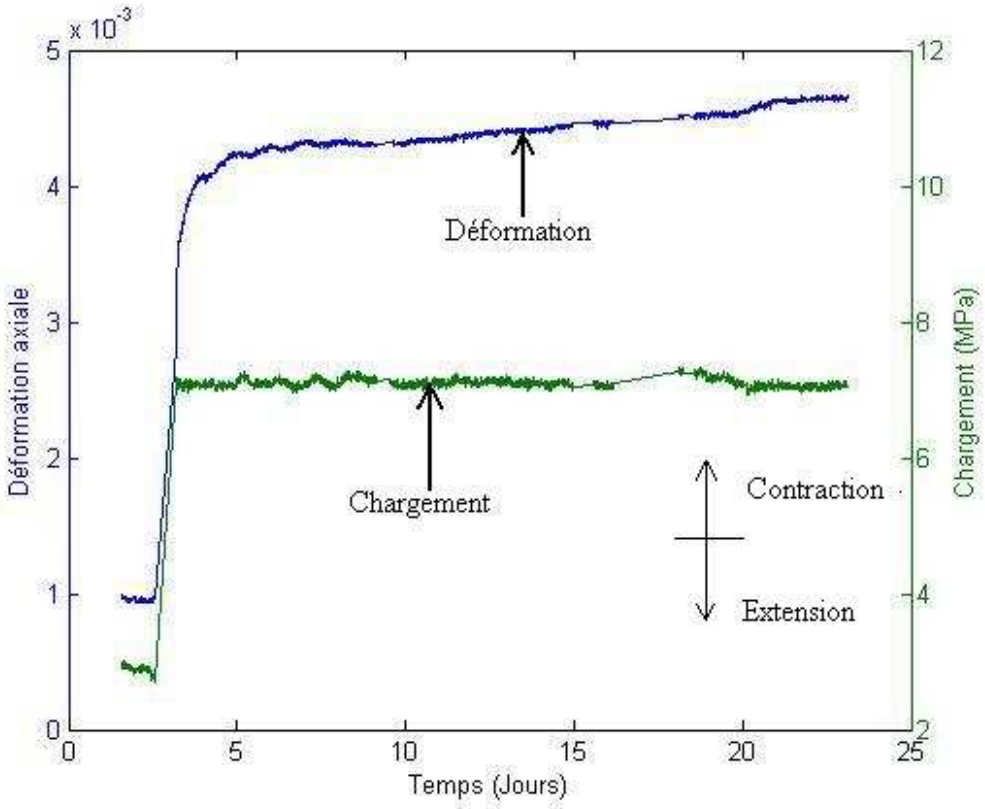


Figure 3-26 : Fluage pour l'humidité de 98%RH.

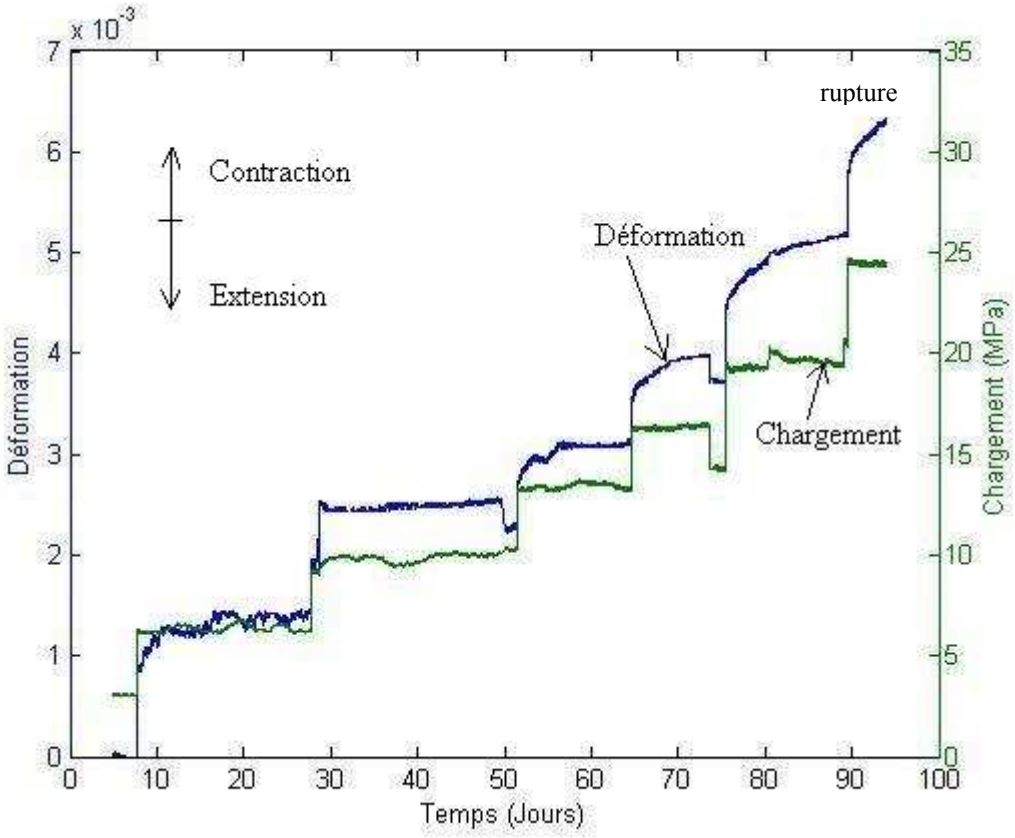


Figure 3-27 : Fluage pour l'humidité de 76% RH.

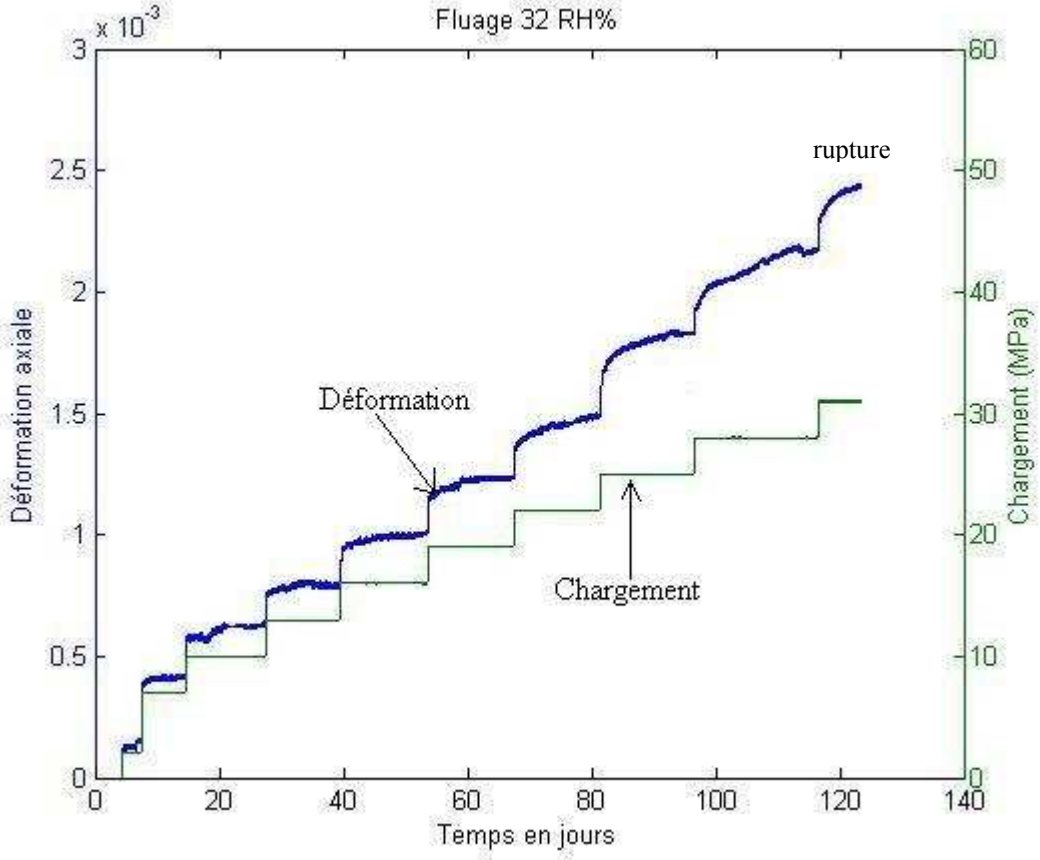


Figure 3-28 : Fluage pour l'humidité de 32% RH.

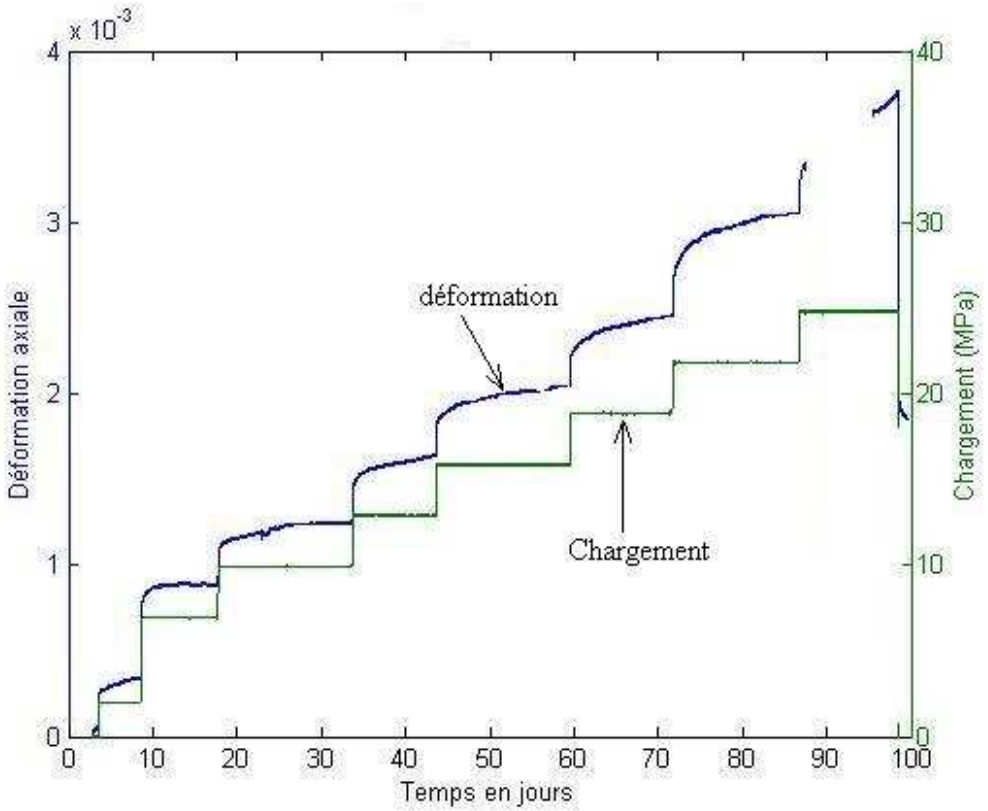


Figure 3-29 : Fluage pour l'humidité de 76% RH resaturation.

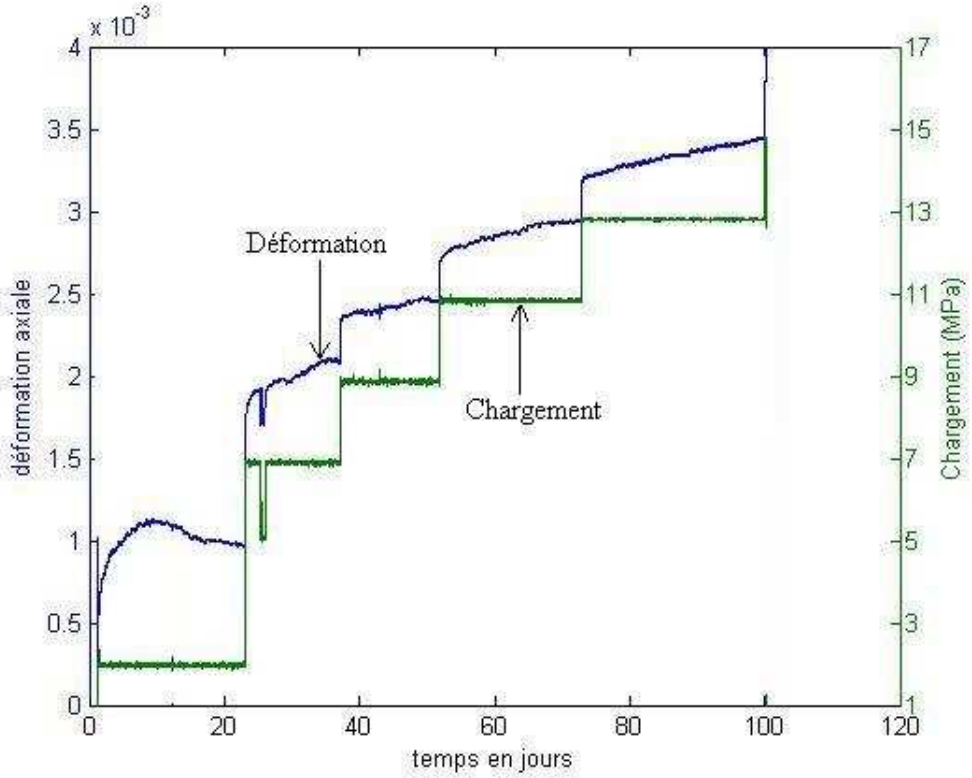


Figure 3-30 : Fluage pour l'humidité de 92% RH resaturation.

4.3.2 *Fluage primaire*

Les effets différés transitoires peuvent être principalement attribués à la dissipation de l'eau interstitielle dans les pores, surtout dans le matériau peu perméable comme l'argilite de l'Est. Son amplitude est plus élevée dans le matériau saturé que dans le matériau non-saturé (Figure 3-31). Ce phénomène est également observé dans l'argile à Opalinus (Blümling et al. 2000).

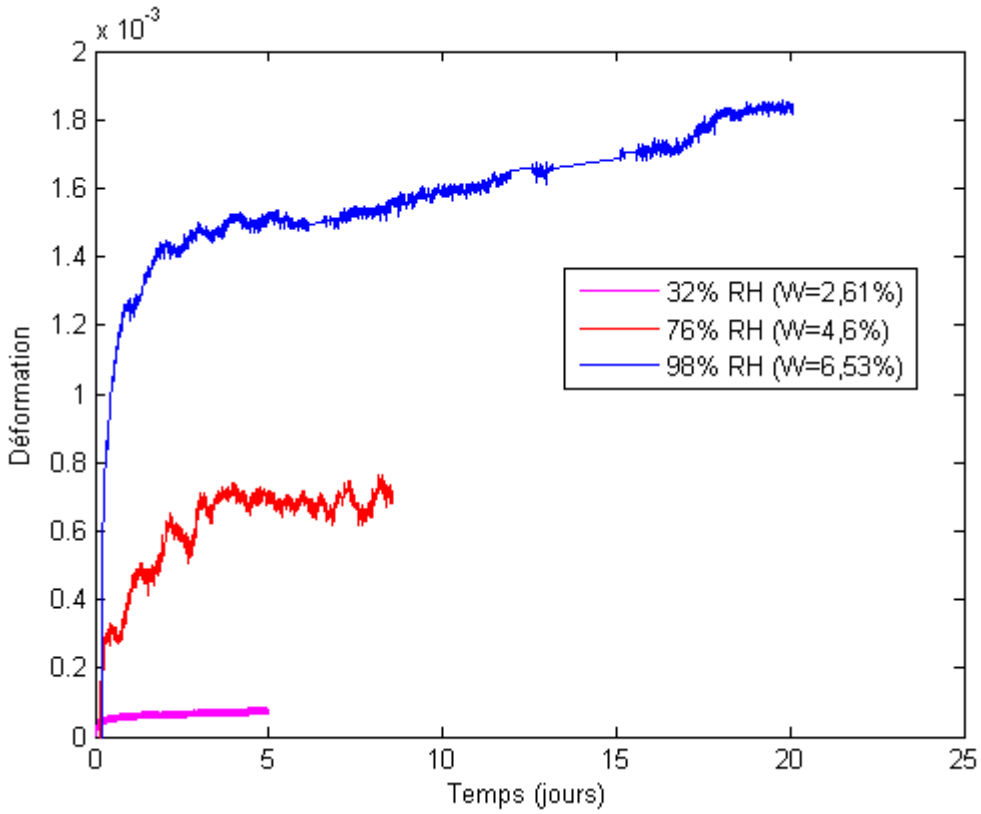


Figure 3-31 : Variation de fluage primaire par rapport au temps sous chargement de 7 MPa.

4.3.3 *Vitesse de fluage secondaire*

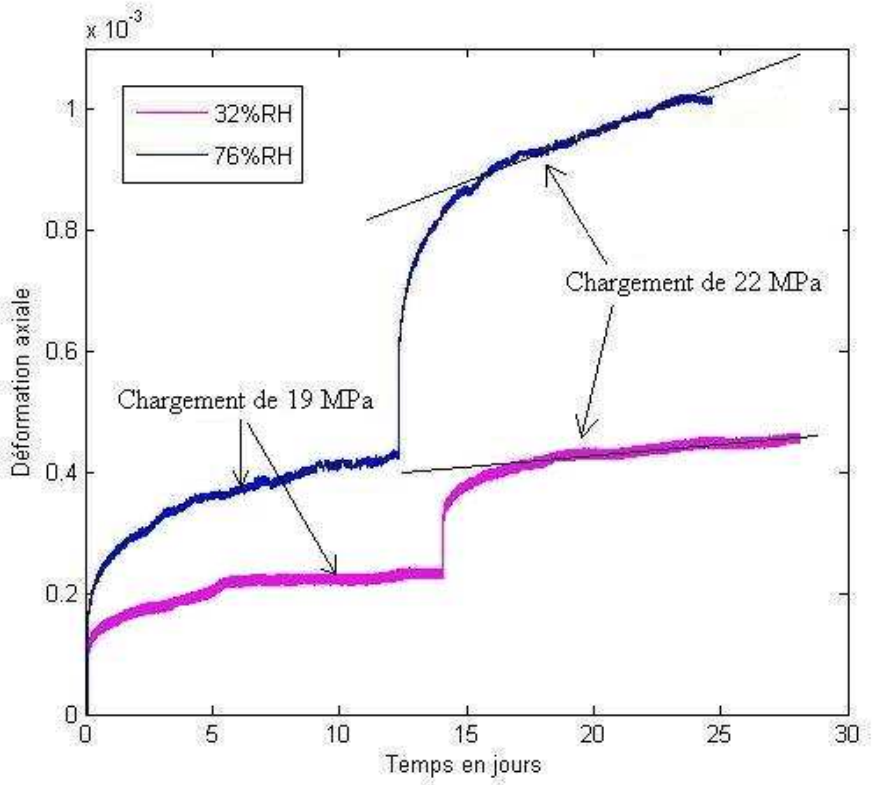
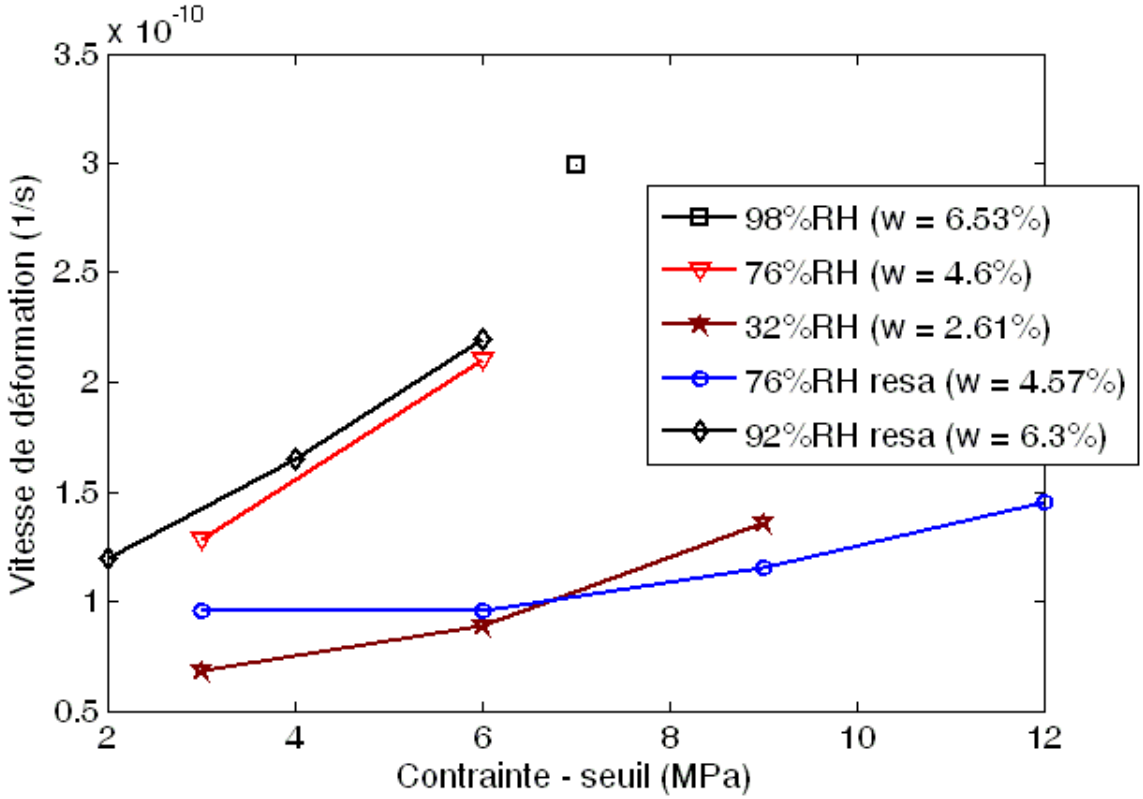


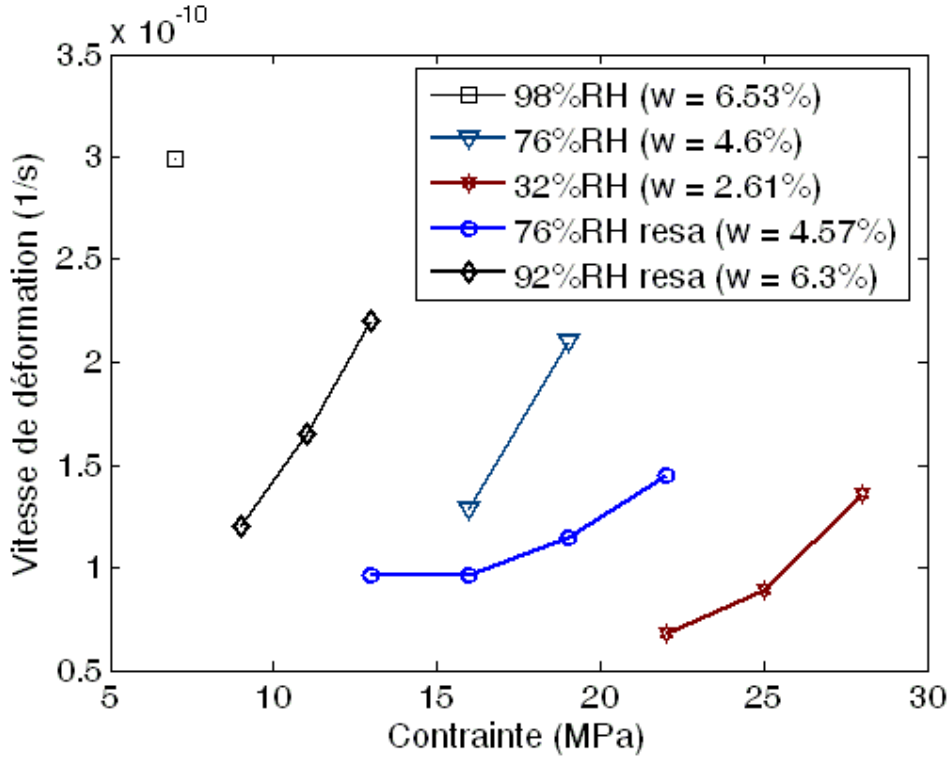
Figure 3-32 : Fluage secondaire pour les paliers 32%RH et 76% RH resaturation (Chargements de 19 et 22 MPa).

Quand le chargement est suffisant et après plusieurs jours, nous pouvons observer un fluage secondaire. La vitesse de fluage secondaire diminue quand l'humidité relative chute, sous le même palier de chargement mécanique (Figure 3-32). Ce phénomène est également observé dans le sel

(Horseman 1984 ; Hunsche et Schulze 1993), le granite (Lajtai et al. 1987), l'argile (Afrouz et Harvey 1974) et l'argile raide à Opalinus (Blumling et al. 2002). Mais l'influence de l'eau sur le sel, le granite et les matériaux argileux est différente (plus ou moins forte), parce que l'intervention de l'eau dans ces matériaux est différente.



a) Par rapport à la différence entre la contrainte appliquée et le seuil de fluage (contrainte appliquée supérieure à seuil).



b) Par rapport à la contrainte appliquée.

Figure 3-33 : Variation de la vitesse de fluage secondaire.

Le fluage est causé par différents mécanismes reliés aux facteurs intrinsèques du matériau : le mouvement de liquide le long de la surface des grains argileux (la couche d'eau absorbée), le glissement des grains engendrant le changement des formes des grains (Dusseaut et Fordham 1993).

Le fluage dû aux couches d'eau inter-granulaire prendrait un rôle prépondérant par rapport à celui dû au glissement des grains argileux dans le cas de l'argilite de l'Est (fluage très faible dans le matériau sec). D'autre part, la méthode de faire varier l'état hydrique (air sec ou vapeur d'eau, et imbibition ou vapeur d'eau) pourrait influencer le fluage.

Pour chaque palier d'humidité, la vitesse de fluage secondaire augmente quand le chargement s'accroît. La relation entre la vitesse de fluage et le chargement pour tous les paliers d'humidité est présentée dans la Figure 3-33. A partir des valeurs identifiées de vitesse de fluage, on peut caler un modèle simple qui peut interpréter les phénomènes observés, en se basant sur le modèle de Bingham.

$$\dot{\varepsilon}_{vp} = A_v \left\langle \frac{(f(\sigma))^n}{\sigma_0} \right\rangle \frac{\partial f(\sigma)}{\partial \sigma}$$

La vitesse de fluage secondaire varie de façon assez linéaire avec la différence entre la contrainte appliquée et le seuil de fluage (Figure 3-33a). Le paramètre *n* est choisi égal à 1. Le critère de Tresca ($f = \sigma_1 - \sigma_3 - S$) est choisi pour $f(\sigma)$. On obtient le paramètre S (seuil de fluage) étant fonction de l'humidité relative. Le paramètre A_v est ensuite déduit (Tableau 3-5).

Tableau 3-5 : Paramètre A_v

Phase	Désaturation			Resaturation	
Humidité (%RH)	98	76	32	76	92
Teneur en eau (%)	6,53	4,6	2,61	4,57	6,3
Paramètre A_v (10^{-11})	4,3	3,3	1,4	1,2	3,7

On trouve que le paramètre A_v du modèle de fluage dépend de l'humidité ou de la teneur en eau et sa variation est irréversible par rapport à l'état hydrique.

4.3.4 *Contrainte à la rupture de fluage*

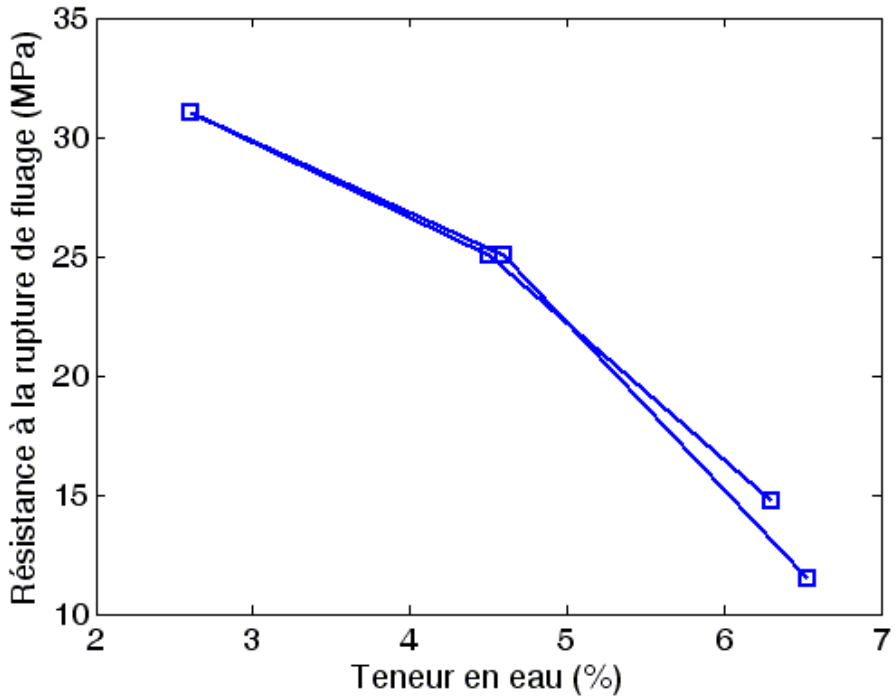


Figure 3-34 : Variation de la résistance à la rupture de fluage par rapport à la teneur en eau.

Nous augmentons le chargement mécanique par palier jusqu'à la rupture, pour les essais de fluage. La présence de l'eau diminue non seulement la résistance à la compression à court terme (essais de compression uniaxiale), mais encore la « résistance à long terme de l'argilite » définie

par la rupture en fluage. Cette résistance à long terme augmente quand la teneur en eau diminue (Figure 3-34). La contrainte à la rupture de fluage ne semble pas trop influencée par le cycle de désaturation-resaturation (Figure 3-34). Elle est environ deux fois moins élevée que celle de compression à court terme, pour le même palier d'humidité (Tableaux 3-3 et 3-4). Cela peut être expliqué par l'effet du temps (vieillissement : oxydation, dissipation de pression interstitielle) et l'histoire du chargement (instantané ou par fluage de multipaliers).

4.3.5 *Synthèse*

L'eau accélère le phénomène de fluage dans l'argilite. La vitesse de fluage secondaire s'accroît quand la teneur en eau augmente. L'état hydrique dans l'argilite influence encore le seuil de fluage, le fluage primaire et la résistance à la rupture de fluage. Pour un matériau plus sec, le seuil de fluage est plus élevé et le fluage primaire est plus faible. On trouve le même phénomène sur l'argile à Opalinus (Blümling et al. 2002). La diminution de la teneur en eau dans l'argilite conduit à l'augmentation de la contrainte à la rupture dans les essais de fluage uniaxial.

5 CONCLUSION

L'état hydrique et le cycle de désaturation-resaturation ont une grande influence sur les paramètres physico-mécaniques : déformation hydrique, vitesse de propagation des ondes ultrasoniques, propriétés élastiques, paramètres de rupture et paramètres de phénomène différé.

- La déformation hydrique libre de l'argilite de l'Est est non-linéaire par rapport à l'humidité, et est anisotrope. On constate une forte irréversibilité de variation de déformation au cours de la désaturation-resaturation. Cette déformation est principalement due aux paliers d'humidité relative élevée de 97% *RH* à 76% *RH*. Elle résulte donc du mouvement d'eau libre dans l'argilite.

- La vitesse des ondes diminue lors de la désaturation. Elle décroît ensuite au début de la resaturation et réaugmente à la fin de la resaturation après le point d'entrée d'air.

- Le module de Young varie en fonction de l'humidité relative de façon inversement proportionnelle pendant la désaturation ou la resaturation, mais son taux de variation est plus important au cours de la resaturation. Le coefficient de Poisson diminue au début de désaturation et puis tend à être constant lorsque l'humidité est faible.

- La chute de la teneur en eau s'accompagne de la diminution de déformation plastique du matériau sous chargement mécanique. La résistance à la compression uniaxiale s'accroît linéairement lorsque l'humidité diminue au cours de la désaturation. Elle diminue linéairement avec l'humidité relative au cours de la resaturation. Le mode de rupture est dépendant de l'état hydrique dans l'argilite. L'augmentation de la teneur en eau dans le matériau engendre la transition de la fragilité à la ductilité.

- L'état hydrique dans l'argilite influence le seuil de fluage, l'amplitude du fluage primaire, la vitesse de fluage secondaire et la contrainte à la rupture de fluage. Pour le matériau plus sec, le seuil de fluage est plus élevé, l'amplitude de fluage primaire et la vitesse de fluage stationnaire sont plus faibles. La désaturation ralentit le phénomène de fluage et la resaturation l'accélère dans l'argilite. Un modèle de fluage inspiré du type Bingham a permis de bien interpréter l'influence de la désaturation-resaturation sur le phénomène différé.

- L'irréversibilité des paramètres sur un cycle hydrique a été observée pour le module de Young, pour la résistance à la compression et pour la vitesse des ondes, au cours de la désaturation– resaturation. Ceci suggère qu'il s'est produit des endommagements hydriques probablement au début de la resaturation.

REFERENCES

1. ANDRA. 2001. Référentiel Géologique du site de Meuse/Haute-Marne. Tome 4. Le Callovo-Oxfordien.
2. Afrouz, A., Harvey, J.M. 1974. Rheology of rocks within the soft to medium strength range. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 11, 281-290.
3. Ballivy, G., Daoud, M., Saleh, K. 1992. Physico-mechanical behaviour of rocks under the effect of the relative ambient moisture. Colloque René Houpert : structure et comportement mécanique des géomatériaux. Nancy, 247-256.
4. Baroghel-Bouny, V. 1994. Caractérisation des pâtes de ciment et des bétons. Méthodes, analyse, interprétation. Presses du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées N° 502 503. ISBN 2-7208-5030-1.
5. Blümling, P., Bauer-Plaindoux, C., Mayor, J.C., Alheid, H.J., Fukaya, M. 2000. Geomechanical investigations at the underground rock laboratory Mont-Terri. In Int. Workshop on THM modeling of argillaceous rocks, Ecole des Mines de Paris, France, 2000, eds. N. Hoteit et al. Rotterdam, Balkema, 275-284.
6. Chiarelli, A.S. 2000. Etude expérimentale et modélisation du comportement mécanique de l'argilite de l'Est, Influence de la profondeur et de la teneur en eau. Thèse Université de Lille. France.
7. Duncan, N. 1969. Engineering Geology And Rock Mechanics, Vol I, Leonard Hill. London.
8. Dusseault, M.B. and Fordham, C.J. 1993. Time dependent behaviour of rock. Comprehensive rock engineering. Vol 1: Fundamentals. J.A. Hudson Ed. pp 119-149. Pergamon Press. Oxford.
9. Gasc-Barbier, M. 2002. Etude des mécanismes de déformation de roches argileuses profondes : Apport de la microstructure et des analyses pétrophysiques. Thèse Université Paris VI. France.
10. Giraud, A. and Rousset, G. 1996. Time-dependent behaviour of deep clays. Engineering Geology. 41, Issues 1-4, 181-195.
11. Hillel, D., 1971. Soil and water : Physical Principles and Processes. Academic Press. New York.
12. Homand, F. and Duffaut, P. 2000. Manuel de mécanique des roches. Presse de l'école des mines de Paris.
13. Horseman, S.T. 1984. Moisture content – a major uncertainty in storage cavity closure prediction. In Proceedings of the second Conference on the mechanical behavior of salt, Hanover, 1984, eds. H. Reginald Hardy and JR. Michael Langer, Trans Tech Publications, 53–68.
14. Hunsche, U., Schulze, O. 1993. Effect of humidity and confinement pressure on creep of rock salt. In Proceedings of the third Conference on the mechanical behavior of salt, Palaiseau, 1993, eds. M. Ghoreychi et al, Trans Tech Publications, 237–248.
15. Lajtai, E.Z., Schmidtke, R.H., Bielus, L.P. 1987. The effect of water on the time-dependent deformation and fracture of a granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 24, 247-255.
16. Nguyen Minh, D., Bergues, J., Hoteit, N. 1999. Détermination du comportement mécanique des roches argileuses. In proceedings of the 9^{e} Congress of ISRM. Paris, 645-650.
17. Pusch, R. 1993. Mechanisms and consequences of creep in crystalline rocks. Comprehensive rock engineering. Vol 1 : Fundamentals. J.A. Hudson Ed. pp 227-241. Pergamon Press. Oxford.
18. Rutter, E.H.1983. Pressure solution in nature, theory and experiment. Journal of the Geological Society. 140, 725-740.
19. Schmitt, L., Forsans, T., Santarelli, J. 1994. Shale testing and capillary phenomena. International journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 31 (5), 411-427.
20. Seedsman, R.W. 1993. Characterizing clay shale. Comprehensive rock engineering. Vol 3, J.A. Hudson Ed. pp 151-165. Pergamon Press. Oxford.
21. Van Eeckhout, E., 1976. The Mechanisms of Strength Reduction Due to Moisture in Coal Mine Shales. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 13, 61-67.
22. Zhang, C., Rothfuchs, T. 2004. Experimental study of the hydro-mechanical behaviour of the Callovo-Oxfordian argillite. J. Applied Clay Science. 26, 325-336.
23. Wiid, B.L. 1970. The influence of moisture on the pre-rupture fracturing of two rock type. Proc. 2nd Int. Conf Rock Mech. 2, pp 239-245. Belgrade.

Chapitre 4 : Tubes épais sous chargement purement hydrique

1 INTRODUCTION

Les essais de caractérisation des propriétés hydriques et mécaniques sur éprouvettes ont été présentés dans les chapitres précédents. Les résultats de ces essais forment une base quantitative et qualitative pour l'élaboration de modèles de comportement suffisamment réalistes pour leur application aux ouvrages in situ.

Il est nécessaire de vérifier auparavant l'effet de structure résultant du couplage hydrique-mécanique, sur des éprouvettes de laboratoire de géométrie plus complexe. L'utilisation de tubes circulaires épais, soumis à un gradient hydrique permet de créer, en laboratoire, les conditions propices à la rupture ou à l'endommagement qui en résulte. Par souci de simplification de l'appareillage expérimental, il a été décidé dans cette phase d'étude de se limiter à un chargement purement hydrique qui produit ainsi un effet maximal en désaturation quant aux tractions engendrées.

D'une certaine façon, cet essai peut être considéré comme un modèle réduit simplifié d'un tunnel. Une des principales originalités de cet essai vient des conditions aux limites imposées qui sont proches de celles de la ventilation dans les galeries souterraines. Un tube épais est soumis à un cycle de désaturation – resaturation dans le trou central, par ventilation d'air à hygrométrie contrôlée. Nous appliquons séparément encore une seule phase de désaturation et de resaturation sur le trou des autres tubes épais pour éventuellement déterminer le moment de l'apparition des endommagements.

Les essais précédents ont montré que la roche sous chargement hydrique était affectée d'un comportement anisotrope, principalement dû à l'anisotropie des déformations de retrait ou de gonflement. Nous prenons en compte cet aspect en utilisant un tube « GT » dont l'axe est parallèle à l'axe d'isotropie du matériau (perpendiculaire à la stratification), et deux tubes GT1 et GT2 dont l'axe est perpendiculaire à l'axe d'isotropie (parallèle à la stratification).

Pour interpréter ces essais, nous utilisons un modèle poroélastique non-linéaire « minimal» élaboré à partir des essais de caractérisation, pour évaluer, par comparaison les endommagements éventuels subis par la structure. Il est à remarquer que les coefficients de Biot, sensibles à l'état de contrainte, ont été directement estimés sur les tubes épais.

2 EXPERIMENTATION

2.1 *Procédure expérimentale*

La réussite de l'essai est conditionnée par le soin apporté à chacune des différentes étapes de réalisation. On présente des différentes étapes suivantes :

2.1.1 *Préparation de l'échantillon*

Un tube épais (GT) de 100 mm de diamètre extérieur, de 40 mm de diamètre intérieur et de 130 mm de longueur (Figure 4-1a) est carotté à partir de la cellule EST 05659 fournie par l'ANDRA (Annexe I). La taille de cet échantillon est limitée par les difficultés techniques de prélèvement de cellules intactes. Le sondage est vertical et l'axe de l'échantillon parallèle à celui de la cellule. L'axe de l'éprouvette est donc perpendiculaire à la stratification.

Deux tubes épais (GT1 et GT2) de 100 mm de diamètre extérieur, de 40 mm de diamètre intérieur et de 110 mm de longueur (Figure 4-1b) sont carottés à partir de la cellule EST 18701 fournie par l'ANDRA (Annexe I). Il s'agit ici d'un sondage horizontal (forage dévié) et l'axe des échantillons est parallèle au plan de stratification.

2.1.2 *Positionnement des jauges et des capteurs de déplacement*

Afin d'observer la réponse mécanique de l'argilite, des jauges sont collées sur la surface extérieure et dans le trou central (Figures 4-1a et 4-1b) de façon à suivre continûment les déformations locales orthoradiales et axiales au cours de la désaturation-resaturation. La longueur des jauges est de 10 mm. Sauf pour les jauges axiales à l'extérieure des tubes épais GT1 et GT2, leur longueur est de 30mm. Les résultats donnés par des jauges permettent d'analyser l'effet hydrique-mécanique de la désaturation et de la resaturation à l'intérieur et à l'extérieur du cylindre, et dans les deux sens perpendiculaire et parallèle à la stratification. L'effet de bord est également examiné par des jauges axiales et orthoradiales collées au centre et à l'extrémité des éprouvettes. On utilise encore deux capteurs de déplacements LVDT (linear variable displacement transducers) positionnés aux deux extrémités du tube (Figure 4-1a) pour mesurer la déformation axiale globale.

2.1.2.1 Tube GT

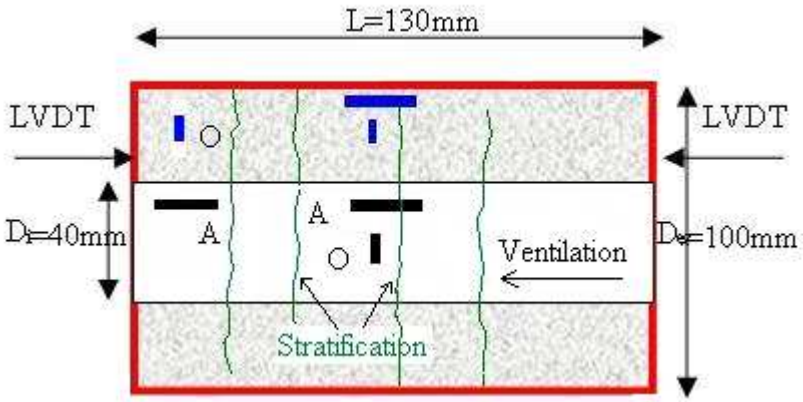


Figure 4-1a : Implantation des mesures géométriques du tube épais GT
(en noir, jauges orthoradiales O et axiales A à l'intérieur du trou ;
en bleu, jauges orthoradiales O et axiales A à la surface extérieure ; en rouge, gaine de protection).

Nous pouvons lister six jauges (trois sur la surface intérieure et trois sur la surface extérieure) :

- Deux jauges axiales intérieure extrémité (à l'extrémité du cylindre) et intérieure centre (au centre), une jauge orthoradiale intérieure, collées sur la surface du trou de l'éprouvette (Figure 4-1a).

- Deux jauges orthoradiales extérieure à l'extrémité et extérieure au centre, une jauge axiale extérieure, collées à la surface extérieure du cylindre (Figure 4-1a).

2.1.2.2 Tubes GT1 et GT2

Pour déterminer la direction de la stratification, nous effectuons des mesures de vitesse des ondes selon la direction diamétrale autour des éprouvettes GT1 et GT2. On sait que la vitesse dans la direction perpendiculaire à la stratification est la plus faible (pour le tube épais GT : V_{min} = 2986 m/s). Pour les éprouvettes GT1 et GT2, nous obtenons la vitesse des ondes V_{max} (temps de propagation : t_{min}) correspondant à la direction parallèle à la stratification et V_{min} (temps de propagation : t_{max}) correspondant à la direction perpendiculaire à la stratification.

- Pour GT1, on a les valeurs de vitesse des ondes : V_{max} = 3610 m/s et V_{min} = 3236 m/s.

- Pour GT2, on a V_{max} = 3571 m/s et V_{min} = 3164 m/s.

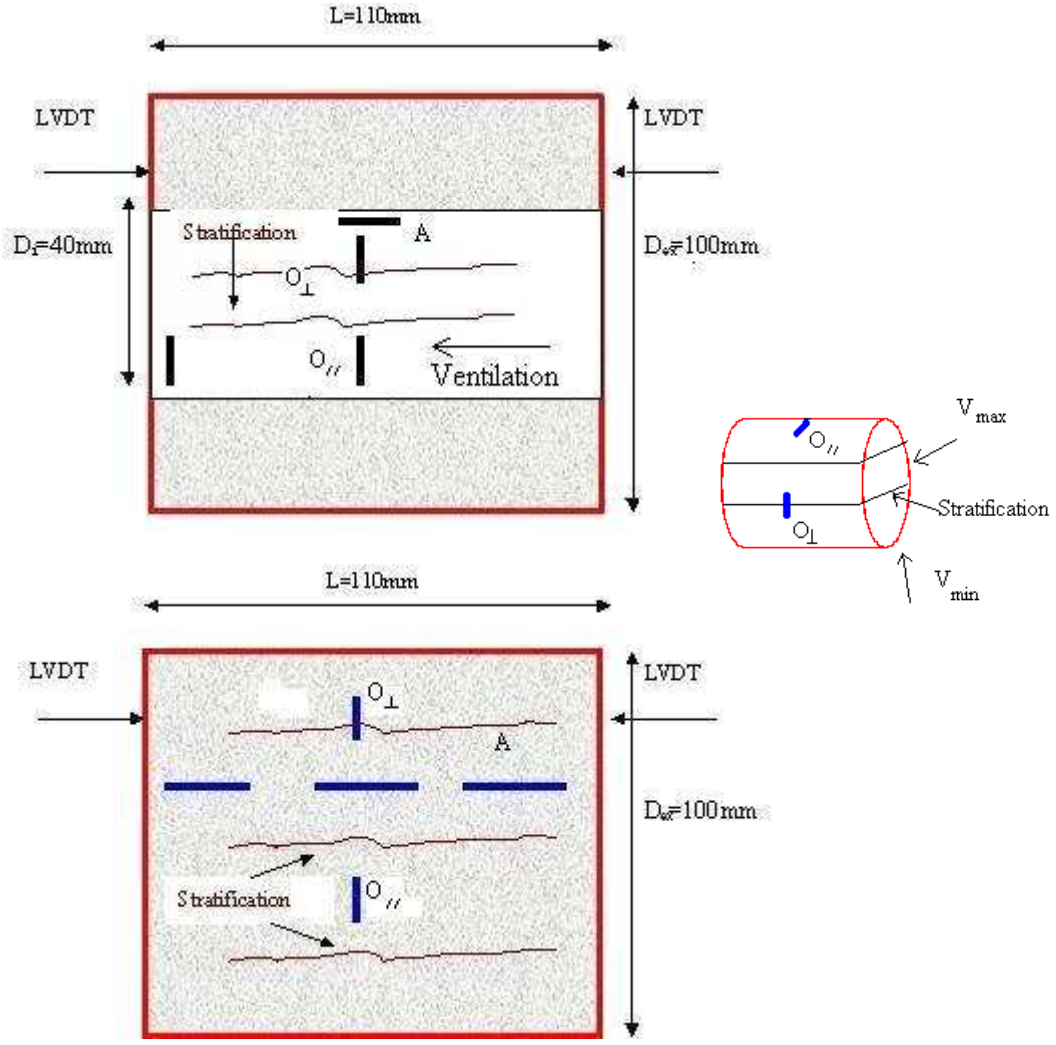


Figure 4-1b : Implantation des mesures de déformation des tubes GT1 et GT2 à leur trou et sur leur surface extérieure (en noir, jauges orthoradiales ($O_{//}$ et $O_{\perp}$) et axiales A à l'intérieur du trou ; en bleu, jauges orthoradiales ($O_{//}$ et $O_{\perp}$) et axiales A à la surface extérieure ; en rouge, gaine de protection).

Comme l'axe du tube n'est plus axe d'isotropie de la déformation, il faut coller des jauges supplémentaires dont l'emplacement tiendra compte des directions d'anisotropie.

Nous avons donc neuf jauges (4 sur le trou et 5 sur la surface extérieure) pour GT1 et GT2 :

- Une jauge axiale intérieure centre (au centre), trois jauges orthoradiales intérieures ($O_{//}$ et $O_{\perp}$) au centre et $O_{//}$ à l'extrémité, collées sur la surface du trou central de l'éprouvette. La jauge $O_{\perp}$ est collée sur le sens perpendiculaire à la stratification et $O_{//}$ correspond au sens parallèle à la stratification (Figure 4-1b).

- Trois jauges axiales extérieures extrémité et centre, deux jauges orthoradiales extérieures ($O_{//}$ et $O_{\perp}$) au centre, collées à la surface extérieure du cylindre (Figure 4-1b).

2.1.3 *Etanchéité à l'extérieur du cylindre*

Les tubes épais sont gainés par une jaquette en silastène sur l'ensemble de ses surfaces extérieures sauf le trou intérieur (Figures 4-1a et 4-1b). Cette protection permet d'empêcher des échanges hydriques autres que dans le trou central et obtenir un gradient maximal d'humidité dans l'éprouvette. Pour tester l'effet de protection de la couche en silastène, on réalise également des tests d'étanchéité.

2.1.4 *Chargement hydrique des tubes*

L'échantillon est placé dans une enceinte en plexiglas étanche à hygrométrie contrôlée, et est suspendu à un peson de façon suivre continûment sa masse pendant l'essai (Figure 4-2). La variation de la masse permet d'analyser le phénomène de transfert hydrique dans le matériau.

Dans l'enceinte, nous imposons une humidité relative par des solutions salines. Différentes solutions salines sont sélectionnées (Tableau 1-1) pour couvrir le processus de désaturation et de resaturation.

- Chargement du tube GT

  Le tube épais GT est soumis à un cycle de désaturation-resaturation dans son trou central :

  Etat initial → 98%RH→ 90%RH→ 76%RH → 64%RH → 44%RH → 32%RH →

  → 44%RH→ 64%RH → 76%RH → 92%RH→ 97%RH.

  Ce cycle est identique à celui qui a été imposé aux éprouvettes de faible épaisseur des chapitres précédents. Cet essai permet d'analyser l'influence du cycle de désaturation-resaturation sur la structure. La durée de chaque palier est de l'ordre du mois. Le cycle complet dure une année environ.

- Tube GT1 et GT2

  Il s'agit d'essais complémentaires au précédent. On étudie l'effet d'une seule cure hydrique, soit en désaturation, soit en resaturation sur les tubes. Le tube épais GT1 est soumis à la désaturation (de l'état initial à 44%RH) et le tube épais GT2 est soumis à la resaturation (de l'état initial à 99%RH). Ces essais permettent d'observer la réponse hydromécanique spécifique à la désaturation et la resaturation, et éventuellement le moment de l'apparition des endommagements associés. La durée de ces essais est de l'ordre du mois.

Le volume des solutions salines et la surface d'échange (surface du récipient contenant la solution saline) sont suffisants, afin d'assurer une humidité stable pour chaque palier de désaturation et ainsi que de resaturation. Quand la masse de l'éprouvette et les déformations mesurées par des jauges sont stables, on considère que l'état d'équilibre est atteint. On change ensuite la solution saline en imposant un nouveau palier d'humidité dans la phase de désaturation ou de resaturation. Les échanges hydriques ne peuvent se faire que dans le trou central dans lequel l'air est poussé par un ventilateur suspendu à une extrémité du cylindre.

Pour mesurer la température et l'humidité, des capteurs de température et d'humidité sont disposés à l'intérieur de la boîte (Figure 4-2). La température est maintenue constante au cours de l'essai 21±0,5°C.

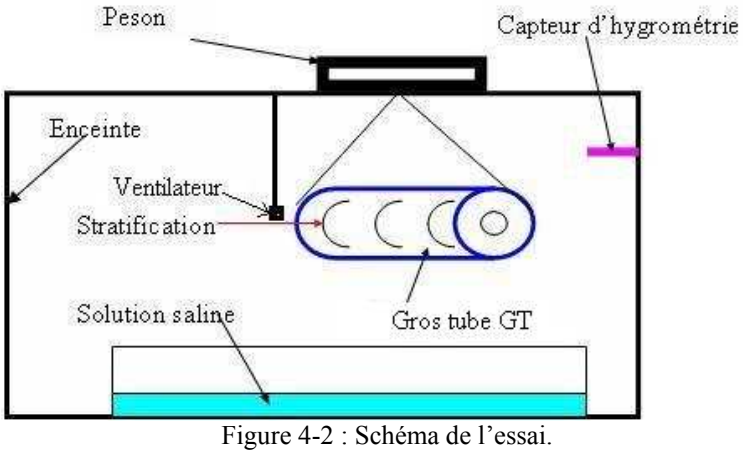


Figure 4-2 : Schéma de l'essai.

2.2 *Système expérimental*

Le système expérimental se compose de (le détail est présenté dans l'Annexe IV) :

- Une enceinte étanche
- Un peson, un capteur d'humidité, des jauges, et des capteurs de déplacements LVDT
- Un micro-ordinateur
- L'acquisition des données se fait à l'aide d'une carte NATIONAL INSTRUMENT, une centrale d'acquisition et des conditionneurs.

2.3 *Test d'étanchéité*

Pour vérifier les conditions d'imperméabilisation de la paroi extérieure des tubes épais (conditions de flux nul à l'extérieur sauf le trou central), nous réalisons des tests d'étanchéité. Une des craintes était que l'interface de collage entre la jaquette et l'échantillon se décolle. Pour ce faire, nous comparons des évolutions de masse et des déformations hydriques de deux éprouvettes cylindriques (diamètre 36 mm et hauteur 36 mm) différentes équipées de jauges (Figure 4-3a). L'une est nue, l'autre protégée sur une moitié avec le même revêtement étanche utilisé sur les tubes épais.

Ces deux éprouvettes sont successivement soumises à la resaturation (de l'état initial à l'état saturé) et à la désaturation (de l'état saturé à l'état très sec). Nous voyons qualitativement l'effet sensible de la protection en silastène : la masse de l'éprouvette non protégée varie plus vite que celle de l'éprouvette protégée dans les deux cas de la désaturation et de la resaturation (Figure 4-3b). Par ailleurs, la déformation à l'extérieur réagit plus vite que celle à l'intérieur sous la jaquette (Figure 4-3c) pour l'éprouvette protégée, durant la désaturation où on pourrait craindre un décollage entre la jaquette et l'éprouvette.

De plus, le silastène n'a pas d'échange d'eau au cours de la désaturation-resaturation (la masse du silastène mis en ambiance hydrique ne varie pas, au cours de la désaturation-resaturation).

Ces résultats montrent la bonne protection de la jaquette en silastène.

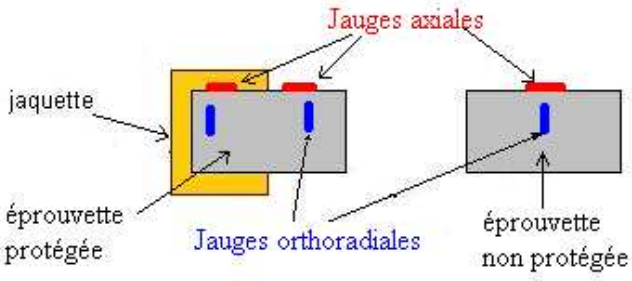


Figure 4-3a : Eprouvettes instrumentées pour le test d'étanchéité.

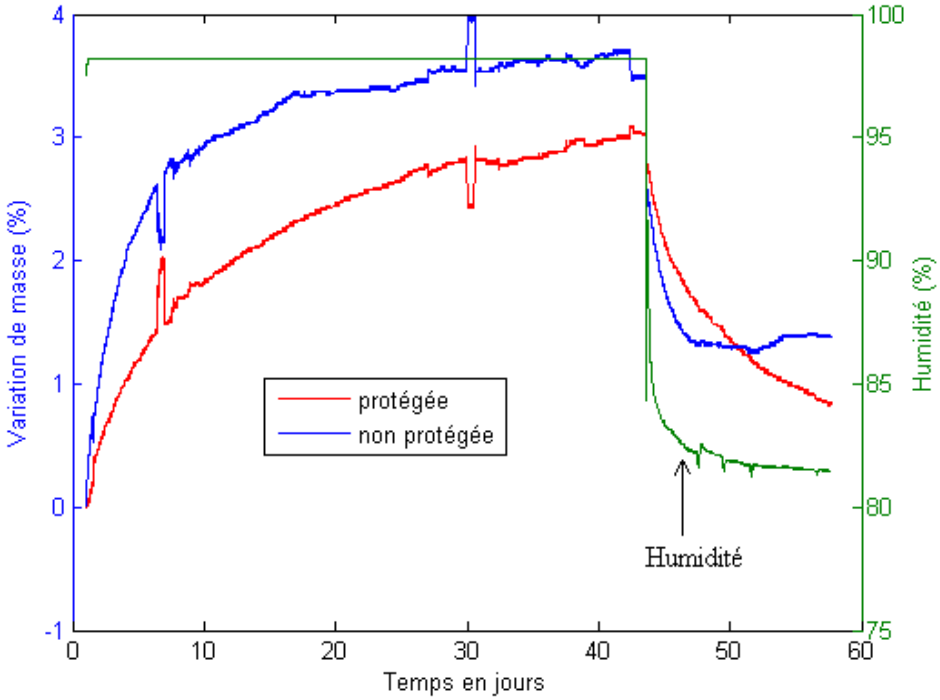


Figure 4-3b : Variation de la masse pour le test d'étanchéité.

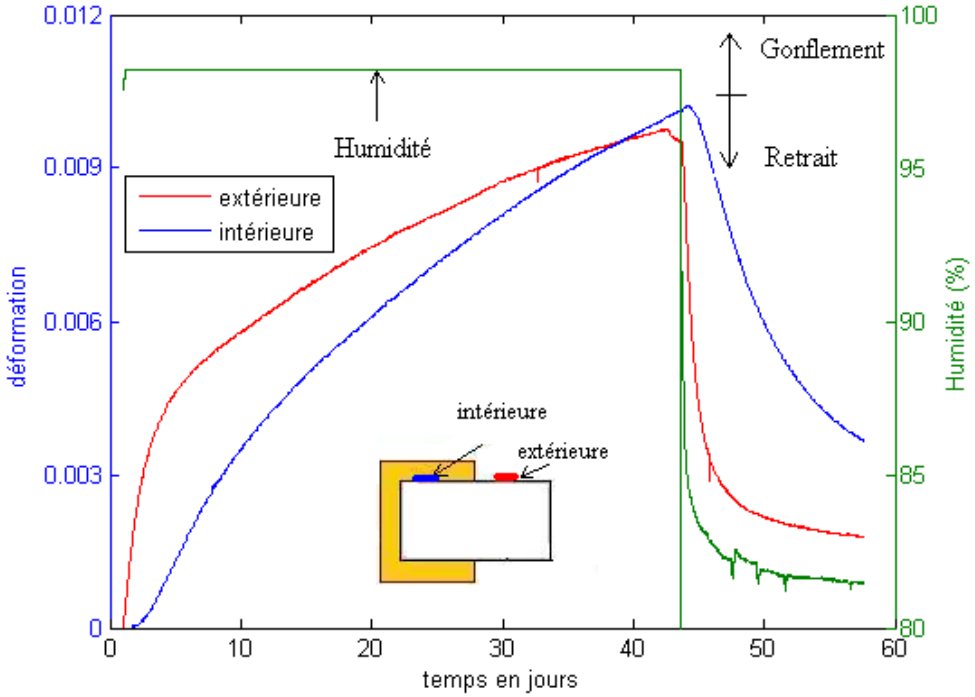


Figure 4-3c : Variation de la déformation axiale de l'éprouvette protégée.

3 RESULTATS EXPERIMENTAUX SUR LES TUBES EPAIS

3.1 *Echantillon GT soumis au cycle de désaturation-resaturation*

Le Tableau 4-1a regroupe des informations sur les différentes mesures effectuées au cours de l'essai. La durée de cet essai est de 420 jours. Le résultat de deux paliers (de l'état initial à 98%RH et de 98%RH à 90%RH) est perturbé à cause des coupures de courant.

Tableau 4-1a : Résultat de l'essai.

Paliers de RH	88-76%	76-64%	64-50%	50-32%	32-44%	44-64%	64-76%	76-92%	92-97%
Δε axiale intérieure centre (10^{-3})	-1,6	-0,45	-0,38	-0,3	0,6	1,06	0,63	1,95	5,2
Δε axiale inté extrémité (10^{-3})	-1,2	-0,45	-0,39	-0,27	0,48	0,93	0,54	1,55	cassée
Δε orthoradiale extérieure (10^{-3})	-0,75	-0,28	-0,18	-0,14	0,3	0,47	0,3	cassée	cassée
Δε orthoradiale intérieure(10^{-3})	-0,72	-0,27	-0,19	-0,15	0,29	0,45	0,29	0,86	1,4
Δε axiale globale par LVDT(10^{-3})	-1,392	-0,454	-0,408	-0,262	0,469	0,938	0,681	2,41	3,95
Δmasse (%)	-0,589	-0,638	-0,6967	-0,652	0,319	0,564	0,407	1,57	1,57

Le Tableau 4-1a présente les variations des déformations axiales et orthoradiales sur les surfaces extérieure et intérieure, les variations des déformations axiales globales (LVDT) et celles de la masse de tube épais GT, pendant le cycle de désaturation-resaturation.

3.1.1 *Variation des déformations orthoradiales*

Les variations des déformations orthoradiales extérieures à l'extrémité et au centre sont quasiment identiques. Les déformations orthoradiales ont la même allure au cours de la désaturation-resaturation (Figure 4-4). Cela montre que les déformations extérieures sont assez homogènes.

Les amplitudes des déformations orthoradiales centres extérieure et intérieure pour chaque palier d'humidité sont assez proches, sauf la petite différence du palier de désaturation 78%RH-64%RH due à la perturbation de variation d'humidité (Figure 4-5). La déformation intérieure réagit plus vite que la déformation extérieure ; ce qui est cohérent puisque le trou est soumis en premier au gradient hydrique imposé. Mais finalement elles se stabilisent vers la même valeur à la fin de chaque palier d'humidité relative (Figure 4-5).

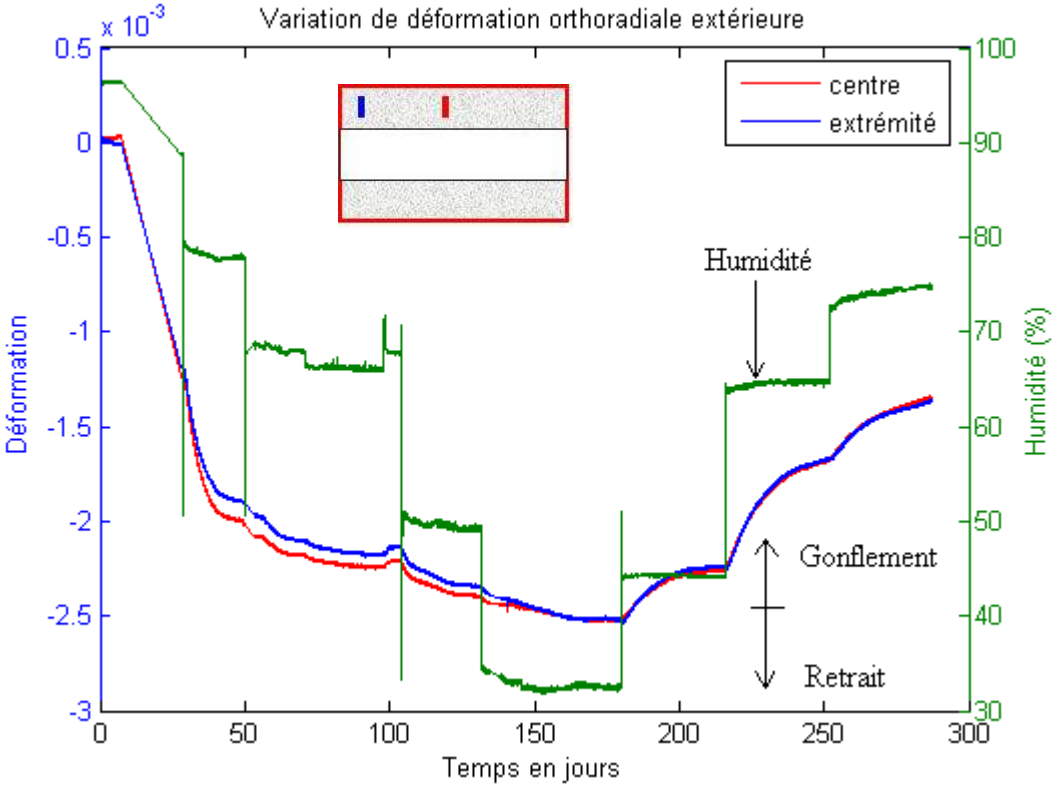


Figure 4-4 : Variation des déformations orthoradiales extérieures par rapport au temps.

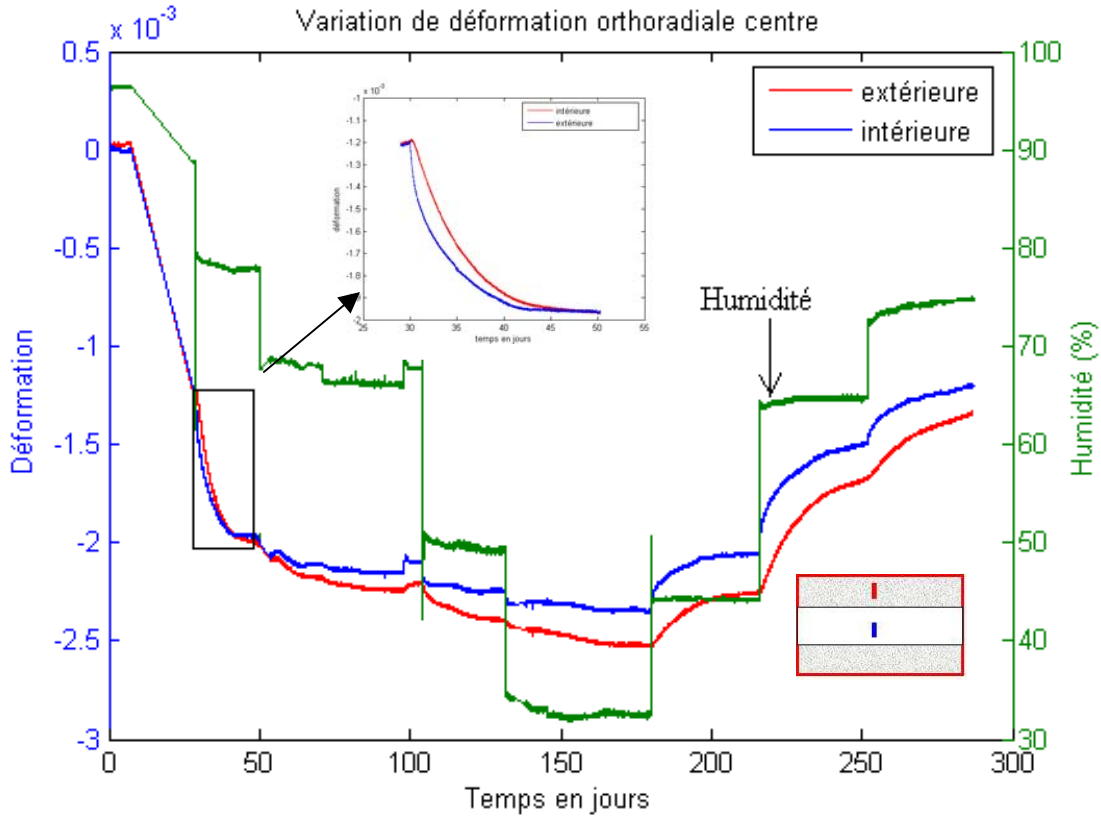


Figure 4-5 : Variation des déformations orthoradiales centres par rapport au temps.

3.1.2 *Variation des déformations axiales*

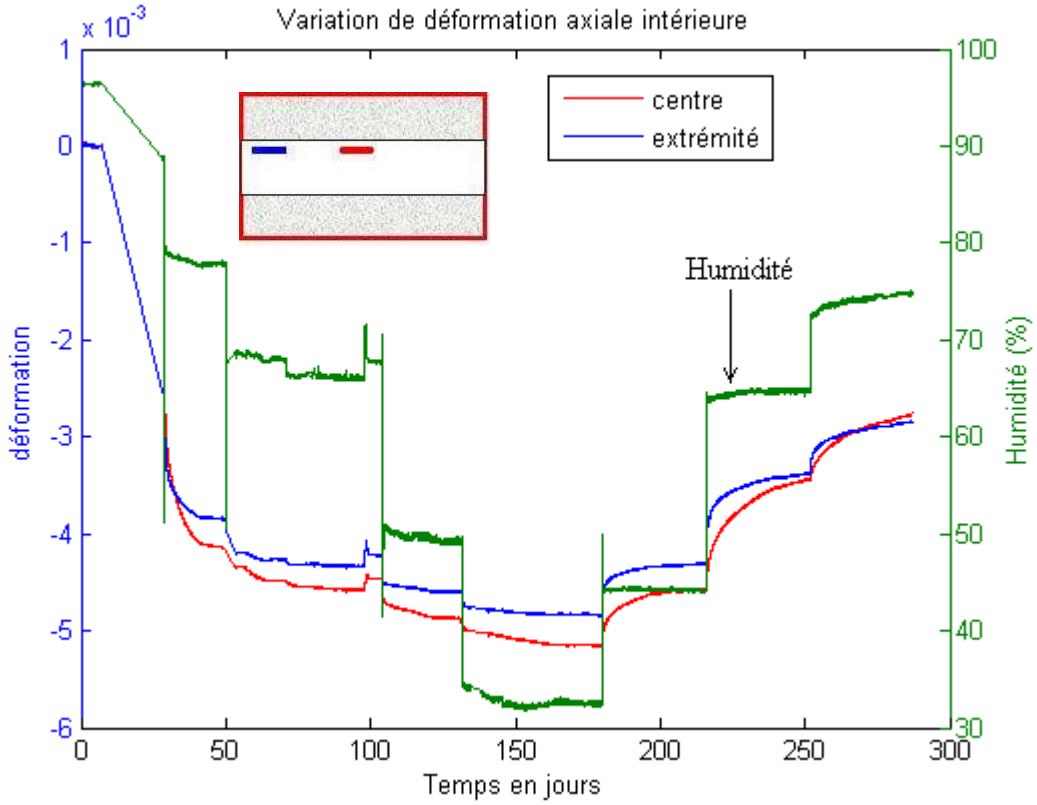


Figure 4-6 : Variation des déformations axiales dans le trou par rapport au temps.

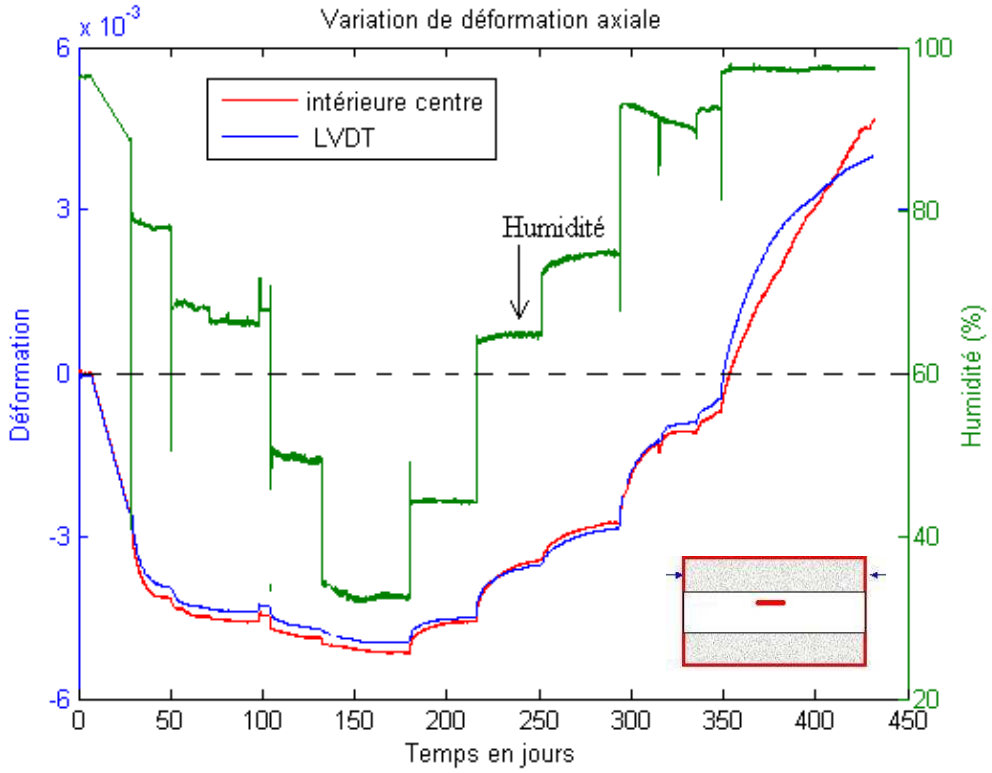


Figure 4-7 : Variation des déformations axiales par rapport au temps.

Les déformations axiales intérieures au centre et à l'extrémité du tube ont la même amplitude de variation dans presque tous les paliers d'humidité sauf dans le palier 90%-78% RH de désaturation. Mais la déformation à l'extrémité réagit plus vite que la déformation au centre et atteint une valeur finale proche de celle de la déformation centre (Figure 4-6). Ce phénomène montre un effet de bord dans le trou du fait de la ventilation.

La déformation axiale globale calculée par les capteurs de déplacement est très proche de la déformation locale mesurée par les jauges (Figure 4-7). Les déformations axiales locales (jauges) et globales (LVDT), à la fin de l'essai (resaturation), s'accroissent fortement (Figure 4-7). La déformation axiale à la fin de la resaturation (97%RH) ne revient pas au niveau du début de la désaturation (98%RH). Certaines jauges ont cassé aux paliers 76-92%RH et 92- 97% RH (Tableau 4-1a). Suite à des fissurations qui se sont développées jusqu'à la fin de resaturation, les observations des fissures dans la partie d'endommagements (3.1.6) dues aux contraintes hydriques permettent de confirmer cela.

Par contre, les déformations axiale et orthoradiale à la fin de la resaturation (97%RH) reviennent quasiment au niveau du début de la désaturation (98%RH), dans les petits cylindres A6 et A15 (Figures 3-3a et 3-3b) soumis au même cycle de désaturation-resaturation que le tube épais GT. Les amplitudes des déformations axiale et orthoradiale du tube épais GT sont moins importantes que celles des petits cylindres A6 et A15. Ceci peut être expliqué par un état différent des contraintes dans le tube épais modifiant l'état du matériau.

3.1.3 *Anisotropie des déformations*

Les déformations du tube épais GT varient de façon non-linéaire avec l'humidité relative. Elles varient fortement au début de la désaturation (palier 97- 90% RH) et à la fin de la resaturation (palier 76-92% RH) aux humidités élevées (Figure 4-8). Par contre, elles évoluent moins pour les paliers de faible humidité.

On trouve bien l'influence de la stratification sur les déformations du tube épais GT. La déformation hydrique est assez anisotrope : la déformation axiale est supérieure de deux fois à la dé-

formation orthoradiale (Figure 4-8). Le facteur d'anisotropie défini par le rapport de la déformation axiale sur la déformation orthoradiale est légèrement plus forte aux humidités plus élevées et reste pratiquement constant aux faibles humidités (Figure 4-9).

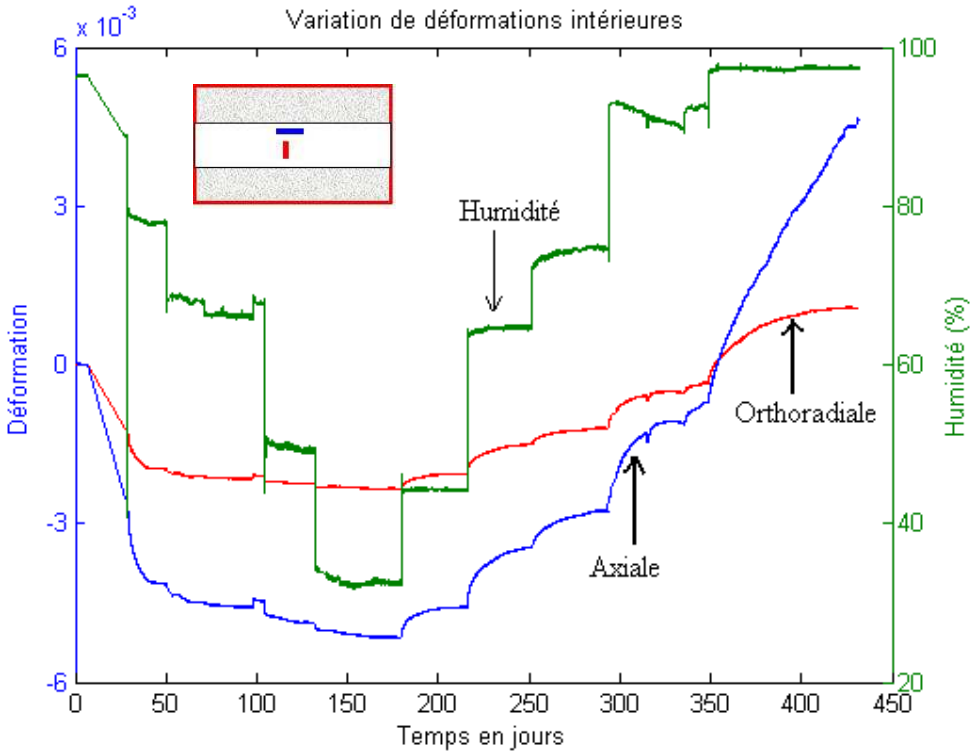


Figure 4-8 : Variation des déformations dans le trou par rapport au temps.

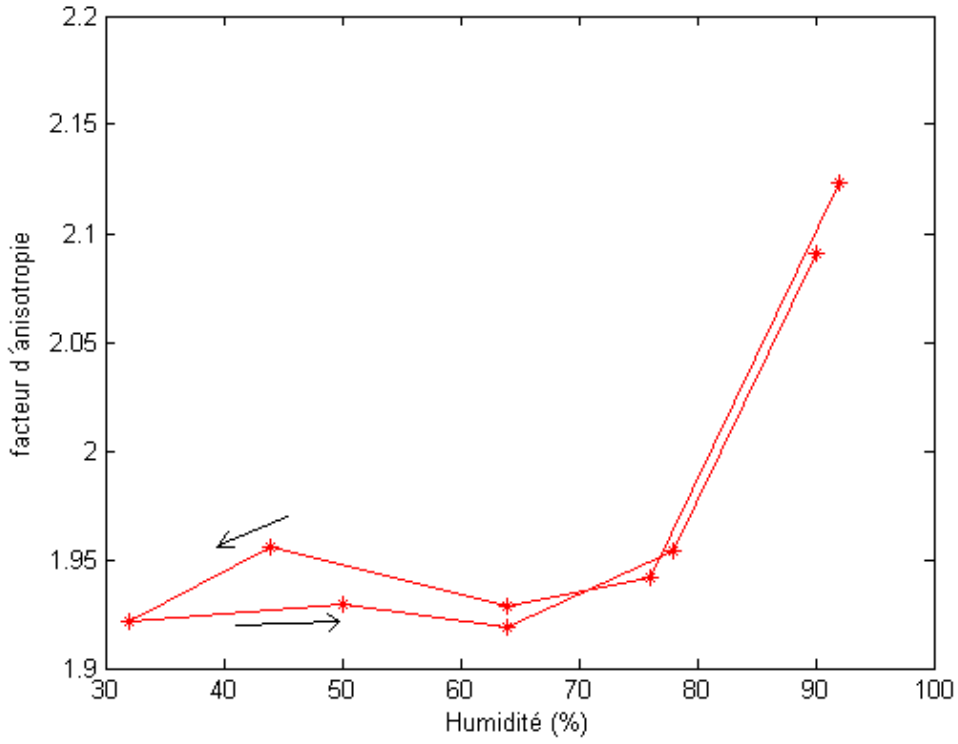


Figure 4-9 : Facteur d'anisotropie des déformations par rapport à l'humidité.

3.1.4 *Irréversibilité des variations de déformation*

On observe un phénomène d'irréversibilité dans la variation des déformations du tube au cours du cycle de désaturation – resaturation (Figures 4-10 et 4-11). Au début de la resaturation (faibles humidités), la déformation associée au gonflement est supérieure à la déformation associée au re-

trait dans le même palier d'humidité relative. A la fin de la resaturation, la déformation axiale varie beaucoup plus que lors de la désaturation dans le même palier d'humidité de 97%RH à 91% RH (Figure 4-11). Cette grande augmentation pourrait être due à la réorganisation des particules d'argile issue de phénomènes physico-chimiques complexes et aux endommagements dans l'argilite. Les déformations sont normalisées par rapport à la déformation entre 98%RH et 32%RH lors de la désaturation (Figure 4-11). Les courbes des déformations normalisées axiales et orthoradiales sont assez proches. Cela montre l'irréversibilité de déformation.

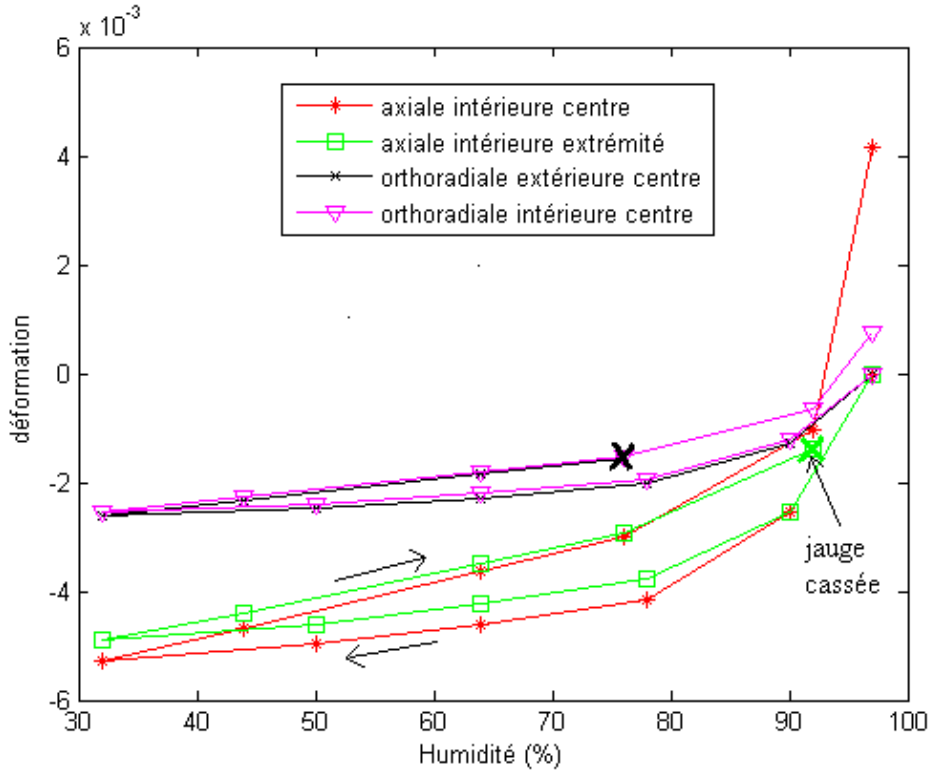


Figure 4-10 : Variation des déformations par rapport à l'humidité.

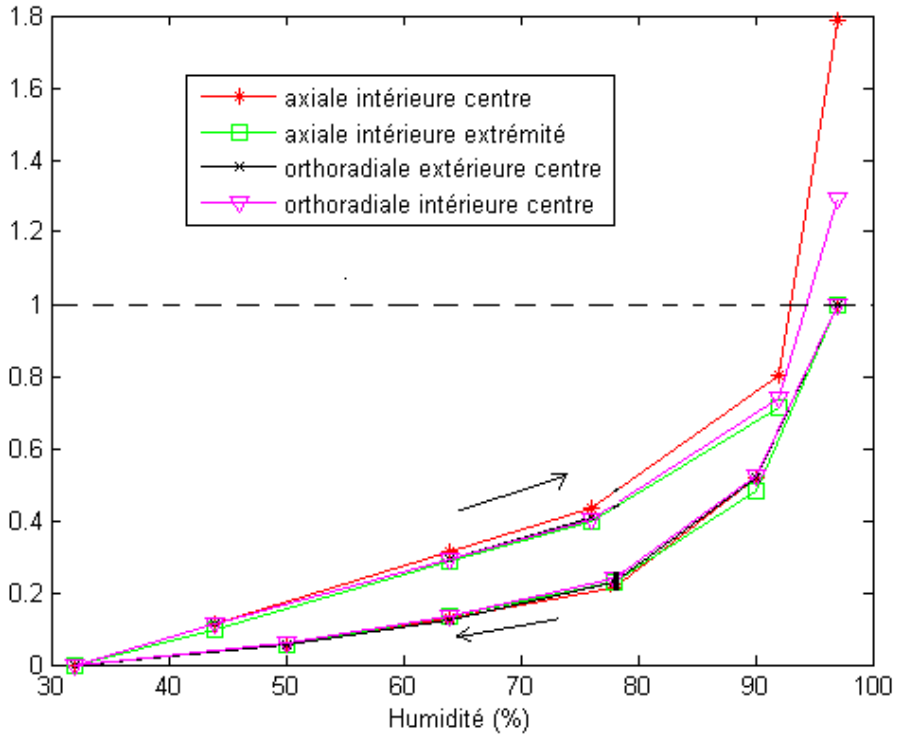
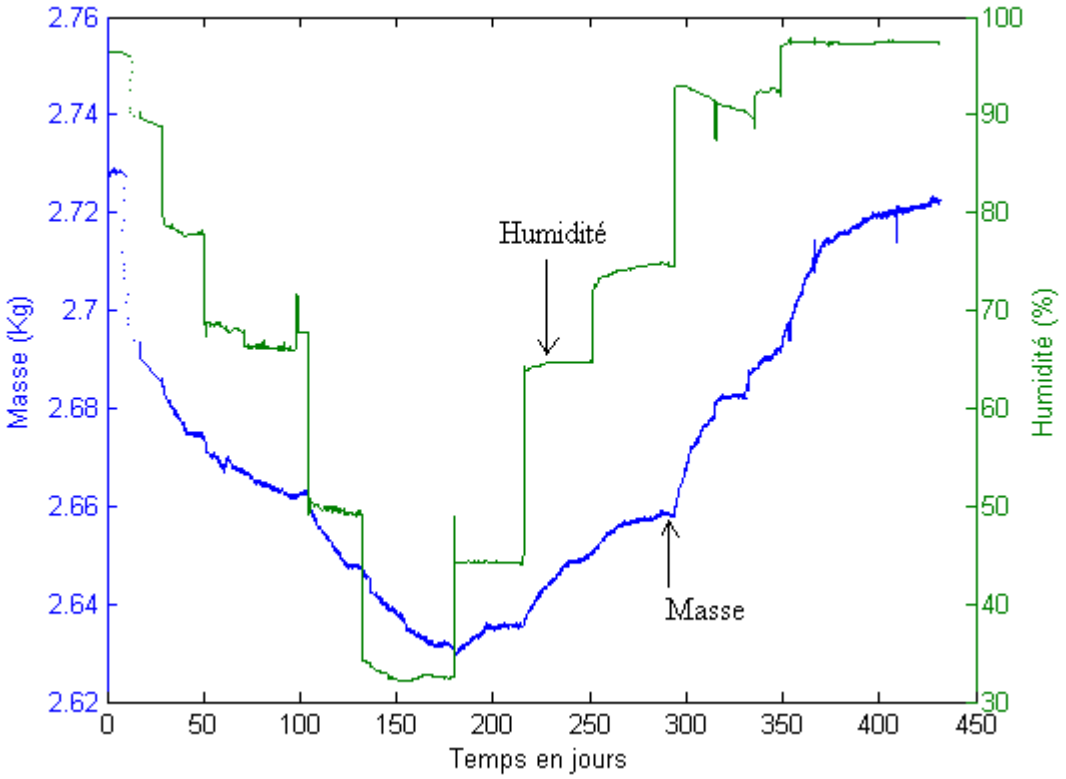
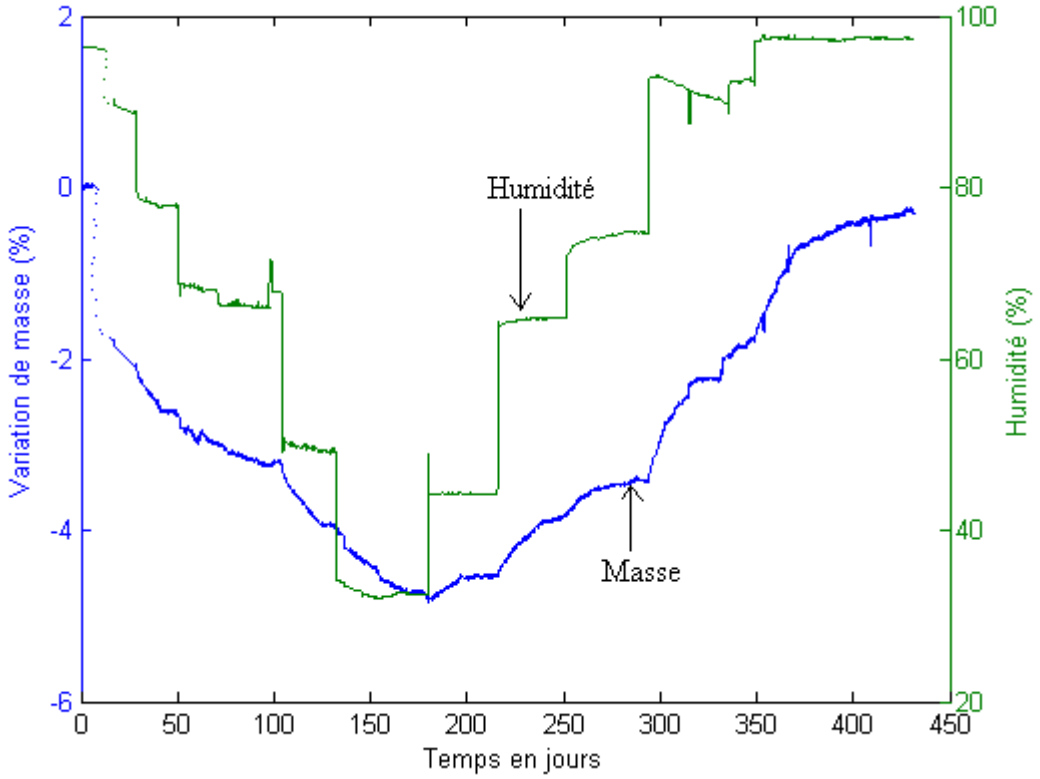


Figure 4-11 : Déformations hydriques normalisées par rapport à l'humidité.

3.1.5 *Variation de masse*



a)Variation de la masse en kg.



b)Variation de la masse en %.

Figure 4-12 : Variation de la masse par rapport au temps.

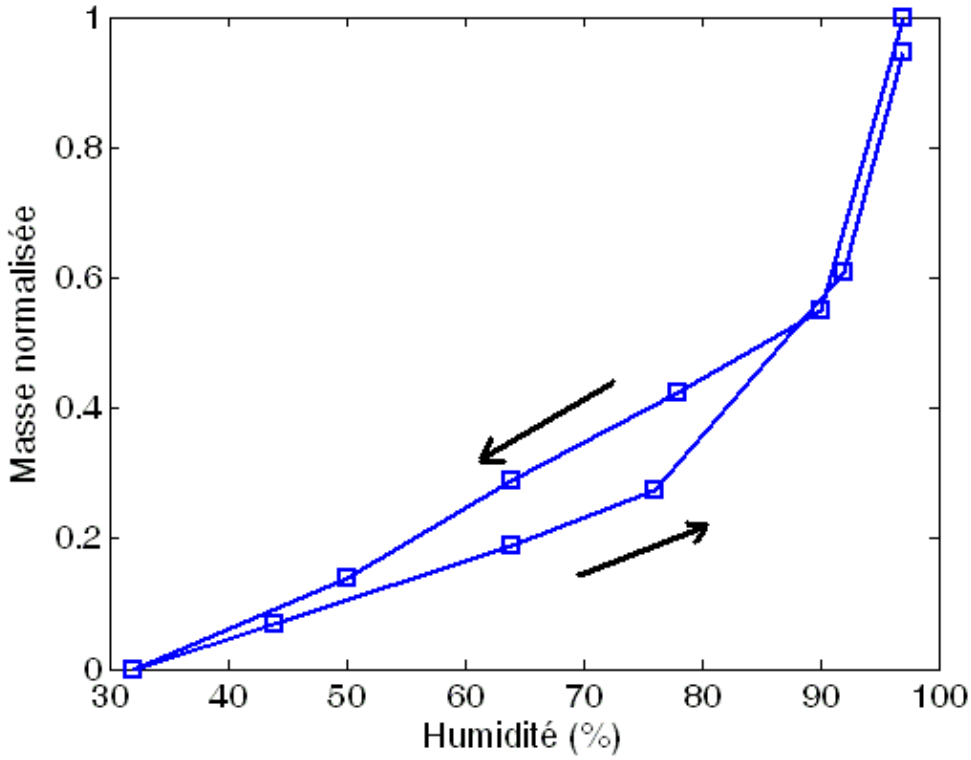


Figure 4-13 : Masse normalisée par rapport à l'humidité.

La masse varie non-linéairement par rapport à l'humidité, au cours du chargement hydrique (désaturation ou resaturation). Les variations les plus importantes ont lieu aux humidités les plus élevées (pendant la désaturation de 98% RH à 90% RH et la resaturation de 92% RH à 97% RH) (Figure 4-12).

Nous calculons la variation de la masse pour chaque palier de désaturation et de resaturation. Nous normalisons ensuite la variation de masse par rapport la variation de masse entre l'état 98%RH et l'état 32%RH. La variation de la masse du tube épais au cours de la désaturation – resaturation présente une irréversibilité (Figures 4-13). Celle-ci est inverse de celle de déformation (Figures 4-11 et 4-13). Les variations de la masse en début de la resaturation sont inférieures à celles de la désaturation pour le même palier d'humidité relative. Ce phénomène a été également observé pour d'autres matériaux : béton et ciment (Baroghel-Bouny 1994).

3.1.6 *Endommagements dus aux contraintes hydriques*

A la fin du cycle de désaturation-resaturation, nous avons sorti l'éprouvette GT de sa jaquette pour l'observation visuelle. Nous avons constaté : un réseau intense de fissures, principalement transversales, avec des réseaux secondaires axiaux, à la fois sur les surfaces interne et externe après le processus de désaturation–resaturation (Figures 4-14, 4-15 et 4-16a).

Pour ce faire, nous avons utilisé la méthode du ressuage pour détecter des petites fissures à la surface du tube épais et à l'intérieur suivant une coupe radiale (Figure 4-15).
(Le ressuage est une méthode utilisée au laboratoire pour mettre en évidence la microfissuration à la surface d'une éprouvette par vaporisation de trichloréthylène sur l'éprouvette).

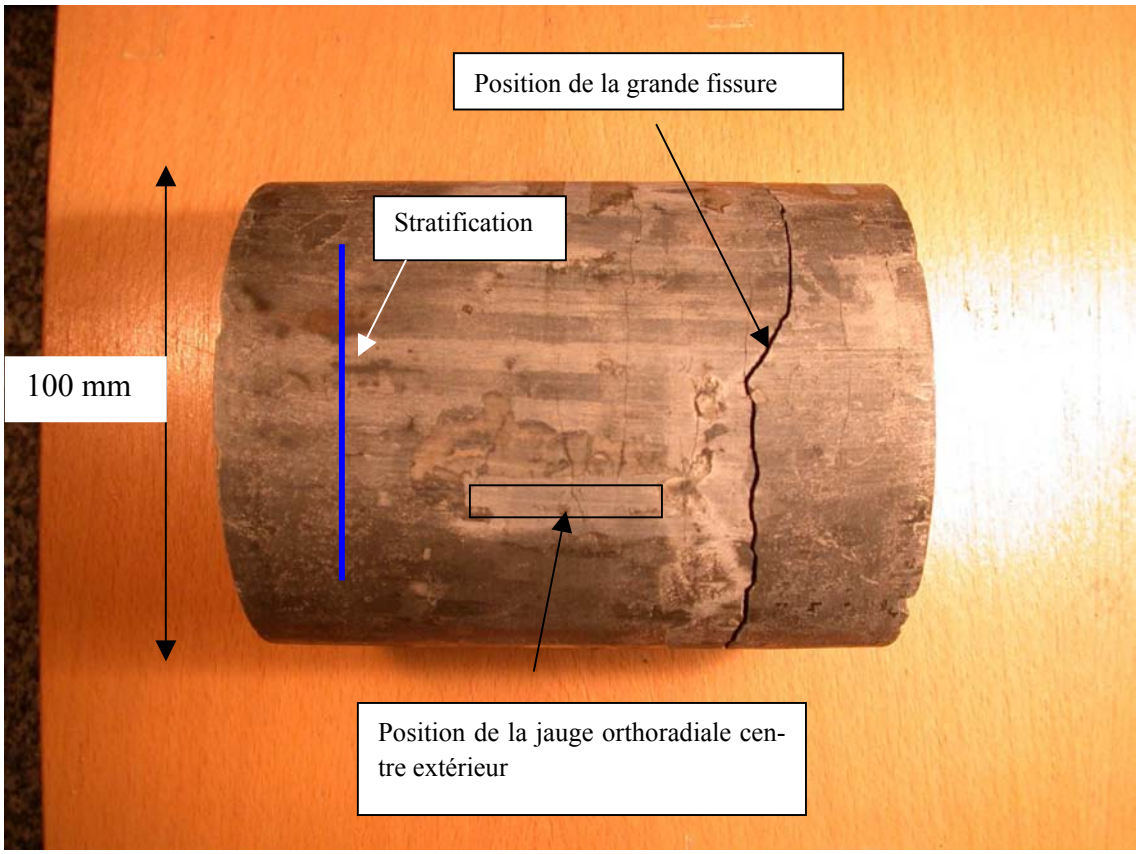


Figure 4-14 : Fissures à la surface extérieure du tube épais.

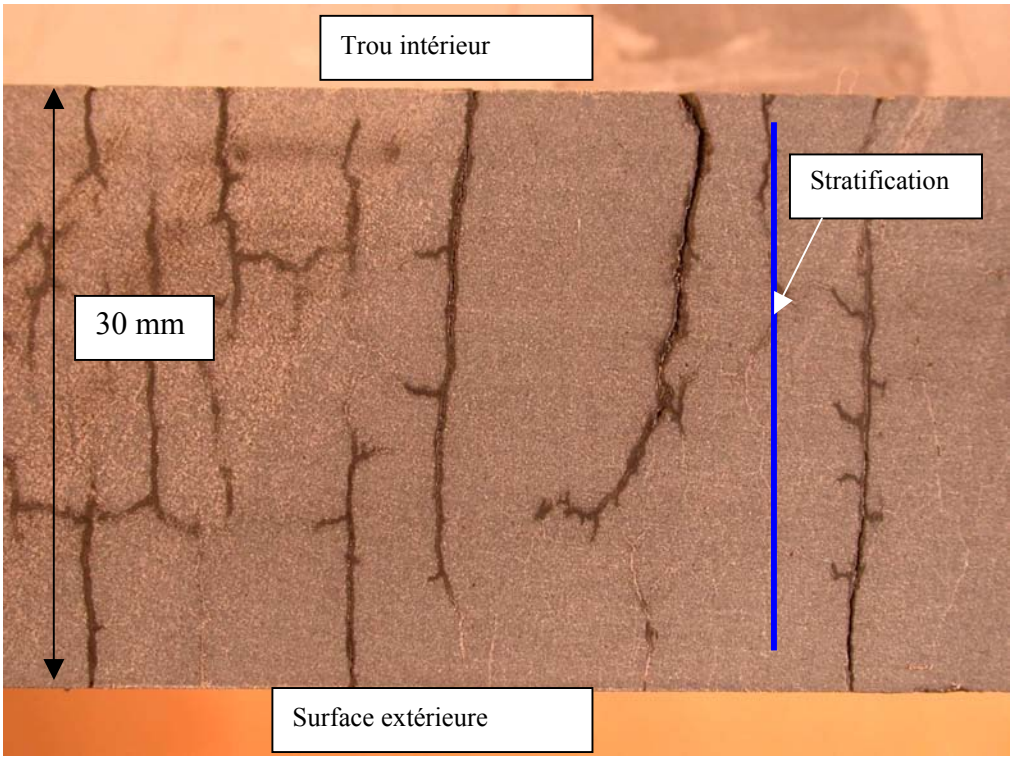


Figure 4-15 : Fissures à l'intérieur du tube épais (coupe radiale).

Des micro-fissures à l'endroit des jauges pourraient expliquer leur dysfonctionnement pendant l'essai (Figure 4-16a). Pour les jauges fonctionnant encore jusqu'à la fin de la désaturation-resaturation (orthoradiale et axiale centre dans le trou), nous n'avons pas observé à l'œil des micro-fissures par la méthode du ressuage (Figure 4-16b). On peut expliquer la grande augmentation de la déformation axiale mesurée par LVDT à la fin du processus de désaturation – resaturation par l'extension d'une grande fissure (Figure 4-14).

Nous avons pu observer la présence de pyrites et d'hydroxydes de fer sur la surface de la grande fissure (Figure 4-17). La mise en contact des argilites avec le système (eau–minéraux–air) se traduit par des transformations minéralogiques. L'oxydation des pyrites crée l'acide sulfurique qui peut réagir avec les espèces minéralogiques voisines et entraîner ainsi soit leur dissolution, soit la transformation de nouveaux produits d'altération (Wright 2001). La modification des caractéristiques chimiques du fluide et de la saturation, favorisée par les cycles de désaturation et de resaturation, forme encore des nouvelles paragenèses (hydroxydes de fer et gypse). L'oxydation des pyrites pourrait ainsi induire des endommagements. La proportion de pyrites est cependant assez faible (moins de 1%) dans l'argilite, leur distribution ainsi que les phénomènes d'oxydation sont localisés.

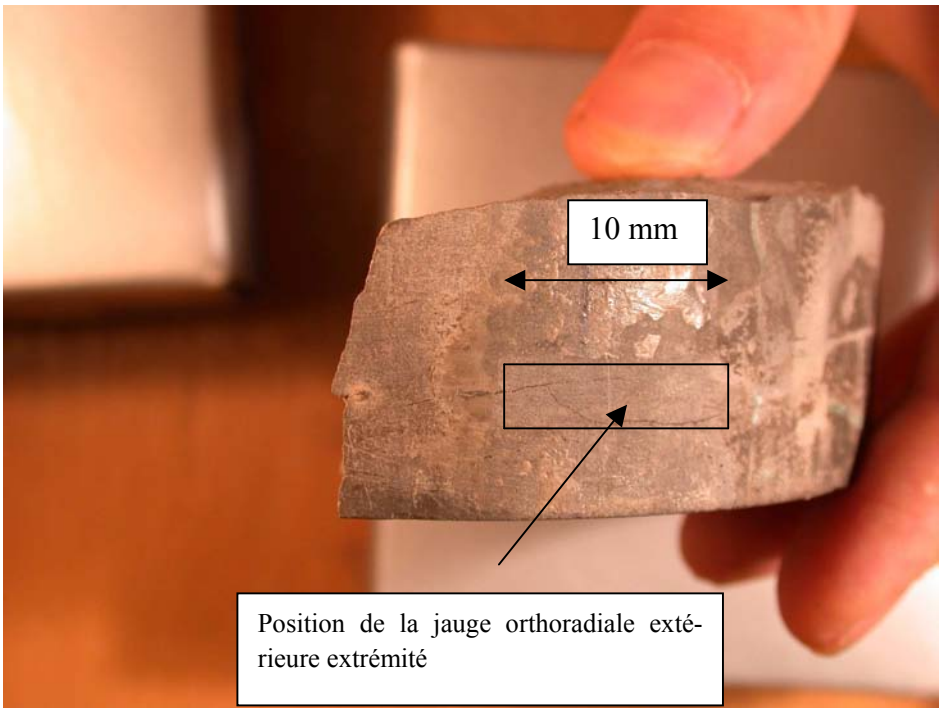


Figure 4-16a : Fissures sous la jauge orthoradiale extérieure extrémité.

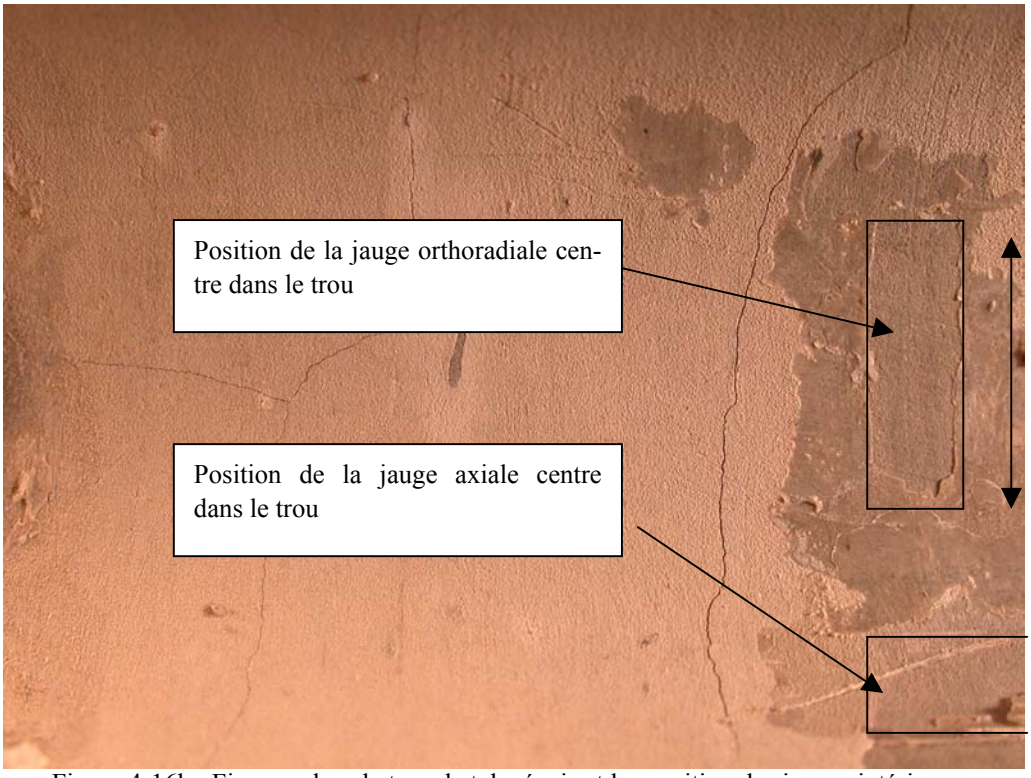


Figure 4-16b : Fissures dans le trou de tube épais et les position des jauges intérieures.



Figure 4-17 : Oxydation des pyrites dans l'argilite.

3.2 *Echantillon GT1 soumis à la désaturation*

Cet essai complémentaire se limite à un chargement hydrique simple à partir de l'état initial naturel, et l'axe du tube est ici parallèle au plan de stratification.

Afin de déterminer la valeur de l'humidité relative initiale dans GT1 et GT2 (GT1 et GT2 sont carottés dans la même cellule), nous mesurons la teneur en eau de l'argilite aux différents paliers d'humidité relative imposés (Tableau 4-1b). L'humidité relative initiale du matériau peut ainsi être estimée à 92%RH environ.

Tableau 4-1b : Teneur en eau en % (mesure sur deux coupelles des débris pour chaque RH).

Humidité	44 %RH	90%RH	état initial	99%RH
Débris GT1	2,73	5,08	5,35	6,10
Débris GT2	2,56	5,02	5,22	5,93

3.2.1 *Variation des déformations*

La variation de la déformation orthoradiale $O_{\perp}$ (perpendiculaire à la stratification) mesurée est supérieure à celle de $O_{//}$ (parallèle à la stratification) (Figure 4-18). La déformation axiale est assez proche de la déformation $O_{//}$. Cela reflète le comportement anisotrope du matériau (l'influence de la direction de stratification dans l'argilite). La déformation axiale extérieure réagit avec retard par rapport à celle à l'intérieur du trou où nous imposons directement la désaturation. Elle atteint une valeur plus élevée que celle à l'intérieur (Figure 4-19), ce phénomène a été également observé dans le tube GT.

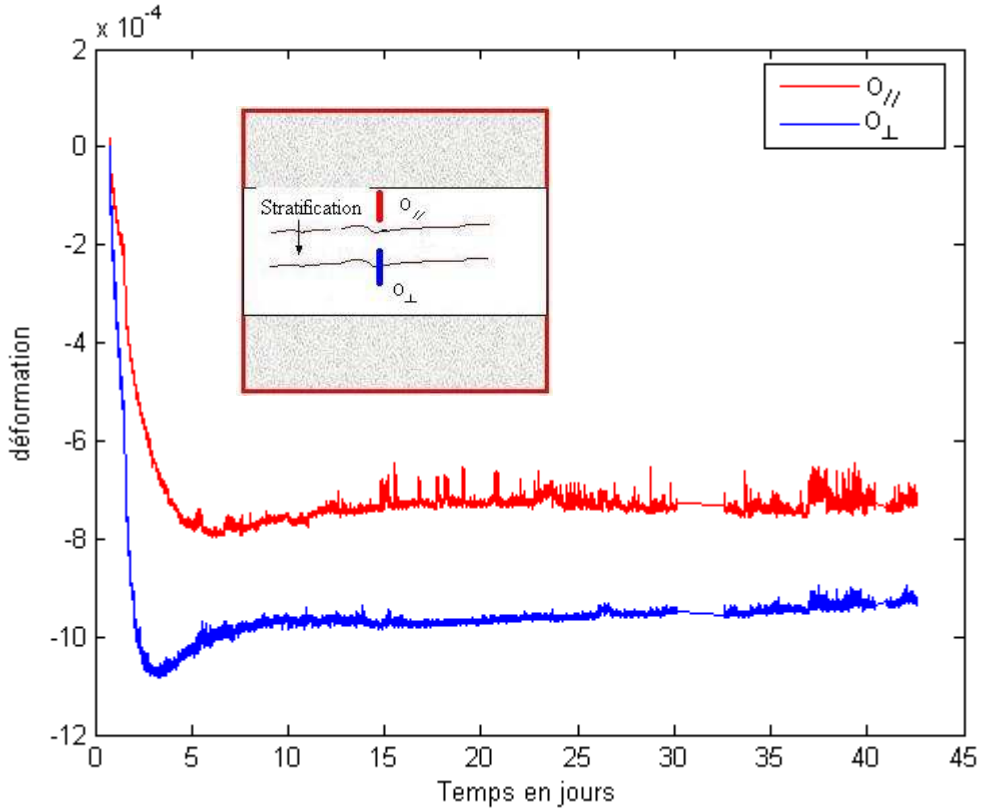


Figure 4-18 : Variation des déformations orthoradiales intérieures GT1 par rapport au temps.

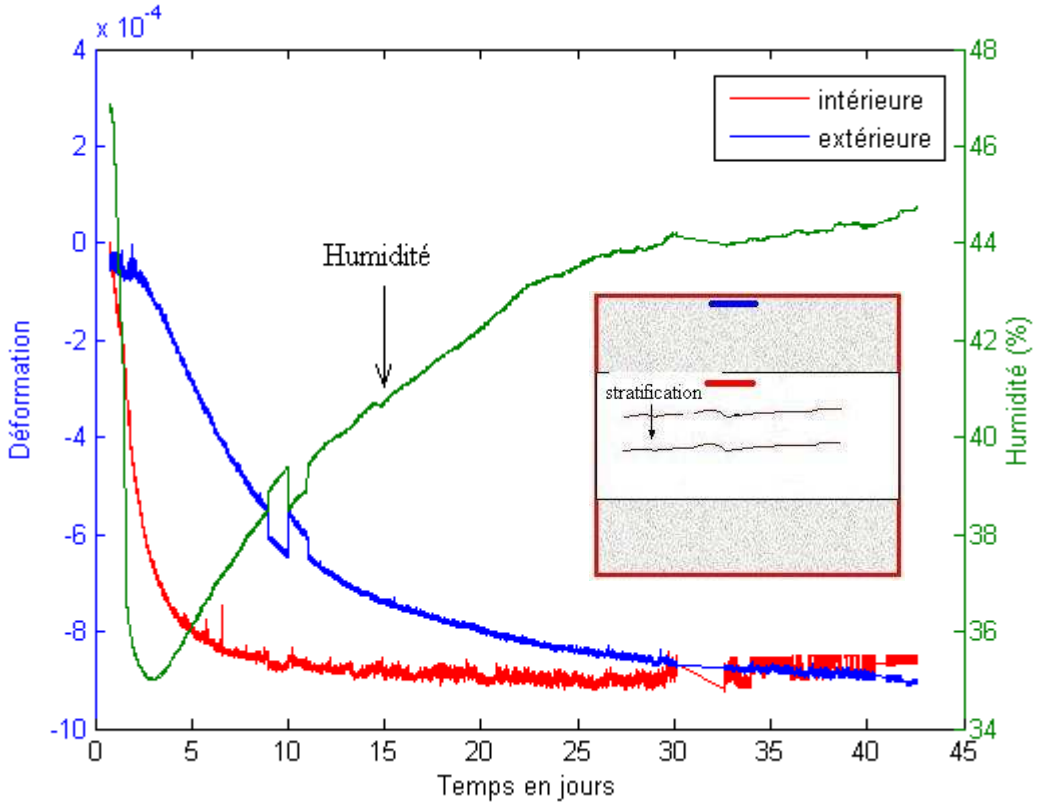


Figure 4-19 : Variation des déformations axiales GT1 par rapport au temps.

3.2.2 *Variation de masse*

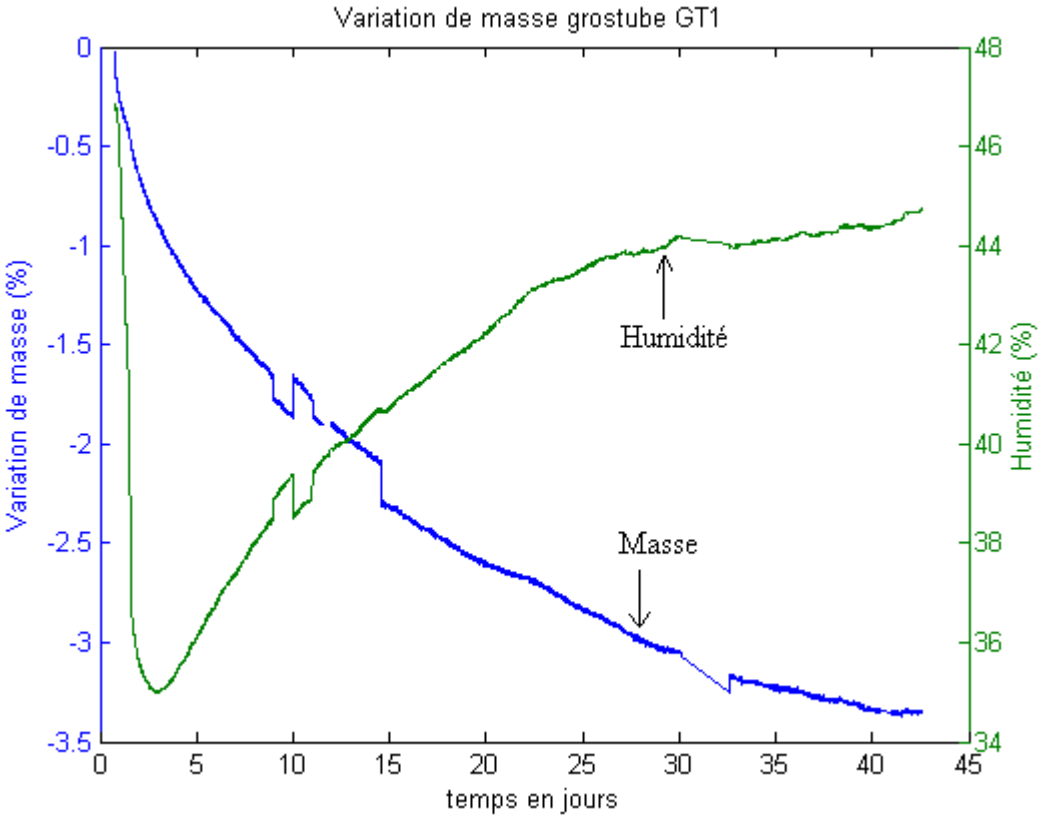


Figure 4-20 : Variation de la masse GT1 par rapport au temps.

Pendant la phase de désaturation de l'état initial à 44%RH, l'humidité diminue instantanément à 36%RH et remonte vers une valeur constante de 44%RH (Figure 4-20). La masse de l'éprouvette GT1 diminue progressivement jusqu'à l'équilibre hydrique. L'éprouvette GT1 perd environ de 3% de sa masse.

3.2.3 *Endommagements dus contraintes hydriques*

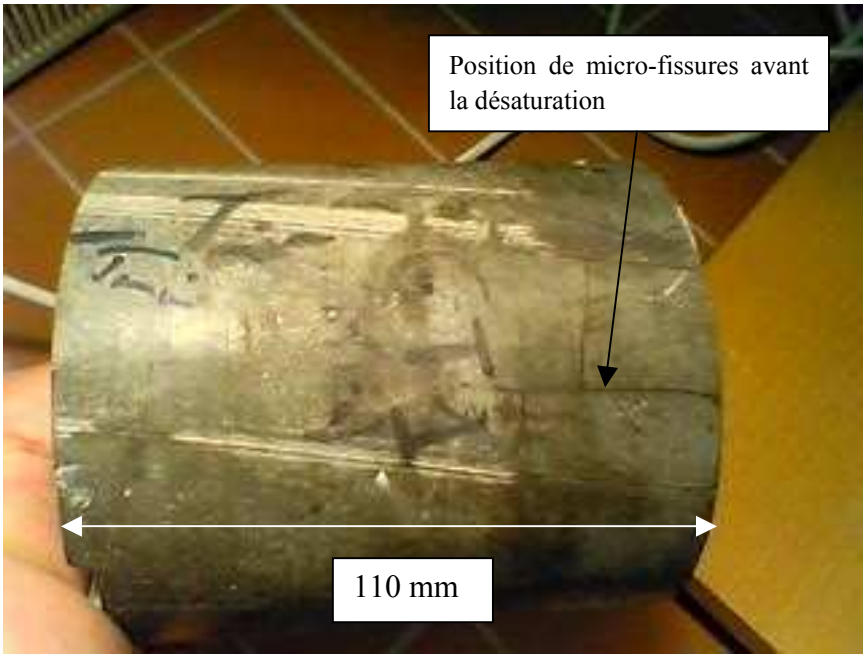


Figure 4-21a : Micro-fissures du tube épais GT1 avant la désaturation.

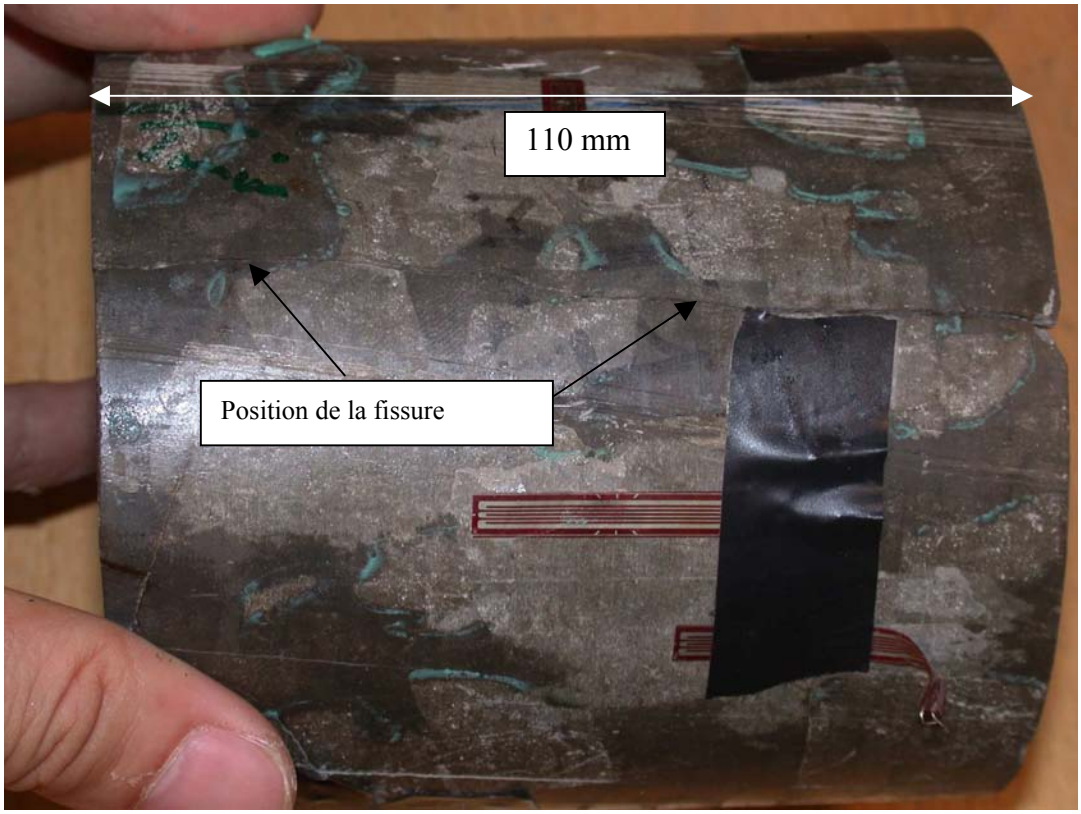


Figure 4-21b : Fissures du tube épais GT1 après la désaturation.

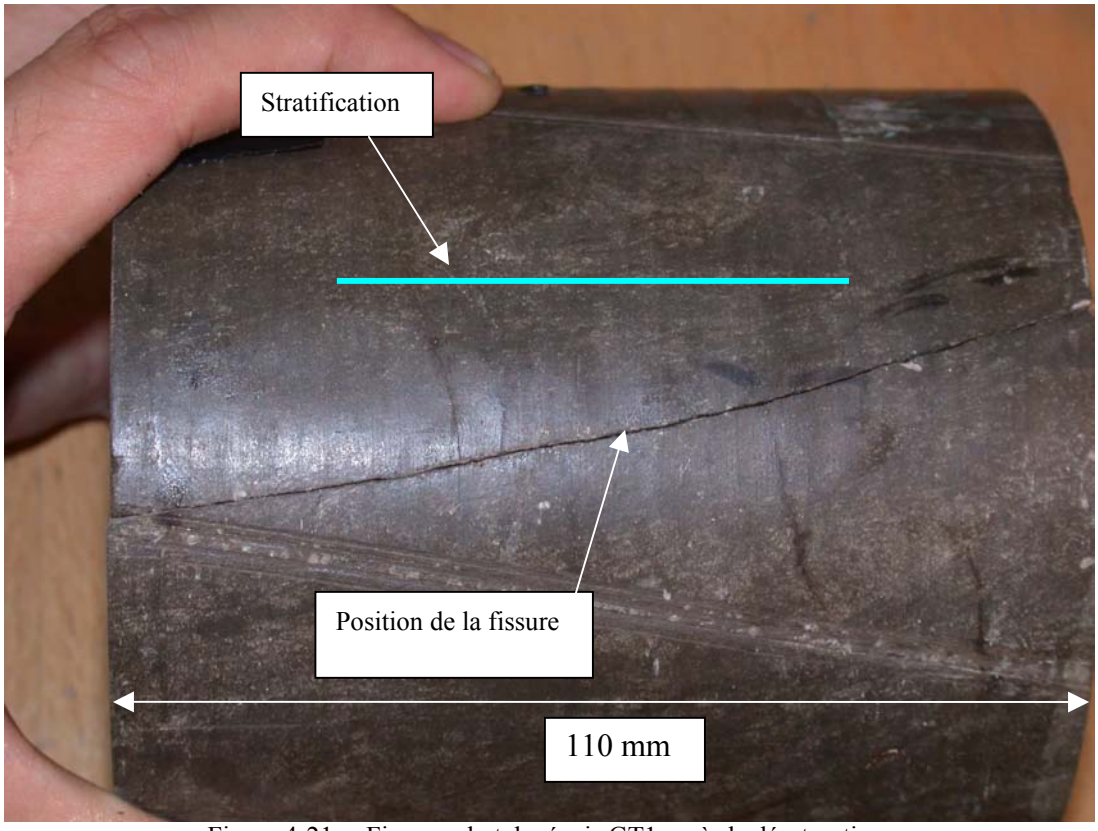


Figure 4-21c : Fissures du tube épais GT1 après la désaturation.

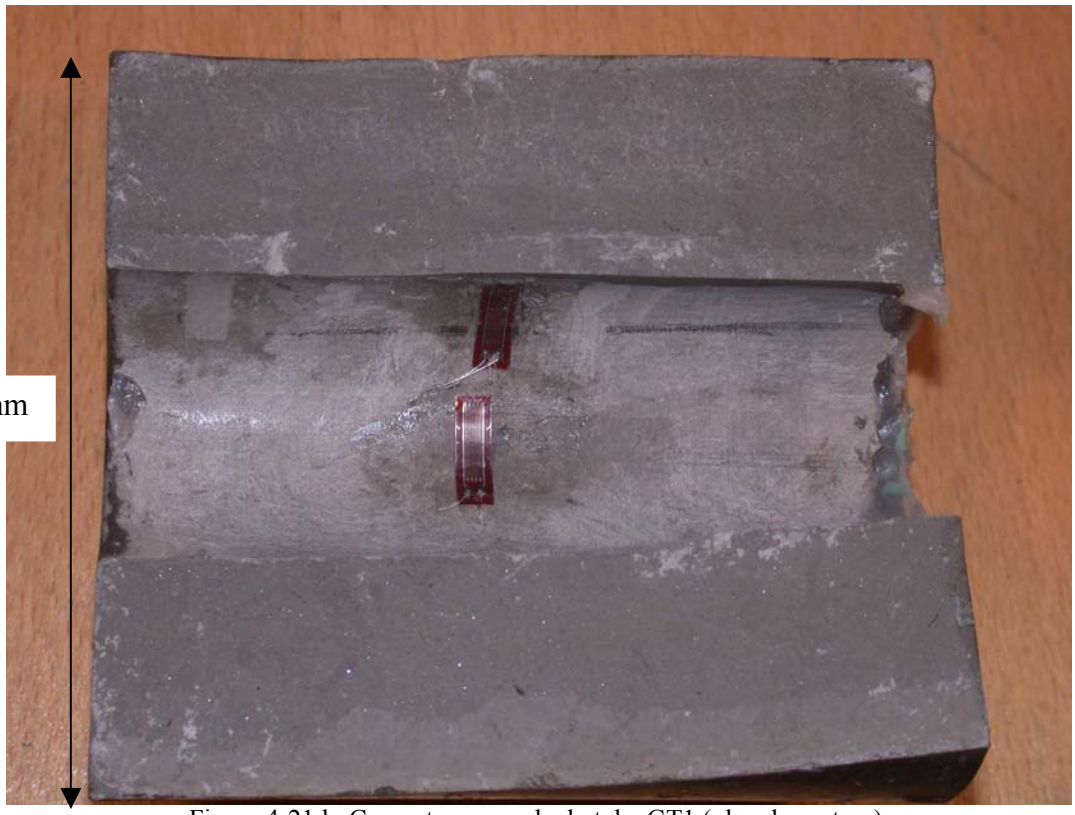


Figure 4-21d : Coupe transversale du tube GT1 (plan de rupture).

Nous avons observé des ruptures hydriques dans le tube GT1 soumis à la désaturation. Deux grandes fissures diamétralement opposées sont sensiblement parallèles à la stratification (Figures 4-21b, 4-21c et 4-21d). Ce sont des plans de faiblesse mécanique. Ces ruptures s'initieraient de l'intérieur (le trou central) et semblent rejoindre des petites micro-fissures axiales que l'on a observées à la surface extérieure avant la désaturation (Figure 4-21a). Les micro-fissures préexistantes (peut-être dues au carottage) pourraient ainsi influer sur les endommagements hydriques et dévier les plans de rupture qui s'initient à la paroi interne de GT1.

3.3 *Echantillon GT2 soumis à la resaturation*

3.3.1 *Variation des déformations*

On a observé un comportement anisotrope pendant la resaturation : la déformation orthoradiale $O_{//}$ (parallèle au plan de stratification) est inférieure à $O_{\perp}$ (perpendiculaire à la stratification) (Figure 4-22). La déformation axiale est assez proche de la déformation $O_{//}$. Le rapport des déformations ($O_{\perp}$ /$O_{//}$) du tube GT2 (égal à 1,7) est supérieur à celui du tube GT1 (égal à 1,25). La différence de ce rapport des tubes GT1 et GT2 s'explique peut-être par les positions des jauges qui ne sont pas collées exactement dans les deux sens perpendiculaire et parallèle à la stratification, et par l'hétérogénéité du matériau. Les déformations intérieures dans le trou réagissent en avance par rapport à celles à l'extérieur et atteignent une valeur plus faible que celles à l'extérieur (Figure 4-23) puisque le phénomène de transfert hydrique dans l'argilite est très lent.

La variation de la déformation $O_{\perp}$ de GT2 dans la phase de resaturation de l'état initial à 99%RH est proche de la grande variation de la déformation axiale de tube GT dans la phase de resaturation (92%RH-97%RH). Cela reflète des endommagements hydriques subis par le tube épais GT2 pendant la phase de resaturation.

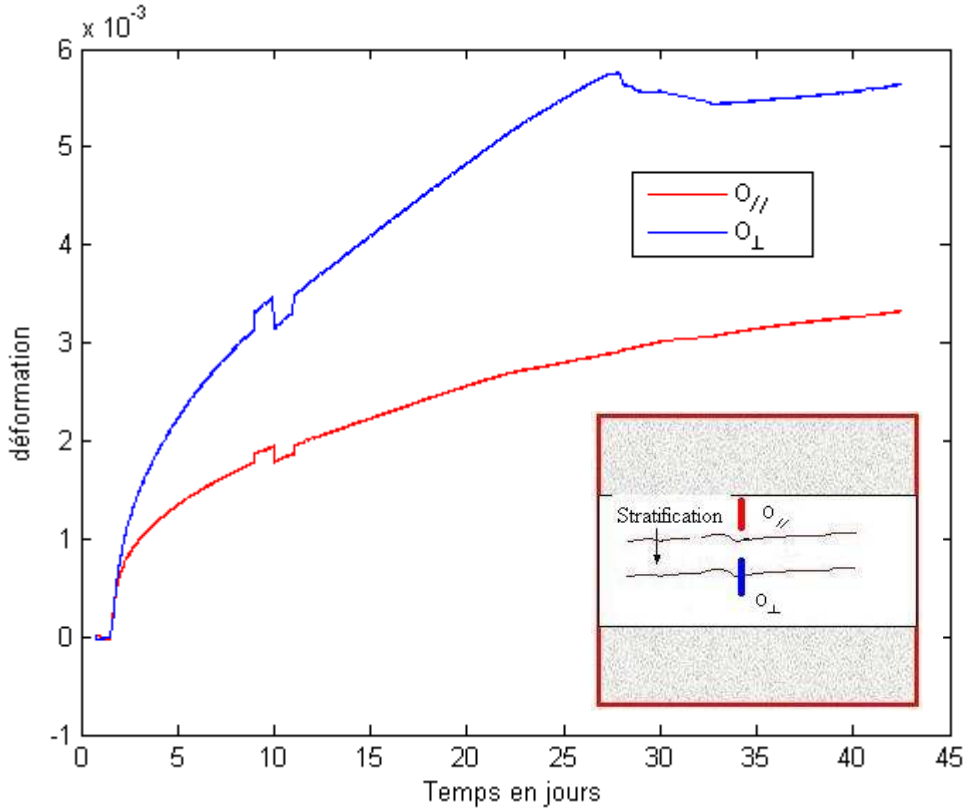


Figure 4-22 : Variation des déformations orthoradiales centres GT2 par rapport au temps.

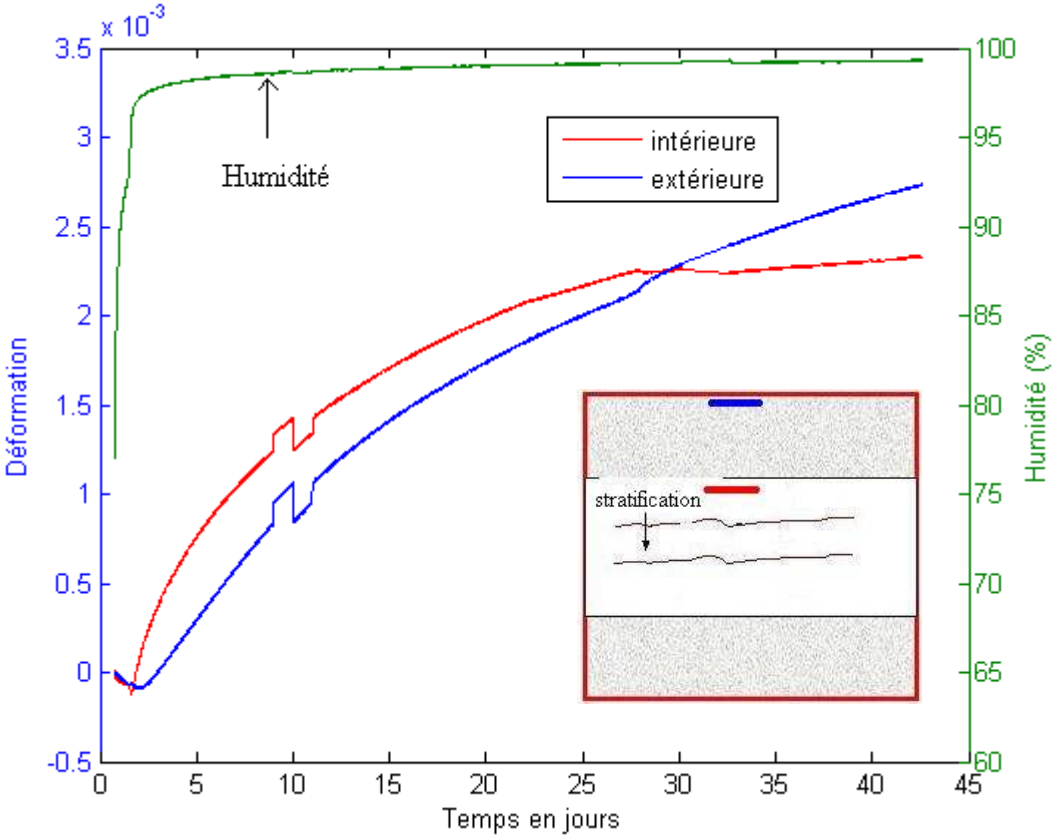


Figure 4-23 : Variation des déformations axiales GT2 par rapport au temps.

3.3.2 *Variation de masse*

Pendant la phase de resaturation de l'état initial à 99%RH, l'humidité augmente instantanément à 99%RH et reste quasiment constante (Figure 4-24). La masse du tube GT2 se stabilise après un mois. Le tube GT2 prend de 1% de la masse de l'éprouvette.

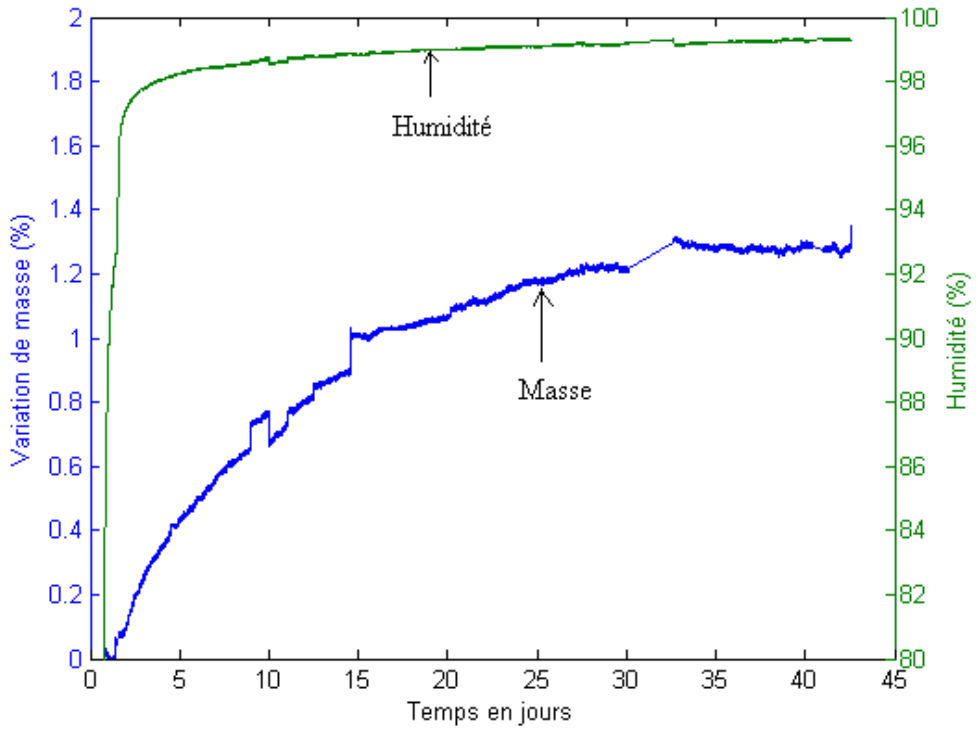


Figure 4-24 : Variation de la masse du tube épais GT2 par rapport au temps.

3.3.3 *Endommagements dus aux contraintes hydriques*



Figure 4-25a : Micro-fissures à la surface extérieure du tube épais GT2 avant la resaturation.

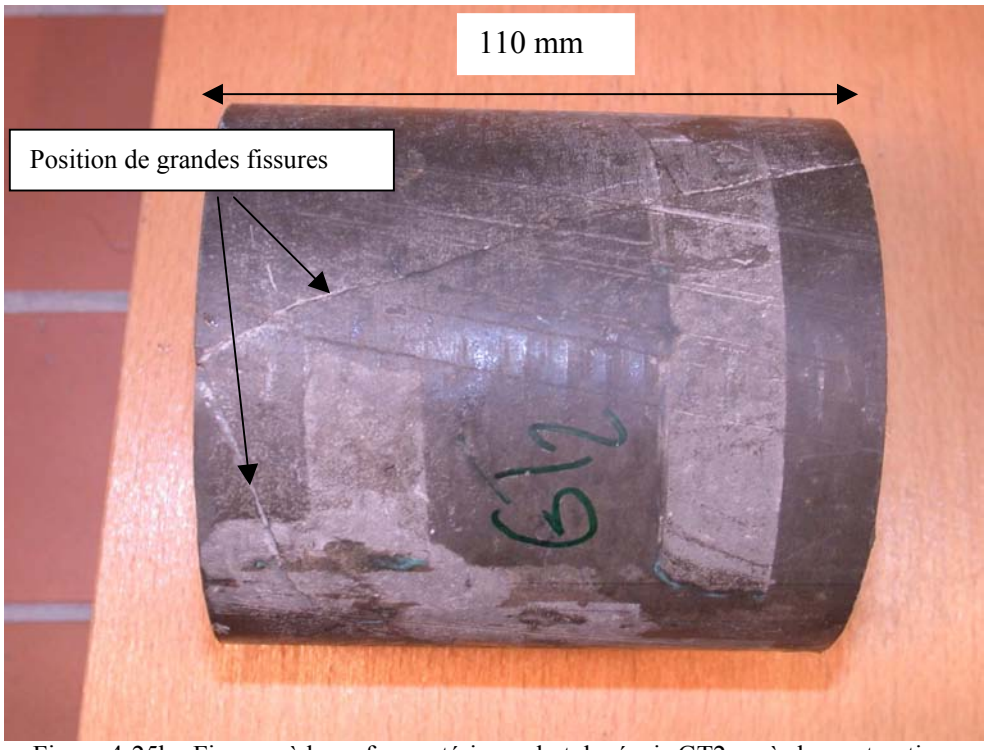


Figure 4-25b : Fissures à la surface extérieure du tube épais GT2 après la resaturation.

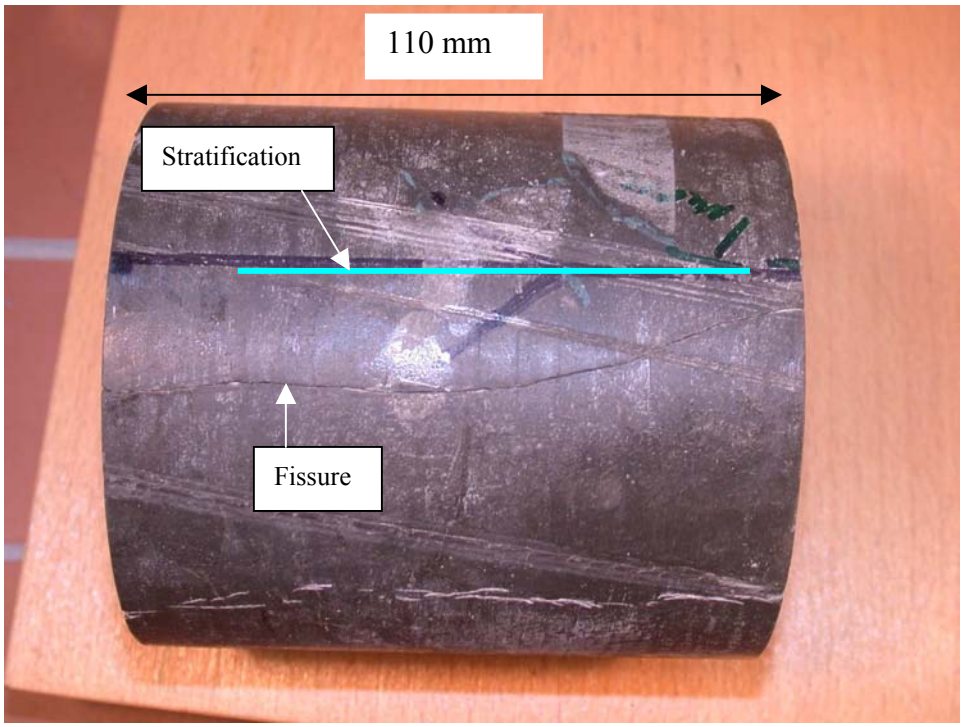


Figure 4-25c : Fissures axiales du tube GT2 après la resaturation.

Nous avons également observé des ruptures hydriques localisées dans le tube épais GT2 soumis à la resaturation (Figures 4-25b, 4-25c et 4-25d). Les plans de ruptures semblent s'initier par les micro-fissures préexistantes à partir de la surface extérieure (Figure 4-25a). Ils sont plutôt parallèles à la stratification. Par comparaison, pour les éprouvettes de faible épaisseur (plaque et tube mince), nous n'avons pas observé à l'œil des micro-fissures avant et après la resaturation, par la méthode du ressuage.

Les micro-fissures (peut-être dues au carottage) visibles à l'extérieur de GT2 peuvent initier les plans de ruptures hydriques dans l'argilite soumise à la resaturation. Par ailleurs, ces ruptures ne peuvent pas être comparées à celles de Seedsman (1993) et Schmitt et al. (1994) qui avaient attribué les endommagements dans les matériaux argileux soumis à l'immersion de l'eau, à la concentration de pression d'air dans ses pores.



Figure 4-25d : Rupture du tube épais GT2.

3.4 *Synthèse des résultats*

- Le tube GT, dont l'axe est perpendiculaire à la direction de stratification, reflète le comportement isotrope transverse du matériau :
  - les déformations orthoradiales (extérieure extrémité, extérieure centre et intérieure centre) sont quasiment égales.
  - la déformation axiale est près de deux fois supérieure à la déformation orthoradiale dans l'échantillon GT.
  - la déformation extérieure réagit avec retard par rapport à la déformation intérieure, mais toutes deux se stabilisent finalement vers la même valeur à chaque palier d'humidité relative. Ce retard traduit les incompatibilités des déformations conduisant à la formation de contraintes hydriques, susceptibles de donner lieu aux ruptures.

- Les tubes GT1 et GT2 dont l'axe est parallèle au plan de stratification, confirment le comportement anisotrope :
  - le trou central « s'ovalise », la jauge de déformation $O_{\perp}$ (perpendiculaire à la stratification) est supérieure à celle de $O_{//}$ (parallèle à la stratification)
  - le rapport (déformation $O_{\perp}$ sur déformation $O_{//}$) est différent pour chaque tube, du fait de l'erreur de position des jauges suivant les directions principales de déformation et de l'hétérogénéité du matériau.

- Les déformations du tube GT varient de façon fortement non-linéaire avec l'humidité. Elles ont lieu principalement au palier d'humidités relatives élevées de 97% RH à 76% RH (avant le point d'entrée d'air). Par ailleurs, la somme des déformations hydriques de l'état saturé (98%RH) à l'état sec (44%RH) du tube épais GT et la somme des déformations des tubes épais GT1 et GT2 sont du même ordre de grandeur. Nous avons observé un phénomène d'irréversibilité dans la variation de la déformation du tube GT au cours du cycle de désaturation – resaturation.

- La masse du tube GT varie de façon non linéaire par rapport à l'humidité au cours de la désaturation et de la resaturation. Les variations les plus importantes ont lieu aux humidités les plus élevées (76-97%RH). La variation de la masse du tube GT, au cours du cycle de désaturation–resaturation, présente une irréversibilité. Cette irréversibilité est en sens inverse de celle de la déformation.

- Aspects de la rupture
  Les chargements hydriques ont tous conduit à des ruptures sur les trois tubes épais :

- les ruptures sur GT témoignent d'une certaine progressivité dans leur développement notamment du fait de l'intensité du réseau de fissures comportement des familles fissures principales et secondaires sensiblement parallèle et perpendiculaire au plan de stratification. On peut attribuer ce fait à deux facteurs principaux: un chargement hydrique par paliers modérés d'une structure qui se fissure progressivement et l'effet du temps donnant lieu aux phénomènes physico-chimiques (oxydation des pyrites etc.).
- Les ruptures sur GT1 et GT2 sont plus franches et sont dues à un chargement hydrique plus fort. Les fissurations semblent toutes être parallèles au plan de faiblesse du matériau.

4 MODELE NUMERIQUE

Les phénomènes observés dans les tubes épais soumis à la désaturation et à la resaturation sont hydromécaniquement couplés. Un modèle poroélastique avec la non-linéarité des paramètres est mis en œuvre pour interpréter ces phénomènes. Ce modèle tient compte de l'anisotropie des déformations induites par le chargement hydrique. On admet que les paramètres élastiques sont isotropes. L'anisotropie des déformations sera reportée sur le coefficient de Biot.

4.1 *Couplage hydromécanique*

4.1.1 *Comportement poroélastique non-linéaire*

L'approche théorique retenue pour nos études est la loi de comportement poroélastique non-linéaire (Coussy 1991) reposant sur les hypothèses suivantes :

- Hypothèse de petites perturbations.
- Evolution réversible
- Grains solides incompressibles en condition isotherme
- Liquide incompressible
- Evolutions quasi statiques
- Changement de phase liquide-vapeur non dissipatif
- Vapeur et air sec assimilés à des gaz parfaits.

La loi de comportement poroélastique s'écrit :

$$d\sigma = C_0 : d\varepsilon_e - B_i dP_i$$
$$dP_i = M_{ij}(-B_j : d\varepsilon_e + \frac{dm_j}{\rho_j}) \qquad 4\text{-}1$$

σ, ε_e, P_i, m_i, ρ_i sont respectivement la contrainte, la déformation élastique, la pression partielle du fluide i, l'apport de masse du fluide i et la masse volumique du fluide i (i : liquide ou gaz).

C_0 : tenseur de rigidité des modules d'élasticité (tenseur du quatrième ordre).

B_i : tenseur des coefficients de Biot relative au fluide i (tenseur du second ordre).

M_{ij} : module de Biot entre le fluide i et le fluide j (composantes d'une matrice symétrique).

On suppose que la pression de gaz est constante et égale à la pression atmosphérique. Dans le cas isotrope, la loi de comportement peut s'écrire :

$$d\sigma = (K_0 - \frac{2}{3}G_0)tr(d\varepsilon_e)\underline{\underline{1}} + 2G_0\, d\varepsilon_e - b_l\, dP_l\, \underline{\underline{1}} \qquad 4\text{-}2$$

K_0 : module d'incompressibilité non drainé et G_0 : module de cisaillement.

P_l : pression liquide.

4.1.2 *Transfert hydrique*

Nous tenons compte de plus, de l'effet mécanique par la variation de la déformation volumique ε_e pendant la diffusion hydraulique. On établit le modèle de transfert hydrique sous une autre forme que celle du chapitre précédent avec l'inconnue P_l (la pression liquide qui relie la contrainte et la déformation dans la loi de comportement poromécanique). En combinant les équations (2-1), (2-17) et (4-1) et en négligeant la pression de vapeur, on obtient l'équation de transfert hydrique :

$$\frac{1}{M}\frac{\partial P_l}{\partial t} + b_l \frac{\partial tr\varepsilon_e}{\partial t} = div(\lambda_h grad P_l) \qquad 4\text{-}3$$

La conduction hydraulique : $\lambda_h = \frac{K}{\eta_l}$ et $\eta_l = 10^{-3}$ Pa.s (viscosité de l'eau à température ambiante). Donc, nous avons une formule simplifiée de la perméabilité intrinsèque K :

$$K = \frac{D_e}{M}\eta_l \quad \text{(M : module de Biot, et } D_e \text{ : diffusivité)} \qquad 4\text{-}4$$

4.2 *Les paramètres du modèle*

Les variations des paramètres du modèle en fonction de l'état hydrique ont été déterminées dans les essais de caractérisation. Seul le coefficient de Biot est identifié à partir des essais sur tubes épais en tenant compte du couplage HM dans les tubes épais.

4.2.1 *Module de Biot*

Nous pouvons déterminer le module de Biot M comme fonction de l'humidité relative ou du degré de saturation, grâce aux équations 2-21 et 4-1, selon la formule suivante :

$$M = \frac{1}{-\phi\frac{\partial S_l}{\partial P_c} + \frac{S_l \phi}{K_{lq}}} \qquad 4\text{-}5$$

où ϕ : porosité ; S_l : degré de saturation ; P_c : pression capillaire ; K_{lq} : module de compressibilité du liquide.

On peut calculer M en introduisant les formules de $S_l(P_c)$ déterminées dans le chapitre de transfert hydrique, dans le cas de la désaturation et de la resaturation, en supposant que la variation du volume des éprouvettes pour les essais de désaturation-resaturation est négligable. Les valeurs de M sont présentées dans le Tableau 4-2.

$$S_l = \left(1 + \left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c$$

- Cas de la désaturation : P_{cr} = 45 MPa, b = 1,5 et c = -0,38
- Cas de la resaturation : P_{cr} = 22 MPa, b = 0,95 et c = -0,38

Tableau 4-2 : Module de Biot.

	Désaturation					Resaturation			
Palier de RH(%)	98-90	90-78	78-68	68-50	50-32	32-44	44-64	64-76	92-97
RH moyenne (%)	93	84	70	59	41	38	54	70	94
M (MPa)	1500	1160	1300	1850	3100	5000	3500	2100	850

4.2.2 *Diffussivité –Perméabilité*

La diffusivité hydrique a été déterminée à partir du tube mince (Figure 2-9). La perméabilité intrinsèque est ensuite simplement déduite de la diffusivité par l'équation 4-4 (Tableau 4-3).

Tableau 4-3 : Variation de la perméabilité identifiée à partir des essais de caractérisation (tube mince).

	Désaturation					Resaturation			
Palier de RH(%)	98-90	90-76	76-64	64-44	44-32	32-44	44-64	64-76	76-94
RH moyenne (%)	94	83	70	54	38	38	54	70	85
Perméabilité 10^{-23} (m^2)	11,5	9,4	6,5	4	1,9	1,8	3,1	5,1	3,7

4.2.3 *Paramètres mécaniques*

Nous rappelons les valeurs du module de Young tirées des essais de compression uniaxiale dans le Tableau 4-4 :

Tableau 4-4 : Module de Young déterminé à partir des essais de compression uniaxiale.

	Désaturation				Resaturation		
Palier de RH (%)	98	76	44	32	44	76	98
E (MPa)	5800	8500		12000	10500	4200	

L'élasticité du matériau peut être considérée comme isotrope. En effet, le référentiel géologique donne des écarts inférieurs à 20% entre les modules d'Young extrêmes ($E_{//}/E_{\perp}$ étant environ de 1,2) ; ce fait se confirme ici avec des vitesses des ondes extrêmes dans le sens radial suivant deux directions perpendiculaires mesurées sur nos tubes GT1 et GT2, qui correspondent à des modules d'Young dynamiques extrêmes différant de moins de 20%.

Dans le cas de tube GT, nous prenons la moyenne des valeurs relatives aux deux humidités de départ et d'arrivée de la cure hydrique, pour chaque palier d'humidité (Tableau 4-5). Pour le palier 92%RH –97%RH le module de Young est extrapolé à partir des paliers précédents.

Tableau 4-5 : Module de Young linéarisé (extrapolation de valeurs mesurées).

	Désaturation					Resaturation			
Palier de RH(%)	98-90	90-78	78-68	68-50	50-32	32-44	44-64	64-76	92-97
E (MPa)	5800	7200	9000	10000	11400	11100	8500	5800	2000

Le coefficient de Poisson est considéré constant (ν=0,15) pour tous les paliers d'humidité.

4.2.4 *Coefficient de Biot*

Comme mentionné auparavant, le coefficient de Biot est identifié sur le tube GT. Il s'agit d'un coefficient moyen ou équivalent, défini pour chaque palier d'humidité. Nous avons la relation entre la variation finale des déformations mesurées et la variation de la pression liquide imposée pour chaque palier d'humidité, dans le cas isotrope transverse, selon la loi de comportement poroélastique (en coordonnées r, θ, z).

$$\begin{pmatrix} \Delta\varepsilon_{rr} \\ \Delta\varepsilon_{\theta\theta} \\ \Delta\varepsilon_{zz} \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{E_1} & \frac{-\nu_1}{E_1} & \frac{-\nu_2}{E_2} \\ \frac{-\nu_1}{E_1} & \frac{1}{E_1} & \frac{-\nu_2}{E_2} \\ \frac{-\nu_2}{E_2} & \frac{-\nu_2}{E_2} & \frac{1}{E_2} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} \Delta\sigma_{rr}+b_{l1}\Delta P_l \\ \Delta\sigma_{\theta\theta}+b_{l1}\Delta P_l \\ \Delta\sigma_{zz}+b_{l2}\Delta P_l \end{pmatrix} \qquad 4\text{-}6$$

Le coefficient de Biot équivalent est déterminé à partir des variations des déformations orthoradiales ($\varepsilon_{\theta\theta}$) et axiales mesurées ($\varepsilon_{zz}$) dans le tube épais GT pour chaque palier d'humidité relative dans le cycle de désaturation-resaturation.

Afin de déterminer le coefficient de Biot, nous admettons que l'élasticité est isotrope ($E_1 = E_2$ et $\nu_1 = \nu_2$), pour chaque palier d'humidité. Nous obtenons ensuite les valeurs du coefficient de Biot équivalent dans le Tableau 4-6 en introduisant les valeurs de E, ν, $\Delta\varepsilon$ et ΔP_l dans l'équation 4-6 pour chaque palier de désaturation et de resaturation. $\Delta\sigma$ est nulle entre deux états d'équilibre hydrique. Le coefficient de Biot b_l est anisotrope et dépend de l'humidité relative (Figure 4-26).

Tableau 4-6 : Coefficient de Biot pour le tube GT.

	Désaturation					Resaturation			
Palier de RH(%)	98-90	90-78	78-68	68-50	50-32	32-44	44-64	64-76	92-97
E (MPa)	5800	7200	9000	10000	11400	11100	8500	5800	2000
b_{l2}	0,97	0,8337	0,2964	0,1126	0,0697	0,1921	0,2102	0,1729	0,9722
b_{l1}	0,7252	0,5728	0,212	0,0708	0,0434	0,1248	0,1417	0,1259	0,5393

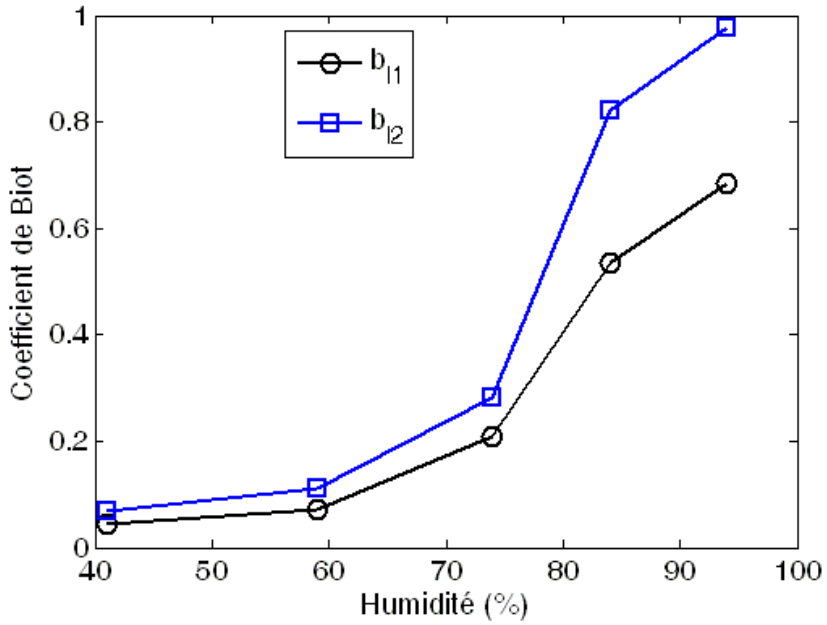


Figure 4-26 : Variation du coefficient de Biot par rapport à l'humidité pendant la désaturation.

4.3 *Résultats numériques pour le tube épais GT*

Le code ANTHYC est développé en éléments finis au G3S-LMS pour traiter un grand nombre de phénomènes thermo-hydro-mécaniques couplés en milieu poreux et ou/fracturé, avec des non-linéarités tant pour la mécanique que pour les phénomènes de transfert (Gaombalet et Su 1998). Nous l'utilisons ici pour interpréter les phénomènes de désaturation et de resaturation dans le tube épais GT.

Dans l'interprétation du tube GT, nous utilisons des calculs linéaires en prenant les valeurs moyennes des paramètres dans les intervalles d'humidité considérée. Les paramètres dans les Tableaux 4-2, 4-3, 4-5 et 4-6 sont introduits dans le calcul.

L'axe du tube épais GT est perpendiculaire à la stratification. Le schéma de calcul 2D axisymétrique est choisi pour le tube GT (Figure 4-27). Par raison de symétrie, seule une moitié de la section du tube est simulée. Le maillage contient 750 éléments rectangulaires de degré 2 (8 nœuds) et 3901 nœuds. Nous calculons la variation de l'humidité à l'intérieur du tube, la variation des déformations orthoradiales et axiales, la cinétique de masse et la variation de la contrainte à l'intérieur du tube.

Les paramètres du modèle hydromécanique (*E, M,* b_l et k_h) sont considérés constants dans chaque palier d'humidité et identifiés à partir des essais de caractérisation (essais de transfert hydrique et essais de compression uniaxiale) et des essais sur le tube épais GT.

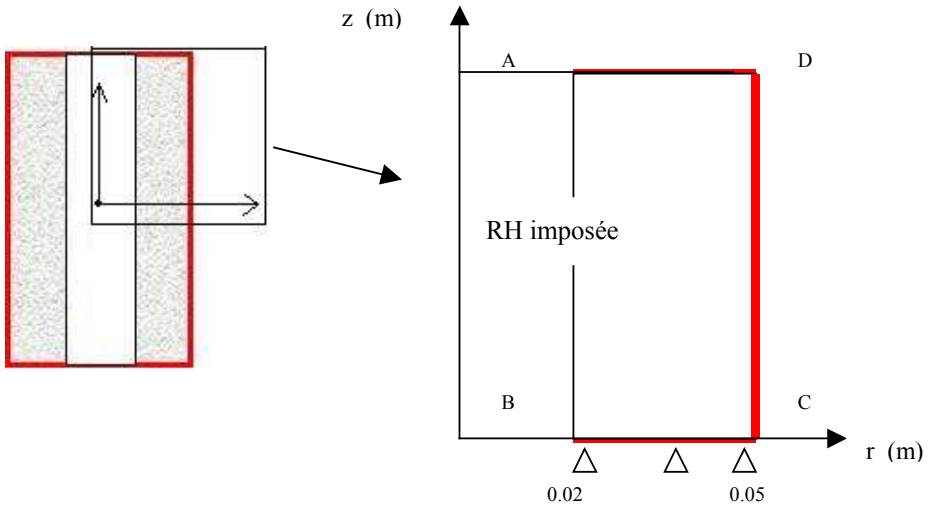


Figure 4-27 : Schéma de calcul pour le tube épais GT.

4.3.1 *Conditions initiales et conditions aux limites*

4.3.1.1 Conditions hydriques

(a) Conditions initiales

Au début de chaque palier d'hygrométrie, le matériau est en stabilité hydrique : $P_l = P_{ini}$

(b) Conditions aux limites

Les conditions aux limites sont choisies de façon à restituer l'état hydrique de la ventilation dans les tunnels.

- L'humidité est imposée dans le côté AB (r = 0,02 m) : $P_l = P_{impo}$
- Côtés BC (l'axe symétrie) : $\dfrac{\partial P_l}{\partial t} = 0$,
- Conditions aux limites aux côtés CD et DA :

  Ces côtés sont hydriquement protégés par la jaquette, on a $\dfrac{\partial P_l}{\partial t} = 0$

Les valeurs de P_{impo} et P_{ini} correspondent respectivement aux valeurs d'humidité relative imposées et initiales pour chaque palier d'humidité (Tableau 4-7).

$$P_l = P_a - P_c \approx \frac{RT\rho_l}{M_w} \ln HR \qquad (P_a << P_l)$$

(ρ_w : masse spécifique de l'eau ; R : constante des gaz parfaits et M_v : masse molaire de l'eau)

Tableau 4-7 : Pression liquide imposée.

Humidité	98%RH	90%RH	78%RH	68%RH	50% RH	44%RH	32%RH
P_l (MPa)	-2,73	-14,25	-33,61	-52,17	-93,76	-111,06	-154,13

4.3.1.2 Conditions mécaniques

- Le déplacement est bloqué verticalement dans le côté BC (l'axe de symétrie).

  Côté BC : $U_v = 0$

- La contrainte appliquée sur tous les autre côtés est nulle.

4.3.2 *Résultats numériques*

Nous présentons dans les parties suivantes les résultats de calculs numériques et les comparaisons avec les résultats expérimentaux.

4.3.2.1 Palier 90 % RH-78 % RH

D'abord, dans le palier 90%RH-78%RH, on utilise les valeurs de perméabilité identifiées à partir des essais de caractérisation (plaque mince et tube mince) pour interpréter les résultats expérimentaux du tubes épais.

La résolution numérique nous donne la variation de P_l. Puis, m_l est calculé de P_l à partir de des équations 1-7, 1-9a. En intégrant m_l dans l'ensemble du volume du tube épais (équation 1-9b), nous obtenons la variation de la masse par rapport au temps.

Avec la perméabilité de $K=0{,}94\times10^{-22}$ m^2 introduite dans le calcul, le tube épais se désature très lentement (la masse et la déformation varient très lentement par rapport aux résultats expérimentaux dans les Figures 4-28 et 4-29).

Le problème de l'étanchéité à la surface extérieure par la couche silastène est testé et assuré, la perméabilité de l'argilite dans le tube épais a donc peut-être augmenté. Nous devons identifier ensuite la diffusivité et la perméabilité à partir du tube épais GT.

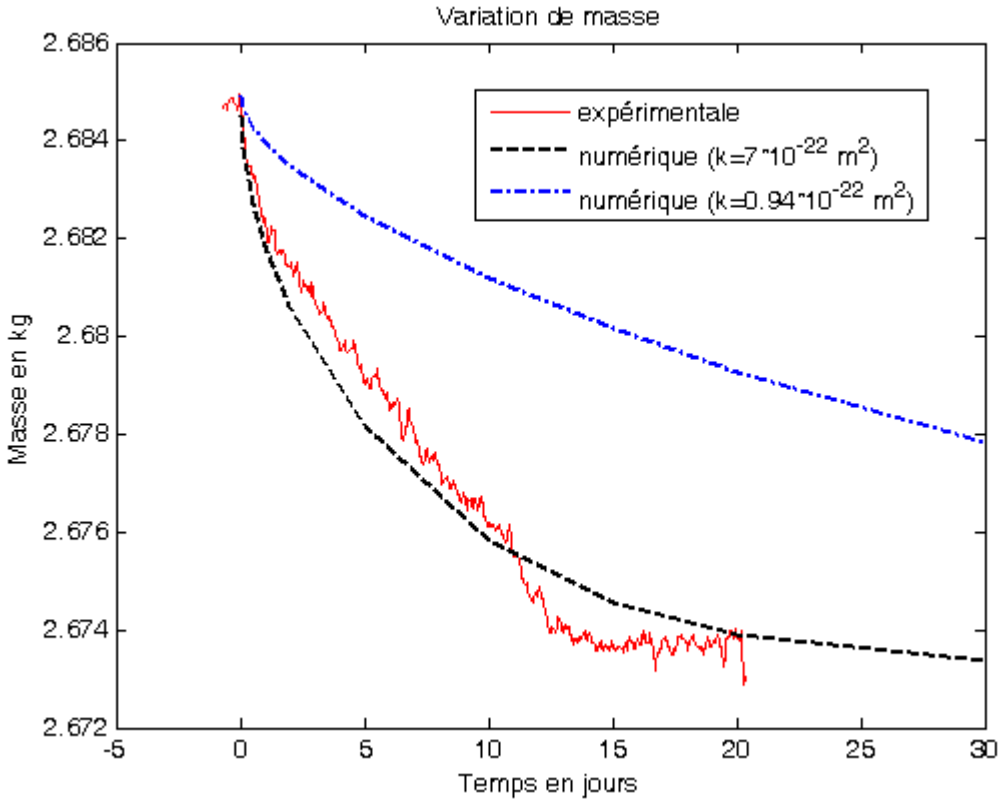


Figure 4-28 : Variation de la masse par rapport au temps (90 %RH–78 %RH).

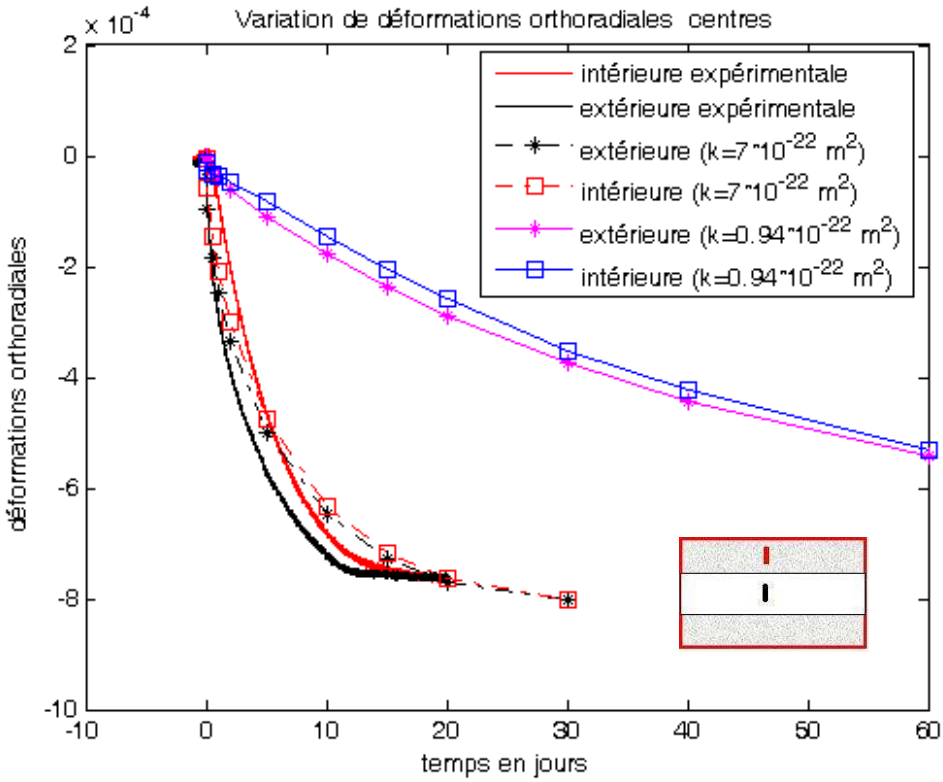


Figure 4-29 : Variation de la déformation orthoradiale par rapport au temps (90 %RH–78 %RH).

Pour le tube épais GT, nous utilisons la même méthode que pour la plaque et le tube mince (essais de caractérisation) pour identifier la diffusivité hydrique à partir de la courbe d'évolution de masse. La diffusion dans ce tube est considérée radiale.

Une formule simple est établie pour déterminer D_e pour $\frac{b}{a}$=2,5 (le rayon extérieur *b* est de 0,05 m ; le rayon intérieur *a* est de 0,02 m) :

$$D_e = k_d \frac{(b-a)^2}{t_\alpha}$$

La détermination de k_d est identique à celle du facteur A(α) pour la plaque mince et par la courbe ($\frac{M_t}{M_\infty}$, $D_e.t/(a-b)^2$) tracée grâce au calcul réalisé par le logiciel MATLAB.

Dans le cas $\frac{M_t}{M_\infty}$=0,5 nous obtenons k_d = 0,3403. La perméabilité est ensuite déduite de la diffusivité hydrique par l'équation 4-4. Les valeurs de diffusivité hydrique identifiée à partir des courbes de variation de la masse de tube épais GT et celles de la perméabilité sont présentées dans le Tableau 4-8.

Tableau 4-8 : Variation de la diffusivité hydrique et la perméabilité identifiées à partir du tube épais GT.

	Désaturation					Resaturation			
Palier de RH(%)	98-90	90-78	78-68	68-50	50-32	32-44	44-64	64-76	92-97
Diffusivité 10^{-10} (m^2/s)		8,1	5,9	4,6	3,4	6,5	7	7,3	1,7
Perméabilité 10^{-22} (m^2)		7	4,5	2,5	1,1	1,3	2	3,5	2

Nous avons obtenu la valeur de perméabilité K=7x10^{-22} m^2 pour le tube épais, pour le palier de 90%RH – 78% RH. Les calculs numériques présentent correctement les amplitudes de la masse et des déformations pour le palier de 90%RH – 78% RH, avec la perméabilité de K=7x10^{-22} m^2 introduite dans le calcul (Figures 4-28 et 4-29). La perméabilité du tube épais GT est supérieure à celle du tube mince dès le début de la phase de désaturation. Cela pourrait être expliqué par des fissures engendrées par la resaturation de l'état initial à l'état saturé (98%RH) comme nous avons observé dans le tube GT2. Par contre, nous n'avons pas observé à l'œil des fissures dans les petits échantillons (plaque mince et tube mince), par la méthode du ressuage. Les fissures engendrées par la resaturation ou la désaturation peuvent augmenter donc la perméabilité dans le matériau.

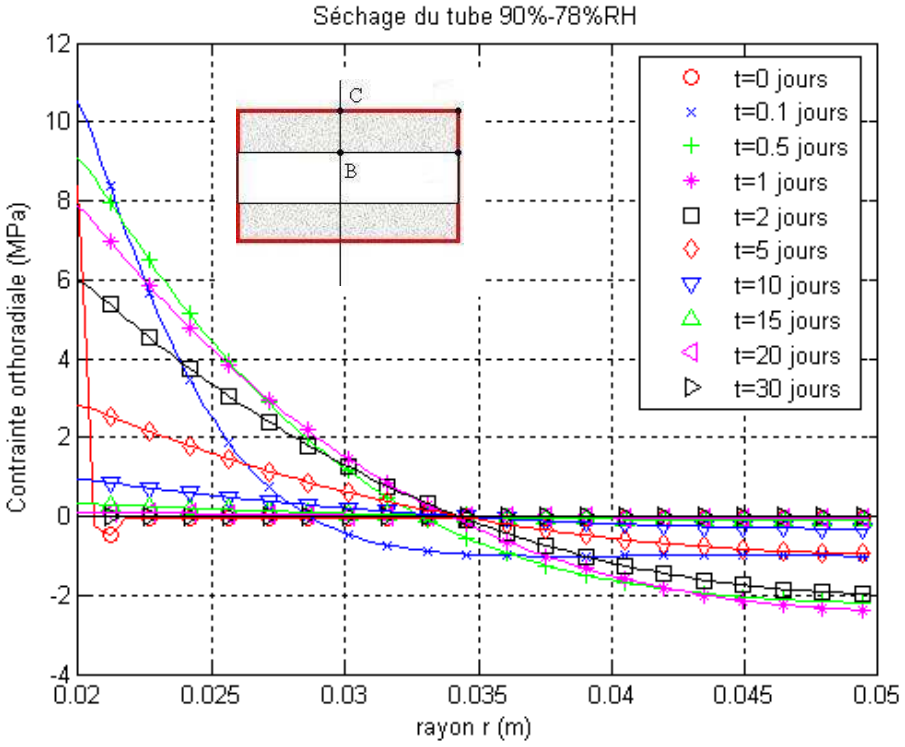


Figure 4-30a : Variation de la contrainte axiale par rapport au rayon (coupe BC).

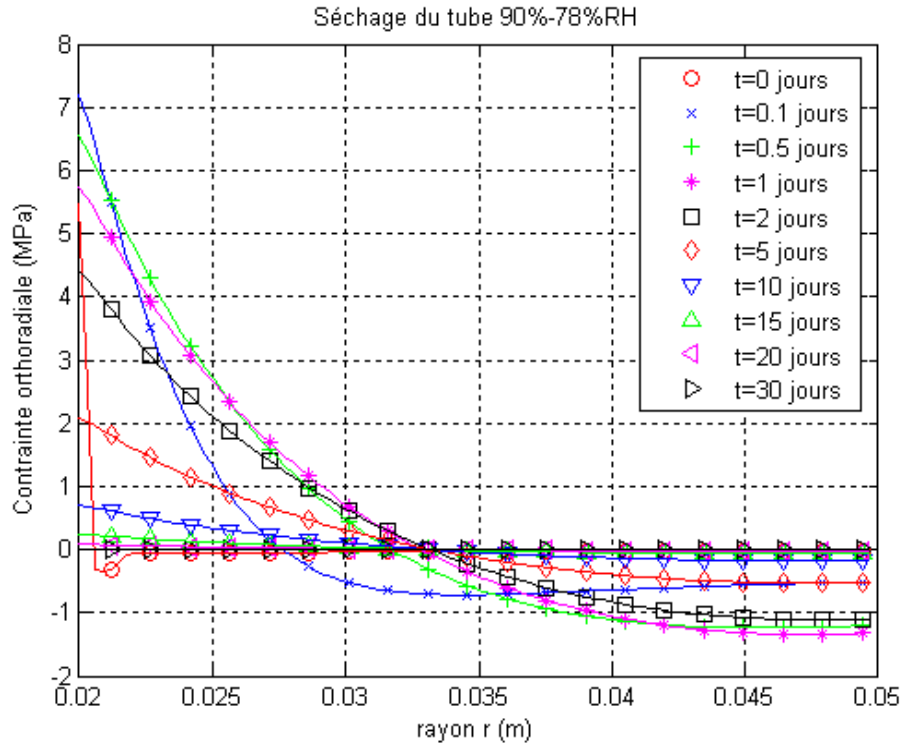


Figure 4-30b : Variation de la contrainte orthoradiale par rapport au rayon (coupe BC).

Nous utilisons la valeur de perméabilité identifiée à partir du tube épais pour calculer la variation de la contrainte dans le tube épais GT. Nous obtenons une contrainte maximale de 10 MPa en traction à la surface du trou de tube épais. La contrainte axiale est légèrement supérieure à la contrainte orthoradiale (Figures 4-30a et 4-30b). Cette valeur est largement supérieure à la résistance mesurée de 3,7 MPa par des essais de traction indirecte (Gasc-Barbier 2002). Il y a donc une possibilité de rupture en traction.

Pour les autres paliers d'humidité, nous réalisons des calculs avec les valeurs de perméabilité identifiées à partir du tube épais (Tableau 4-8). Dans les Figures 4-31 à 4- 42, nous présentons des résultats numériques de tube épais GT soumis à la phase de désaturation et de resaturation (variations des déformations, de la masse et des contraintes dans l'éprouvette pour deux paliers d'humidité représentatifs, pour chaque phase de désaturation et de resaturation).

4.3.2.2 Palier 50%RH-32% RH

(1) Variation de la déformation axiale

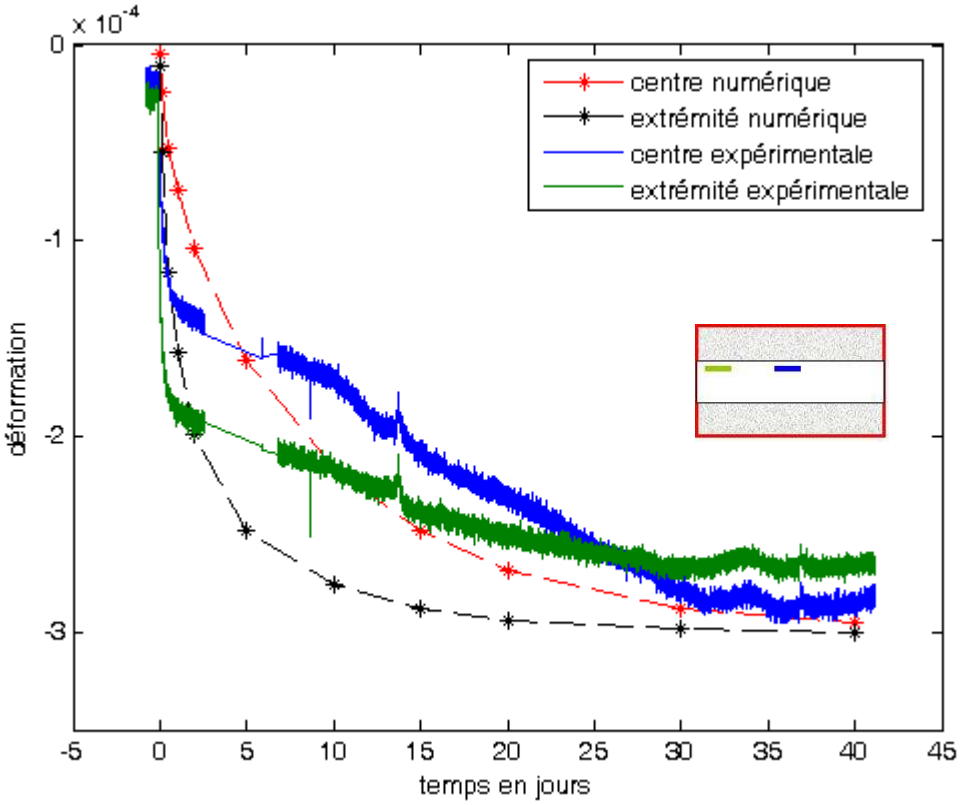


Figure 4-31 : Variation de la déformation axiale par rapport au temps (50 %RH–32 %RH).

(2) Variation de la déformation orthoradiale

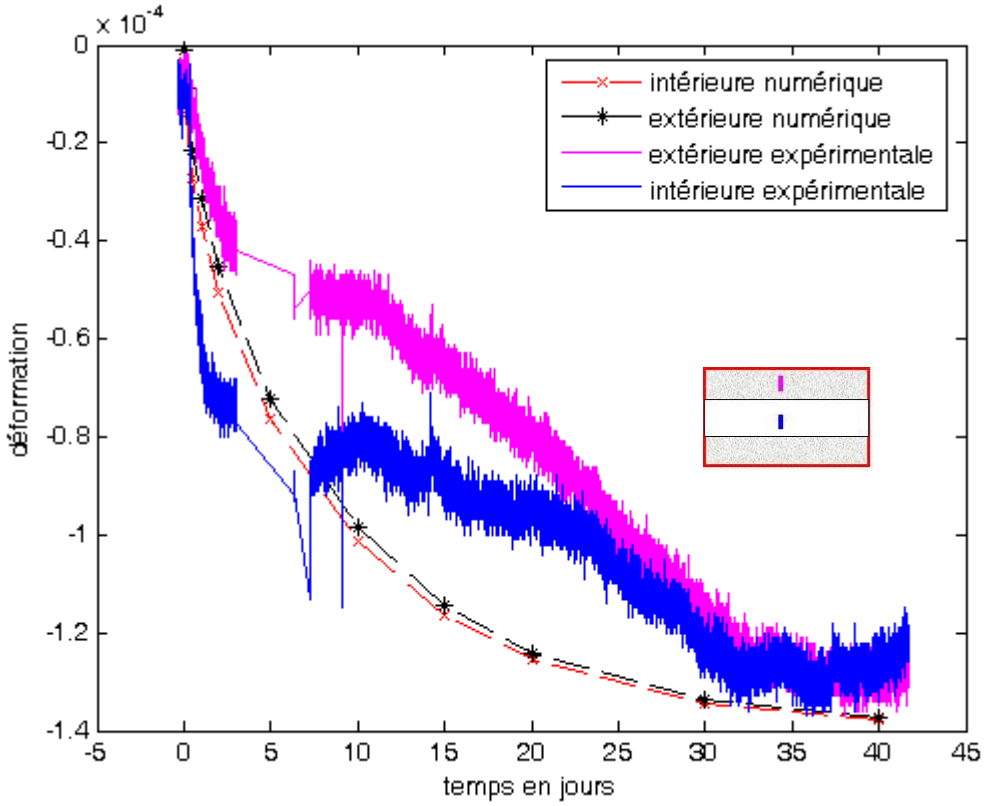


Figure 4-32 : Variation de la déformation orthoradiale par rapport au temps (50 %RH–32 %RH).

(3) Cinétique de masse

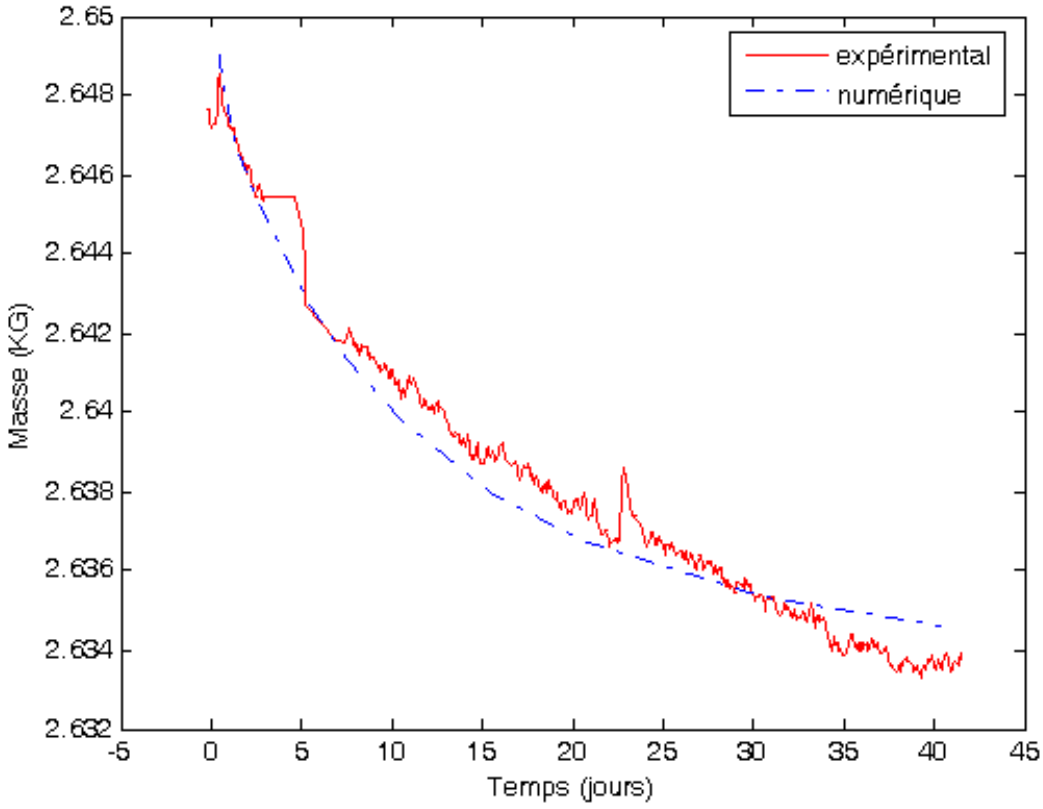


Figure 4-33 : Variation de la masse par rapport au temps (50 %RH–32 %RH).

(4) Variation de la contrainte axiale

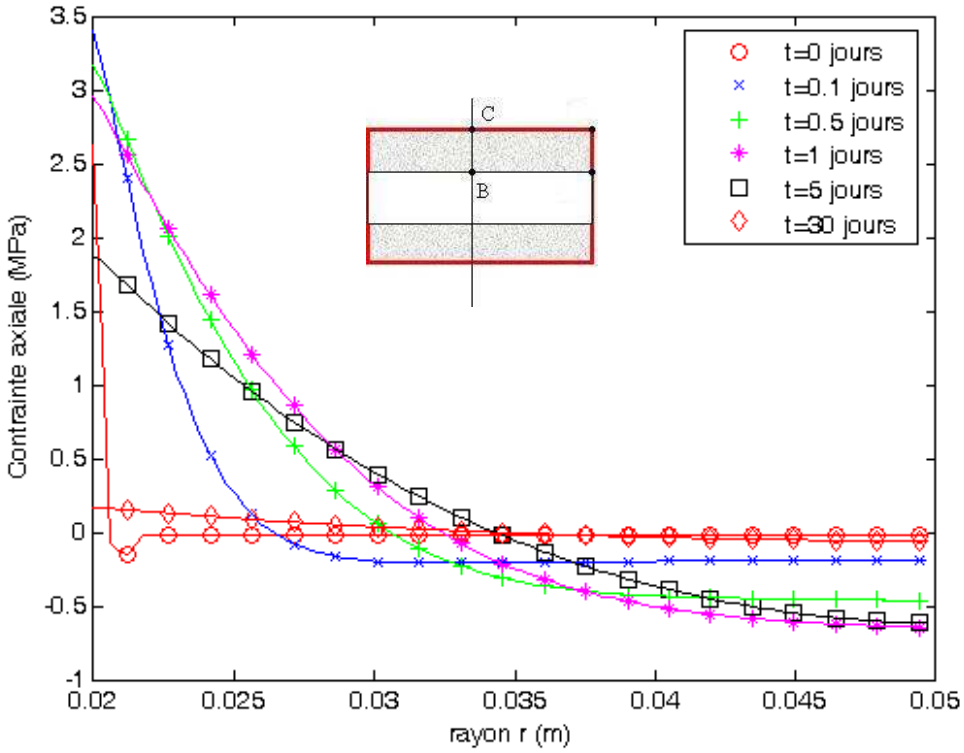


Figure 4-34 : Variation de la contrainte axiale par rapport au rayon (coupe BC).

4.3.2.3 Palier 44% RH-64 % RH (resaturation)

(1) Variation de la déformation axiale

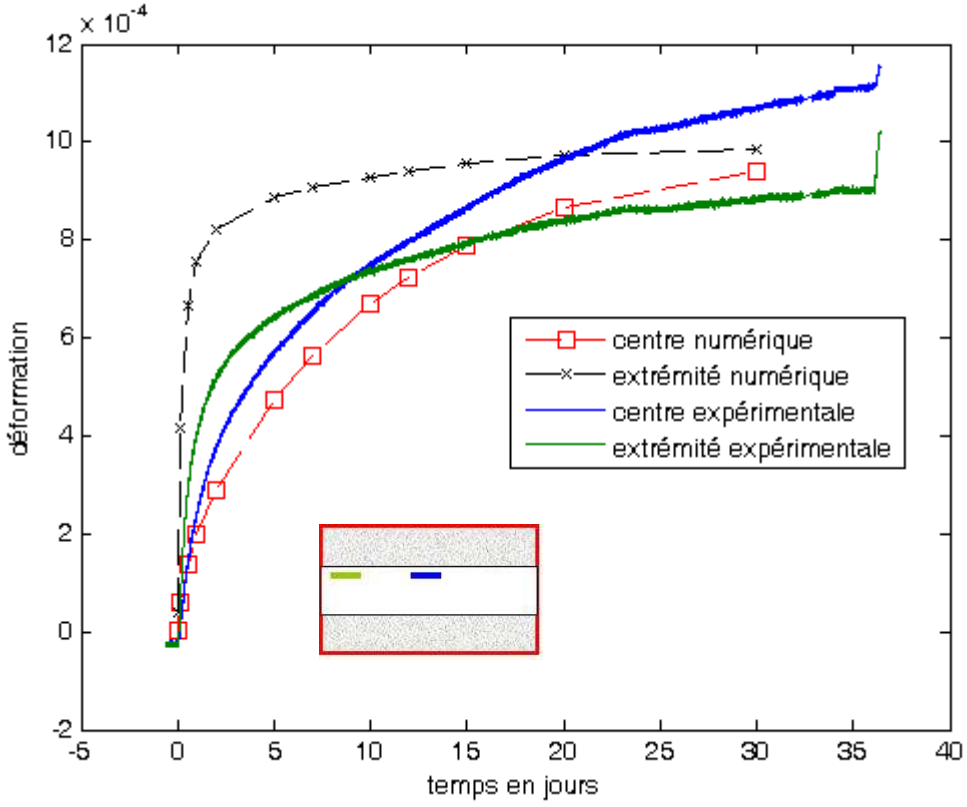


Figure 4-35 : Variation de la déformation axiale par rapport au temps (44 %RH–64 %RH).

(2) Variation de la déformation orthoradiale

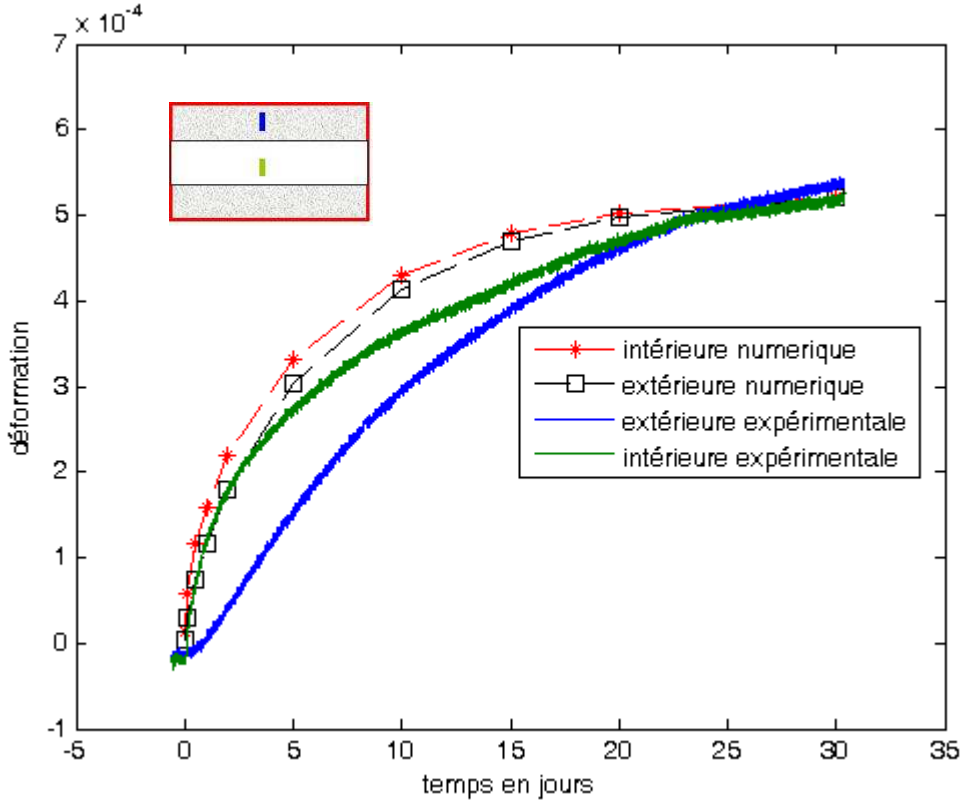


Figure 4-36 : Variation de la déformation orthoradiale par rapport au temps (44 %RH–64 %RH).

(3) Cinétique de masse

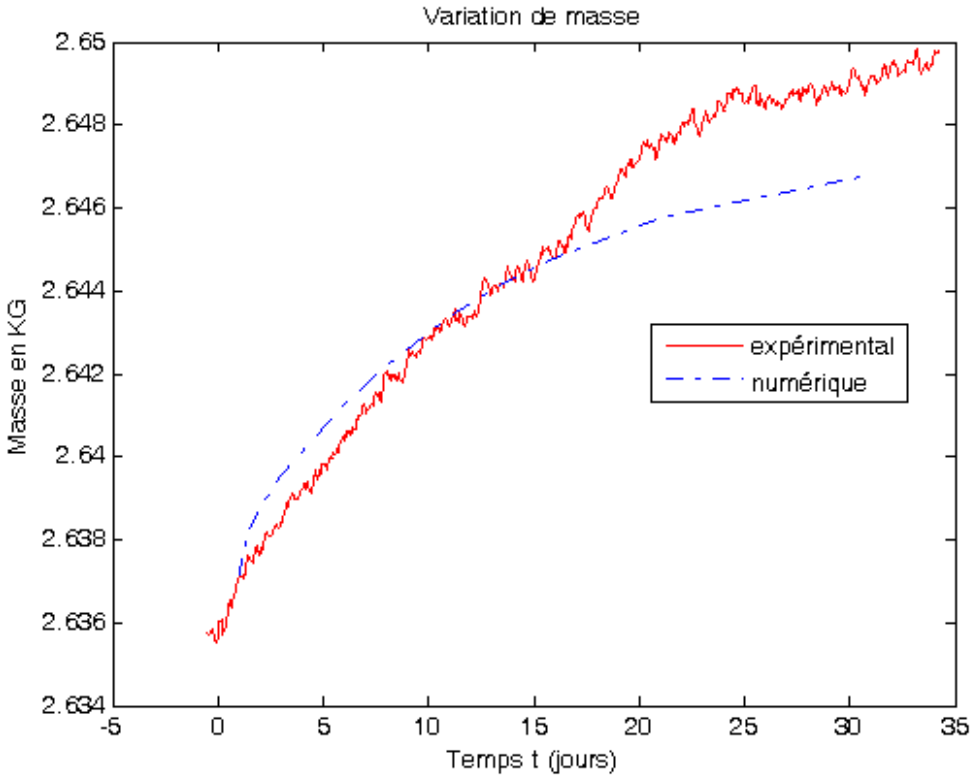


Figure 4-37 : Variation de la masse par rapport au temps (44 %RH–64 %RH).

(4) Variation de la contrainte axiale

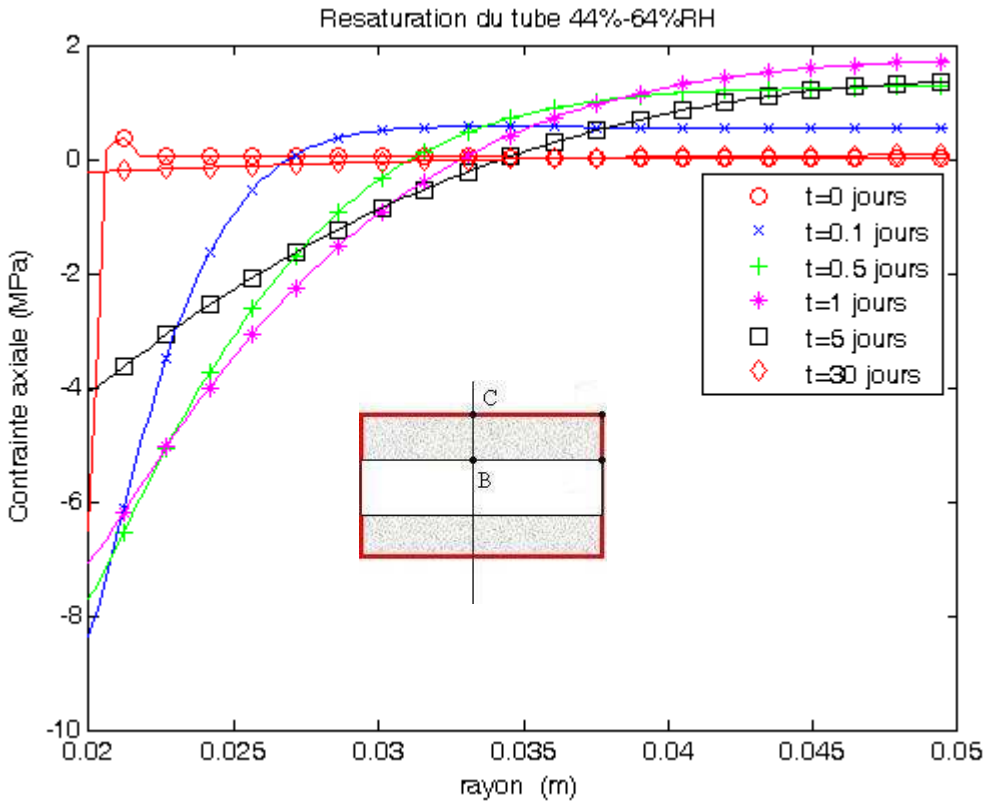


Figure 4-38 : Variation de la contrainte axiale par rapport au rayon (coupe BC).

4.3.2.4 Palier 92%RH-97% RH (resaturation)

(1) Variation de la déformation axiale

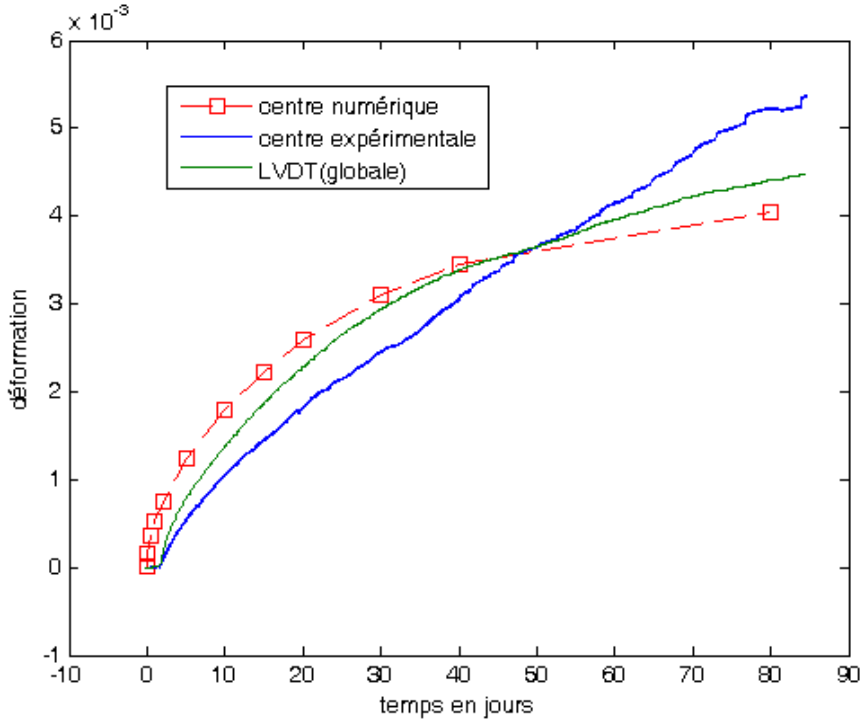


Figure 4-39 : Variation de la déformation axiale par rapport au temps (92 %RH– 97 %RH).

(2) Variation de la déformation orthoradiale

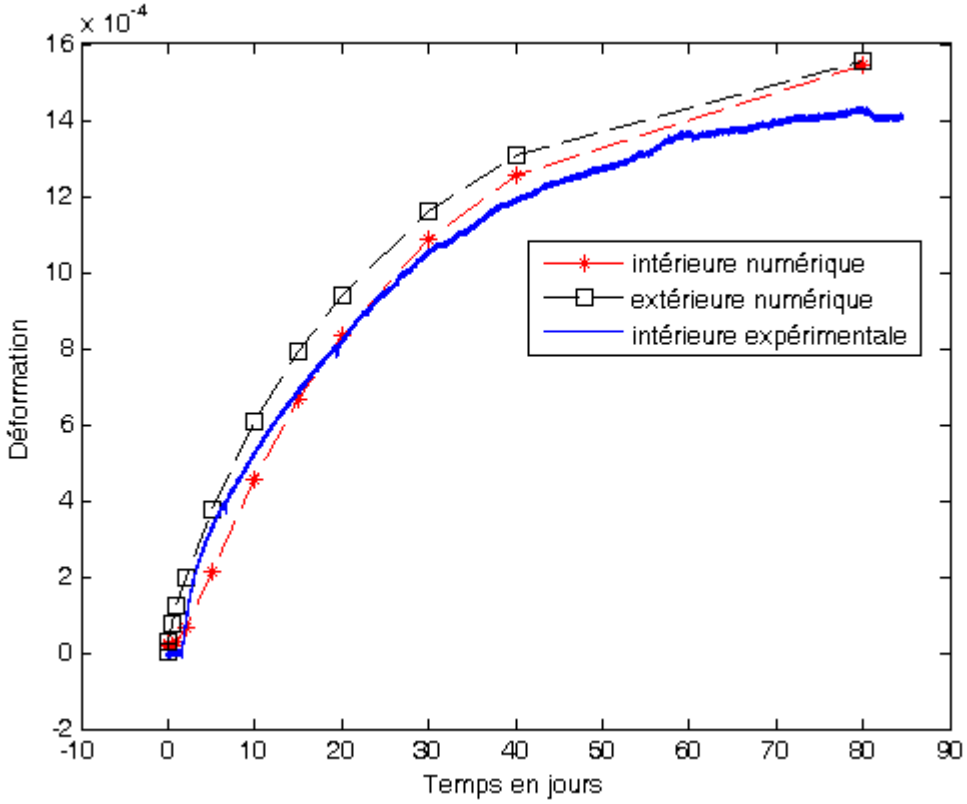


Figure 4-40 : Variation de la déformation orthoradiale par rapport au temps (92 %RH–97 %RH).

(3) Cinétique de masse

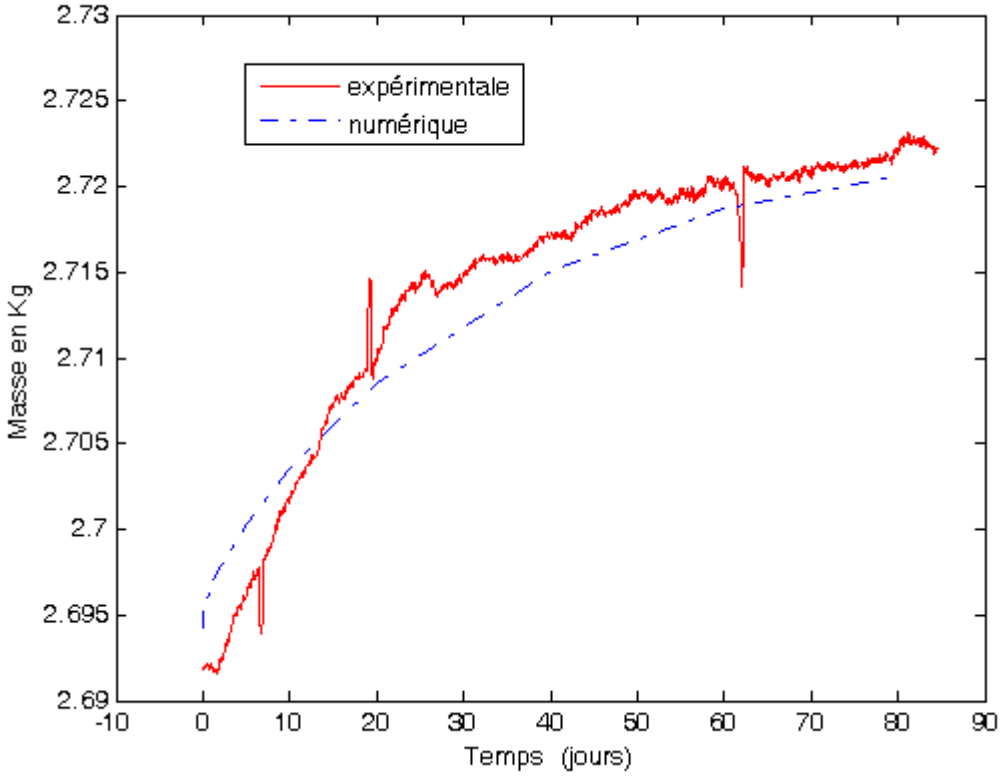


Figure 4-41 : Variation de la masse par rapport au temps (92 %RH–97 %RH).

(4) Variation de la contrainte axiale

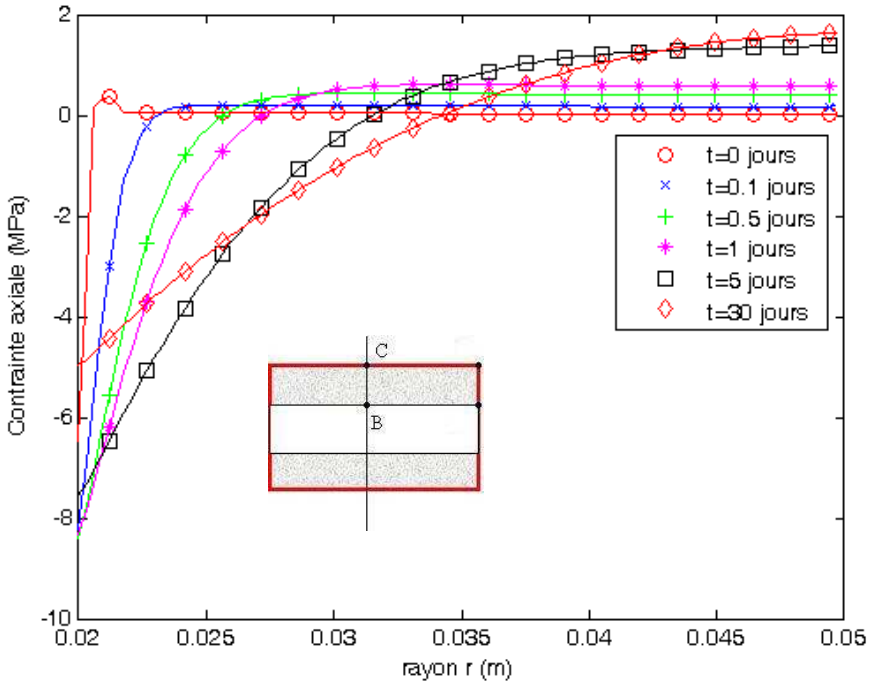


Figure 4-42 : Variation de la contrainte axiale par rapport au rayon (coupe BC).

4.3.2.5 Synthèse

Le modèle hydromécanique a permis d'interpréter correctement la variation des déformations (axiale et orthoradiale) du tube épais GT soumis à la désaturation et à la resaturation. Il a également permis de modéliser de façon satisfaisante le phénomène de transfert hydrique dans le tube épais GT dû à la désaturation et à la resaturation, en simulant bien sa variation de masse (Figures 4-28 ; 4-33 ; 4-37 et 4-41). La contrainte totale axiale maximale en traction calculée est de 10,4 MPa pour le tube épais GT (Tableau 4-9), ce qui est largement supérieure à la résistance à la traction mesurée par les essais de traction indirecte. Si le critère de rupture en contrainte totale est utilisé, la contrainte en traction induite par la désaturation peut engendrer des endommagements et ruptures hydriques dans l'échantillon GT.

Tableau 4-9 : Variation de la contrainte axiale maximale pour le tube épais GT.

	Désaturation					Resaturation			
Palier de RH(%)	98-90	90-78	78-68	68-50	50-32	32-44	44-64	64-76	92-97
b_{l2}	0,97	0,8337	0,2964	0,1126	0,0697	0,1921	0,2102	0,1729	0,9722
$\Delta\sigma_{axiale}$ (MPa)		10,4	4,4	3,75	3,4	-6,5	-8,2	-3,8	-8,2

4.4 *Résultats numériques pour les tubes épais GT1 et GT2*

4.4.1 *Schéma de calcul*

Considérons le système d'axes orthonormé Oxyz.

L'axe Oz des tubes épais GT1 et GT2 est parallèle à la stratification. Les axes Oy et Ox sont respectivement parallèle et perpendiculaire à la stratification. C'est un problème 3D que nous pouvons encadrer par une étude 2D d'une section, soit en contrainte, soit en déformation. Par raison de symétrie des tubes épais, seul un quart de la section du tube est simulé. Le maillage contient 750 éléments rectangulaires de degré 2 (Figure 4-43).

Notons que Ox, Oy, Oz sont les directions principales des contraintes et déformations.

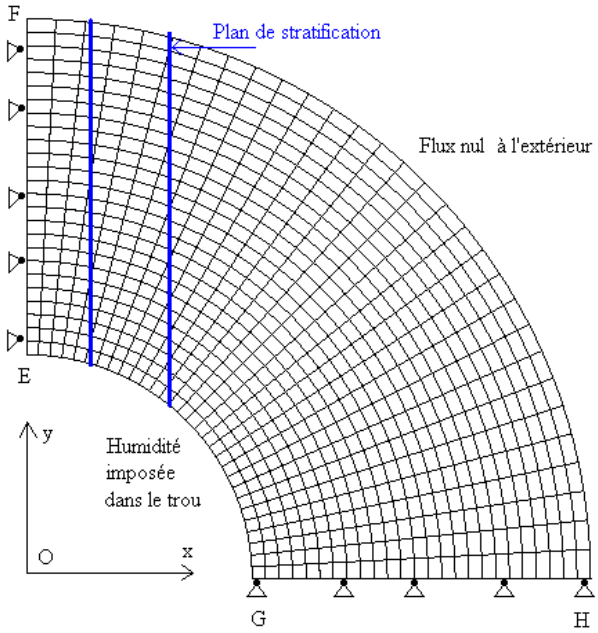


Figure 4-43 : Schéma de calcul pour les tubes GT1 et GT2.

Le déplacement dans le sens horizontal est bloqué sur le côté EF. Le déplacement est bloqué verticalement sur le côté GH.

Au début, le matériau est en équilibre hydrique avec $P_l = P_{ini}$. L'humidité imposée dans le trou avec $P_l = P_{impo}$ dépend du processus de désaturation ou de resaturation. Un flux nul est appliqué sur la surface extérieure protégée par la jacquette.

4.4.2 *Paramètres du modèle*

Les paramètres sont considérés constants dans la phase de désaturation (pour le tube GT1) et de resaturation (pour le tube GT2), en prenant les valeurs moyennes dans les intervalles d'humidité.

Le module de Young et le coefficient de Poisson sont déterminés à partir des essais de compression uniaxiale. On suppose que les paramètres élastiques sont isotropes comme dans le tube GT :

- Pour l'échantillon GT1 (état initial – 44%RH), nous prenons E = 8000 MPa et ν =0,15.
- Pour l'échantillon GT2 (état initial – 99%RH), nous prenons E = 2000 MPa et ν =0,15.

Le module de Biot est déterminé à partir de la courbe de sorption-désorption :

- Pour l'échantillon GT1, nous prenons M = 1300 MPa.
- Pour l'échantillon GT2, nous prenons M = 1000 MPa.

Pour les tubes épais GT1 et GT2, nous utilisons la même méthode que pour le tube épais GT pour identifier la diffusivité hydrique à partir de la courbe d'évolution de la masse des tubes. La diffusion dans ces tubes est considérée radiale. La perméabilité est déduite de la diffusivité.

- Pour l'échantillon GT1, nous prenons $k = 3.10^{-22}$ m/s.
- Pour l'échantillon GT2, nous prenons $k = 9.10^{-22}$ m/s.

Les mesures des jauges $O_{//}$ et $O_{\perp}$ et A sont sur des axes principaux. Nous avons la relation entre la variation finale des déformations mesurées et la variation de la pression liquide imposée, selon la loi de comportement poroélastique avec les paramètres élastiques isotropes ($E_{//}/E_{\perp}$ étant environ de 1,2 ; paramètres élastiques supposés isotropes), en coordonnées (x, y, z).

$$\begin{pmatrix}\Delta\varepsilon_{xx}\\ \Delta\varepsilon_{yy}\\ \Delta\varepsilon_{zz}\end{pmatrix}=\begin{bmatrix}\frac{1}{E} & \frac{-\nu}{E} & \frac{-\nu}{E}\\ \frac{-\nu}{E} & \frac{1}{E} & \frac{-\nu}{E}\\ \frac{-\nu}{E} & \frac{-\nu}{E} & \frac{1}{E}\end{bmatrix}\begin{pmatrix}\Delta\sigma_{xx}+b_{lx}\Delta P_l\\ \Delta\sigma_{yy}+b_{ly}\Delta P_l\\ \Delta\sigma_{zz}+b_{lz}\Delta P_l\end{pmatrix} \qquad 4\text{-}7$$

Le coefficient de Biot équivalent est identifié à partir des variations finales des déformations orthoradiales $O_{//}$ (ε_{yy}) et $O_{\perp}$ (ε_{xx}), et axiales (ε_{zz}) mesurées dans les tubes épais GT1 et GT2 pour chaque palier d'humidité. La déformation axiale est assez proche de la déformation $O_{//}$. Nous obtenons ensuite les valeurs du coefficient de Biot équivalent, en introduisant les valeurs de E, ν, Δε et ΔP_l dans l'équation 4-7 pour la phase de désaturation et de resaturation. Δσ est nulle entre deux états d'équilibre hydrique. Nous obtenons ainsi des coefficients de Biot anisotropes :

- Pour l'échantillon GT1, nous prenons b_{lx} = 0,15 et b_{ly} = b_{lz} = 0,125. On vérifie bien que les valeurs de b_l identifiées du tube GT1 sont les valeurs moyennes du tube GT dans les paliers d'humidité de 90%RH à 44%RH (Désaturation).
- Pour l'échantillon GT2, nous prenons b_{lx} = 0,98 et b_{ly} = b_{lz} = 0,71.

Nous utilisons le code ANTHYC pour interpréter les phénomènes de désaturation dans le tube GT1 et de resaturation dans le tube GT2. Nous réalisons des calculs linéaires. Nous nous intéressons aux résultats de calcul suivant les directions principales.

4.4.3 *Résultats numériques pour le tube épais GT1*

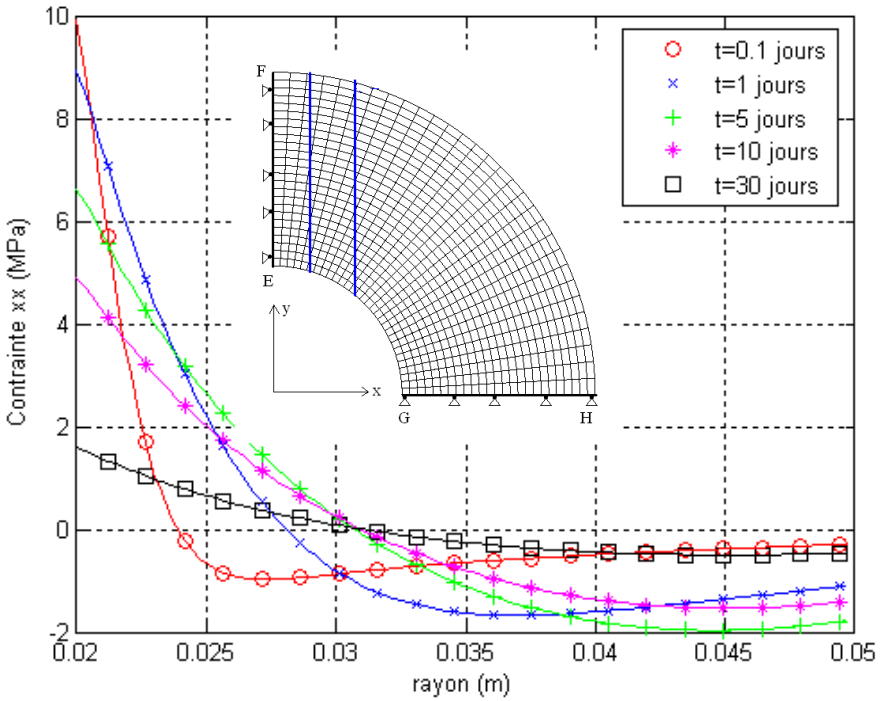


Figure 4-44 : Variation de la contrainte σ_{xx} par rapport au rayon du tube GT1 dans le cas de la contrainte plane (Coupe EF).

Pour le tube GT1, nous faisons d'abord les calculs dans l'hypothèse des contraintes planes. Les contraintes σ_{xx} et σ_{yy} calculées sont des tractions maximales à la paroi intérieure du tube qui deviennent progressivement des compressions vers la surface extérieure (Figures 4-44 et 4-45). La valeur maximale de traction de σ_{xx} suivant la coupe EF est supérieure à celle de la contrainte σ_{yy} (coupe GH) durant les 10 premiers jours. Par contre, la contrainte σ_{zz} est nulle dans ce calcul. Ces valeurs maximales de contrainte en traction sont supérieures à la valeur de 0,9 à 3,7 MPa mesurée en laboratoire par des essais de traction indirecte (Gasc-Barbier 2002). Ceci peut expliquer les ruptures hydriques observées dans les résultats expérimentaux, qui s'initieraient de la paroi intérieure du tube épais suivant les plans de stratification (plans de moindre résistance à la traction).

Avec l'hypothèse des déformations planes, on obtient sensiblement les mêmes ordres de grandeur de contraintes σ_{xx} et σ_{yy}, les valeurs maximales de traction étant ici un peu supérieures à celles du cas de contrainte plane (Figures 4-44 et 4-46). La contrainte σ_{zz} est une traction qui est surestimée. Quoi qu'il en soit, la contrainte maximale de traction σ_{xx} reste supérieure aux contraintes σ_{zz} et σ_{yy}. En définitive, on peut admettre que la contrainte σ_{xx} serait responsable de la rupture parallèlement à la stratification, puisque sa valeur maximale reste supérieure à la résistance à la traction.

Les calculs en déformation plane imposent la déformation ε_{zz} (déformation axiale) nulle. Par contre, les calculs en contrainte plane sont capables d'interpréter la variation de la déformation ε_{zz} (Figure 4-47). La contraintes σ_{zz} est nulle dans le cas de contrainte plane, mais la contrainte σ_{xx} pourrait expliquer la rupture parallèle à la stratification dans le tube GT1. Le calcul en contrainte plane donne donc la meilleure interprétation des essais sur les tubes GT1 et GT2.

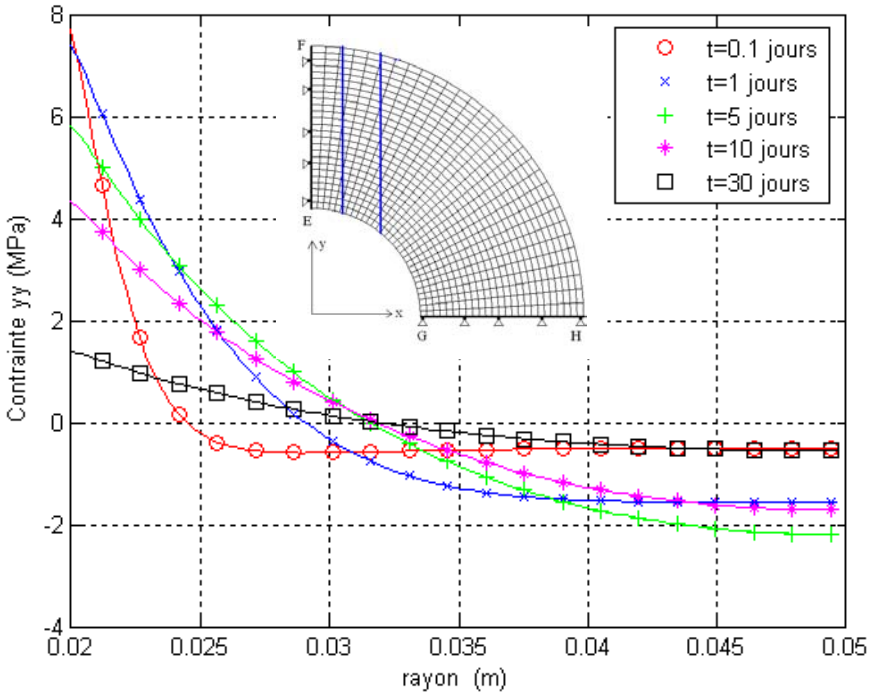


Figure 4-45 : Variation de la contrainte σ_{vv} par rapport au rayon du tube GT1 dans le cas de la contrainte plane (Coupe GH).

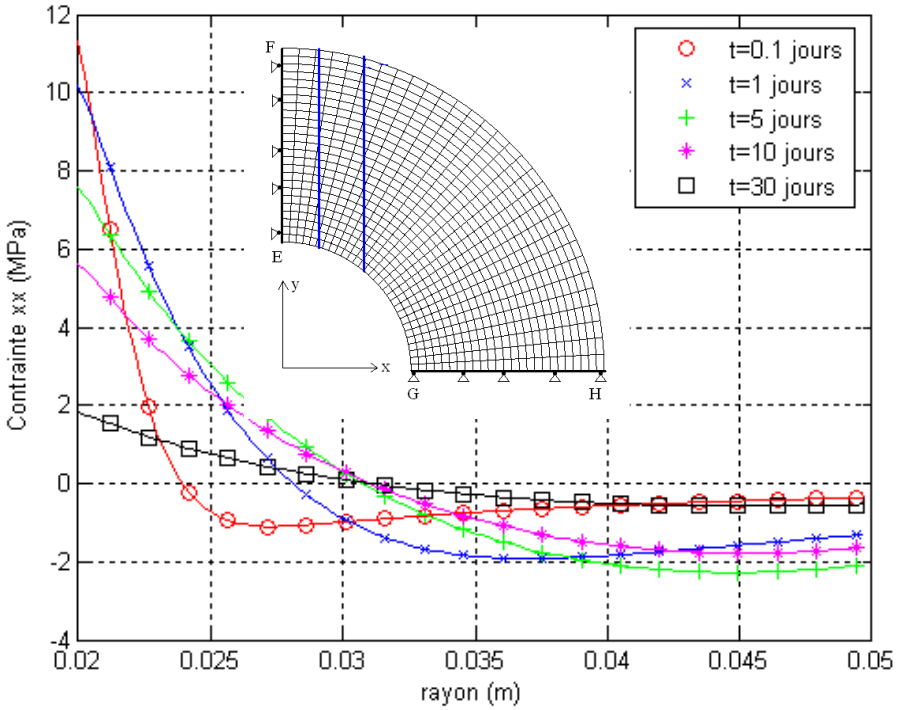


Figure 4-46 : Variation de la contrainte σ_{xx} par rapport au rayon du tube GT1 dans le cas de la déformation plane (Coupe EF).

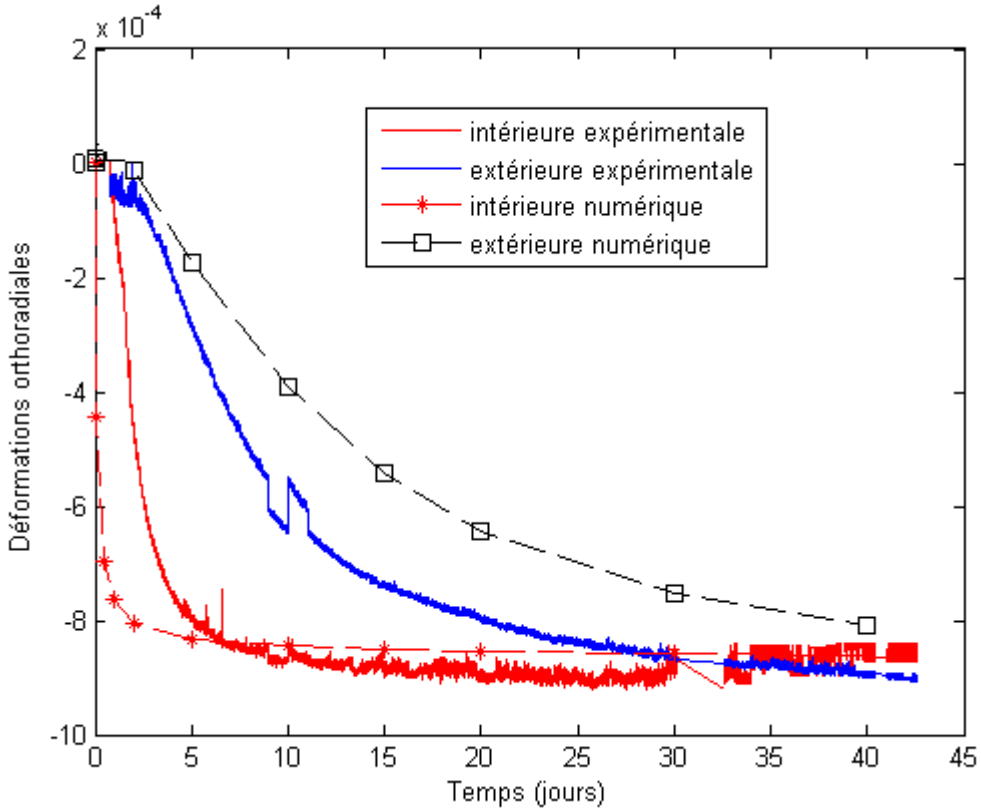


Figure 4-47 : Variation des déformations axiales du tube GT1 par rapport au temps dans le cas de la contrainte plane.

Le modèle numérique a permis de bien simuler l'amplitude finale des déformations orthoradiales $O_{//}$ et $O_{\perp}$ du tube GT1 (anisotropie du matériau). Mais, il y a des retards des valeurs expérimentales dus à la perturbation de l'humidité imposée au début de la désaturation, par rapport aux calculs numériques (figure 4-48).

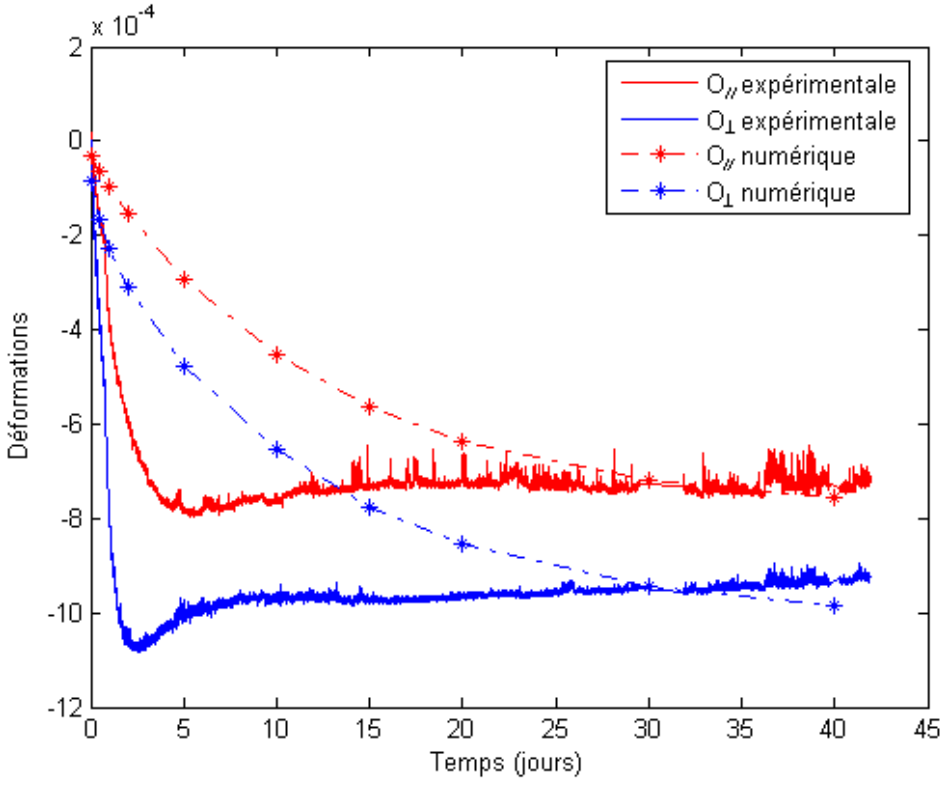


Figure 4-48 : Variation des déformations orthoradiales du tube GT1 par rapport au temps dans le cas de la contrainte plane.

De plus, le modèle hydromécanique a permis de bien rendre compte le phénomène de transfert hydrique dû à la désaturation, en simulant bien la variation de la masse (Figure 4-49).

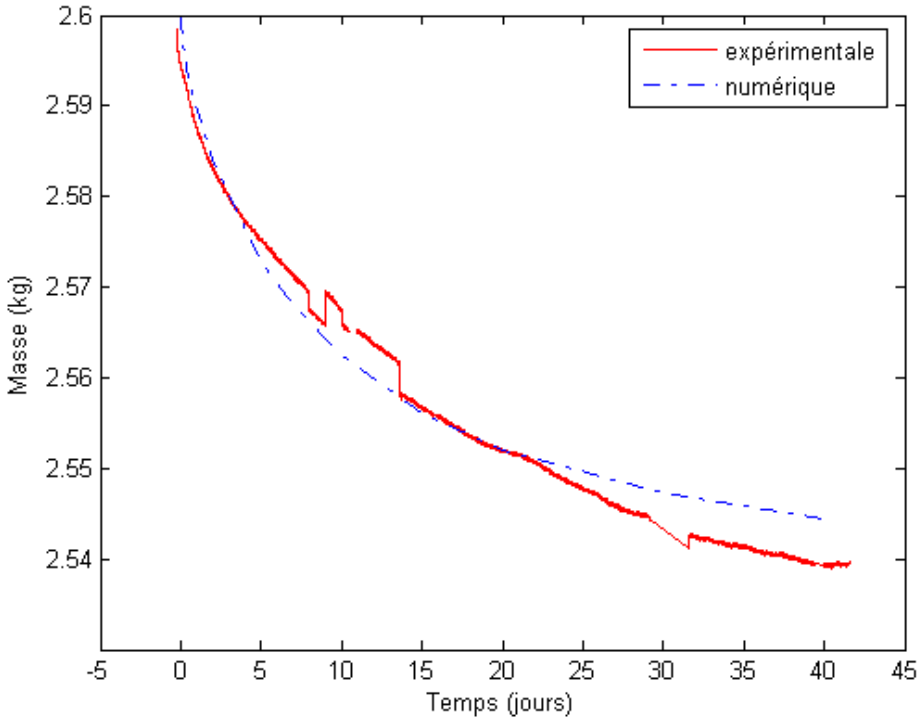


Figure 4-49 : Variation de la masse du tube GT1 par rapport au temps.

4.4.4 *Résultats numériques pour le tube épais GT2*

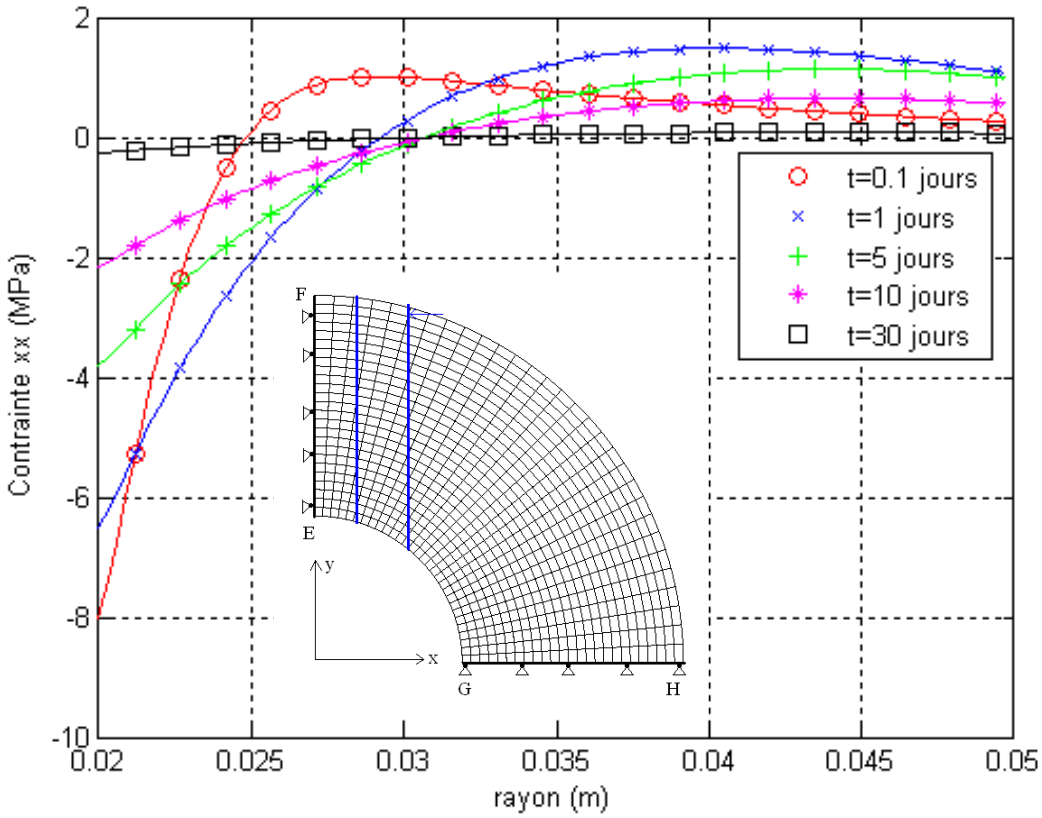


Figure 4-50 : Variation de la contrainte σ_{xx} par rapport au rayon du tube GT2 (Coupe EF).

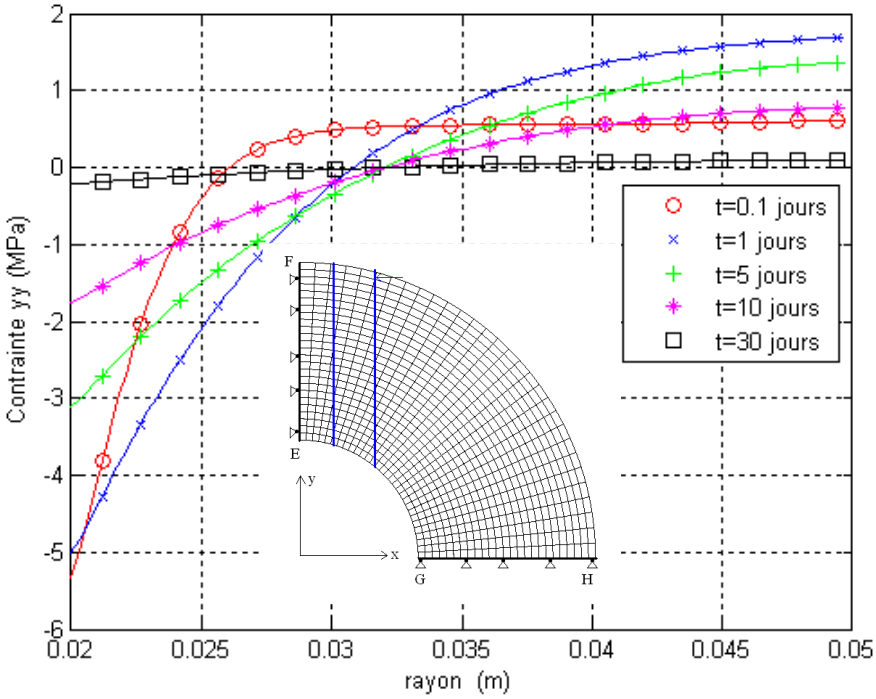


Figure 4-51 : Variation de la contrainte σ_{yy} par rapport à la longueur du tube GT2 (coupe GH).

Pour le tube GT2, nous nous limitons au calcul en contrainte plane. Les contraintes σ_{xx} et σ_{yy} calculées à la surface intérieure du tube sont en forte compression (Figures 4-50 et 4-51). Par contre, elle est en traction à la surface extérieure (Figures 4-50 et 4-51). La rupture s'initierait de la surface extérieure du tube par la contrainte en traction de 1,5 MPa et serait déviée par les surfaces des micro-fissures préexistantes à la surface extérieure (Figures 4-25a et 4-25c). Ceci expliquerait les ruptures irrégulières constatées sur les tubes épais. Le modèle numérique a également simulé bien la variation des déformations et de la masse du tube GT2.

4.5 *Discussions*

La perméabilité identifiée sur le tube épais GT est de 4 à 8 fois plus forte que celle des essais de caractérisation (Tableaux 4-3 et 4-8). Dans ce cas, la perméabilité pourrait être augmentée après la première resaturation de l'état initial à l'état saturé (98%RH) à cause des fissures induites par la contrainte mécanique. Les fissures constatées sur le tube épais GT à la fin des essais peuvent confirmer cette explication. En plus, deux tubes épais GT1 et GT2 sont soumis à la cure : une à la désaturation de l'état initial à l'état très sec (32% RH) et l'autre à la resaturation de l'état initial à l'état saturé (99% RH). On a observé des fissures localisées dans tous les cas de la désaturation et de la resaturation. Les fissures engendrées par la resaturation ou la désaturation peuvent augmenter donc la perméabilité dans le matériau.

Un réseau plus intense des fissures est observé dans le tube épais GT (soumis au cycle de désaturation-resaturation pendant plus d'une année) que dans les tubes épais GT1 et GT2 (seulement soumis à la désaturation ou à la resaturation pendant 40 jours). Les cycles de désaturation-resaturation, le temps (vieillissement) avec l'effet chimique (oxydation …) peuvent influencer l'endommagement du matériau.

On a pu montrer clairement la possibilité de reproduire en laboratoire les fissures dues au couplage hydromécanique. Par contre, nous n'avons pas eu la possibilité de mettre en évidence un seuil de chargement hydrique d'initiation de l'endommagement. Quoi qu'il en soit, les ruptures des tubes GT et GT1 sont représentatives des fissures hydriques pouvant apparaître en paroi des tunnels, comme observé à Tournemire. Par contre celles de GT2 liées à l'épaisseur limitée de l'éprouvette de laboratoire, ne sont pas représentatives in situ, du fait de la grande masse rocheuse.

5 CONCLUSIONS

Nous avons pu réussir à reproduire en laboratoire les endommagements dus au couplage hydromécanique. Nous avons observé des endommagements hydriques : un réseau de fissures dans les tubes épais seulement soumis à la ventilation dans leur trou, après les processus de désaturation, et de resaturation et du cycle de désaturation–resaturation. Il y a deux types d'endommagements : dû au couplage HM et dû au couplage HM plus l'effet du temps (vieillissement et phénomènes physico-chimique sur le tube épais GT). La déformation des tubes épais est fortement non-linéaire avec l'humidité, et est anisotrope. Les ruptures sont parallèles au plan de la stratification.

Un modèle hydromécanique (poroélastique non-linéaire) est proposé pour interpréter des phénomènes observés. Les paramètres de ce modèle, identifiés à partir des essais réalisés (E, M, b_l et k_h), sont fonction de l'humidité relative. Le coefficient de Biot est anisotrope. Les calculs numériques 2D réalisés par le code ANTHYC (LMS), avec la linéarisation des paramètres dans chaque palier d'humidité, ont permis de bien interpréter les résultats expérimentaux (variations de masse et des déformations anisotropes).

La perméabilité équivalente des tubes épais est de 4 à 8 fois plus forte que celle des essais de caractérisation. Dans ce cas, l'augmentation de perméabilité correspond aux fissures induites par les contraintes mécaniques sous chargement hydrique (après la resaturation dans le cas des échantillons GT et GT2, et après la désaturation de l'état initial à 44% RH dans le cas de GT1).

La contrainte totale calculée en traction peut expliquer des endommagements et ruptures hydriques dans les tubes épais, pendant la phase de désaturation et la phase de resaturation. En plus, l'oxydation des pyrites, favorisée par les cycles de désaturation et resaturation, peut accélérer l'élargissement des fissures et causer des endommagements et des altérations d'origine physico-chimique dans l'argilite.

En conclusion, nous pouvons regretter que la rupture ait été si rapide et qu'on n'ait pas pu déceler une initiation d'endommagement. Ceci aurait été possible si nous avions disposé d'un chargement mécanique supplémentaire sur la paroi extérieure du tube épais pour mieux simuler l'effet des contraintes en place. A cet égard, nous pouvons dire que les ruptures de traction obtenues en resaturation ne sont pas réalistes et que seules les fractures de traction par désaturation sont à considérer dans le cas des ouvrages souterrains.

REFERENCES

1. Coussy, O. 1991. Mécanique des milieux poreux. Ed. Technip. 437p.

2. Baroghel-Bouny, V. 1994. Caractérisation des pâtes de ciment et des bétons. Méthodes, analyse, interprétation. Presses du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. N° 502 503. ISBN 2-7208-5030-1.

3. Gaombalet, J., Su, K. 1998. A numerical code for computation of transport phenomena coupled with mechanics in porous media, Application of Numerical Methods to Geotechnical Problems. In Proc. of the 4th Eur. Conf. Num. Meth. Geotech. Eng, Udine, Italy, Annamaria Cividini. Eds, Springer Verlag. Wien.

4. Gasc-Barbier, M. 2002. Etude des mécanismes de déformation de roches argileuses profondes: Apport de la microstructure et des analyses pétrophysiques. Thèse Université Paris VI. France.

5. Schmitt, L., Forsans, T., Santarelli, J. 1994. Shale testing and capillary phenomena. International journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 31 (5), 411-427.

6. Seedsman, R.W. 1993. Characterizing clay shale. Comprehensive rock engineering. Vol 3, J.A. Hudson Ed. pp 151-165. Pergamon Press. Oxford.

7. Wright, H. 2001. Rôle de la minéralogie, de la texture et de la structure dans la déformation et la rupture des argilites de l'Est. Thèse École Nationale des Ponts et Chaussées. France.

Chapitre 5 : Ouvrages souterrains

1 INTRODUCTION

L'influence de la désaturation et la resaturation sur l'argilite a été examinée par des approches expérimentales réalisées sur des échantillons pour identifier des paramètres physiques de transfert et des paramètres mécaniques. Les essais sur tube épais ont permis de valider les modèles de comportement et de mettre en évidence les interactions hydromécaniques sur une structure proche de la géométrie du tunnel. Ils ont permis aussi de montrer la nature des endommagements et ruptures produits. C'est une étape intermédiaire qui permet de juger de la pertinence des modèles appliqués aux structures réelles et des phénomènes éventuels qu'ils peuvent impliquer.

Dans ce chapitre, nous présentons à titre d'exemple des calculs sur une géométrie simple de tunnel (1D) et des calculs 2D (avec l'effet de front de taille), avec le modèle poroélastique simple utilisé dans ce mémoire, qui servira de guide à la réflexion, eu égard aux résultas expérimentaux obtenus :

- Un premier calcul explicite avec un module de Young constant, faisant office de calcul approché.
- Des calculs plus complets (éléments finis) prenant en compte les non-linéarités observées (diffusivité, module de Young, coefficient de Biot), permettant par comparaison, d'en estimer les effets.
- Nous discuterons des risques d'endommagement et des problèmes de fluage, consécutif à la désaturation et à la resaturation en paroi.

2 MODELE NUMERIQUE

La désaturation de l'argilite de Tournemire et de Bure sous l'effet de la ventilation dans les galeries souterraines a été analysée par Thouvenin (1999) et Blaisonneau (2002), en combinant le modèle poroélastique non-linéaire (Coussy 1991), la loi de Darcy pour l'écoulement de l'eau et la loi de Fick pour l'écoulement relatif de deux gaz (vapeur et air sec) à l'intérieur du mélange qu'ils forment. Les paramètres élastiques étaient considérés comme constants par rapport à l'état hydrique des matériaux et les paramètres de couplage hydromécanique sont pris de la littérature.

Dans cette étude, nous combinons le modèle poroélastique non-linéaire (Coussy 1991) et le modèle de transfert hydrique établi dans le chapitre précédent. Les paramètres élastiques, hydriques et hydromécaniques identifiés dans les parties précédentes sont utilisés dans cette modélisation. Ils sont fonction de l'humidité relative. Nous rappelons le modèle poroélastique non-linéaire et le modèle de transfert hydrique.

2.1 *Comportement hydromécanique*

Nous utilisons la loi de comportement poroélastique non-linéaire (Coussy 1991) :

$$\begin{aligned} d\sigma &= C_0 : d\varepsilon_e - B_i dP_i \\ dP_i &= M_{ij}(-B_j : d\varepsilon_e + \frac{dm_j}{\rho_j}) \end{aligned} \qquad 5\text{-}1$$

σ, ε_e, P_i, m_i, ρ_i sont respectivement la contrainte, la déformation élastique, la pression partielle du fluide i, l'apport du masse de fluide i et la masse volumique du fluide i (i : phase de liquide ou gaz).

C_0 : tenseur de rigidité des modules d'élasticité.
B_i : tenseur des coefficients de Biot relative au fluide i.
M_{ij} : module de Biot entre le fluide i et le fluide j (composantes d'une matrice symétrique).

2.2 *Transfert hydrique*

C'est le modèle de transfert hydrique avec l'inconnue m_l :

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} = Div(D_e(m_l).\nabla m_l) \qquad 5\text{-}2a$$

ou avec l'inconnue P_l :

$$\frac{1}{M}\frac{\partial P_l}{\partial t} + b_l \frac{\partial tr\varepsilon_e}{\partial t} = div(\lambda_h grad P_l) \qquad 5\text{-}2b$$

D_e : diffusivité hydrique.
m_l : masse volumique apparente en liquide.
λ_h : conduction hydraulique.
P_l : pression de liquide
M : module de Biot

3 SCHEMA DE CALCUL

3.1 *Schéma de calcul*

Dans ces études, on va analyser l'influence de l'excavation des ouvrages souterrains profonds sur le massif rocheux argileux infini, pour les tunnels circulaires de longueur infinie. Avec l'hypothèse des déformations planes, on se ramène au modèle unidimensionnel avec le rayon *r* comme seule variable d'espace (Figure 5-1).

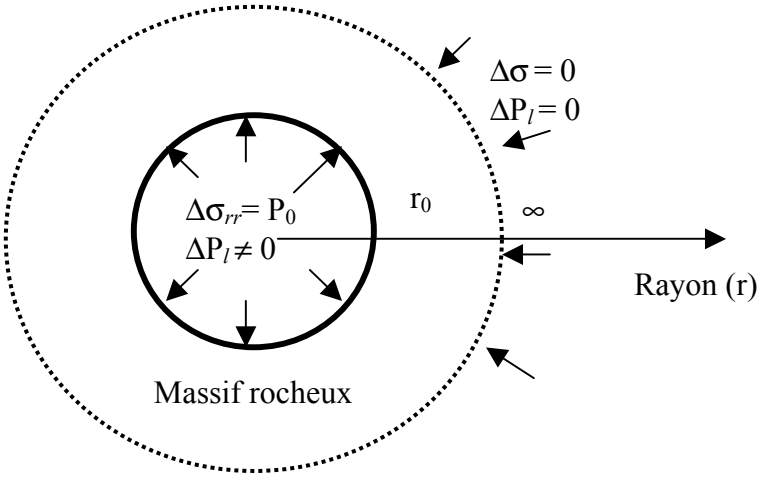


Figure 5-1 : Schéma de calcul pour les tunnels circulaires.

3.2 *Conditions aux limites et initiales*

3.2.1 *Conditions initiales*

L'état de contrainte est supposé isotrope et dû au poids du massif rocheux recouvrant les ouvrages souterrains. Pour l'argilite de l'Est, la profondeur considérée est de 500 m. On a les contraintes initiales isotropes dans le massif rocheux.

$P_0 = \gamma_{ma}\, h = -12{,}5$ MPa (γ_{ma}: poids volumique de la roche et h : profondeur)

3.2.2 *Conditions aux limites*

Le creusement est simulé par une contrainte radiale de traction P_0 appliquée instantanément à la paroi de la galerie (dont la valeur est égale à la contrainte initiale) de telle sorte que la contrainte radiale totale en paroi soit nulle juste après le creusement.

La ventilation de la galerie est simulée par une sollicitation hydrique instantanée (une chute de l'humidité relative à la paroi) entraînant la désaturation. La resaturation du massif rocheux peut se produire éventuellement après l'installation des supports ou la fermeture des ouvrages souterrains. Dans cette simulation, on s'intéresse surtout au cas de la désaturation. L'état initial dans le massif rocheux est considéré saturé. Nous supposons que la ventilation fait chuter l'humidité relative à 60% RH. Cela revient à appliquer une pression liquide P_{impo} ou m_l à la paroi. A l'infini, il n'y a pas de variation de la pression liquide et de la contrainte totale. Le déplacement est également nul.

- En paroi ($r = r_0 = 2$m)

  $P_l = P_{impo}$ (équivalent à RH_{impo}), soit $\Delta P_l = P_{impo} - P_{ini}$

  $\Delta\sigma_{rr} = P_0$

- A l'infini ($r = \infty$)

  $\Delta\sigma = 0$

  $\Delta P_l = 0$ ($P_l = P_{ini}$)

4 SOLUTION ANALYTIQUE

On peut effectuer des calculs analytiques simples analogues à ceux réalisés en thermomécanique pour le massif rocheux par Bérest et al. (1988) et à ceux en thermo-hydromécanique pour une sphère d'argile par Djeran (1991). Ces calculs permettent de déterminer les variations de contraintes à l'intérieur du massif rocheux.

On se place en déformation plane, le champ de déplacement est un vecteur radial de module :

$$u = u(r,t) \qquad 5\text{-}3$$

Le tenseur de déformation s'écrit, selon les coordonnées r, θ, z :

$$\underline{\underline{\varepsilon}} = \begin{bmatrix} \frac{du}{dr} & & \\ & \frac{u}{r} & \\ & & 0 \end{bmatrix} \qquad 5\text{-}4$$

4.1 *Loi de comportement*

Nous supposons que la pression de gaz est constante et égale à la pression atmosphérique. Le matériau est supposé isotrope. La loi de comportement s'écrit sous la forme suivante, en terme de variation Δ des paramètres de contraintes et déformations par rapport à l'état initial :

$$\Delta\varepsilon_{rr} = \frac{1}{E}\Delta\sigma_{rr} - \frac{\nu}{E}(\Delta\sigma_{\theta\theta} + \Delta\sigma_{zz}) + \frac{1-2\nu}{E}Q(r) \qquad 5\text{-}5$$

$$\Delta\varepsilon_{\theta\theta} = \frac{1}{E}\Delta\sigma_{\theta\theta} - \frac{\nu}{E}(\Delta\sigma_{rr} + \Delta\sigma_{zz}) + \frac{1-2\nu}{E}Q(r) \qquad 5\text{-}6$$

$$\Delta\varepsilon_{zz}=\frac{1}{E}\Delta\sigma_{zz}-\frac{v}{E}(\Delta\sigma_{\theta\theta}+\Delta\sigma_{rr})+\frac{1-2v}{E}Q(r) \qquad 5\text{-}7$$

où

$$Q(r)=-\int_{P_{l0}}^{P_{impo}} b_l\,dP=\int_{P_{c0}}^{P_{c1}} b_l\,dP_c$$

P_{l0} et P_{c0} : pressions liquide et capillaire initiales,

P_{impo} et P_{c1} : pressions liquide et capillaire finales imposées à la paroi.

4.2 *Equation d'équilibre*

On a l'équation d'équilibre

$$div(\underline{\underline{\Delta\sigma}})+\rho F=0$$

Dans notre cas avec les coordonnés selon (r,θ,z), nous avons :

$$\frac{\partial\Delta\sigma_{rr}}{\partial r}+\frac{\Delta\sigma_{rr}-\Delta\sigma_{\theta\theta}}{r}=0 \qquad 5\text{-}8$$

D'autre part

$$\frac{\partial\Delta\sigma_{rr}}{\partial r}+\frac{\Delta\sigma_{rr}-\Delta\sigma_{\theta\theta}}{r}=\frac{\partial\Delta\sigma_{rr}}{\partial r}+2\mu.\frac{\Delta\varepsilon_{rr}-\Delta\varepsilon_{\theta\theta}}{r}=\frac{\partial\Delta\sigma_{rr}}{\partial r}+2\mu\frac{\frac{\partial\Delta u}{\partial r}-\frac{\Delta u}{r}}{r}=\frac{\partial\Delta\sigma_{rr}}{\partial r}+2\mu\frac{\partial\frac{\Delta u}{r}}{\partial r}$$

où λ et μ sont les coefficients de Lamé.

Finalement, on tire $\dfrac{\partial(\Delta\sigma_{rr}+2\mu\frac{\Delta u}{r})}{\partial r}=0$

A l'infini (r = ∞), $\Delta\sigma_{rr}$ et Δu/r s'annulent

Donc, on obtient $(\Delta\sigma_{rr}+2\mu\frac{\Delta u}{r})=(\Delta\sigma_{rr}+2\mu\Delta\varepsilon_{rr})=0$ 5-9

4.3 *Résolution*

Etant en déformation plane, on a $\Delta\varepsilon_{zz}=0$. Les paramètres élastiques (module de Young et coefficient de Poisson) sont supposés constants.

En combinant les équations 5-6 et 5-7, on élimine σ_{zz} et on obtient :

$$\Delta\varepsilon_{\theta\theta}=\frac{1}{E}\Delta\sigma_{\theta\theta}-v\sigma_{rr}-v^2(\Delta\sigma_{rr}+\Delta\sigma_{\theta\theta})+(1+v)\frac{1-2v}{E}Q(r) \qquad 5\text{-}10$$

En remplaçant 5-9 dans 5-10, on tire :

$$(1-v^2)(\Delta\sigma_{rr}+\Delta\sigma_{\theta\theta})+(1+v)(1-2v)Q(r)=0$$

$$(\Delta\sigma_{rr}+\Delta\sigma_{\theta\theta})=-\frac{1-2v}{(1-v)}Q(r) \qquad 5\text{-}11$$

On introduit 5-11 dans 5-8 et on obtient :

$$\frac{\partial \Delta\sigma_{rr}}{\partial r} = -2\frac{\Delta\sigma_{rr}}{r} - \frac{1-2\nu}{(1-\nu)}Q(r) \qquad 5\text{-}12$$

En intégrant l'équation 5-12 et combinant les conditions aux limites et les conditions initiales, on obtient les contraintes dans le massif :

$$\sigma_{rr} = P_0\left(1-\frac{r_0^2}{r^2}\right) - \frac{1-2\nu}{1-\nu}\frac{1}{r^2}\int_{r_0}^{r} rQ(r)dr \qquad 5\text{-}13$$

et

$$\sigma_{\theta\theta} = P_0\left(1+\frac{r_0^2}{r^2}\right) - \frac{1-2\nu}{1-\nu}\left[Q(r) - \frac{1}{r^2}\int_{r_0}^{r} rQ(r)dr\right] \qquad 5\text{-}14$$

$$\sigma_{zz} = P_0 - \frac{1-2\nu}{1-\nu}Q(r) \qquad 5\text{-}15$$

On trouve que les contraintes σ_{rr}, $\sigma_{\theta\theta}$ et σ_{zz} ne dépendent de que P_c, b_l et r. C'est à dire qu'elles ne sont fonction que des variations de pression imposées ou gradient de l'humidité imposé à la paroi et le coefficient de Biot.

4.4 *Application à l'argilite de l'Est*

Nous s'intéressons à des variations de l'humidité et de la contrainte autour d'un tunnel circulaire sous l'effet du creusement et de la ventilation dans l'excavation.

Le rayon intérieur r_{in} de tunnel est de 2 m. Le rayon extérieur r_{ex} doit être fixé de telle manière que le milieu ne soit pas perturbé à cette distance pendant la durée du calcul. Nous prenons le rapport r_{ex}/r_{in} égal à 50. Cette valeur est suffisante pour simuler la réponse hydromécanique d'un milieu infini. Le maillage est discrétisé en 200 éléments dans le cas 1D.

D'abord, la résolution de l'équation 5-2a dans le cas 1D par le logiciel formel MATLAB (avec le module de résolution des équations différentielles partielles non-linéaire PDEs : pdepe) nous donnent la variation de m_l. Nous obtenons la variation de P_c en utilisant les formules suivantes :

$$m_l = \rho_l \phi S_l \text{ et } S_l = \left(1+\left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c \qquad 5\text{-}16$$

Pour les conditions aux limites et initiales de m_l, on détermine m_l respectivement à partir de valeurs imposées et initiales d'humidité relative RH, grâce à l'équation 5-16 et la loi de Kelvin (relation entre P_c et RH).

4.4.1 *Cas de la désaturation*

Nous calculons ensuite la variation des contraintes dans le massif due à la désaturation suivant deux hypothèses : de l'état quasi saturé 98%RH à 60%RH et de l'état quasi saturé 98%RH à 80%RH par les équations 5-13 ; 5-14 et 5-15.

Les paramètres sont considérés isotropes :

- Paramètre hydrique (Tableaux 4-3 et 4-8)
- Paramètres mécaniques (Tableau 4-4)
- Coefficient de Biot identifié à partir du tube épais : on prend les valeurs dans le sens axial pour obtenir les contraintes maximales (Tableau 5-1)

- Courbe de désorption identifiée à partir de l'essai de transfert hydrique sur le tube mince :

$$S_l = \left(1 + \left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c \qquad P_{cr} = 45 \text{ MPa, b = 1,5 et c = -0,38}$$

Tableau 5-1 : Coefficient de Biot b_l.

	Désaturation					Resaturation			
Palier de RH(%)	98-90	90-78	78-68	68-50	50-32	32-44	44-64	64-76	92-97
E (MPa)	5800	7200	9000	10000	11400	11100	8500	5800	2000
b_l	0,97	0,8337	0,2964	0,1126	0,0697	0,1921	0,2102	0,1729	0,9722

4.4.1.1 Variation de l'humidité (98%RH à 60%RH)

Dans cette partie, on fait des calculs pour deux cas de diffusivité : une identifiée à partir du tube épais GT et l'autre à partir des essais de transfert hydrique pour le tube mince (Tableaux 4-3 et 4-8). La diffusivité et la perméabilité identifiées du tube épais GT sont de 4 à 8 fois plus fortes que celles identifiées à partir de la plaque mince et du tube mince. Nous allons analyser l'influence de la diffusivité ou de la perméabilité sur l'extension de la zone désaturée.

Le modèle numérique permet de se rendre compte de la cinétique et notamment l'étendue des phénomènes de transfert hydrique dans le massif rocheux en fonction du temps. Le rayon de la zone de massif affectée par la désaturation imposé à la paroi des tunnels dépend de la diffusivité hydrique et du temps (Figures 5-2 et 5-3). La zone désaturée est plus large lorsque la diffusivité hydrique est plus élevée (le cas de diffusivité identifiée à partir de tube épais GT).

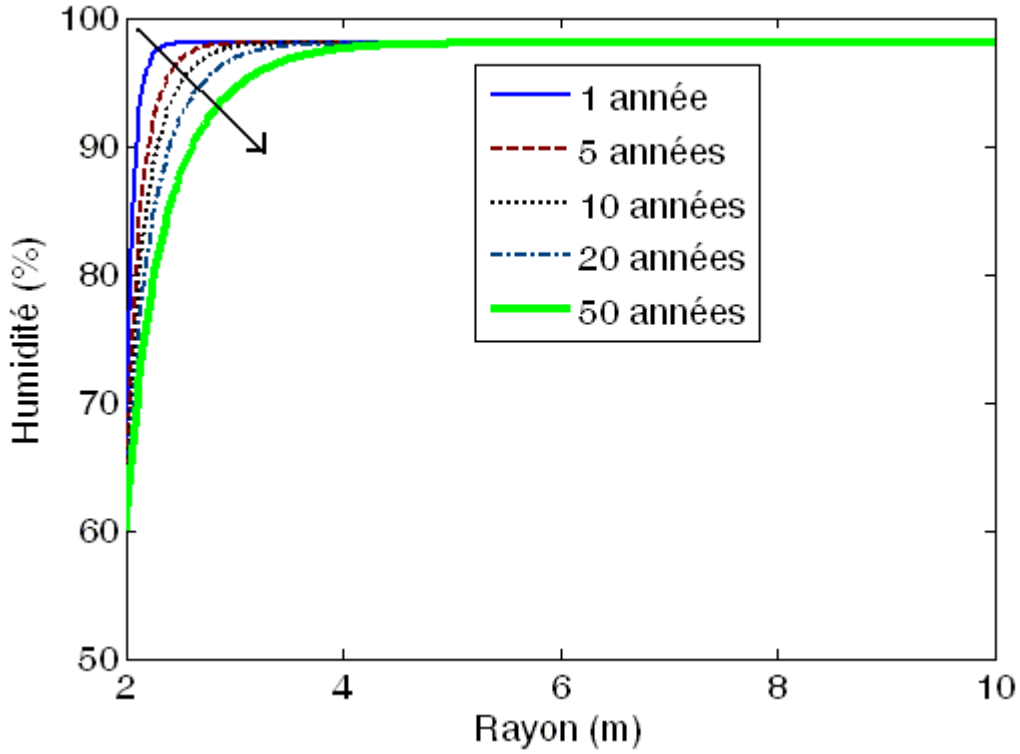


Figure 5-2 : Variation de l'humidité à l'intérieur de massif (D_e identifiée à partir de plaque et tube mince).

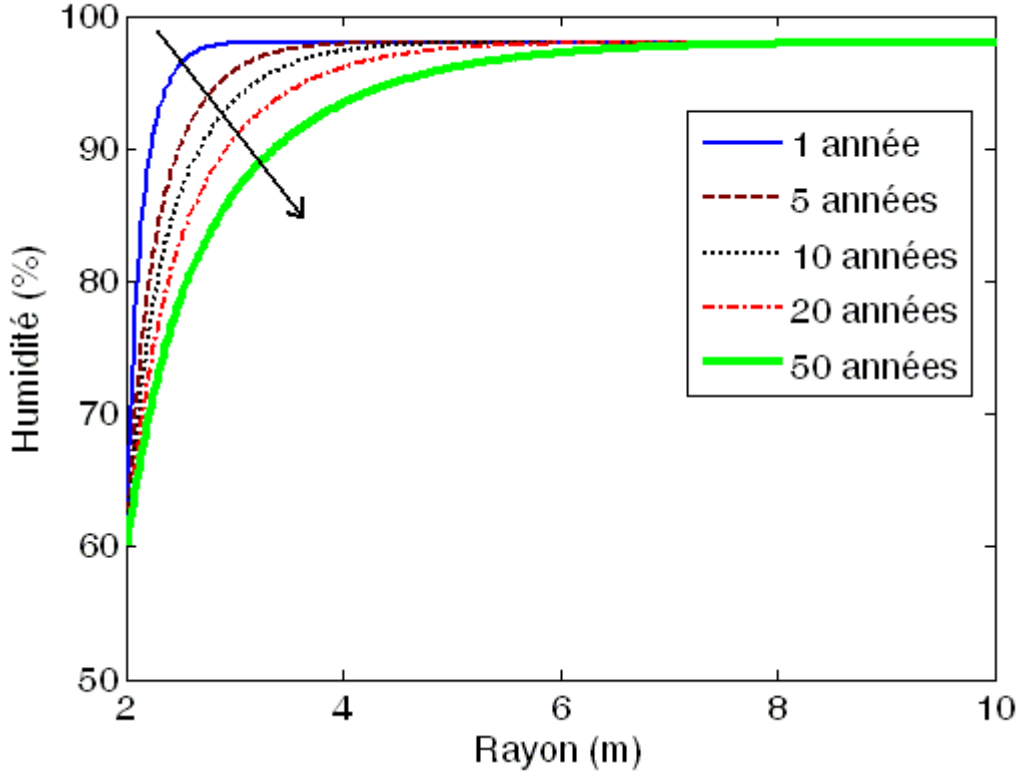


Figure 5-3 : Variation de l'humidité à l'intérieur de massif (D_e identifiée à partir de tube épais GT).

4.4.1.2 Variations des contraintes totales (98%RH à 60%RH)

Dans cette partie, nous prenons les valeurs de diffusivité identifiées à partir du tube épais GT pour calculer les variations de contrainte engendrées par la désaturation dans le massif. Nous nous intéressons plutôt à la zone désaturée autour des galeries où il y a des fissures mécaniques. Nous présentons les variations de contrainte dans les Figures 5-4, 5-5 et 5-6.

Variation de la contrainte orthoradiale $\sigma_{\theta\theta}$:

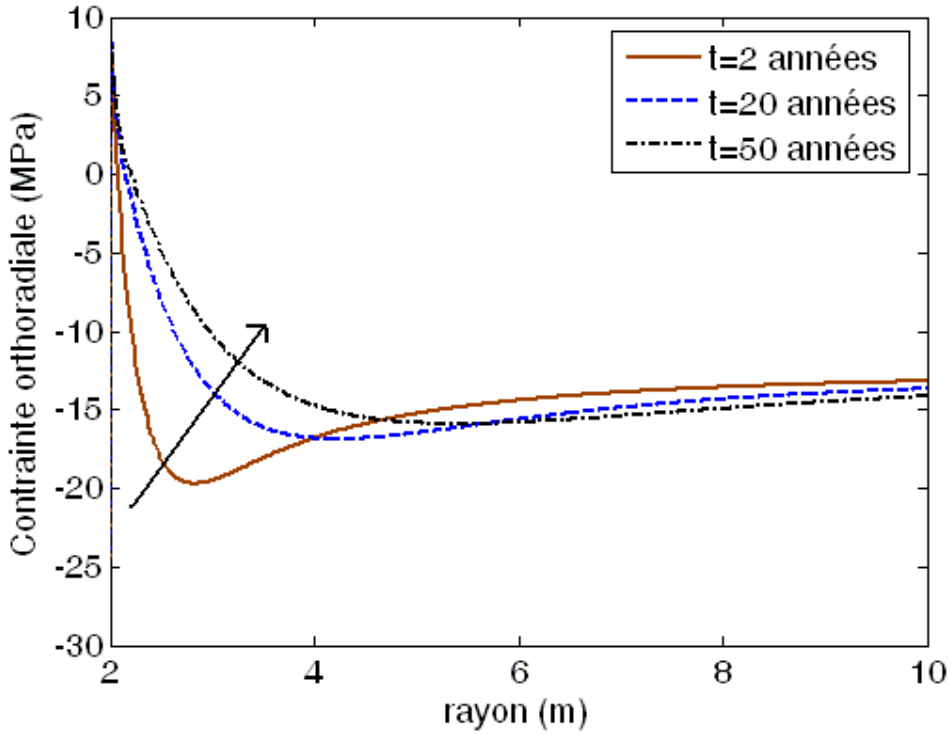


Figure 5-4 : Variation de la contrainte orthoradiale (98%RH-60%RH).

Variation de la contrainte axiale σ_{zz} :

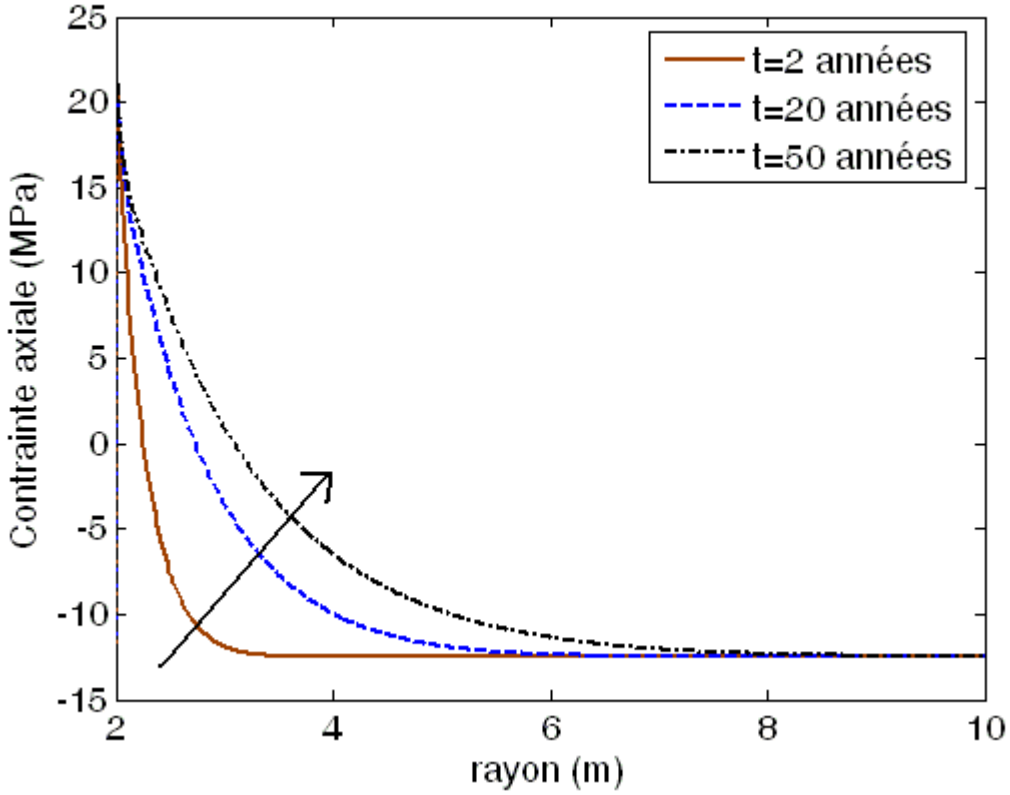


Figure 5-5 : Variation de la contrainte axiale (98%RH-60%RH).

Variation de la contrainte radiale σ_{rr} :

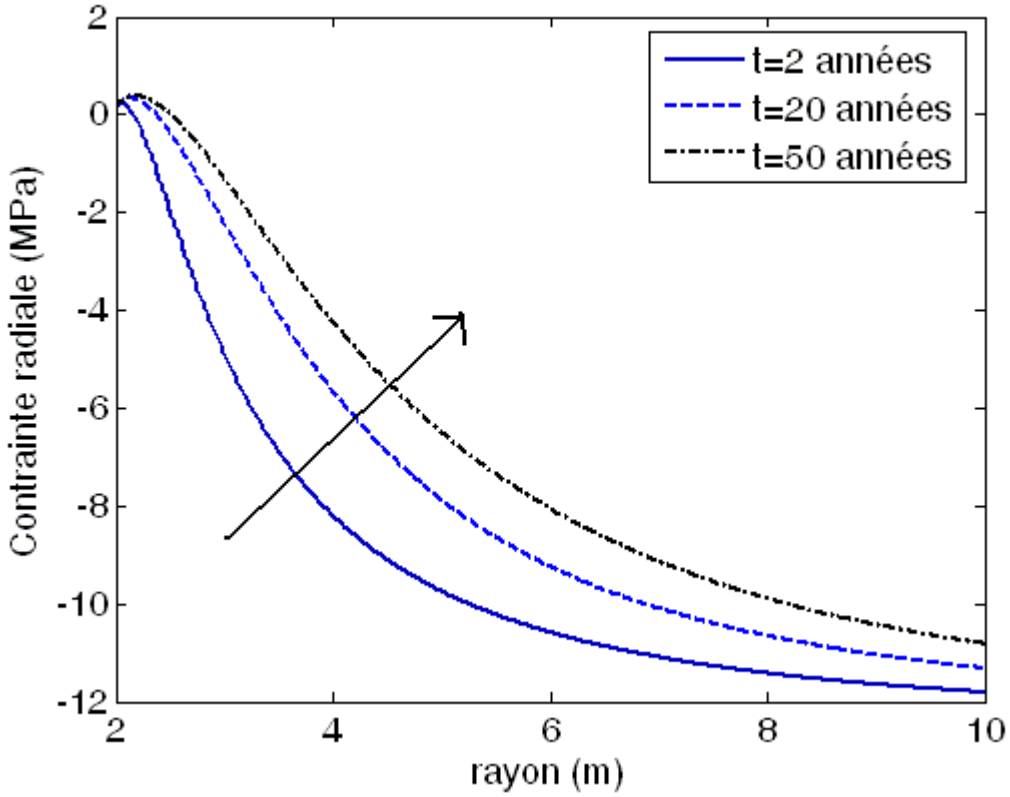


Figure 5-6 : Variation de la contrainte radiale (98%RH-60%RH).

En contrainte totale, la désaturation imposée à la paroi du tunnel induit une zone de contrainte de traction dans le massif rocheux (la périphérie du tunnel). On constate que les contraintes orthoradiales et axiales engendrées par la désaturation sont élevées (contraintes axiales de 19 MPa et contraintes orthoradiales de 6MPa) et bien supérieures à la résistance en traction de l'argilite de l'Est. Cela pourrait causer des fissures autour des galeries, si on considère un critère de rupture en contrainte totale. Les contraintes axiales sont supérieures aux contraintes orthoradiales. Dans ce cas, en dehors des considérations d'anisotropie de résistance en traction, les contraintes axiales sont donc plus dangereuses.

4.4.1.3 Variations des contraintes totales (98%RH à 80%RH)

Afin de comparer l'influence du gradient d'humidité imposée, on calcule encore la variation des contraintes engendrées par le palier d'humidité (98%RH à 80%RH). La diffusivité utilisée est identifiée à partir de tube épais GT. Nous présentons les variations des contraintes dans les Figures 5-7, 5-8 et 5-9.

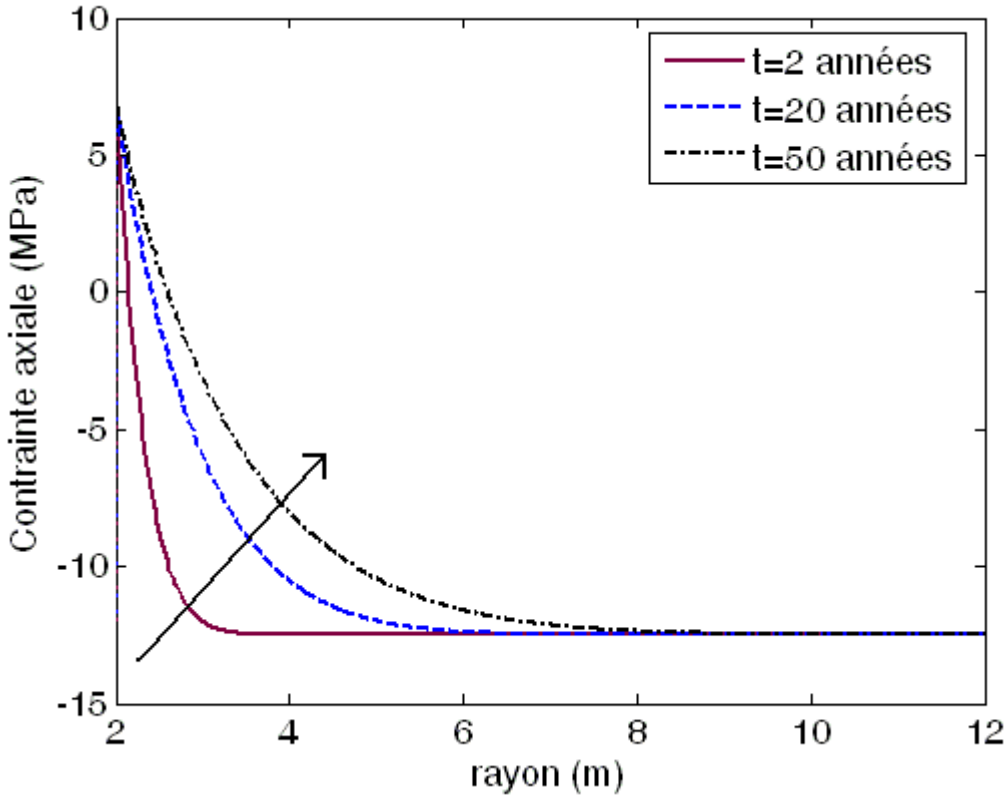


Figure 5-7 : Variation de la contrainte axiale (98%RH-80%RH).

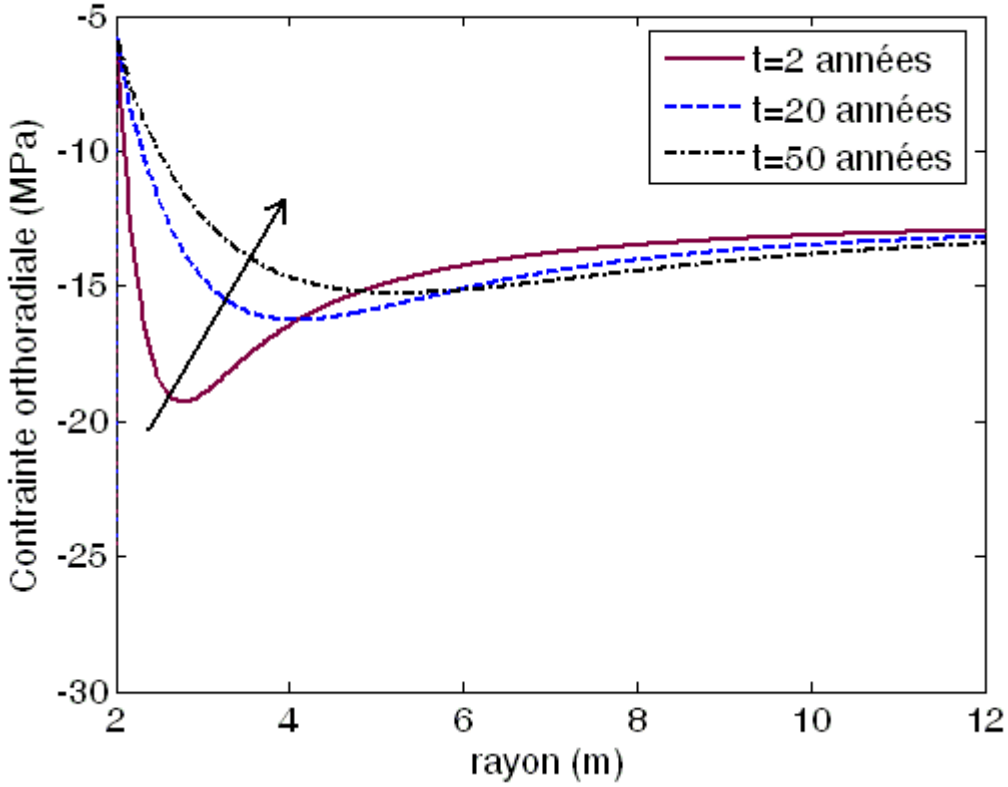


Figure 5-8 : Variation de la contrainte orthoradiale (98%RH-80%RH).

Variation de la contrainte radiale σ_{rr}

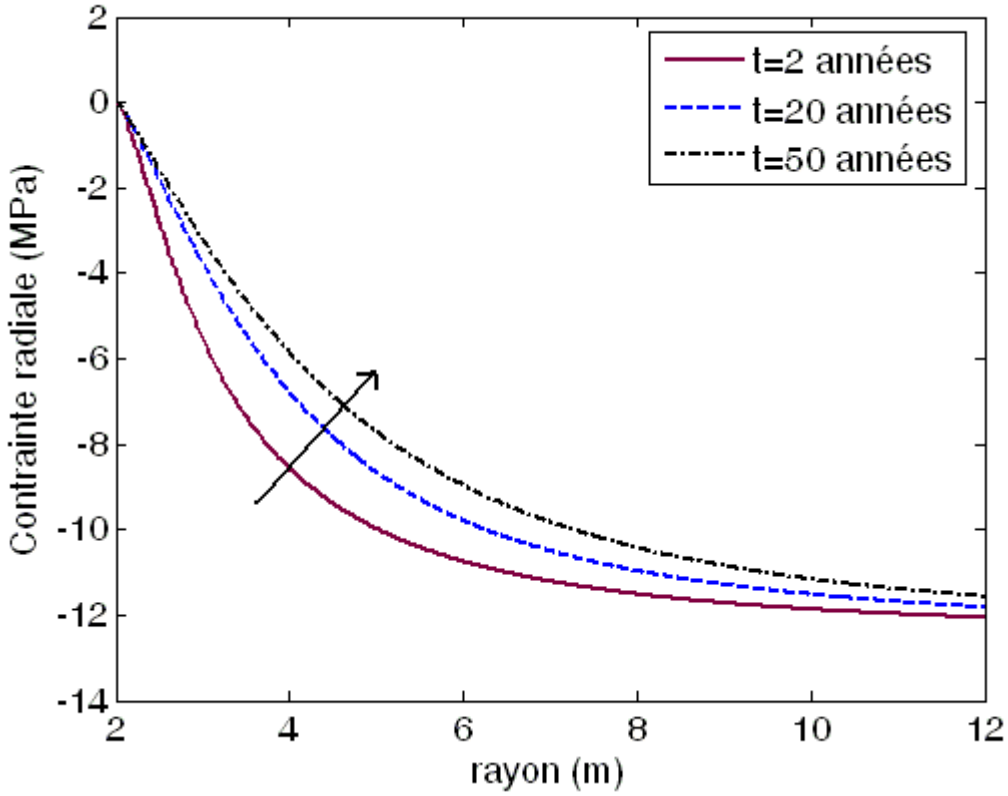


Figure 5-9 : Variation de la contrainte radiale (98%RH-80%RH).

Nous obtenons la contrainte axiale maximale en traction de 6,5 MPa engendrée par la désaturation 98%RH-80%RH (Figure 5-7). Cette valeur est plus faible que celle due à la désaturation 98%RH-60%RH. Par contre, les contraintes orthoradiale et radiale sont en compression (Figures 5-8 et 5-9). La diminution de gradient de l'humidité imposée peut réduire la contrainte axiale en traction engendrée dans le massif et ne pas causer la contrainte orthoradiale en traction.

4.4.2 *Cas de la resaturation*

Nous calculons la variation de la contrainte dans le massif due à la resaturation de 60%RH à 98%RH. Nous supposons l'état initial dans le massif à 60%RH et nous imposons l'humidité de 98%RH à la paroi.

La courbe de sorption:

$$S_l = \left(1 + \left(\frac{P_c}{P_{cr}}\right)^b\right)^c \qquad P_{cr} = 22 \text{ MPa} ; \text{ b} = 0{,}95 \text{ et c} = -0{,}38$$

La diffusivité est identifiée à partir de tube épais GT (Tableau 4-8).

Variation de la contrainte axiale totale :

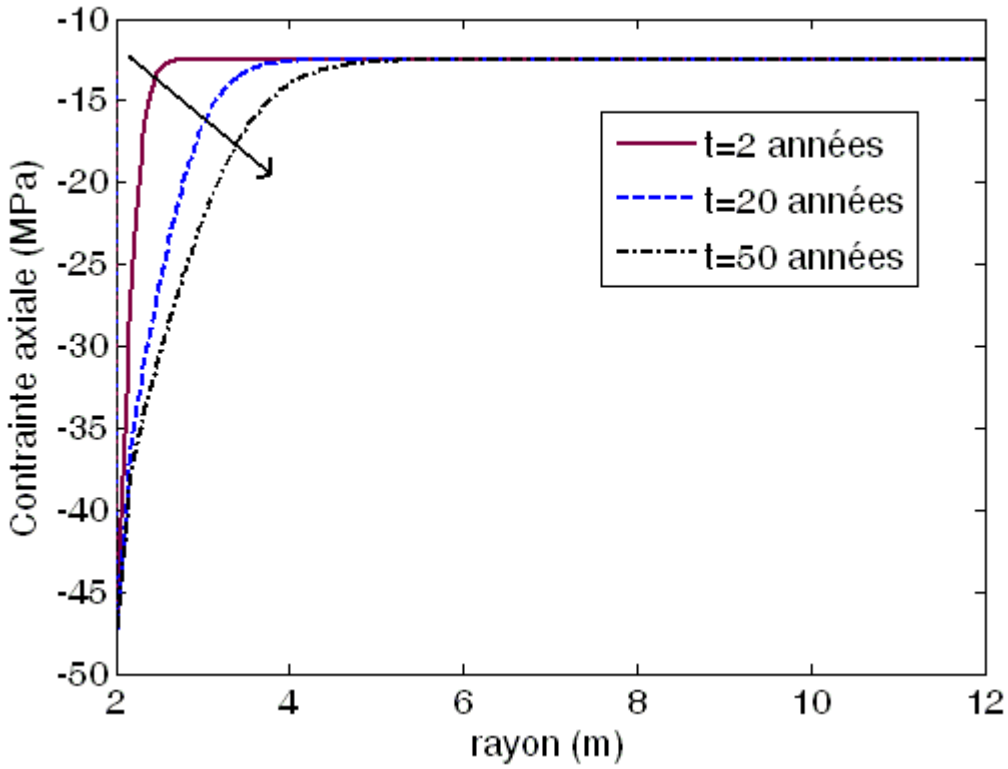


Figure 5-10 : Variation de la contrainte axiale (60%RH-98%RH).

Dans le cas de la resaturation, en contrainte totale, on obtient une zone de contrainte de compression dans le massif rocheux (en périphérie de tunnel). La contrainte maximale en compression est de 45 MPa (Figure 5-10).

5 CALCULS NUMERIQUES

La solution analytique pour le problème 1D (déformation plane) ne résout que le cas où le module de Young est constant. Dans cette partie, on utilise les résolutions numériques 1D (avec les mêmes conditions aux limites et initiales de calcul analytique) et 2D (avec l'effet de front de taille), en introduisant la non-linéarité du module de Young, du coefficient de Biot et de la diffusivité hydrique par rapport à l'humidité relative dans le modèle (partie 4.4.1), par la méthode des éléments finis.

Le matériau est considéré isotrope. Nous supposons que la pression de gaz est constante et égale à la pression atmosphérique. La diffusivité hydrique identifiée à partir de tube épais GT (Tableau 4-8) est utilisée dans les résolutions numériques, parce que l'on s'intéresse plutôt à la zone désaturée autour des galeries où il y a des fissures d'origine mécanique. Nous allons analyser l'influence de la désaturation (98% - 60% RH) sur le massif rocheux.

5.1 *Calcul 1D pour la désaturation 98%RH- 60%RH*

Nous utilisons le code de calcul aux éléments finis ABAQUS. Le rayon intérieur r_{in} est de 2 m. Nous fixons le rapport r_{ex}/r_{in} égal à 25. La taille du premier élément est 100 fois plus petite que celle du dernier élément. Le maillage, à progression géométrique, comporte alors 100 éléments rectangulaires de 8 nœuds.

5.1.1 *Résultats numériques*

Nous présentons les résultats des calculs numériques (variation des contraintes axiale et radiale) dans les Figures 5-11 et 5-12. Nous nous intéressons surtout à la contrainte axiale en traction. Cette contrainte est plus dangereuse et peut causer des endommagements dans le massif.

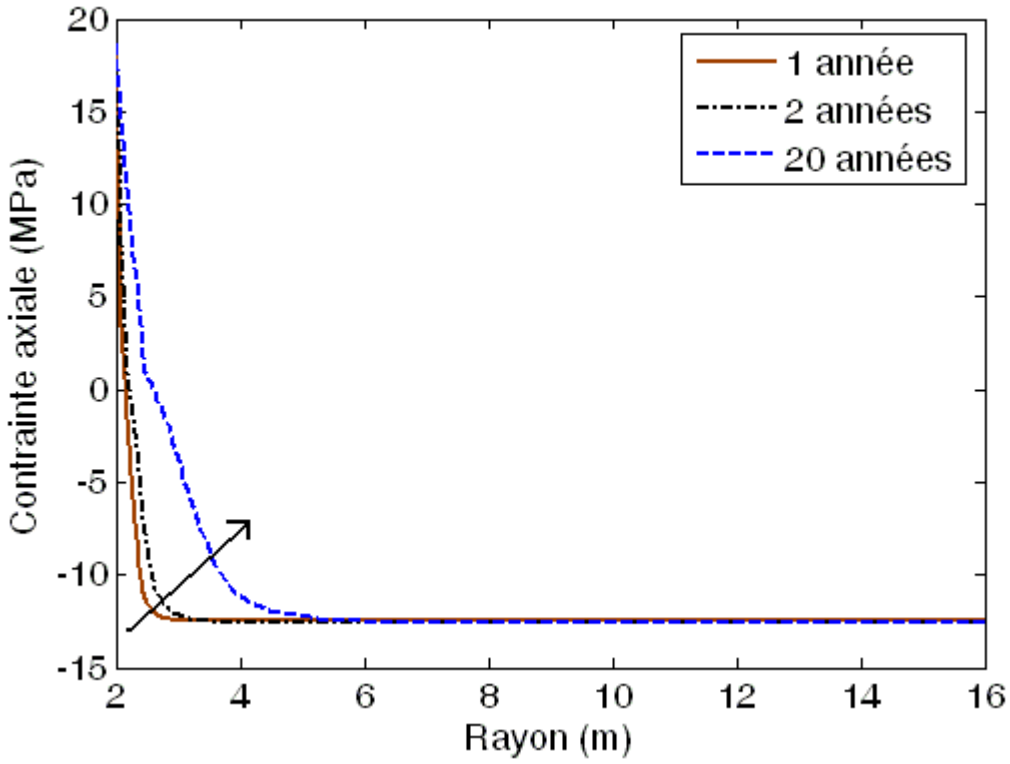


Figure 5-11 : Variation de la contrainte axiale.

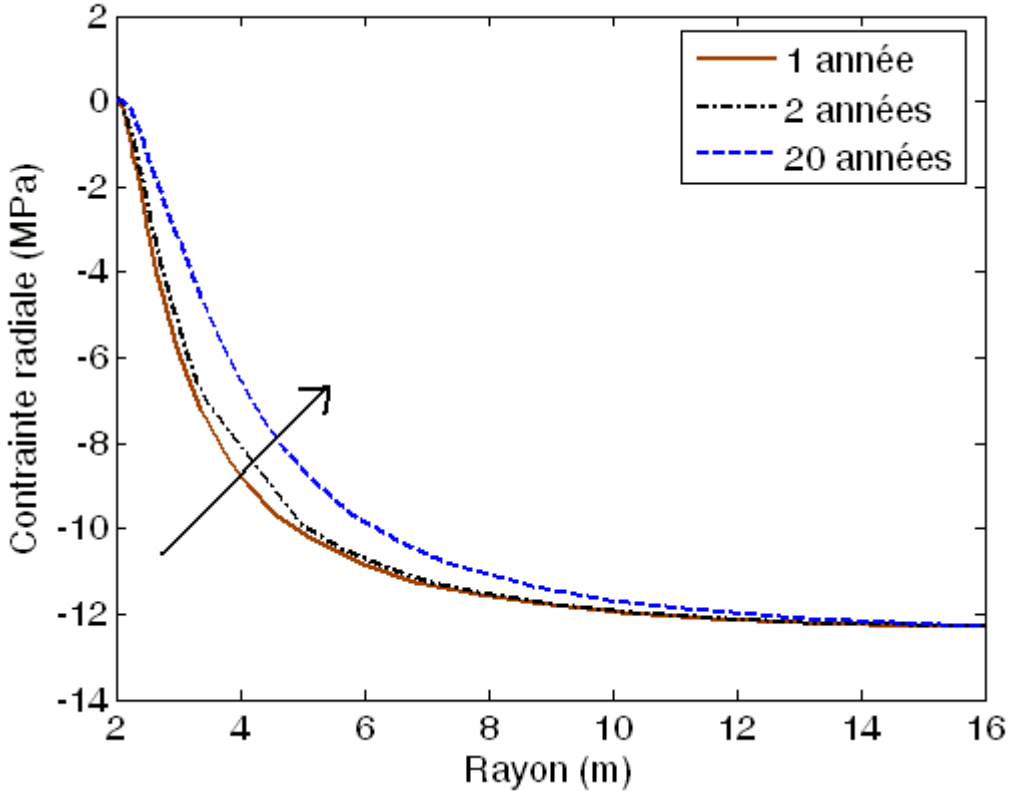


Figure 5-12 : Variation de la contrainte radiale.

5.1.2 *Comparaison de calcul analytique et numérique*

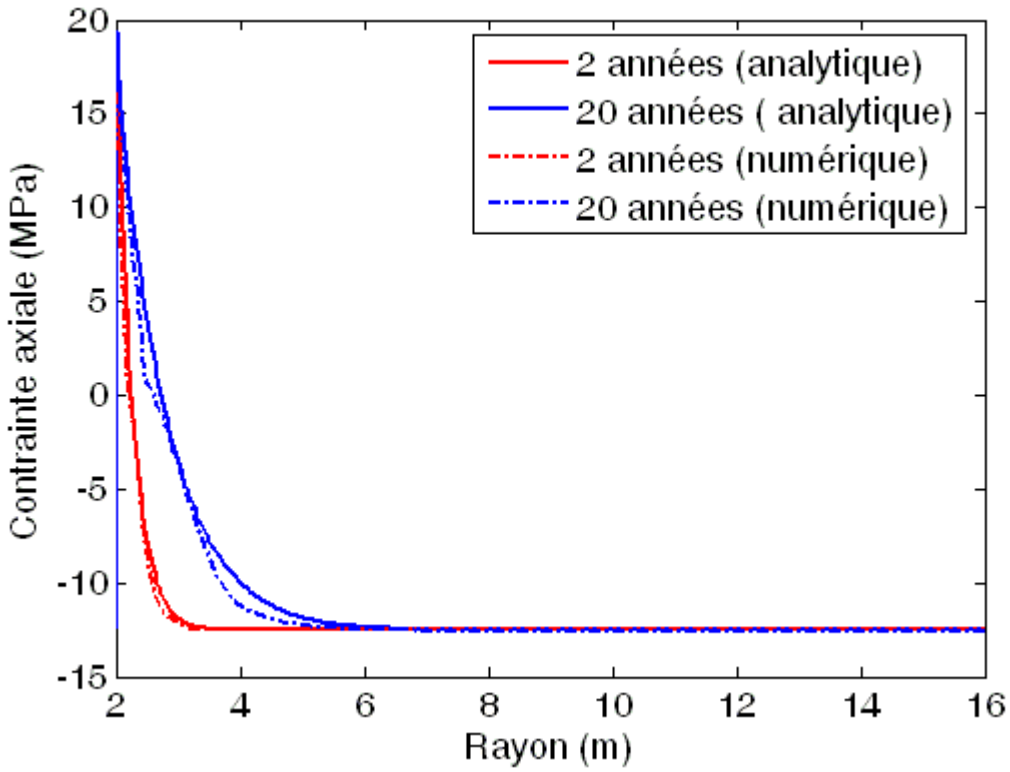


Figure 5-13 : Comparaison de contrainte axiale.

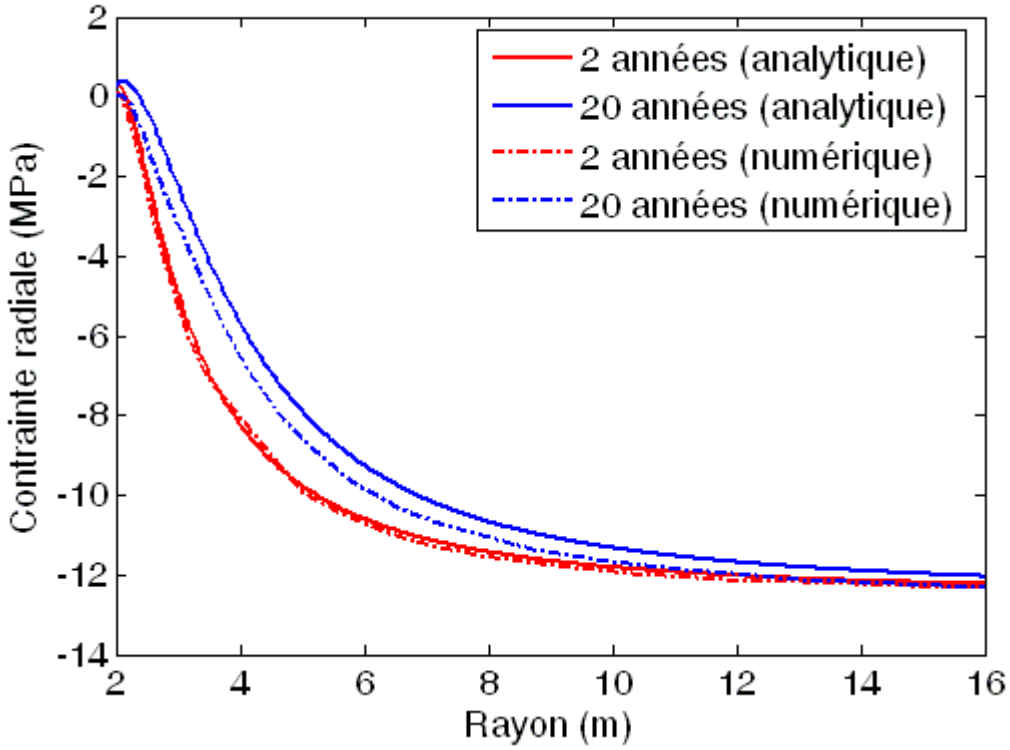


Figure 5-14 : Comparaison de contrainte radiale.

Nous faisons la comparaison entre le résultat numérique et la solution analytique pour analyser l'influence de la non-linéarité du module de Young dans le calcul numérique. Les valeurs maximales en traction et en compression sont proches de celles des calculs analytiques (Figures 5-13 et 5-14). Les allures des courbes des résultats numérique et analytique sont assez proches. La prise en compte de la non-linéarité du module de Young n'influence pas significativement la variation de la contrainte dans le massif. On obtient encore son faible influence sur la convergence.

Dans le cas de la désaturation, on obtient une zone de contrainte en traction dans le massif rocheux en périphérie de tunnel. La contrainte axiale maximale en traction est de 19 MPa. Cela pourrait engendrer des fissures autour des galeries.

5.2 *Calcul 2D pour la désaturation 98%RH- 60%RH*

5.2.1 *Schéma de calcul*

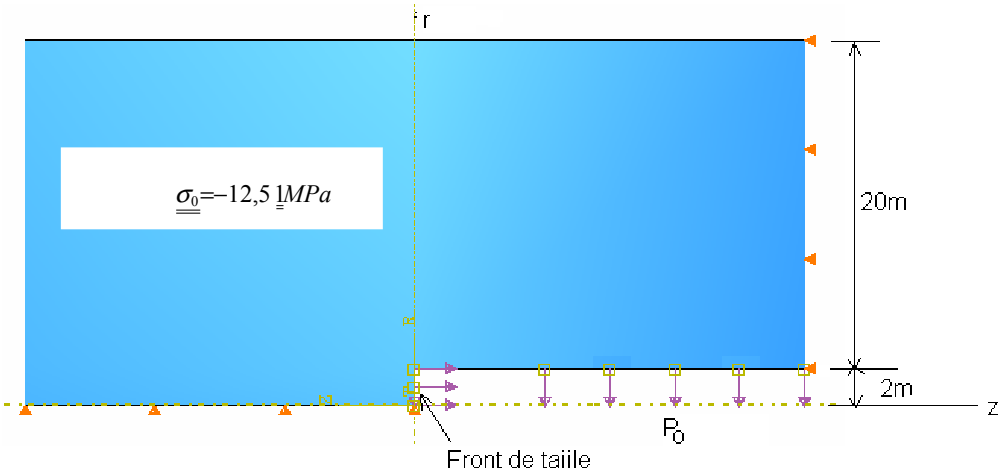


Figure 5-15 : Schéma de calcul 2D.

Dans le calcul 2D, on va analyser l'effet de l'excavation et de la ventilation sur le massif autour de front de taille. Le creusement est simulé par une contrainte radiale de traction P_0 appliquée instantanément à la paroi de la galerie et une contrainte horizontale de traction P_0 appliquée instantanément au front de taille (Figure 5-15). La ventilation de la galerie est simulée par l'application instantanée d'une pression liquide P_{impo} ou m_l à la paroi et au front de taille. Il n'y a pas de variation de la pression liquide et de la contrainte totale aux autres bords.

Dans la mesure où c'est le comportement en front de taille qui est notre préoccupation majeure, la galerie sera supposée être semi-infinie dans un massif infini. Grâce aux propriété de symétrie de la structure, seule une moitié est simulée. Les dimensions de la structure maillée sont grandes devant la dimension caractéristique du front de taille (2m). Les dimensions de maillage et les conditions aux limites sont présentées dans la Figure 5-15. Le maillage est plus fin au voisinage de la paroi et du front de taille pour modéliser au mieux la progression de la désaturation (Figures 5-16 et 5-17).

5.2.2 *Résultat de calcul 2D pour la désaturation 98%RH- 60%RH*

Nous utilisons le code de calcul aux éléments finis ABAQUS pour analyser l'effet de la désaturation 98%RH – 60%RH sur le massif rocheux autour du front de taille de galerie.

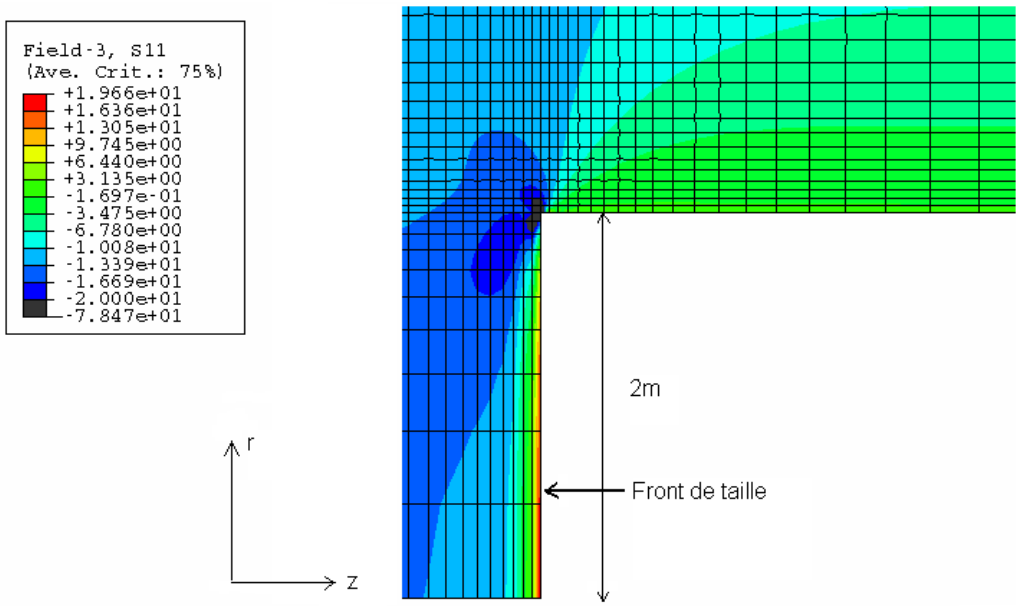


Figure 5-16 : Variation de la contrainte σ_{rr} après 1 année de l'excavation.

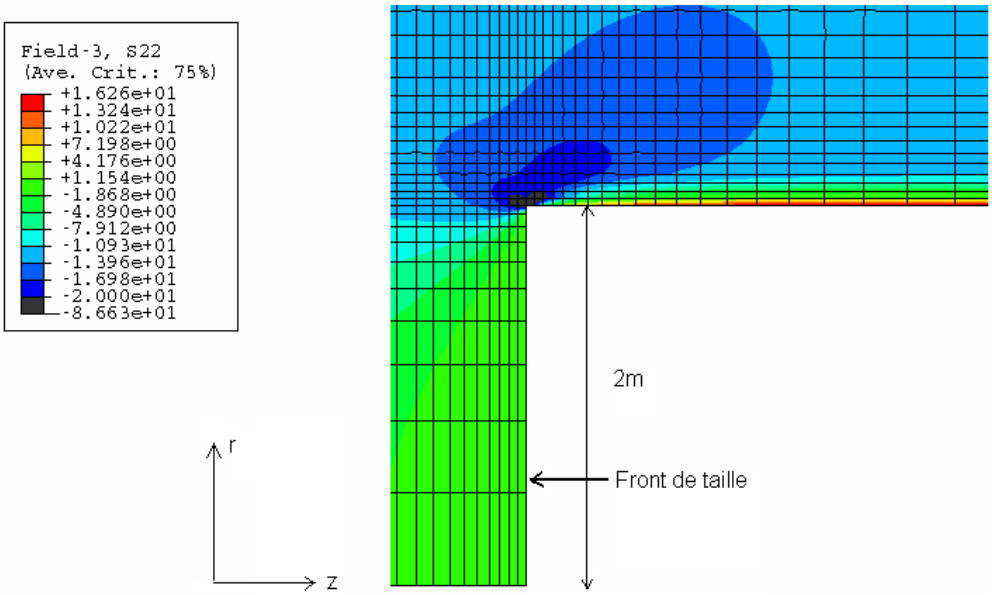


Figure 5-17 : Variation de la contrainte σ_{zz} après 1 année de l'excavation.

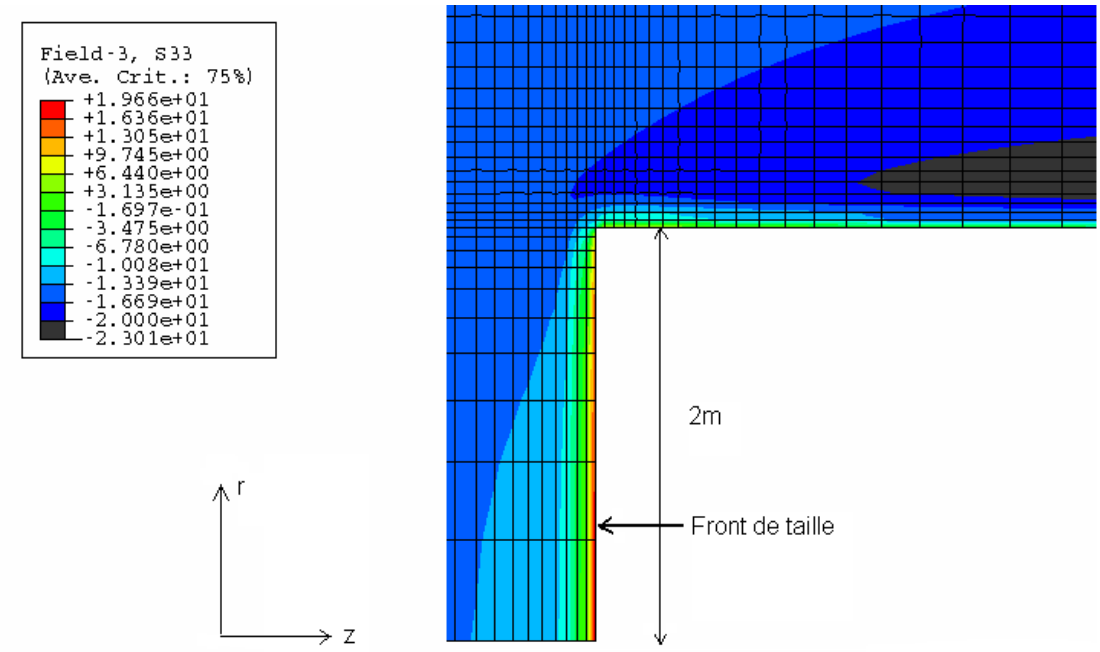


Figure 5-18 : Variation de la contrainte $\sigma_{\theta\theta}$ après 1 année de l'excavation.

Les Figures 5-16, 5-17 et 5-18 présentent les variations des contraintes autour du front de taille de galerie 1 année après l'excavation. Dans le cas de la désaturation 98%RH-60%RH, on obtient une zone en traction de faible épaisseur (quelques centimètres) dans le massif rocheux en périphérie et au front de taille de tunnel. La contrainte radiale σ_{rr} maximale en traction de 19,66 MPa (au centre du front de taille) pourrait engendrer des fissures horizontales au front de taille (fissures dans la direction de stratification si le tunnel est creusé parallèlement à la stratification) (Figure 5-16). Cela est cohérent avec les observations faites sur le site de Tournemire où une fissuration subhorizontale liée à la stratification est observée. La contrainte horizontale σ_{zz} maximale en traction de 16,26 MPa (1 m avant le front de taille) pourrait provoquer des endommagements autour des galeries (Figure 5-17).

6 DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

- Dans le cas de la désaturation, on a observé des fissures de retrait au front de taille du tunnel (cas de l'argilite de Tournemire) et dans le puits (l'argile à Opalinus au Mont-Terri). Le gradient d'humidité entre le cœur du matériau et la surface extérieure peut engendrer l'hétérogénéité de la pression de succion dans les matériaux au cours désaturation. Cette hétérogénéité crée les micro-fissures (retraits hydriques). Les essais en laboratoire ont permis de reproduire ces fissures, qui se sont traduites par une rupture généralisée de l'éprouvette. Ces fissures, qui s'ajoutent à un endommagement d'origine hydrique, se traduisent par une augmentation de la perméabilité globale de la roche. La contrainte totale en traction peut provoquer des endommagements hydriques au front de taille et autour des galeries. Mais la désaturation n'affecte qu'une zone de faible épaisseur autour de l'ouvrage dans laquelle la contrainte de traction importante se développerait. Par contre, la stabilité des ouvrages est renforcée par une augmentation, dans les zones désaturées du massif, de la résistance et du module de Young de la roche.

- Dans le cas de la resaturation, le calcul montre qu'il y a une augmentation de la contrainte orthoradiale en compression autour du tunnel. De plus, la resaturation accélère le fluage dans le matériau, et tend à diminuer le module de Young et la résistance à la compression du matériau. La combinaison de ces phénomènes conduit à une augmentation de la convergence du tunnel et peut expliquer la dégradation et l'instabilité en paroi comme il a été constaté dans le puits au Mont-Terri.

- Le modèle poroélastique non-linéaire a interprété les phénomènes hydromécaniques dus à la ventilation dans les galeries. Les résultats numérique et analytique sont assez proches. Le module de Biot et le gradient de l'humidité relative imposé sont reliés avec la valeur maximale des contraintes axiale et orthoradiale. Dans le cas de la désaturation, l'augmentation de gradient de l'humidité imposée peut accroître les contraintes axiale et orthoradiale en traction autour de la galerie. Ceci peut engendrer la rupture dans le massif rocheux. D'autre part, la perméabilité a une grande influence sur l'élargissement de la zone désaturée. La très faible perméabilité de cette argilite peut minimiser l'élargissement de la zone endommagée due à la ventilation.

REFERENCE

1. Bérest, P. et Weber, Ph. 1988. La thermomécanique des roches. Manuels et méthodes. N°16, Edition BRGM.

2. Blaisonneau, A. 2002. Modélisations couplées hydro-mécaniques en milieux poreux partiellement saturés : Application à la ventilation de galeries profondes. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

3. Coussy, O. 1991. Mécanique des milieux poreux. Ed. Technip. 437p.

4. Djeran, I. 1991. Etude des diffusions thermique et hydraulique dans une argile soumise à un champ de température. Thèse Ecole des Ponts et Chaussée. France.

5. Thouvenin, G. 1999. Modélisations couplées thermo-hydro-mécaniques en milieux poreux partiellement saturés. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

Conclusions générales et Perspectives

Par des approches expérimentales et numériques, nous avons cherché à caractériser macroscopiquement le transfert hydrique, les réponses mécanique et hydromécanique ainsi que les endommagements résultant des sollicitations hydriques sur l'argilite de l'Est.

Le phénomène de transfert hydrique de l'argilite de l'Est est mis en évidence par des essais de désaturation-resaturation effectués sur des échantillons de taille centimétrique. La diffusivité est déterminée par une méthode d'identification établie pour les diffusions axiale et radiale, en utilisant les résultat expérimentaux de variation de masse. Le transfert hydrique est non-linéaire par rapport à l'humidité et l'irréversibilité de variation de diffusivité est observée au cours de la désaturation-resaturation. Le modèle numérique proposé a bien interprété le phénomène de transfert hydrique en tenant compte les phénomènes physiques (la conduction hydraulique, la diffusion de vapeur, le changement de phase, l'effet mécanique, l'hystérésis etc.). La perméabilité identifiée à partir de la diffusivité dépend de l'humidité et du chemin de désaturation - resaturation. Le modèle numérique, dont le paramètre global (diffusivité hydrique) est identifié à partir des essais de laboratoire, est simple et utile pour modéliser le phénomène transfert hydrique dans la roche.

On a caractérisé l'influence du cycle de désaturation-resaturation sur le comportement mécanique de la roche argileuse en effectuant des mesures de déformation et de vitesses des ondes, des essais de compression uniaxiale et de fluage uniaxial sur des éprouvettes soumises à différents paliers d'humidité imposés. Les paramètres physico-mécaniques : déformation hydrique, vitesse de propagation des ondes ultrasoniques, propriétés élastiques, caractéristiques de rupture et paramètres de phénomène différé dépendent de l'état hydrique de matériau et du chemin de désaturation-resaturation imposé:

- La déformation hydrique libre dans l'argilite de l'Est est non-linéaire et anisotrope. La variation de la déformation est essentiellement due au mouvement de l'eau libre au cours de la désaturation-resaturation. Par ailleurs, la variation de la déformation hydrique dépend encore de l'état de chargement mécanique du matériau. La chute d'humidité entraîne la diminution de vitesse des ondes dans la roche lors de la désaturation. La vitesse des ondes ensuite décroît au début de la resaturation et remonte à la fin de la resaturation après le point d'entrée d'air. La variation de la vitesse des ondes s'explique par les phénomènes suivants : la contraction ou la dilatation de matériau, la substitution de l'air dans les pores par l'eau ou l'inverse, et les interactions entre l'eau et la matrice rocheuse.

- Le module de Young et la résistance de compression augmentent linéairement lorsque l'humidité diminue, au cours de la désaturation. Ils décroissent linéairement avec l'humidité relative au cours de la resaturation. L'augmentation du module de Young et de la résistance à la compression au cours de la désaturation peut être due au phénomène de confinement de pression de succion qui accroît la liaison entre les grains d'argile par une adhésion plus grande. Le coefficient de Poisson diminue au début de la désaturation et devient ensuite quasiment constant. La chute de la teneur en eau dans l'argilite entraîne la diminution de plasticité du matériau. Plus le matériau est sec, plus la rupture de matériau sous chargement mécanique est fragile.

- La désaturation ralentit le phénomène de fluage et la resaturation l'accélère. Une diminution de la teneur en eau s'accompagne de l'augmentation du seuil de fluage et de la résistance à la rupture de fluage. Elle entraîne une diminution de l'amplitude de fluage primaire lié avec la dissipation de l'eau interstitielle et la vitesse de fluage secondaire liée à la présence de l'eau dans l'interface des grains.

- Les irréversibilités de la variation de module de Young, de la résistance de compression à la rupture, de la vitesse des ondes et de la diffusivité hydrique au cours de la désaturation – resaturation montrent des endommagements hydriques dans l'argilite au début de la resaturation. Après être soumise à la désaturation, la roche argileuse peut être endommagée par la phase de resaturation.

Nous avons réussi à reproduire en laboratoire les endommagements hydriques. Des tubes épais, dont la géométrie se rapproche de celle d'une galerie, sont soumis à la désaturation, à la resaturation ou au cycle de désaturation – resaturation par une circulation d'air à hygrométrie contrôlée à travers leur trou central. Nous avons observé des endommagements hydriques et des ruptures localisées à la suite de ces chargements hydriques. Les plans des ruptures sont parallèles à la stratification. Les paramètres associés aux phénomènes de désaturation et de resaturation sur les tubes épais (perméabilité, coefficient de Biot) sont respectivement déterminés à partir de leurs variations de masse et de déformation. On montre que le coefficient de Biot identifié directement sur le tube épais dépend de l'humidité et est anisotrope. Nous constatons que la perméabilité déduite de ces essais est de 4 à 8 fois plus forte que celle des essais de caractérisation. L'augmentation serait due à des fissures induites par l'effet du chargement hydrique. Nous proposons un modèle numérique (poroélastique non-linéaire), dont les paramètres sont identifiés à partir des essais réalisés, qui permet d'interpréter les phénomènes hydromécaniques anisotropes observés. Les contraintes totales axiale et orthoradiale en traction calculées peuvent expliquer les ruptures et endommagements hydriques observés. De plus dans l'essai de longue durée, le type de fissurations observées, différentes des fissurations à « court terme » observées sur d'autres tubes suggèrent un développement lent de certaines fissures, du peut-être à des effets de vieillissement ou probablement d'oxydation des pyrites favorisée par les cycles de désaturation-resaturation. Ces effets peuvent accélérer l'élargissement des fissures et causer des endommagements et des altérations d'origine physico-chimique dans l'argilite.

Des calculs numériques ont été effectués sur des ouvrages souterrains. Le modèle hydromécanique (poroélastique non-linéaire) tient compte de la non-linéarité des paramètres identifiés à partir de résultats expérimentaux. Des solutions analytiques et numériques par la méthode des éléments finis illustrent l'influence de la désaturation et de la resaturation sur le massif d'argilite dans les galeries souterraines. La perméabilité a une grande influence sur l'élargissement de la zone désaturée. Les contraintes axiale et orthoradiale maximales en traction dépendant de gradient de l'humidité imposé à la galerie peuvent engendrer des ruptures et endommagements hydriques. Il faut ainsi garder l'humidité la plus élevée possible pour réduire les conséquences de la ventilation sur le matériau autour des ouvrages souterrains.

Pour la perspective de ces études, un essai sur le tube épais (modèle réduit de tunnel) sous chargement hydrique dans le trou et chargement mécanique à l'extérieur devrait être effectué. Un critère de rupture exprimé en contrainte totale ou effective est nécessaire à établir pour prévoir la rupture du matériau non-saturé (fissuration éventuelle). Un modèle poromécanique plus complexe tenant compte des endommagements et des phénomènes différés observés dans les essais au laboratoire doit être développé pour interpréter les résultats in situ.

REFERENCES GENERALES

1. ANDRA. 2001. Référentiel Géologique du site de Meuse/Haute-Marne. Tome 4. Le Callovo-Oxfordien.
2. Afrouz, A., Harvey, J.M. 1974. Rheology of rocks within the soft to medium strength range. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 11, 281-290.
3. Alonso, E. E., Gens, A., Josa, A. 1990. A constitutive model for partially saturated soils. Geotechnique. 40 (3), 405-430.
4. Ballivy, G., Daoud, M., Saleh, K. 1992. Physico-mechanical behaviour of rocks under the effect of the relative ambient moisture. Colloque René Houpert : structure et comportement mécanique des géomatériaux. Nancy, pp 247-256.
5. Baroghel-Bouny, V., 1994. Caractérisation des pâtes de ciment et des bétons. Méthodes, analyse, interprétation. Presses du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées N° 502 503. ISBN 2-7208-5030-1.
6. Bauer-Plaindoux, C., Tessier, D., Ghoreychi, M., 1998. Mechanical properties of carbonatic clayey rocks: importance of the calcite clay relation. C.R. Acad. Sci., Earth & Planetary Sciences. 326, 231-237.
7. Bazant, Z.P. 1986. Creep and shrinkage of concrete mathematical model. Fourth Rilem International Symposium.
8. Bénet, J.C. 1981. Contribution à l'étude thermodynamique des milieux poreux non saturés avec changement de phase. Thèse Université des sciences et technique du Languedoc. France.
9. Bérest, P et Weber, Ph. 1988. La thermomécanique des roches. Manuels et méthodes. N°16, Edition BRGM.
10. Bishop, A.W. 1959. The principle of effective stress. Teknisk Ukeblad. 39, 859-863.
11. Bishop, A.W., Blight, G.E. 1963. Some aspects of effective stress in saturated and unsaturated soils. Géotechnique N^{o} 3, 177- 197.
12. Blaisonneau, A. 2002. Modélisation couplées hydro-mécaniques en milieux poreux partiellement saturés: Application à la ventilation de galeries profondes. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.
13. Blümling, P., Bauer-Plaindoux, C., Mayor, J.C., Alheid, H.J., Fukaya, M., 2000. Geomechanical investigations at the underground rock laboratory Mont-Terri. In: N. Hoteit et al. (Eds.). Int. Workshop on THM modeling of argillaceous rocks, Ecole des Mines de Paris, France, pp 275-284. Rotterdam, Balkema.
14. Boudhrioua, N., Bonazzi, C. and Daudin, J.D. 2003. Estimation of moisture diffusivity in gelatin-starch gel using time-dependent concentration-distance curves at constant temperature. Food chemistry. Vol. 82, 139-149.
15. Bovet, D., Jouannna, P., Recordon, E., Saix, C. 1995. Experimental studies, Modern issues in Non-saturated soils. Gens A, Jouanna P, Schrefler B. Eds, pp 159-21, Springer-Verlag.
16. Chiarelli, A.S. 2000. Etude expérimentale et modélisation du comportement mécanique de l'argilite de l'Est , Influence de la profondeur et de la teneur en eau. Thèse Université de Lille. France.
17. Collard, J.M. 1989. Etude des transferts d'humidité et des déformations pendant le séchage d'une plaque d'argile. Thèse Université Poitiers. France.
18. Coste, F., Bounenni, A., Chanchole, S., Su, K., 2000. A method for measuring mechanical, hydraulic and hydromechanical properties during damaging in materials with low permeability. In: N. Hoteit et al. (Eds.). Int. Workshop on THM modeling of argillaceous rocks, Ecole des Mines de Paris. France, pp. 109-116. Rotterdam, Balkema.
19. Coussy, O. 1991. Mécanique des milieux poreux. Ed. Technip. 437p.
20. Crank, J. 1975. The mathematics of Diffusion. Oxford Clarendon Press.
21. Crausse, P. 1981. Etude fondamentale des transferts couplés de chaleur et d'humidité en milieu poreux non saturé. Thèse Institut national polytechnique de Toulouse. France.
22. Daian, J.F. 1986. Processus de condensation de transfert d'eau dans un matériau méso et macroporeux : Etude du mortier de ciment. Thèse Institut national polytechnique de Grenoble. France.
23. Daupley, X. 1997. Etude du potentiel de l'eau interstitielle d'une roche argileuse et des relations entre ses propriétés hydriques et mécaniques - Application aux argilites du Toarcien de la région de Tournemire (Aveyron). Thèse École Nationale Supérieure des Mines de Paris. France.
24. De Buhan, P., Dormieux, L., Château, X. 1998. A micro-macro approach to the constitutive formulation of large strain poroelasticity. Proceedings First Poromechanics Conference, 35-40.

25. Delage, P., Howat, M.D., Cui, Y.J. 1998. The relationship between suction and swelling properties in a heavily compacted unsaturated clay. Engineering Geology. 50, 31-48.
26. Delage, P., Suraj De Silva, G.P.R., De Laure, E. 1987. Un nouvel appareil triaxial pour les sols non saturés. Proceedings of the 9th European Conference on soil Mechanics and Foundation Engineering, Dublin. Vol 1, Balkema, 26-28. Dordrecht. Netherlands.
27. Derek Martin, C., Lanyon, G.M., Blümling, P., Mayor, J.C., 2003. The excavation disturbed zone around a test tunnel in the Opalinus clay. In: European Commission CLUSTER Conference. Luxembourg, 121-125.
28. De Vries, D.A. and Kruger, A.J. 1966. On the value of the diffusion coefficient of water in air. Proc. Colloque international du CNRS n° 160, pp 61-72.
29. Djeran, I. 1991. Etude des diffusions thermique et hydraulique dans une argile soumise à un champ de température. Thèse Ecole des Ponts et Chaussée. France.
30. Dormieux, L. Lemarchand, E. 1999. Modélisation du gonflement des argiles en phase transitoire : application à l'essai oedométrique. Réf. 250. 14ème congrès de Mécanique. 30 Août -3 septembre 1999. Toulouse.
31. Dormieux, L., Barboux, P., Coussy, O., Dangla, P. 1995. A macroscopic model of the swelling phenomenon of a saturated clay. Eur. J. Mech., A/Solids. 14, 981-1004.
32. Duncan, N. 1969. Engineering Geology And Rock Mechanics, Vol I, Leonard Hill. London.
33. Dusseault, M.B. and Fordham, C.J. 1993. Time dependent behaviour of rock. Comprehensive rock engineering. Vol 1: Fundamentals. J.A. Hudson Ed. pp 119-149. Pergamon Press. Oxford.
34. Escoffier, S., 2002. Caractérisation expérimentale du comportement hydromécanique des argillites de Meuse/Haute-Marne. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.
35. Gaombalet, J., Su, K. 1998. A numerical code for computation of transport phenomena coupled with mechanics in porous media, Application of Numerical Methods to Geotechnical Problems. In Proc. of the 4th Eur. Conf. Num. Meth. Geotech. Eng. (Numge 98), Udine, Italy, Annamaria Cividini. Eds, Springer Verlag. Wien.
36. Gaombalet, J. 2004. Gonflement des argiles et ses effets sur les ouvrages de stockage souterrain. Thèse Ecole Polytechnique. France.
37. Gasc-Barbier, M. 2002. Etude des mécanismes de déformation de roches argileuses profondes: Apport de la microstructure et des analyses pétrophysiques. Thèse Université Paris VI. France.
38. Ghoreychi, M. 1999. Comportement thermo-hydro-mécanique des argilites de l'est et son incidence sur les ouvrages souterrains. Dans « Etude pour la faisabilité des stockages de déchets radioactifs » Actes des Journées scientifiques ANDRA. Nancy, 7, 8 et 9 décembre 1999. EDP Sciences Ed. 397-418.
39. Giraud, A. and Rousset, G. 1996. Time-dependent behaviour of deep clays. Engineering Geology, 41, Issues 1-4, 181-195.
40. Grim, R.E. 1968. Clay Mineralogy. Mac Graw-Hill Book Company.
41. Hillel, D., 1971. Soil and water : Physical Principles and Processes. Academic Press. New York.
42. Homand, F., Duffaut, P. 2000. Manuel de mécanique des roches. Presse de l'école des mines de Paris.
43. Horseman, S.T. 1984. Moisture content – a major uncertainty in storage cavity closure prediction. In Proceedings of the second Conference on the mechanical behavior of salt, Hanover, 1984, eds. H. Reginald Hardy and JR. Michael Langer, Trans Tech Publications, 53–68.
44. Huusche, U., Schulze, O. 1993. Effect of humidity and confinement pressure on creep of rock salt. In Proceedings of the third Conference on the mechanical behavior of salt, Palaiseau, 1993, eds. M. Ghoreychi et al, Trans Tech Publications, 237–248.
45. Lajtai, E.Z., Schmidtke, R.H., Bielus, L.P. 1987. The effect of water on the time-dependent deformation and fracture of a granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 24, 247-255.
46. Lassabatère, T. 1994. Couplages hydromécaniques en milieu poreux non saturé avec changement de phase - application au retrait de dessiccation. Thèse Ecole nationale des Ponts et Chaussées. France.
47. Lemaire, T., Moyne, C., Stemmelen, D., 2004. Imbibition test in a clay powder (MX-80 bentonite). J. Applied Clay Science. 26, 235-248.
48. Mainguy, M. 1999. Modèles de diffusion non-linéaire en milieux poreux, Application à la dissolution et au séchage des matériaux cimentaires. Thèse Ecole nationale des Ponts et Chaussées. France.
49. Mensi, R., Acker , P., Attolou, A. 1988. Séchage du béton : Analyse et modélisation. Materials and structures. Vol. 21, 3-10.

50. Mitchell, J.K. 1993. Fundamentals of soil behaviour. John Wiley and Sons, Inc. New York. 437 p.

51. Moyne, C. 1987. Transferts couplés chaleur-masse lors du séchage : prise en compte du mouvement de la phase gazeuse. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

52. Nguyen Minh, D., Bergues, J., Hoteit, N. 1999. Détermination du comportement mécanique des roches argileuses. In proceedings of the 9e Congress of ISRM, Paris, 645-650.

53. Philip, J.R. et De Vries, D.A. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradient. Transaction, American Geophysical Union. Vol 38, N° 2, 222-232.

54. Pel, L. 1995 Moisture transport in porous building material. Ph.D. Thesis Eindhoven University. Netherlands.

55. Pham, Q.T., Malinsky, L., Nguyen Minh, D. and Vales, F. 2004. Moisture transfer in argillaceous mass submitted to ventilation in underground galleries. In proceedings of 6th North American Rock Mechanics Symposium. June 5-10, 2004. Houston, USA. Paper N° 526.

56. Prost, R. 1990. Relation eau-argile: Structure et gonflement des matériaux argileux Matériaux argileux: Structure, propriété et application, Soc. Fr. Minéral. Cristall. 88p.

57. Rajniak, P., and Yang, R.T. 1993. A simple model and Experiment for Adsorption-Desorption hysteresis : Water vapor on silica gel. AIChE journal. Vol. 39, 774-780.

58. Rajniak, P., Soos, M. and Yang, R.T 1999. Unified network model for adsorption-desorption in systems with hysteresis. AIChE journal. Vol. 45, N°4, 735-750.

59. Ramambasoa, N. 2001. Etude du comportement hydromécanique des argilites. Application au site de Tournemire. Thèse Ecole Polytechnique. France.

60. Richards, L.A. 1941. A pressure - membrane extraction apparatus for soil solution. Soil science. vol. 51, 377-386.

61. Robinet, J.C. 1992. Modèle de transfert de masse dans les argiles à faible porosité. Application à l'effet de la ventilation dans les galeries. Rev. Franç. Géotechnique. N° 61, 31-43.

62. Robinet, J.C., Pakzad, M. et Plas, F. 1994. Un modèle réologique pour les argiles gonflantes. Revue française de géotechnique. 68, 57-67.

63. Robinet, J.C & Tacherifet, S. 1996. Simulation numérique du creusement d'une galerie dans un massif argileux gonflant. Revue française de géotechnique. 75, 57-68.

64. Rolland, S. 2002. Transfert hydrique dans des sols argileux gonflants : influence du confinement. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

65. Ruiz Cabrera, M.A. 1999. Détermination de la relation enthre la diffusivité de l'eau et de la teneur en eau dans les matériaux déformables à partir d'images RMN-Elaboration de la méthode avec des gels de gélatine et transposition à la viande. Thèse Université Auvergne. France.

66. Rutter, E.H.1983. Pressure solution in nature, theory and experiment. Journal of the Geological Society. 140, 725-740.

67. Schmitt, L., Forsans, T., Santarelli, J. 1994. Shale testing and capillary phenomena. International journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 31 (5), 411-427.

68. Seedsman, R.W. 1993. Characterizing clay shale. Comprehensive rock engineering. Vol 3, J.A. Hudson Ed. pp 151-165. Pergamon Press. Oxford.

69. Shao, J.F., Giraud, A., Ata, N., Soukup, D. 1998. Modeling elastic damage in unsaturated porous rock. Proceedings of the 4th International workshop on key issues in waste isolation research. Barcelona.

70. Shao, J.F., Ata, N., Homand, S. 1999. Evaluation des perturbations thermohydromécaniques des argilites de l'Est et des sites du Gard. Rapport Andra DRP 0 LML 99.004/B.

71. Taibi, S. 1994. Comportement mécanique et hydraulique des sols sousmis à une pression interstitielle négative – étude expérimentale et modélisation. Thèse Ecole Centrale Paris. France.

72. Tessier D. 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse d'état Université Paris 7. France.

73. Thouvenin. G. 1999. Modélisations couplées thermo-hydro-mecaniques en milieux poreux partiellement saturés. Thèse Institut national polytechnique de Lorraine. France.

74. Valès, F., Nguyen Minh, D., Gharbi, H., Rejeb, A. 2004. The influence of the degree of saturation on physical and mechanical properties in Tournemire shale. J. Applied Clay Science. 26, 197-208.

75. Van Damme, H. 2001. L'eau et sa présentation. Mécanique des sols non-saturés. Hermes.

76. Van Eeckhout, E., 1976. The Mechanisms of Strength Reduction Due to Moisture in Coal Mine Shales. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 13, 61-67

77. Van Genutchen, M.TH. 1980. A closed-phase mixture model of liquids-gas flow and heat transfer in capillary porous media. Soil science society of America Journal. 44, 892-898.

78. Vincké, O., Longuemare, P., Boutéca, M., et Deflandre, J. 1998. Investigation of the poromechanical behaviour of shales in the elastic domain. In the proceedings of Eurock 98 : Rock mechanics in petroleum engineering. Norway.

79. Wiid, B.L. 1970. The influence of moisture on the pre-rupture fracturing of two rock type. Proc. 2nd Int. Conf Rock Mech. 2, pp 239-245. Belgrade.

80. Witasse, R. 2001. Contribution à la compréhension du comportement d'une coque d'aéroréfrigérant vieilli : définition d'un état initial, influence des effets différés sous sollicitations hydromécaniques. Thèse Institut national des sciences appliquées de Lyon. France

81. Wright, H. 2001. Rôle de la minéralogie, de la texture et de la structure dans la déformation et la rupture des argilites de l'Est. Thèse École Nationale des Ponts et Chaussées. France.

82. Yang, D.Q., Rahardjo, H., Leong, E.C., Choa, V., 1998. Coupled model for heat, moisture, air flow, and deformation problems in unsaturated soils. Journal of engineering mechanics. 124, 1331-1338.

83. Zhang, C., Rothfuchs, T. 2004. Experimental study of the hydro-mechanical behaviour of the Callovo-Oxfordian argillite. J. Applied Clay Science. 26, 325-336.

ANNEXE I : Plan de carottage

Nous avons reçu pour la présente étude, deux livraisons de cellules T1, résumées dans le tableau f.1. Trois cellules sont affectées à l'étude. De plus nous avons utilisé des restes de cellules utilisées dans un autre contrat ANDRA – LMS au même moment au LMS.

Tableau f.1 – Livraison de la matière sous forme de cellules T1.

Désignation T1	Sondage	Date prélèvement	Profondeur (m)	Livraison
EST 5655	EST 205	09/00	480,37-480,69	avril 2003
EST 5659	EST 205	09/00	481,10-481,42	avril 2003
EST 18071			460	mai 2005
EST 5534	EST 205	09/00	451,00-451,32	avril 2003

Les figures suivantes détaillent le plan de recarottage à partir des carottes de sondage ANDRA.

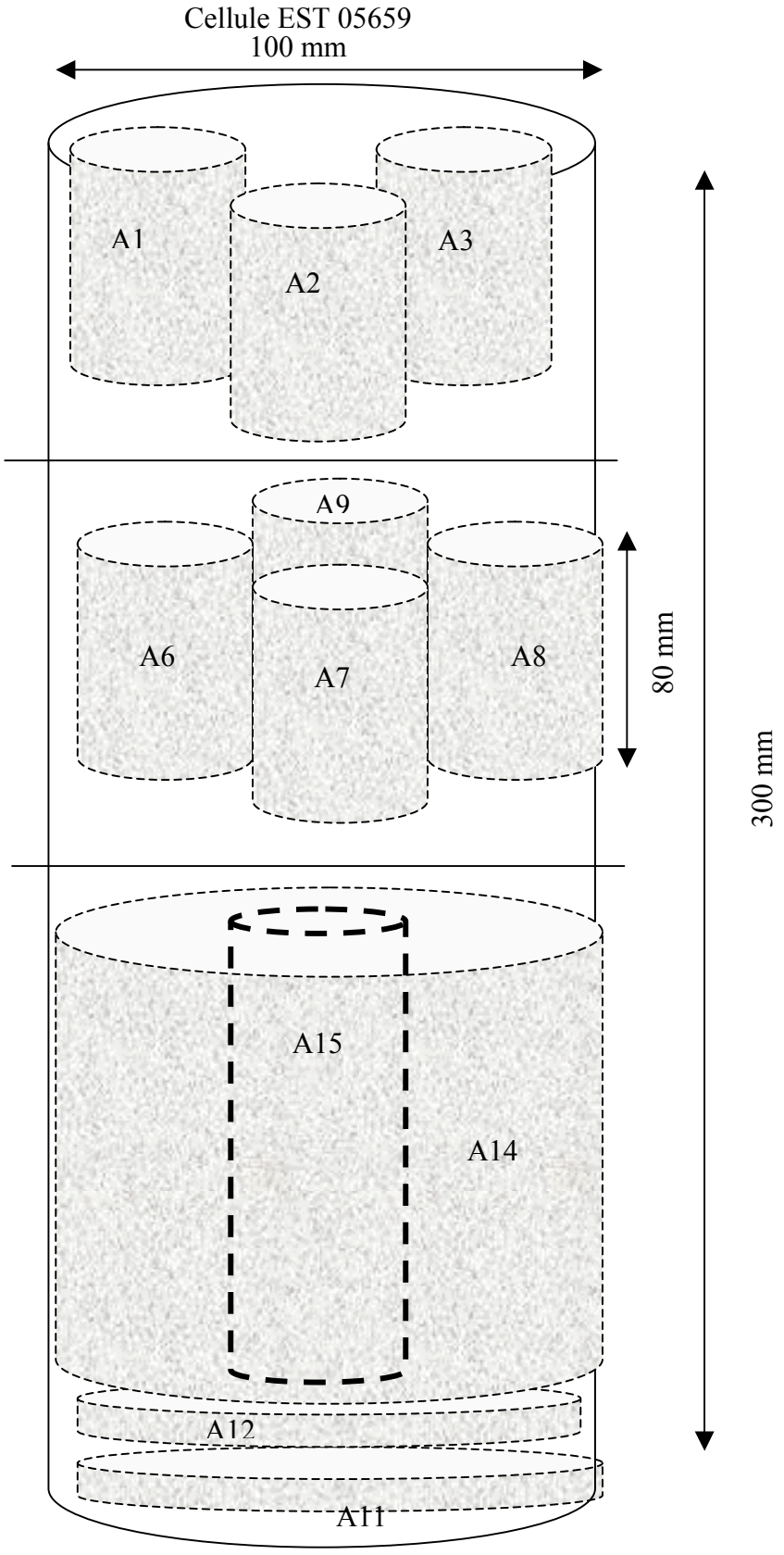


Figure f-1a : Cellule EST 05659.

Cellule EST 05655

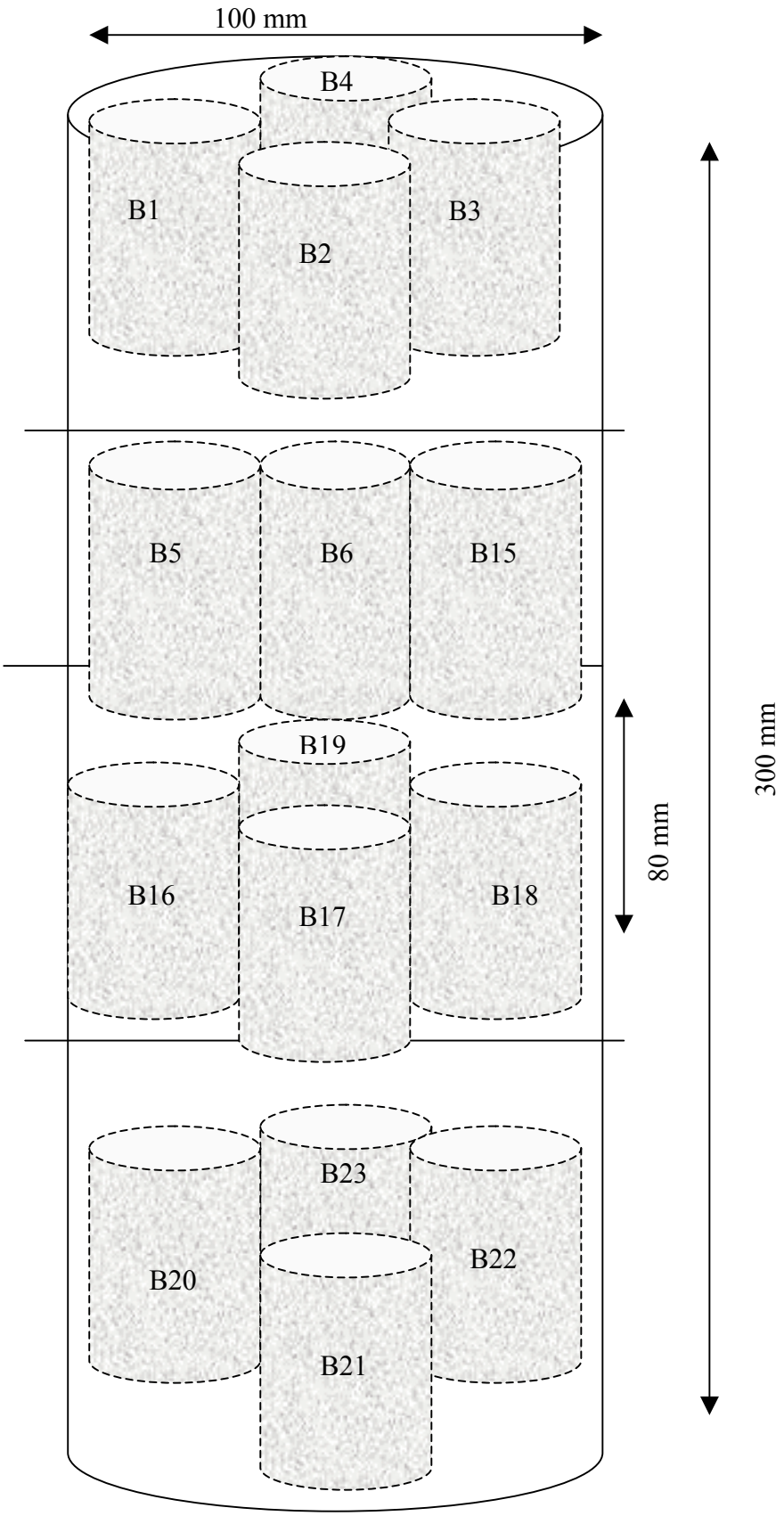


Figure f-1b : Cellule EST 05655.

Cellule EST 5534

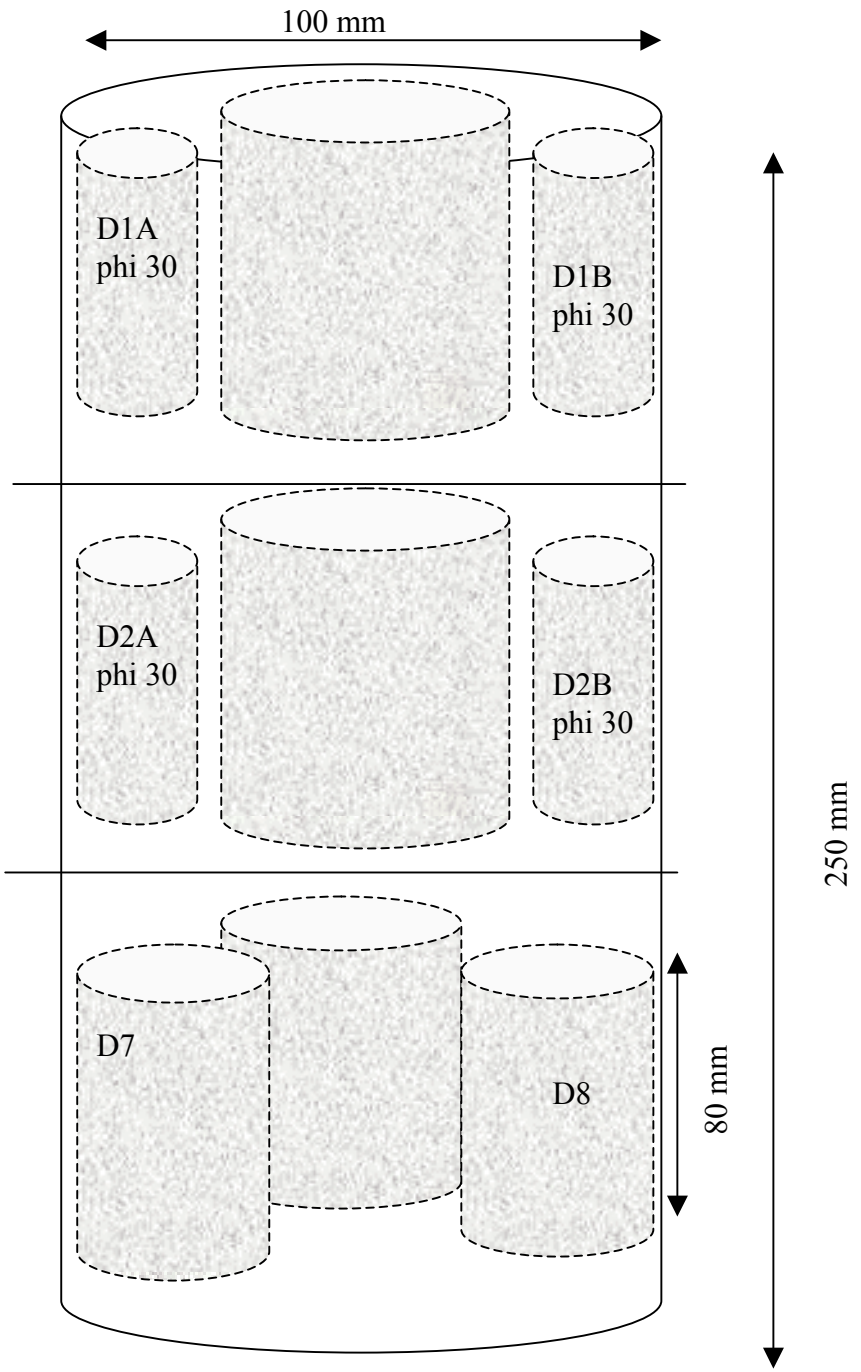


Figure f-1c : Cellule EST 5534.

Cellule EST 18071

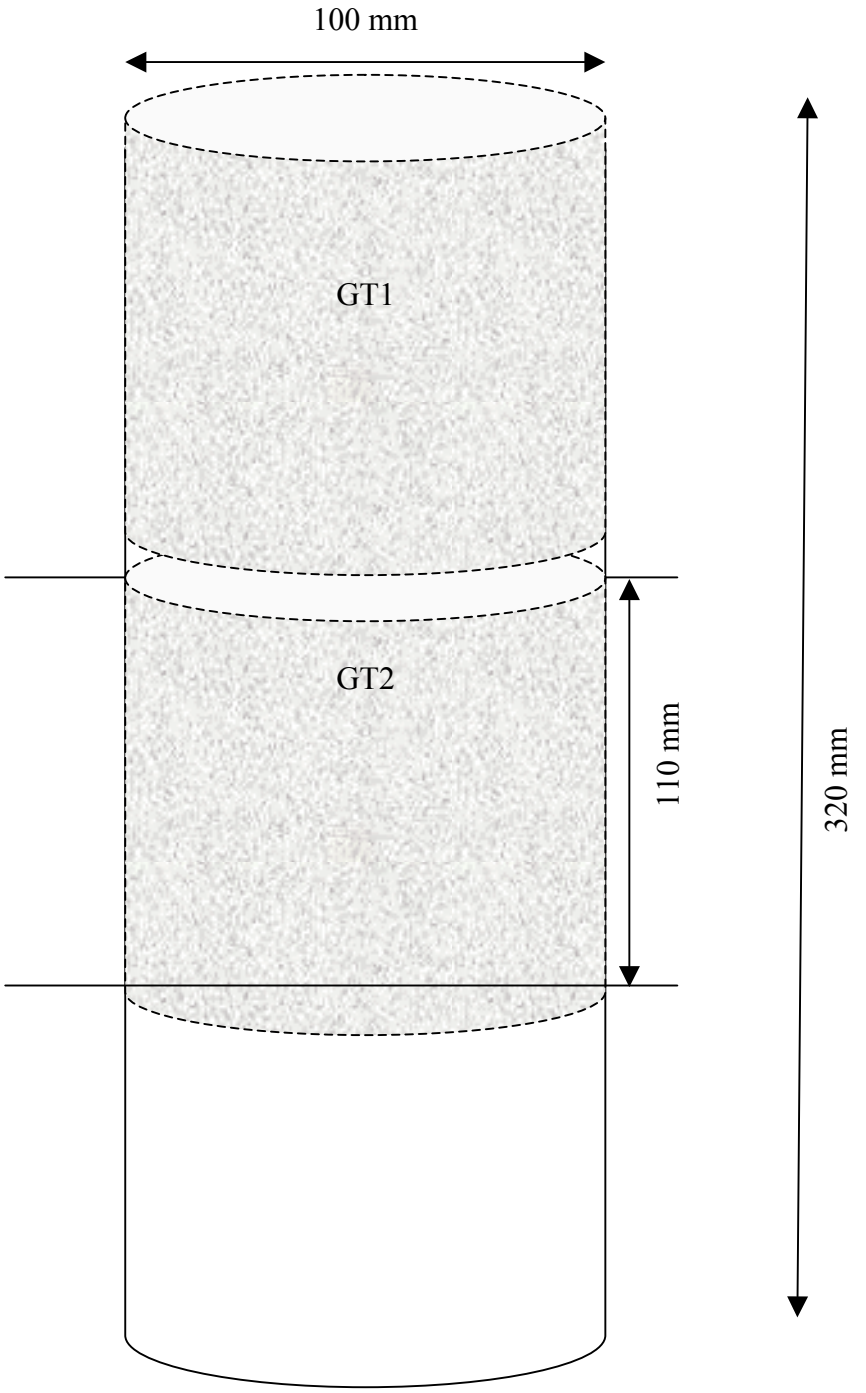


Figure f-1d : Cellule EST 18071.

Les tableaux f-2 , f-3 et f-4 présentent le bilan des carottages.

Tableau f-2 - Cellule EST05659.

Sondage	Cellule T1		Profondeur		Prélèv.	Carot.			
EST205	EST05659		481,10/481,32		09/00	17/06/03			
Carotte	θ	Zone	ϕ	L	**γ humide**	**Vitesse VL**	NB	Niveau	**w**
	°		mm	mm	**kg/m3**	**m/s**		w	**%**
A1	90						cassé		
A2	90	H	35.82	65.11	**2409**	**2907**		H	**6.23**
A3	90	H	36.03	69.1	**2415**	**2916**			
A6	90	M	36.07	73.4	**2410**	**2936**		M	**6.41**
A7	90	M	36.03	73.12	**2413**	**2925**			
A8	90	M	36.08	73.08	**2392**	**2935**			
A9	90	M	36.08	73.7	**2389**	**2902**			
A11	90		100	11	**2454**	**2683**			
A12	90		100	9.1	**2449**	**2600**			
A14	90	B ext	100.77	129	**1981**	**2986**	gros tube		
		int	41.99						
A15	90	Bnoyau	39.57	128.97	**2436**	**2958**	découpée le 27/10/03		
A15A	90		39.57	81.15	**2425**				
A15B	90		39.57	33.8	**2409**		non rectif		
		moyenne Cellule :			**2418**	**2862**			**6.32**

Tableau f-3 - Cellule EST05655.

Sondage	Cellule T1		Profondeur		Prélèv.	Carot.			
EST205	EST05655		480,37/480,69		09/00	11/09/03			
Carotte	θ	Zone	ϕ	L	**γ humide**	**Vitesse**	NB		**w**
	°		mm	mm	**kg/m3**	**m/s**			**%**
B1	90	H	35.78	72.94	**2402**	**2805**		H	**6.40**
B2	90	H	35.53	72.18	**2442**	**2831**			
B3	90	H	35.6	72.58	**2426**	**2813**			
B4	90	H	35.59	71.02	**2431**	**2807**			
B5	90	M1	35.61	72.93	**2429**	**2784**		M1	**6.63**
B6	90	M1	35.77	71.61	**2413**	**2776**			
B15	90	M1	35.7	72.3	**2423**	**2824**			
B16	90	M2	35.78	72.91	**2408**	**2804**		M2	**6.80**
B17	90	M2	35.7	72.14	**2424**	**2764**			
B18	90	M2	35.68	71.42	**2428**	**2790**			
B19	90	M2	37.73	72.54	**2171**	**2823**			
B20	90	B	35.77	73.17	**2413**	**2751**		B	**6.86**
B21	90	B				cassé (pour Forpro)			
B22	90	B	35.64	70.61	**2429**	**2769**			
B23	90	B				cassé (pour Forpro)			
		moyenne Cellule :			**2403**	**2795**			

Tableau f-4 - Cellule EST05534.

Sondage	Cellule T1		Profondeur		Prélèv.	Carot.			
EST205	EST 5534		451/451,32		09/00	mai 03 puis 27/10/03			
Carotte	θ	Zone	ϕ	L	**γ humide**	**Vitesse**	NB		**w**
	°		mm	mm	**kg/m3**	**m/s**			**%**
D1A	90		29.82	61.4	**2360**				**4.98**
D1B	90		29.82	36.6	**2354**		non rectif		
D2A	90		29.9	61.64	**2393**				
D2B	90		29.9	50.95	**2420**		non rectif		
D3A	90		35.98	72.54	**2433**				
D4	90		35.84	71.88	**2433**				
D5	90		36.03	75.06	**2339**				
D6	90		36.05	72.57	**2436**				
D7	90		36.03	72.99	**2461**				
D8	90		35.94	72.35	**2358**				
		moyenne Cellule :			**2399**				**4.98**

Tableau f-5 - Cellule EST18701.

Sondage	Cellule	Profondeur	Prélèvement	Carottage	
	EST 18701	484 m		05/07/2005	
Carotte	Stratification	Diamètre (mm)	Longueur (mm)	Vitesse (m/s)	W (%)
GT1	0°	100	110	3610 et 3236	5,35
GT2	0°	100	110	3571 et 3164	5,22

ANNEXE II : Essais de transfert hydrique

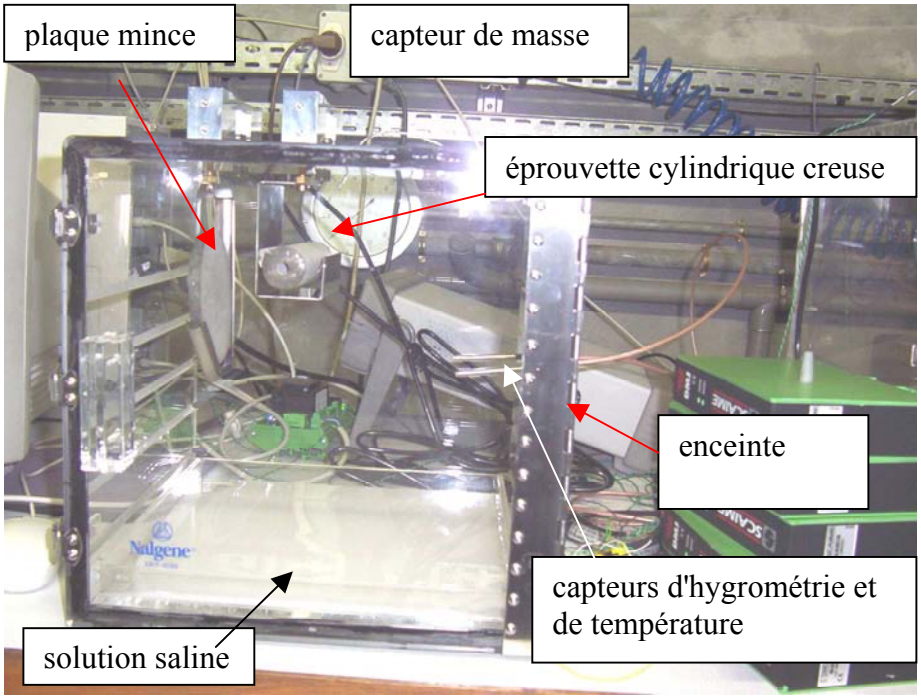


Figure f-2 : Instrumentation pour essais de transfert hydrique.

- pesons (référence : SCAIME AG1 10 Newtons)
- conditionneurs de pesons (SCAIME DMJ485 modbus).
- centrale d'acquisition Agilent 34970 A - 20 voies
- un capteur hygrométrique Rotronic Hygroclip SC05

ANNEXE III : Bâtis de fluage

1 - BATIS DE CHARGEMENT HYDRAULIQUES

Bâtis de chargement hydrauliques

. Constructeur : ERAF
. Capacité en force : 120 kN
. Vérin : ϕ 90 mm
. Course : 100 mm

. Contrôle de la force : par régulation de la pression du fluide d'alimentation du vérin:
Contrôleur:
.Fabricant : FGP
. Modèle : M2002B
. Type de régulation: à seuils réglables
Résolution de la régulation en force : 20 daN
Capteur de pression de vérin incorporé à sortie 0-10V
. Pression de confinement maximale : 20 MPa
. Contrôle de la pression de confinement par régulation de la pression du fluide d'alimentation de la cellule
Contrôleur:
.Fabricant : FGP
. Modèle : M2002B
. Type de régulation: à seuils réglables
Résolution de régulation de la pression de confinement : 0,02 MPa
Capteur de pression de confinement incorporé à sortie 0-10V
. Mesure du déplacement par capteurs LVDT
. Constructeur : RDP
. Type et numéro de série :
. bâti ERAF/12T/A

2 - PRESSE ELECTROMECANIQUE :

- Presse électromécanique asservie
. Constructeur : R2N
. Capacité : 100 kN
. Course : 100 mm
. N° d'identification :PR-R2N/10T/L
- Contrôle par console électronique
. Modèle : CNPEM-SKP/A
. N° d'identification CNPEM-SKP/A/L
- Capteur de force:
. Constructeur : SENSOTEC
. Type : 43/828-02
- N° de série : 289762
. Capacité : 100 kN

- Mesure du déplacement par capteur LVDT
  - . Constructeur : RDP
  - . Type : RDP1097
  - . N° de série : 1097
  - . Capacité : ± 12,5 m

3 - APPAREILLAGE D'ACQUISITION DE DONNEES

- Centrale d'acquisition de données
  - . Constructeur : FLUKE
  - . Type : HELIOS I
  - . N° de série : 5551001
  - . Résolution : 16 bits
  - . Nombre de voies : 80
- Ordinateur type IBM PC 386
  - . Constructeur : IPC
  - . Type : Dynasty LE 386SX/25
  - . N° de série : D00770-9208-033

4 - LOGICIELS D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT

- Logiciel de pilotage de la centrale d'acquisition : NOTEBOOK
- Tableur EXCEL(MICROSOFT)

ANNEXE IV : Préparations des tubes épais

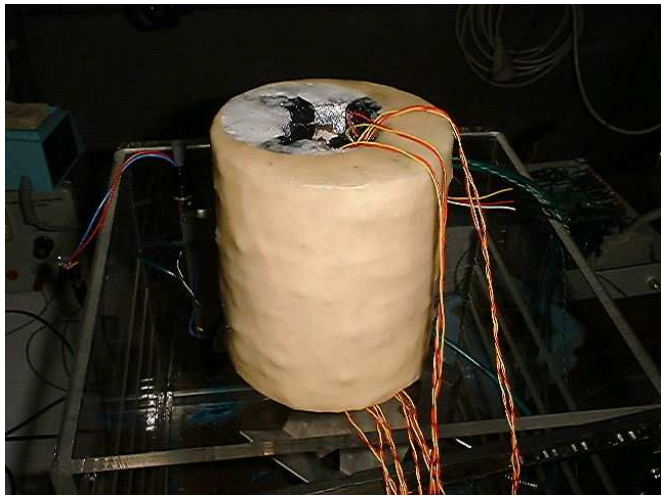


Figure f-4a : Préparation des tubes épais

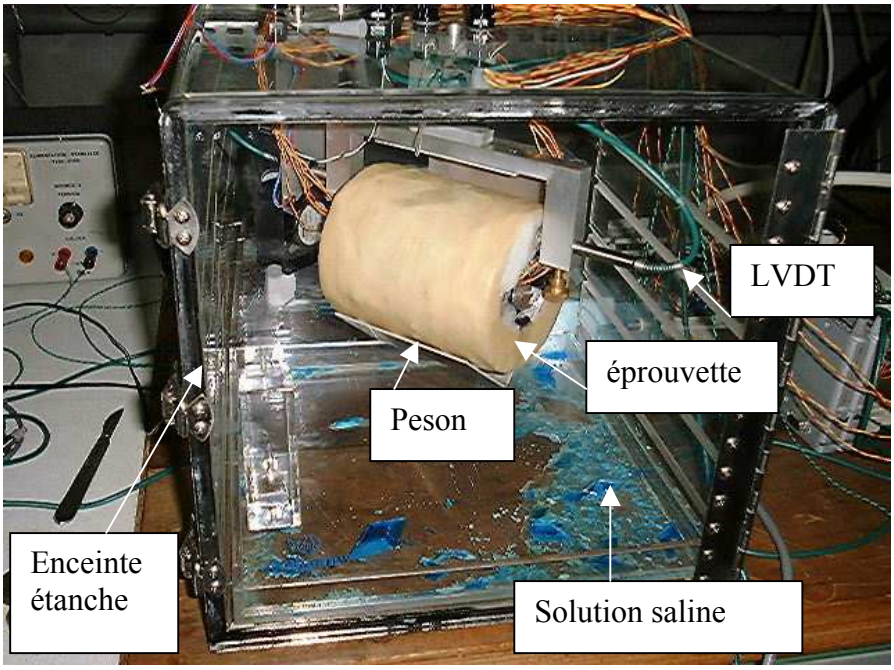


Figure f-4b : Boite étanche et la position des tubes épais.

Le système expérimental se compose de :

- Une enceinte étanche
- Un peson (capacité de 5 Kg), des jauges, et des capteurs de déplacements LVDT avec une course de 2 mm et une résolution de 5 µm
- Un micro-ordinateur
- Un hygromètre Rotronic Hygroclip SC05 contrôle l'atmosphère à l'intérieur de l'enceinte (humidité et température).
- L'acquisition des données se fait à l'aide d'une carte NATIONAL INSTRUMENT PCI-MIO-16XE-50 16 bits 20 kHz 16 voies par l'intermédiaire d'un micro-ordinateur PC.