Modèle de transfert de masse dans les argiles à faible porosité Application à l'effet de la ventilation dans les galeries

Mass transfer model for low porosity clays study
of the effect of ventilation in the tunnels

J.-C. ROBINET, M. AL-MUKHTAR, M. RHATTAS

GRECO-CNRS : Rhéologie des géomatériaux
Laboratoire de Génie Civil, Université d'Orléans*

F. PLAS, P. LEBON

Agence Nationale pour la Gestion des Déchets Radioactifs**

Rev. Franç. Géotech. n° 61, pp. 31-43 (décembre 1992)

Résumé

Après avoir rappelé les mécanismes de base du transfert de l'eau dans les milieux poreux indéformables en conditions isothermiques, nous proposons un modèle de transfert de masse dans les argiles à faible porosité.

La formulation présentée considère que les flux sont de type convectif pour l'eau libre, l'eau capillaire et le gaz et de type diffusif pour l'eau adsorbée. Le modèle est formulé avec deux variables intensives : les pressions de l'eau et de l'air. Un coefficient de transfert global de l'eau est déterminé dans le cas où le gaz est à la pression atmosphérique.

La résolution numérique est établie en associant la méthode des éléments finis pour discrétiser l'espace et le schéma des différences finies pour discrétiser le temps. La validation du modèle est effectuée sur des profils hydriques obtenus à partir des essais d'imbibition d'une colonne d'argile fortement compactée.

Enfin le modèle est appliqué à l'étude de la désaturation, par ventilation d'air, d'un ouvrage souterrain installé dans un massif argileux.

Abstract

Following a description of different mechanisms of water transfer in porous non-deformable media under isothermal conditions, a mass transfer model for low porosity clays is proposed.

The model considers that in these clays the flow is convective for free and capillary water as well as for gas, while it is diffusive for adsorbed water. The model is formulated with two variables : water pressure and gas pressure. When gas pressure is equal to atmospheric pressure we determine a total transport coefficient of water.

Numerical calculations are made using the finite element method for space discretization and the finite differences method for time discretization. Model validation is performed on hydraulic profiles from soaking tests on a highly compacted Boom clay.

Finally, the model is applied to study the effect of ventilation with relative humidity below saturation on the development of an unsaturated zone in tunnels.

* BP 6747, 45067 Orléans.

** Route du Panorama Robert-Schuman, BP 38, 92266 Fontenay-aux-Roses.

NOTATION

C	concentration en vapeur
D_v	diffusivité de la vapeur d'eau
hc	hauteur de la remontée capillaire
h_i	hauteur d'eau équivalente à la pression du constituant i
h_r	humidité relative
J_i	flux massique diffusif du constituant i
K_i	perméabilité du constituant i
K_{wt}	perméabilité globale de l'eau
M_v	masse molaire de l'eau
n	porosité
P_i	pression du constituant i
Q_i	flux massique convectif du constituant i
R	constante des gaz parfaits
t	temps
T	température
α, β, δ	constantes
μ_i	viscosité du constituant i
ρ_{go}	masse volumique du gaz à la pression atmosphérique
ρ_i	masse volumique du constituant i
θ_i	teneur en constituant i volumique
θ_{wirr}	teneur en eau irréductible
θ_{wsat}	teneur en eau à saturation
χ	paramètre dépendant du rapport volumique de l'eau adsorbée et totale
∇	opérateur différentiel

INDICE

a	air
g	gaz
v	vapeur
w	eau

1. INTRODUCTION

La réalisation et l'exploitation d'ouvrages souterrains à grande profondeur pourraient conduire à la création d'une zone désaturée d'extension non négligeable (SCHNEEBELI et al., 1991). En effet, d'une part la décharge hydro-mécanique liée au creusement induirait un dégazage de l'eau interstitielle et d'autre part, la ventilation des ouvrages pendant l'exploitation contribue à accélérer les transferts de masse entre le massif et l'air.

Les conséquences d'une désaturation peuvent être importantes sur le plan mécanique, en augmentant notamment la rigidité du matériau et sur le plan hydraulique, en modifiant les écoulements. Il apparaît donc nécessaire d'évaluer le phénomène de désaturation, en établissant les mécanismes de transfert de l'eau dans les milieux poreux à faible porosité, afin de proposer une modélisation.

En effet, suivant le degré de saturation et la dimension de l'espace poral, l'eau interstitielle peut se présenter simultanément sous deux phases : l'eau condensée et l'eau vapeur. Les interactions de l'eau condensée avec la matrice solide permettent de distinguer plusieurs types d'eau : libre, capillaire et adsorbée, dont les propriétés physico-chimiques induisent des mécanismes spécifiques de transport.

L'évaluation des transferts de masse dans un milieu poreux est traitée à l'échelle macroscopique en établissant des relations entre les flux et les gradients des grandeurs intensives qui les engendrent. La principale difficulté réside dans le passage de l'échelle microscopique, où sont décrits les phénomènes physiques, à l'échelle macroscopique, seule accessible à l'expérience.

Ainsi, à l'échelle microscopique le transfert de masse dans les milieux poreux est gouverné par deux grands mécanismes, l'un convectif et l'autre diffusif.

Les déplacements de l'eau condensée (libre et capillaire) et du gaz (air sec et vapeur d'eau) obéissent à un mécanisme de type convectif suivant un écoulement de type Poiseuille. En schématisant les pores du matériau par des tubes de rayon r_o , les flux massiques de l'eau et de l'air prennent alors la forme :

$$Q_g = - \rho_g \frac{\pi r_o^4}{8 \mu_g} \frac{\partial P_g}{\partial x}$$

$$Q_w = - \rho_w \frac{\pi r_o^4}{8 \mu_w} \frac{\partial P_w}{\partial x}$$

Le transfert de l'eau adsorbée ne peut être traité avec le concept des écoulements laminaires, car la notion de pression perd son sens du fait de la structure orientée de cette eau. FLOOD (1967) utilise le modèle de FICK pour décrire le mouvement de l'eau adsorbée. Il considère que les molécules d'eau passent d'un site à un site voisin en franchissant une barrière caractérisée par une énergie d'activation.

Le passage de l'échelle microscopique à l'échelle macroscopique est effectué par une prise de moyenne sur un volume élémentaire représentatif (VER), BEAR et al., (1984) et WHITAKER (1983). Le respect simultané des lois microscopiques (FICK et POISEUILLE), de la conservation de la masse, et de l'hypothèse de l'équilibre local au sein du VER imposent des échanges instantanés de matière entre les différentes phases.

De même, il est classiquement admis que dans le VER, les phases soient en équilibre, ce qui revient à postuler que les potentiels thermodynamiques des différents constituants sont égaux. Il en résulte que la loi de KELVIN est applicable aux grandeurs macroscopiques locales. Dès lors, cet équilibre est matérialisé par les isothermes de sorption/désorption qui permettent de relier le potentiel de l'eau à l'humidité relative ou à la teneur en eau volumique (qui n'est pas une variable d'état).

Dans les argiles superficielles à forte porosité, la modélisation des transferts de masse est généralement conduite en utilisant le modèle convectif généralisé de DARCY pour l'eau (libre, capillaire) et le gaz, RICHARDS et al. (1969), CHANG et al. (1983). En

revanche pour les mortiers de ciment les transferts de l'eau sont associés aux flux : convectif pour l'eau condensée et diffusif pour la phase vapeur DAIAN (1986).

Cet article traite du cas des argiles à faible porosité en proposant un modèle de transfert dans lequel les variables intensives sont la pression d'eau et la pression d'air. La détermination des coefficients de transfert est réalisée sur des profils hydriques obtenus par les essais d'imbibition d'une colonne d'argile.

Enfin, le modèle est appliqué à l'évaluation de la désaturation d'un massif argileux sous l'effet de la ventilation d'une galerie. Il permet d'estimer l'amplitude de la zone désaturée dans le temps en fonction de l'humidité relative de l'air.

2. L'EAU INTERSTITIELLE DANS LES ARGILES

Dans les argiles peu denses, les particules élémentaires, fortement anisotropes, tendent généralement à s'organiser en paquets ou agrégats, plus ou moins orientés, définissant une macroporosité inter-agrégats supérieure au micron et une microporosité intra-agrégats inférieure au micron.

L'application d'une contrainte mécanique ou hydrique (suction) sur un tel milieu conduit à une perte d'eau, non seulement par contractance du squelette avec une diminution de la taille des pores, mais aussi et surtout par regroupement des particules (TESSIER, 1984). Pour les argiles naturelles ou artificielles, à forte densité, on ne distingue généralement plus d'agrégats mais une matrice argileuse dans laquelle la distribution de la porosité est essentiellement monomodale (fig. 1).

Les travaux de FRIPIAT et al. (1982) montrent que l'épaisseur de la couche adsorbée dans les argiles est de l'ordre de quelques dizaines d'Angström. Ainsi, dans une montmorillonite sodique artificielle, de poids volumique sec 18 kN/m^3 , l'eau liée occupe 60 %

du volume total de l'eau (PUSCH et al., 1990). Par ailleurs, pour l'argile naturelle de Boom d'un poids volumique sec de $17,4 \text{ kN/m}^3$ présentant un diamètre moyen des pores de 300 Å, l'eau liée représente entre 24 % et 50 % du volume total de l'eau (BALDI et al., 1990). On peut donc considérer que pour ces deux argiles l'eau se trouve essentiellement sous forme d'eau adsorbée.

Suivant la taille de l'espace poral et les interactions avec la matrice solide, l'eau interstitielle présente des propriétés physico-chimiques spécifiques. Celles-ci sont traduites par des potentiels thermodynamiques différents, permettant de définir deux grandes familles d'eau.

2.1. L'eau liée

Elle est caractérisée par de fortes liaisons avec la matrice solide qui sont à l'origine de deux phénomènes de rétention : l'adsorption de surface et la capillarité.

2.1.1. L'adsorption de surface (fig. 2)

A la surface des feuillets argileux, on distingue successivement :

- l'adsorption monomoléculaire qui correspond à la fixation d'une première couche d'eau ;
- l'adsorption plurimoléculaire par empilement de plusieurs couches d'eau de surfaces décroissantes ;
- la condensation capillaire obtenue par jonction des couches plurimoléculaires.

2.1.2. La capillarité

En schématisant l'espace poral des milieux à faible porosité par des tubes, les interfaces entre l'eau et l'air définissent des ménisques résultant des forces de tension superficielle. A l'équilibre, la différence entre la pression de l'air et la pression de l'eau représente la pression capillaire qui est exprimée par la loi de LAPLACE :

$$P_c = P_a - P_w = \frac{2 \sigma \cos(a)}{r}$$

avec :

- r rayon du tube capillaire
- σ tension superficielle
- a angle de contact solide-interface

2.2. L'eau libre

A grande distance de la surface des particules et principalement dans les pores de grande taille, l'eau ne subit aucune influence.

3. MODÉLISATION DES TRANSFERTS DE MASSE DANS LES ARGILES A FORTE DENSITÉ

La description du transfert de masse dans les argiles à faible porosité repose sur cinq hypothèses :

- les fluides interstitiels n'ont aucune action mécanique ou chimique sur le squelette solide ;
- l'espace poral est indéformable ;
- le transfert de l'eau adsorbée obéit à un mécanisme de type diffusif. La variable intensive (concen-

Fig. 1. — Distribution modale des rayons des pores de l'argile de Boom

de poids volumique sec = $17,4 \text{ kN/m}^3$ (Ouvry 1986).

Fig. 1. — Pore radius modal distribution for a Boom clay with a dry unit weight = 17.4 kN/m^3 (Ouvry 1986).

Fig. 2. — Schématisation des différents aspects de l'eau dans les argiles.

Fig. 2. — Schematic aspects of water in clays.

tration en eau adsorbée) est traduite par la concentration en vapeur dans l'espace poral ;

— le transfert de l'eau capillaire, libre et du gaz s'effectue selon un mécanisme de type convectif ;

— la diffusion de la vapeur d'eau dans l'air sec est supposée négligeable.

3.1. Equations de conservation des masses globales

Les équations de conservation de l'eau et de l'air sont établies en conditions isothermiques.

3.1.1. Bilan de masse de l'eau

L'équation de conservation de l'eau (1) est obtenue en considérant que le flux massique de l'eau est la contribution de trois mécanismes :

- le transfert convectif de l'eau condensée (Q_w) ;
- le transfert convectif de l'eau vapeur (Q_v) ;
- la diffusion de l'eau adsorbée (J_v).

$$\frac{\partial(\rho_w \cdot \theta_w)}{\partial t} + \nabla(Q_w + Q_v + J_v) = 0 \quad (1)$$

3.1.2. Bilan de masse de l'air sec

On établit de la même manière l'équation de conservation de l'air sec (2) en différenciant le flux convectif Q_a :

$$\frac{\partial(\rho_a \cdot \theta_g)}{\partial t} + \nabla(Q_a) = 0 \quad (2)$$

avec :

$$Q_a = (1 - C) \cdot Q_g$$

$$Q_v = C \cdot Q_g$$

$$\rho_a = (1 - C) \cdot \rho_g$$

$$\theta_g = n - \theta_w$$

3.2. Les modèles de transfert

3.2.1. Les transferts en mode convectif

Les transports convectifs de l'eau (libre, capillaire) et du gaz sont décrits par la loi de DARCY généralisée

avec des coefficients de perméabilité dépendant de l'état hydrique du matériau. En négligeant l'effet de la pesanteur les flux massiques s'écrivent :

$$Q_w = - \rho_w \cdot K_w(\theta_w) \cdot \nabla(h_w) \quad (3)$$

$$Q_g = - \rho_g \cdot K_g(\theta_w) \cdot \nabla(h_g) \quad (4)$$

avec :

h_w hauteur d'eau

h_g potentiel du gaz exprimé en hauteur d'eau équivalente

3.2.2. Les transferts en mode diffusif

Le transport diffusif de l'eau adsorbée est traduit par la loi de FICK généralisée dans laquelle la variable intensive est la concentration en vapeur :

$$J_v = - \rho_g \cdot D_v \cdot \nabla(C) \quad (5)$$

avec :

$$C = \frac{\rho_{vs}}{\rho_g} \cdot h_r$$

D_v est donnée par une relation similaire à celle de PHILIP et DEVRIES (1988) :

$$D_v = \chi \cdot (n - \theta_w) \cdot D_o$$

χ , paramètre dépendant du rapport volumique de l'eau adsorbée et totale ($0 < \chi < 1$). La détermination expérimentale de χ étant actuellement délicate nous le considérons constant compris entre 0,4 et 0,6.

A ce stade, on constate que les formulations des flux ne sont pas homogènes puisqu'elles sont exprimées soit en potentiels soit en concentration de vapeur C . L'utilisation de la loi de KELVIN permet de traduire l'équation (5) en fonction du potentiel capillaire :

$$h_c = - \frac{R \cdot T}{g \cdot M_v} \ln(h_r) \quad \text{loi de KELVIN}$$

d'où :

$$J_v = - \rho_g \cdot K_{Dv} \cdot \nabla(h_c) \quad (6)$$

avec :

$$K_{Dv}(\theta_w) = D_v \cdot C_{hc}$$

et :

$$C_{hc} = \frac{dC}{dh_c} = \frac{\rho_{vs}}{\rho_g^2} \left(\rho_g \cdot \frac{dh_r}{dh_c} - h_r \cdot \frac{d\rho_g}{dh_c} \right) \quad (7)$$

C_{hc} est appelé « capacité capillaire de la concentration en vapeur ». En considérant le mélange gazeux comme un gaz parfait, ρ_g s'écrit :

$$\rho_g = \rho_{go} + \beta_g \cdot h_g$$

β_g , coefficient de compressibilité du gaz

3.3. Formulation générale en termes des pressions d'eau et de gaz

La formulation générale est obtenue en écrivant le système d'équations de transfert en termes des pressions d'eau et de gaz.

3.3.1. Constituant eau

Bilan des flux

$$\Phi_w \cdot \frac{\partial(h_w - h_g)}{\partial t} = - \nabla(Q_w + C \cdot Q_g + J_v) \quad (8)$$

avec :

$$\Phi_w = \rho_w \cdot C_o,$$

$$C_o = \frac{d\theta_w}{dh_c}, \text{ capacité capillaire}$$

$$Q_w = - \rho_w K_w(\theta_w) \nabla(h_w)$$

$$J_v = - \rho_g K_{Dv}(\theta_w) \nabla(h_g - h_w)$$

3.3.2. Constituant gaz

$$\Phi_g^1 \cdot \frac{\partial h_g}{\partial t} + \Phi_g^2 \cdot \frac{\partial h_w}{\partial t} = - \nabla((1 - C) \cdot Q_g) \quad (9)$$

avec :

$$\Phi_g^1 = (1 - C) \cdot (n - \theta_w) \cdot \beta_g - \rho_g \cdot (1 - C) \cdot C_o \\ - \rho_g \cdot (n - \theta_w) \cdot C_{hc}$$

$$\Phi_g^2 = \rho_g \cdot (1 - C) \cdot C_o + \rho_g \cdot (n - \theta_w) \cdot C_{hc}$$

$$Q_g = - \rho_g K_g(\theta_w) \cdot \nabla(h_g)$$

3.4. Cas particulier

Dans le cas où la phase gazeuse est à la pression atmosphérique, l'équation du transfert global de l'eau s'écrit :

$$\frac{\partial(\rho_w \cdot \theta_w)}{\partial t} + \nabla(-\rho_w \cdot K_{wt}(\theta_w) \cdot \nabla(h_w)) = 0 \quad (10)$$

K_{wt} est le coefficient de transfert global. Il est la contribution de deux mécanismes convectif et diffusif :

$$K_{wt}(\theta_w) = K_w(\theta_w) + K_{Dv}(\theta_w)$$

3.5. Résolution numérique des équations de transfert

La formulation variationnelle du problème est établie avec comme inconnues h_g et h_w . L'approximation des équations aux dérivées partielles est obtenue en combinant la méthode des éléments finis sur l'espace et un schéma aux différences finies Euler semi-implicite sur le temps (cf. annexe A).

4. APPLICATION DU MODÈLE DE TRANSFERT

4.1. Caractéristiques hydro-dynamiques de l'argile de Boom

Le matériau retenu est l'argile de Boom (tableau 1). Il provient d'une formation géologique que l'on rencontre au nord-est de la Belgique et dans laquelle a été réalisé un laboratoire souterrain à 250 m de profondeur.

Le cycle isotherme (20° C) de désorption/sorption est réalisé sur un matériau saturé obtenu par consolidation d'une boue d'argile sur un chemin œdométrique (fig. 3). Les caractéristiques hydro-dynamiques sont obtenues sur le matériau confiné à indice des vides constant égal à 0,55 grâce à un dispositif spécifique décrit dans l'annexe B.

Le contrôle de l'humidité relative est réalisé entre 98 % et 11 % par l'intermédiaire de sept solutions salines saturées.

On constate sur la figure 4 la présence d'une légère hystérésis entre la désorption et la sorption.

L'utilisation de la loi de KELVIN permet d'exprimer les courbes de sorption/désorption en fonction du potentiel de l'eau (fig. 5). La relation semi-empirique

Tableau 1. — Caractéristiques physiques de l'argile de Boom (Ouvry, 1986).

Table 1. — Physical characteristics for Boom clay (Ouvry, 1986).

Teneur en eau.....	19,5 %	Poids volumique sec.....	17,4 kN/m³
Poids volumique total.....	20,6 kN/m³	Limite de liquidité.....	55 %
Limite de plasticité.....	28 %	Indice de plasticité.....	27
Activité.....		0,9	
Composition minéralogique de la phase argileuse			
Smectite : 30 à 40 %		Kaolinite : 30 %	
Illite : 20 à 30 %			
Interstratifié Illite Smectite : 0 à 20 %

Fig. 3. — Essai œdométrique sur l'argile de Boom reconditionnée.

Fig. 3. — Oedometric test for remoulded Boom clay.

Fig. 4. — Isothermes de sorption/désorption sur l'argile de Boom.

Fig. 4. — Absorption/desorption isothermal curves for Boom clay.

Fig. 5. — Isotherme de sorption/désorption en fonction du potentiel de l'eau.

Fig. 5. — Isothermal adsorption/desorption curves as a function of water potential.

de VAN GENUCHTEN (1980) traduit correctement les résultats expérimentaux :

$$\theta_w(h_c) = \theta_{wirr} + \frac{\theta_{wsat} - \theta_{wirr}}{[1 + (\alpha \cdot h_c)^\beta]^\delta} \quad (11)$$

Le tableau 2 présente les paramètres hydro-dynamiques de sorption/désorption.

Tableau 2. — Paramètres hydrodynamiques de l'argile de Boom.

Table 2. — Hydrodynamical parameters for Boom clay.

Paramètres	α	β	δ	θ_{wsat}	θ_{wirr}
Sorption	$4,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	1,49	0,346	0,35	0,016
Désorption	$1,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	1,49	0,346	0,35	0,016

La figure 6 montre l'évolution de la capacité capillaire. On note une très forte variation de la capacité capillaire au voisinage de la saturation, alors qu'elle peut être considérée comme constante dans l'intervalle d'humidité relative 50 %-80 %.

Fig. 6. — Capacité capillaire de l'argile de Boom.

Fig. 6. — Capillary capacity for Boom clay.

4.2. La détermination des coefficients de transfert

Dans les argiles à faible porosité le transfert de l'eau est la contribution de deux mécanismes couplés convectif et diffusif dont l'évaluation expérimentale est particulièrement difficile. Une approche expérimentale du coefficient de transfert global a été réalisée à partir de l'essai d'imbibition d'une colonne de poudre d'argile stabilisée à une humidité relative de 56 % et confinée à sa pression de gonflement (pas de déformation volumique durant l'imbibition).

Le dispositif expérimental (fig. 7) est constitué d'un ensemble de couronnes surmonté d'un piston hydraulique. La partie basse de l'appareillage est reliée à un circuit de saturation. Chaque couronne est de 20 mm d'épaisseur et de 65 mm de diamètre intérieur. La pression hydraulique est obtenue par une pompe Gilson pilotée par un micro-ordinateur relié à une centrale de mesures.

Fig. 7. — Schéma de l'appareil d'imbibition.
Fig. 7. — Apparatus for wetting study.

La détermination de la teneur en eau de chaque couronne a permis de construire de manière discrète trois profils hydriques correspondant à 14 jours, 42 jours et 70 jours (fig. 8).

Fig. 8. — Essais d'imbibition de l'argile de Boom.
Fig. 8. — Soaking test for Boom clay.

Le coefficient de transfert global K_{wt} est obtenu à partir des essais d'imbibition par la détermination des débits d'eau et des gradients des teneurs en eau volumique (cf. annexe C). On observe sur la figure 9 que K_{wt} varie peu, il peut être considéré comme constant et approché par la valeur de la perméabilité à saturation.

L'évaluation numérique du coefficient de transfert diffusif K_{Dv} est montrée également sur la figure 9.

Fig. 9. — Variation des coefficients de transport.
Fig. 9. — Variation of transfer coefficients.

Enfin, la perméabilité hydraulique peut alors être déterminée à partir des coefficients de transfert global et diffusif, soit $K_w = K_{wt} - K_{Dv}$ (fig. 9).

4.3. Application du modèle à l'effet de la ventilation des galeries dans une argile profonde

En génie minier, l'effet de la ventilation est reconnu comme facteur stabilisant en diminuant la convergence des galeries. En effet, la désorption des argiles à faible porosité améliore ses caractéristiques mécaniques par la naissance de très forts potentiels d'eau (pouvant atteindre 100 fois la charge hydraulique).

Le modèle est appliqué à l'étude de la désaturation, sous l'effet de la ventilation d'air d'une galerie de 6 m de diamètre dans l'argile de Boom initialement saturée, sur la base de deux hypothèses :

- le transfert est traité comme un problème plan et s'applique à une galerie de grande longueur ;
- l'humidité relative est constante dans toute la section de la galerie, car la ventilation induit généralement des écoulements d'air de type turbulent.

Les conditions aux limites sont du type Dirichlet :

- pression capillaire constante sur la paroi de la galerie avec $h_c = -h_w$;
- hydrostatique sur les frontières extérieures $h_w = z$.

A partir des caractéristiques hydro-dynamiques de l'argile de Boom, une étude paramétrique est réalisée en faisant varier le coefficient de transfert global et l'humidité relative de l'air.

4.3.1. Influence du coefficient de transport global K_{wt}

Les profils hydriques correspondant à une humidité relative de 50 % et pour deux valeurs de K_{wt} (10^{-12} m/s et 10^{-13} m/s) sont présentés sur la figure 10.

La figure 11 montre l'extension de la zone désaturée en fonction du coefficient de transfert. L'augmentation de K_{wt} de 10^{-13} m/s à 10^{-12} m/s provoque un accroissement de la zone désaturée ; par exem-

Fig. 10. — Influence du coefficient de transport sur les profils hydriques.
Fig. 10. — Effect of transfer coefficient on the hydraulic profile.

Fig. 11. — Influence du coefficient de transfert sur les zones désaturées.
Fig. 11. — Effect of transfer coefficient on the unsaturated zones.

ple de 1,5 m à 4,25 m en 10 ans pour un degré de saturation de 0,78. On constate par ailleurs une forte dépendance des débits d'eau par rapport au coefficient de transfert global (fig. 12).

4.3.2. Influence de l'humidité relative de l'air

Deux valeurs de l'humidité relative (60 et 76 %) sont examinées avec un coefficient de transfert global de 10^{-12} m/s .

Fig. 12. — Influence du coefficient de transfert global sur les débits d'eau extraits par ventilation.
Fig. 12. — Effect of transfer coefficient on the water flow induced by ventilation.

Les profils hydriques sont présentés sur les figures 13. On observe sur la figure 14 que la variation de l'humidité relative provoque une faible variation des zones désaturées. En ce qui concerne les débits d'eau, on remarque qu'ils varient fortement pendant 60 jours pour atteindre ensuite un régime pseudo-permanent après 150 à 200 jours (fig. 15).

5. CONCLUSION

La modélisation des transferts de masse d'eau et d'air dans une argile à forte densité prenant en compte les différents aspects de l'eau interstitielle (eau libre et liée) est présentée.

Un modèle de transfert de masse est établi avec comme variables intensives les pressions de l'air et de l'eau. Une formulation approchée est proposée en utilisant la méthode des éléments finis pour l'espace avec un schéma aux différences finies pour le temps.

Le modèle est appliqué à l'argile de Boom. Les caractéristiques hydro-dynamiques de cette argile reconditionnée sont déterminées sur des essais isothermes de sorption/désorption en conditions confinées. En revanche la détermination des coefficients de transfert est difficile à obtenir expérimentalement. L'évaluation de ces coefficients est effectuée à partir d'essais d'imbibition d'une colonne d'argile à humidité relative contrôlée. Ces essais ont mis en évidence que le coef-

Fig. 13. — Influence de l'humidité relative sur les profils hydriques.
Fig. 13. — Effect of relative humidity on water potential profile.

Fig. 14. — Influence de l'humidité relative sur les zones désaturées.
Fig. 14. — Effect of relative humidity on the unsaturated zones.

Fig. 15. — Influence de l'humidité relative sur les débits d'eau extraits par ventilation.
Fig. 15. — Effect of relative humidity on the water flow induced by ventilation.

Cette couronne désaturée est principalement gouvernée par le coefficient de transfert global. En revanche la diminution de l'humidité relative de l'air ventilé provoque une plus faible augmentation du domaine désaturé. Le régime permanent de transfert d'eau dans le massif argileux s'établit après environ un an de ventilation.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) BALDI G., HUECKEL T., PEANO A., PELLEGRINI (1990), *Developments in modelling of thermo-hydro-geomechanical behavior of Boom clay and clay based buffer materials*. Final report for CEC, ISMES, Bergamo, Italy.
- (2) BEAR T., BACHMAT Y. (1984), *Transport phenomena in porous media, basic equations in fundamentals of transport phenomena in porous media*. Martinus Nishoff Publishers, Boston.
- (3) CHANG C.S., DUNCAN J.M. (1983), *Consolidation analysis for partially saturated clay by using an elastic-plastic effective stress-strain model*. Int. Jour. Num. Anal. Meth. Geomech. n° 7, pp. 39-55.
- (4) DAIAN J.F. (1986), *Processus de condensation et de transfert d'eau dans un matériau méso et macroporeux : étude du mortier de ciment*.

ficient de transfert global de l'eau, qui est la contribution de la perméabilité hydraulique et du coefficient de transfert diffusif, pourrait être considéré comme constant et approché par la valeur de la perméabilité hydraulique à saturation.

L'étude de l'effet de la ventilation d'une galerie a permis de montrer l'existence d'une zone désaturée.

Thèse de Docteur d'Etat INPG et Université de Grenoble.

- (5) FLOOD E.A. (1967), *The solid-gas interface*. Marcel-Dekker Publishers New-York.
- (6) FRIPIAT J.J., COLL J. (1982), *Comportement micro-dynamique et thermo-dynamique de l'eau dans les suspensions argileuses*. Symp. adsorption gas-sol. and liquid-sol. Interface, pp. 449-447.
- (7) OUVRY J.F. (1986), *Etude physique et rhéologique des argiles congelées application à l'argile profonde de Boom (Belgique)*. Thèse de Docteur-Ingénieur, INP de Lorraine.
- (8) PUSCH R., HÖKMARK H. (1990), *Basic model of water and gas flow through smectite clay buffers*. Eng. geology n° 28, pp. 379-389.
- (9) RICHARDS B.G., CHAN C.Y. (1969), *Prediction of pore pressures in earth dams*. Proc. 7 th ICSMEF 2, Mexico, pp. 355-362.
- (10) SCHNEEBELI M., BEAR T., WYDLER H., FLÜHLER H. (1991), *In situ measurement of water potential and water content in unsaturated granitic rock*. Proc. of NEA-OECD Workshop on gas generation and release from radioactive waste repositories, Aix-en-Provence, pp. 1-9.
- (11) TESSIER (1984), *Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux : hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation*. Thèse de Docteur d'Etat, Université de Paris VII, INRA de Versailles.
- (12) WHITAKER S. (1983), *Transport processes with heterogeneous reaction*. 25 th. Anniversary Reactor Design Conference Santana, Argentina.

Nous tenons à remercier le Centre d'Étude de l'Énergie Nucléaire SCK-CEN (Belgique) pour nous avoir fourni le matériau de cette étude.

ANNEXE A : RÉSOLUTION NUMÉRIQUE DES ÉQUATIONS DE TRANSFERT

La solution numérique du problème de transfert est établie à partir d'une formulation variationnelle. On considère sur un domaine V deux champs de pression virtuels cinématiquement admissibles E_1 et E_2 vérifiant les conditions aux limites de type DIRICHLET sur les portions de surface S_1 et S_3 (fig. A1).

$$E_1 = \{H_w/H_w \text{ régulière sur } V, H_w = h_w^* \text{ sur } S_1\}$$

$$E_2 = \{H_g/H_g \text{ régulière sur } V, H_g = h_g^* \text{ sur } S_3\}$$

Sur les portions de surface S_2 et S_4 de normale n_o les conditions aux limites sont du type NEUMANN :

$$(Q_w + C \cdot Q_g) \cdot n_o = \lambda_1 \quad \text{sur } S_2$$

$$((1 - C) \cdot Q_g) \cdot n_o = \lambda_2 \quad \text{sur } S_4$$

La formulation variationnelle du problème s'écrit :

— pour la phase eau :

$$\int_V \Phi_w \cdot \left(\frac{\partial(h_g - h_w)}{\partial t} \right) \cdot H_w \cdot dv$$

$$+ \int_{S_2} \lambda_1 \cdot H_w \cdot ds + \int_V (\rho_w \cdot K_w \cdot \nabla(h_w) \cdot \nabla(H_w))$$

$$\cdot dv + \int_V \rho_g \cdot K_g \cdot C \cdot \nabla(h_g) \cdot \nabla(H_w) \cdot dv$$

$$+ \int_V \rho_g \cdot K_{Dv} \cdot \nabla(h_g - h_w) \cdot \nabla(H_w) \cdot dv = 0 \quad (1)$$

Fig. A1. — Schématisation des conditions aux limites dans le domaine V de surface extérieure S .

Fig. A1. — Boundary conditions in V space and S surface.

— pour la phase gazeuse :

$$\begin{aligned} & \int_V \Phi_g^1 \cdot \frac{\partial h_g}{\partial t} \cdot H_g \cdot dv + \int_{s2} \Phi_g^2 \cdot \frac{\partial h_w}{\partial t} \cdot H_g \cdot dv \\ & + \int_{s4} \lambda_2 \cdot H_g \cdot ds + \int_V (\rho_g \cdot K_g \cdot (1 - C) \cdot \nabla(h_g) \\ & \cdot \nabla(H_g) \cdot dv = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

1.1 Discrétisation de l'espace par la méthode des éléments finis

Les champs de pressions d'eau $h_w(t)$ et de gaz $h_g(t)$ sont définis dans les espaces de dimensions infinies H_w et H_g . La méthode des éléments finis consiste à construire deux espaces H_{wo} et H_{go} de dimensions finies qui admettent une base de fonction $\{N_i\}$ sur laquelle sont approchées les pressions :

$$\begin{aligned} H_w(x,t) &= \sum_j N_j(x) \cdot H_{wj}(t) \\ h_{wo}(x,t) &= \sum_i N_i(x) \cdot h_{wi}(t) \\ H_g(x,t) &= \sum_j N_j(x) \cdot H_{gj}(t) \\ h_{go}(x,t) &= \sum_i N_i(x) \cdot H_{gi}(t) \end{aligned}$$

Les fonctions d'approximation sont ensuite introduites dans les équations variationnelles (1) et (2) :

1.1.1. Pour l'eau

$$\begin{aligned} & \int_V \Phi_w \cdot \sum_i N_i \cdot \frac{\partial(h_{gi} - h_{wi})}{\partial t} \cdot N_j \cdot dv \\ & + \int_{s2} \lambda_1 \cdot N_j \cdot ds + \int_V \rho_w \cdot K_w \cdot \sum_i \nabla(N_i) \cdot h_{wi} \\ & \cdot \nabla(N_j) \cdot dv + \int_V \rho_g \cdot C \cdot \sum_i \nabla(N_i) \cdot h_{gi} \cdot \nabla(N_j) \cdot dv \\ & + \int_V \rho_g \cdot K_{Dv} \cdot \sum_i \nabla(N_i) \cdot (h_{gi} - h_{wi}) \cdot \nabla(N_j) = 0 \end{aligned}$$

1.1.2. Pour le gaz

$$\begin{aligned} & \int_V \Phi_g^1 \cdot \sum_i N_i \cdot \frac{\partial h_{gi}}{\partial t} \cdot N_j \cdot dv + \int_V \Phi_g^2 \cdot \sum_i \\ & N_i \cdot \frac{\partial h_{wi}}{\partial t} \cdot N_j \cdot dv + \int_{s4} \lambda_2 \cdot N_j \cdot ds + \int_V \rho_g \cdot K_g \\ & \cdot (1 - C) \cdot \sum_i \nabla(N_i) \cdot h_{gi} \cdot \nabla(N_j) \cdot dv = 0 \end{aligned}$$

En posant :

$$M_{w|j}^1 = \int_V \Phi_w^1 \cdot N_i \cdot N_j \cdot dv = - M_{w|j}^2$$

$$R_{w|j}^1 = \int_V \rho_g \cdot C \cdot \nabla(N_i) \cdot \nabla(N_j) \cdot dv$$

$$R_{w|j}^2 = \int_V \rho_w \cdot K_w \cdot \nabla(N_i) \cdot \nabla(N_j) \cdot dv$$

$$- \int_V \rho_g \cdot K_{Dv} \cdot \nabla(N_i) \cdot \nabla(N_j) \cdot dv$$

$$F_{wj} = \int_{s2} \lambda_1 \cdot N_j \cdot ds$$

$$M_{a|j}^1 = \int_V \Phi_g^1 \cdot N_i \cdot N_j \cdot dv$$

$$M_{a|j}^2 = - \int_V \Phi_g^2 \cdot N_i \cdot N_j \cdot dv$$

$$R_{a|j} = \int_V \rho_g \cdot K_g \cdot (1 - C) \cdot \nabla(N_i) \cdot \nabla(N_j) \cdot dv$$

$$F_{aj} = \int_{s4} \lambda_2 \cdot N_j \cdot ds$$

On obtient le système d'équation suivant :

$$\begin{aligned} & [M_w^1] \cdot \left\{ \frac{\partial h_g}{\partial t} \right\} + [M_w^2] \cdot \left\{ \frac{\partial h_w}{\partial t} \right\} + [R_w^1] \cdot \{h_g\} \\ & + [R_w^2] \cdot \{h_w\} + [F_w] = 0 \\ & [M_a^1] \cdot \left\{ \frac{\partial h_g}{\partial t} \right\} + [M_a^2] \cdot \left\{ \frac{\partial h_w}{\partial t} \right\} + [R_a] \cdot \{h_g\} \\ & + [F_a] = 0 \end{aligned}$$

1.2. Discrétisation du temps par un schéma aux différences finies

L'intégration des variables $h_g(t)$ et $h_w(t)$ par rapport au temps est effectuée par un schéma semi-implicite de type EULER.

$$\begin{aligned} & [A_w^1] \cdot \{h_g\}_{tj+1} + [A_w^2] \cdot \{h_w\}_{tj+1} = [A_w^3] \cdot \{h_g\}_{tj} \\ & + [A_w^4] \cdot \{h_w\}_{tj} + \Delta t/2([F_w] + [F_w]_{tj+1}) \\ & [A_a^1] \cdot \{h_g\}_{tj+1} + [A_a^2] \cdot \{h_w\}_{tj+1} = [A_a^3] \cdot \{h_g\}_{tj} \\ & + [A_a^4] \cdot \{h_w\}_{tj} + \Delta t/2([F_a] + [F_a]_{tj+1}) \end{aligned}$$

avec :

$$\begin{aligned} & \int_{tj}^{tj+1} h_g(t) \cdot dt = \alpha_o \cdot \Delta t \cdot h_g(tj+1) \\ & + (1 - \alpha_o) \cdot \Delta t \cdot h_g(tj) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \int_{tj}^{tj+1} h_w(t) \cdot dt = \alpha_o \cdot \Delta t \cdot h_w(tj+1) \\ & + (1 - \alpha_o) \cdot \Delta t \cdot h_w(tj) \end{aligned}$$

$$[A_w^1] = [M_w^1] + [R_w^1] \cdot \Delta t/2$$

$$[A_a^1] = [M_a^1] + [R_a^1] \cdot \Delta t/2$$

$$[A_w^2] = [M_w^2] + [R_w^2] \cdot \Delta t/2$$

$$[A_a^2] = [M_a^2]$$

$$[A_w^3] = [M_w^1] - [R_w^1] \cdot \Delta t/2$$

$$[A_a^3] = [M_a^1] - [R_a^1] \cdot \Delta t/2$$

$$[A_w^4] = [M_w^2] - [R_w^2] \cdot \Delta t/2$$

$$[A_a^4] = [M_a^2]$$

$$\{A_w^5\} = \Delta t/2 \cdot (\{F_w\}_{ij} + \{F_w\}_{ij+1})$$

$$\{A_a^5\} = \Delta t/2 \cdot (\{F_a\}_{ij} + \{F_a\}_{ij+1})$$

ANNEXE B :

DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL POUR LES ESSAIS DE SORPTION/DÉSORPTION SUR UN MATÉRIAU CONFINÉ

Dans les argiles actives la modification de leur état hydrique génère des déformations volumiques. Afin de rester dans le cadre d'un milieu indéformable, nous avons développé un dispositif permettant de maintenir confinées des galettes d'argile pendant les essais de sorption/désorption.

Ainsi la boue d'argile est consolidée sur un chemin œdométrique par l'intermédiaire de deux pistons dont l'effort est produit par un vérin hydraulique (fig. B1).

La pression hydraulique est produite par une pompe Gilson pilotée par un micro-ordinateur.

Après consolidation de la boue d'argile, la galette ainsi obtenue reste confinée par l'intermédiaire des deux pistons maintenus en déplacement par un dispositif vis et écrou. L'ensemble galette d'argile, bague et pistons est ensuite introduit dans une enceinte à humidité relative contrôlée.

Légende :

- 1 Argile à tester
- 2 Bague œdométrique
- 3 Piston
- 4 Piston
- 5 Disque métallique poreux
- 6 Piston hydraulique
- 7 Chemise
- 8 Comparateur
- 9 Pompe hydraulique Gilson
- 10 Enceinte à humidité relative contrôlée
- 11 Solution saline saturée

Fig. B1. — Appareillage œdométrique destiné à la réalisation des galettes d'argile confinée pour les essais sorption/désorption.

Fig. B1. — Special œdometer for preparation of specimens for absorption/desorption tests.

ANNEXE C : DÉTERMINATION DU COEFFICIENT DE TRANSFERT GLOBAL A PARTIR DES ESSAIS D'IMBIBITION

Dans le cas où la pression de la phase gazeuse est à la pression atmosphérique le transfert de l'eau est décrit par l'équation :

$$\frac{\partial (\theta_w)}{\partial t} + \nabla (-K_w \cdot \nabla (h_w) - \frac{\rho_{vs}}{\rho_w} \cdot \chi \cdot (n - \theta_w) \cdot D_o \cdot \frac{g \cdot M_v}{R \cdot T} \cdot h_r \cdot \nabla (h_w)) = 0 \quad (1)$$

A partir des essais de sorption/désorption $h_w(\theta_w)$ et de la loi de KELVIN l'équation (1) peut se mettre sous la forme :

$$\frac{\partial (\theta_w)}{\partial t} = \nabla (K_{ot} \cdot \nabla (\theta_w)) \quad (2)$$

avec :

$$K_{ot} = K_{wt} \cdot \frac{\partial h_w}{\partial \theta_w}$$

$$K_{wt} = K_w + \frac{\rho_{vs}}{\rho_w} \cdot \chi \cdot (n - \theta_w) \cdot D_o \cdot \frac{g \cdot M_v}{R \cdot T} \cdot h_r$$

Dans le cas de l'imbibition d'une colonne d'argile, l'équation (2) devient :

$$\int_x^H \frac{\partial \theta_w}{\partial t} dx = \int_x^H \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{ot} \cdot \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \right) dx$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_x^H \theta_w dx = -K_{ot} \cdot \frac{\partial \theta_w}{\partial x}$$

La masse d'eau $m_w(t_o)/x$ entrant à l'abscisse X et au temps t_o est proportionnelle à l'aire hachurée (fig. C1) :

$$m_w(t_o)/x = \rho_w \cdot \int_H^x \theta_w dx = -\rho_w \cdot \int_x^H \theta_w dx$$

Fig. C1. — Masse d'eau adsorbée dans l'essai d'imbibition.
Fig. C1. — Adsorbed water in soaking tests.

Les débits d'eau sont évalués à une abscisse donnée pour différents temps d'imbibition :

$$Q_w/x = \frac{m_w(t_2) - m_w(t_1)}{t_2 - t_1} / x$$

Le coefficient de diffusivité globale K_{ot} est déterminé à partir des débits d'eau et du gradient de la teneur en eau volumique :

$$K_{ot}/x = \left(\frac{Q_w}{\frac{\partial \theta_w}{\partial x}} \right) / x$$

D'où le coefficient de transfert global :

$$K_{wt} = K_{ot} \cdot \frac{d\theta_w}{dh_c}$$

avec :

$$\frac{d\theta_w}{dh_c}, \text{ capacité capillaire.}$$