

forme d'ondes électromagnétiques telles que l'intensité du flux émis et sa distribution spectrale varient en fonction de T », selon la relation [20]:

$$J_r = \sigma \epsilon T^4 \quad (\text{I.34})$$

où $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ désigne la constante de Boltzman et ϵ , le coefficient d'émissivité

Dans le système sol, citons en exemple les propriétés d'émission du soleil et de la surface du sol lui-même [1], [20].

- o **Le soleil**, principale source du rayonnement parvenant au sol, se comporte comme un corps noir porté à la température de 6000°K et émet des radiations à haute fréquence, dans la gamme des longueurs d'onde comprises entre $0,3\mu\text{m}$ et $3\mu\text{m}$. Le flux solaire global arrivant à la surface du sol (constante solaire) est d'environ 1400 W.m^{-2} .
- o **La surface du sol** se comporte comme une source secondaire qui émet aussi des radiations selon les deux principaux processus suivant :
 - ✓ Elle renvoie, par réflexion partielle, le rayon solaire incident dans un pourcentage (albédo) qui varie selon sa nature, son inclinaison et la rugosité de sa surface.
 - ✓ La température superficielle de la terre étant portée environ 300°K , elle émet des radiations de basses fréquences dont les longueurs d'onde sont comprises entre $5\mu\text{m}$ et $100\mu\text{m}$. Ce rayonnement est en grande partie absorbé par les gaz atmosphériques avant d'être réémis partiellement dans tout l'espace.

Remarque :

Dans nos calculs de simulation, le flux radiatif global qui caractérise la surface du sol se limite à la résultante de deux composantes : un flux de rayonnement solaire Φ_0 et un flux d'évaporation Φ_s .

1.2.2.2- Mise en équation

En laissant de côté la considération de l'effet d'humidité, la répartition de la température du sol est liée à la variation climatique et, son évolution est gérée par la périodicité du mouvement solaire.

Ainsi, en l'absence de poches d'eau dans le volume du sol, le transfert d'énergie par convection peut être négligé pour ne prendre en compte que du transfert thermique par conduction.

La relation traduisant ce processus fait appel à la loi de conservation d'énergie et pour l'établir, considérons un élément de volume dV du sol, supposé homogène et isotrope, où la chaleur se propage suivant les trois directions de l'espace repéré par le système d'axes $(0x, 0y, 0z)$.

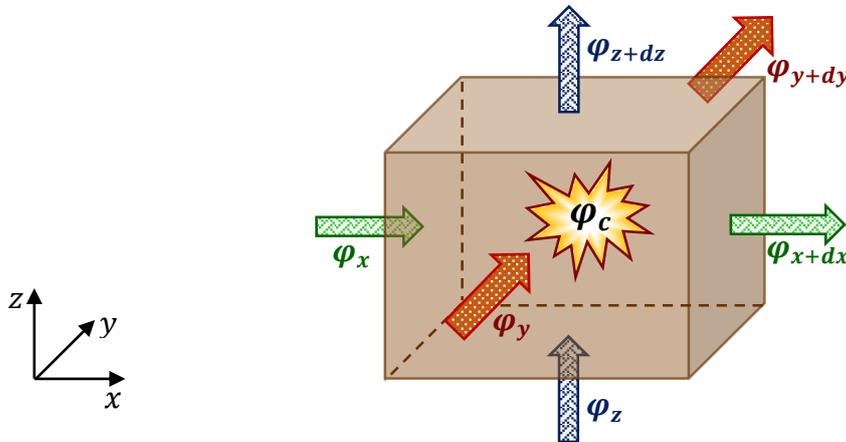


Figure I. 9 : Bilan du flux thermique par conduction

Dans ce schéma,

→ $(\varphi_x, \varphi_y, \varphi_z)$ représentent les densités de flux de chaleur rentrant. Leurs expressions respectives sont déduites de la loi de Fourier, c'est-à-dire :

$$\begin{cases} \varphi_x = -k_{Tx} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_x \\ \varphi_y = -k_{Ty} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_y \\ \varphi_z = -k_{Tz} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_z \end{cases}$$

→ $(\varphi_{x+dx}, \varphi_{y+dy}, \varphi_{z+dz})$ désignent les densités de flux de chaleur sortant et, pour en établir les expressions approchées, on peut utiliser le développement en séries de Taylor des fonctions $(\varphi_x, \varphi_y, \varphi_z)$ respectivement au voisinage de x, y et z , soit :

$$\begin{cases} \varphi_{x+dx} \approx \varphi_x + \frac{\partial \varphi_x}{\partial x} dx \\ \varphi_{y+dy} \approx \varphi_y + \frac{\partial \varphi_y}{\partial y} dy \\ \varphi_{z+dz} \approx \varphi_z + \frac{\partial \varphi_z}{\partial z} dz \end{cases}$$

→ φ_c désigne la densité de puissance thermique emmagasinée dans l'échantillon du sol et elle a pour expression :

$$\varphi_c = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t}$$

ρc_p étant la capacité calorifique du sol.

La loi de conservation de l'énergie rapportée à l'élément de volume dV est alors traduite par la relation suivante :

$$\begin{aligned} (\varphi_x - \varphi_{x+dx}) dy dz + (\varphi_y - \varphi_{y+dy}) dx dz + (\varphi_z - \varphi_{z+dz}) dx dy &= \rho c_p dx dy dz \frac{\partial T}{\partial t} \\ \Leftrightarrow -\frac{\partial \varphi_x}{\partial x} dx dy dz - \frac{\partial \varphi_y}{\partial y} dx dy dz - \frac{\partial \varphi_z}{\partial z} dx dy dz &= \rho c_p dx dy dz \frac{\partial T}{\partial t} \\ \Leftrightarrow \frac{\partial}{\partial x} \left[k_{Tx} \frac{\partial T}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_{Ty} \frac{\partial T}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[k_{Tz} \frac{\partial T}{\partial z} \right] &= \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} \end{aligned}$$

Dans un milieu isotrope, on a : $k_{Tx} = k_{Ty} = k_{Tz} = k_T$

$$\text{d'où} \quad \text{div} \left[k_T \overrightarrow{\text{grad}} T \right] = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} \quad (\text{I.35})$$

Cette dernière relation exprime l'équation décrivant la propagation de l'énergie thermique (équation de température) dans le sol, sans la prise en compte de l'effet d'humidité.

Remarque :

A partir de cette équation générale établie à trois dimensions, on peut déduire des informations concernant des cas spécifiques tels que la répartition verticale (en profondeur), ou latérale (suivant les plans Oxy) de la température du sol.

A titre d'exemple, dans la littérature [1], [6], la résolution de l'équation de température rapportée à la dimension z conduit à un modèle de solution périodique en fonction du temps ayant pour expression :

$$T(z, t) = \bar{T} + A_z \sin[\omega t + \varnothing(z)]$$

avec \bar{T} : la température moyenne du sol

A_z : l'amplitude d'oscillation

ω : la fréquence radiale

$\varnothing(z)$: le déphasage

Le tracé de cette fonction solution permet de reproduire le profil d'évolution de la température en fonction du niveau de profondeur z et du temps (Figure I.10).

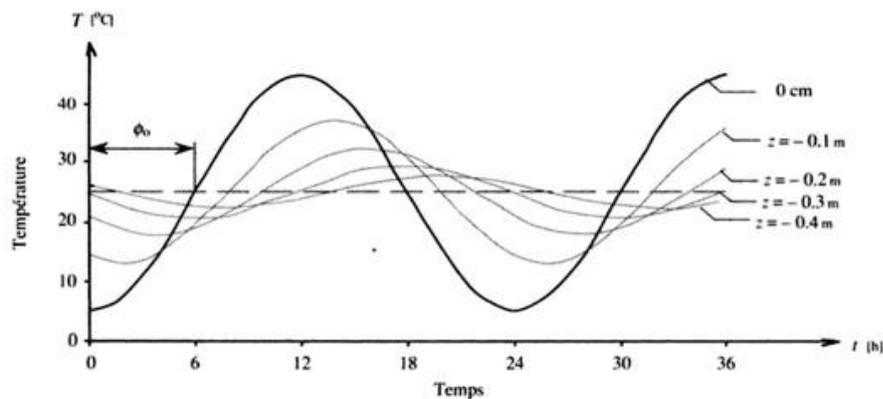


Figure I. 10 : Cycles de variations thermiques d'un sol à diverses profondeurs z

I.3- Couplage du transfert hydrique avec le transfert thermique

I.3.1- Description phénoménologique du couplage

Dans les paragraphes précédents, les processus de transfert hydrique et de transfert thermique sont présentés séparément. Mais en fait, les étapes de déroulement de chacun de ces processus sont étroitement dépendantes.

D'un côté, la chaleur modifie les propriétés dynamiques de l'eau d'infiltration (vitesse, flux, etc.) ainsi que la composition du sol en favorisant les activités biologique et microbiologique. D'un autre côté, la variation des propriétés hydrodynamiques du sol influe sur l'évolution de la répartition de la teneur en eau. Cependant, l'eau, en tant que fluide caloporteur, draine dans son mouvement de l'énergie thermique, ce qui tend à modifier la répartition de la température.

Ainsi, les transferts hydrique et thermique sont deux processus indissociables qui s'interagissent d'une manière quasi-instantanée, d'où la notion de couplage des processus. La description de l'état hydro-thermique global d'un sol, siège de tels processus couplés repose alors sur l'étude de la corrélation entre les conditions et les modes d'évolution des deux processus impliqués et coexistants.

Dans ce travail, la description que nous proposons est basée sur une étude numérique axée sur la résolution du système d'équations traduisant les transferts couplés.

I.3.2- Traduction du couplage par les équations

En négligeant les effets liées à la phase gazeuse dans le sol, vue leur faible contribution, le système d'équations couplées que nous avons établi pour traduire le phénomène, est obtenu en

insérant un terme de contribution hydrique dans l'équation de température d'une part et, en insérant un terme de contribution thermique dans l'équation hydrique, d'autre part.

I.3.2.1- Equation couplée de transfert hydrique

Dans l'équation qui décrit l'écoulement de l'eau d'infiltration dans le sol, la prise en compte de l'effet de température est réalisée par l'ajout d'un terme de thermo-diffusion $D_T \overrightarrow{\text{grad}} T$ affecté d'un coefficient de couplage λ . Ce coefficient est lié à l'état hydrique du sol.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} [D_\theta \overrightarrow{\text{grad}} \theta] + \frac{\partial}{\partial z} [K_\theta] + \lambda \text{div} [D_T \overrightarrow{\text{grad}} T] \quad (\text{I.36})$$

I.3.2.2- Equation couplée de transfert thermique

Dans le cas du transfert thermique, la contribution de l'humidité introduit la corrélation thermo-hydrique au sein du sol. Et comme la formulation ne se limite plus à l'échange thermique par conduction mais tient compte de l'échange thermique par convection aux interfaces solide-liquide, ainsi que des échanges calorifiques engendrés par les changements d'état de l'eau qui sont parfois négligés. Ainsi, la prise en compte de l'effet d'humidité dans le bilan thermique est réalisée par l'ajout d'un terme de diffusion : $\text{div} [D_{vap} \overrightarrow{\text{grad}} \theta]$, lié au changement de phase « liquide-vapeur » de l'eau, affecté de la chaleur latente de vaporisation L_v . L'équation de transfert thermique couplé s'écrit alors :

$$\rho_e c_{pe} \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div} [K_T \overrightarrow{\text{grad}} T] - L_v \text{div} [D_v \overrightarrow{\text{grad}} \theta] \quad (\text{I.37})$$

Il faut alors introduire les conversions suivantes dans l'équation (I.37):

- $D_T = \frac{K_T}{\rho_e c_{pe}}$
- $\alpha = \frac{L_v}{\rho_e c_{pe}}$

D'où l'équation couplée du transfert thermique a pour expression:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \text{div} [D_T \overrightarrow{\text{grad}} T] - \alpha \text{div} [D_v \overrightarrow{\text{grad}} \theta] \quad (\text{I.38})$$

La suite de l'analyse portant sur les transferts hydrique et thermique couplés sera axée sur le traitement numérique du système d'équations obtenu par la combinaison des équations (I.36) et (I.38), soit [1], [10]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} [D_{\theta} \overrightarrow{\text{grad}} \theta] + \frac{\partial}{\partial z} [K_{\theta}] + \lambda \text{div} [D_T \overrightarrow{\text{grad}} T]$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \text{div} [D_T \overrightarrow{\text{grad}} T] - \alpha \text{div} [D_v \overrightarrow{\text{grad}} \theta]$$
(I.39)

I.4- Généralités sur la succion

I.4.1- Définition

La succion est une pression interne agissant au sein du sol qui mesure la force d'attraction s'exerçant entre la matrice solide et la phase liquide. En d'autres termes, elle représente l'énergie qu'il faut fournir pour extraire l'eau du sol. Son intensité est définie comme la différence entre la pression atmosphérique et la pression négative de l'eau (ou pression d'eau interstitielle) [8], [12].

Dans le domaine de la géotechnique, ce terme correspond [12]:

- ☞ *en sol saturé*, à une énergie potentielle communément appelée « charge hydraulique à saturation »,
- ☞ *en sol non saturé*, à une énergie permettant l'extraction de l'eau présente dans le sol.

En général, la valeur de la succion dépend de la morphologie du sol et elle varie selon le degré d'humidité du sol, c'est-à-dire de son état hydrique [2], [8]:

- pour un sol saturé caractérisé par une teneur en eau supérieure ou égale à la valeur à saturation θ_s , la valeur de la succion est voisine de 0kPa.
- pour un sol fin considéré comme sec, caractérisé par une teneur en eau inférieure ou égale à la valeur résiduelle θ_r , la valeur de la succion peut atteindre 10^6 kPa.

I.4.2- Profil de succion ou courbe de rétention d'eau

La capacité de rétention de l'eau dans le sol peut être estimée à partir de la relation entre la quantité d'eau présente dans le sol et l'énergie qui la retient. Comme la valeur de cette quantité est très variable, toute variation de la teneur en eau θ se traduit par une variation de la succion. La courbe représentative de cette fonction de variation définit la « courbe de rétention d'eau du sol » (ou son profil de succion).

Par des moyens empiriques [12], le profil de succion d'un sol non saturé en cours de séchage présente l'allure typique de la figure I.11.

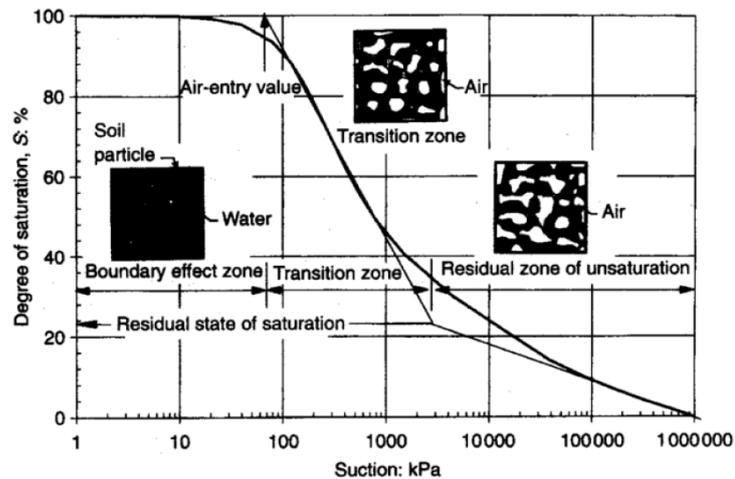


Figure I. 11: Courbe de rétention d'eau dans un sol non saturé en cours de séchage

L'interprétation de cette courbe a permis de dégager des points particuliers et des zones caractéristiques de variation de la succion.

I.4.2.1- Points caractéristiques du profil de succion

La courbe de succion comporte trois zones séparées par deux points caractéristiques : le point d'entrée d'air et le point de saturation résiduelle [8], [12].

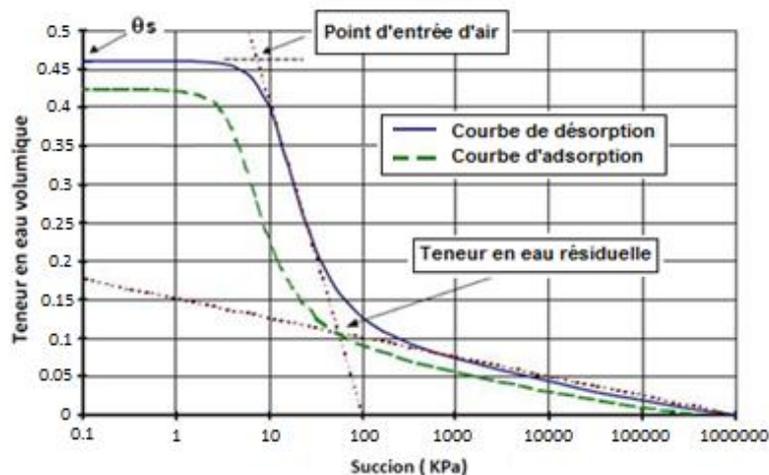


Figure I. 12 : Les paramètres caractérisant la courbe de succion

Zone 1 : C'est la zone au voisinage de la teneur en eau à saturation où la branche de la courbe de succion est quasi-horizontale. Cette zone est délimitée par « le point d'entrée d'air », point à partir duquel le milieu passe d'un état saturé à un état non saturé car l'air commence à s'engouffrer à travers les pores. La valeur de la succion s'y maintient à une faible valeur presque constante.

Zone 2 : Elle correspond à la zone intermédiaire de variation de la teneur en eau comprise entre la valeur à saturation et la valeur résiduelle. Dans cet intervalle, la teneur en eau diminue rapidement à la suite de l'évacuation par écoulement, traduite par une descente en pente assez raide de la branche de la courbe de succion. Ce vidage partiel de la quantité d'eau présente instaure une augmentation progressive de la valeur de la succion.

Zone 3 : Dans cette zone, la branche de la courbe de succion amorce une descente à faible pente jusqu'à ce que la teneur en eau atteigne la valeur résiduelle qui caractérise un état hydrique proche de l'état sec. La valeur de la succion augmente très rapidement dans cet intervalle.

Par ailleurs, la variation de la teneur en eau décrite par le profil de succion fait intervenir deux phénomènes de base qui se passent entre la surface du matériau traversé et les particules drainées dans le processus d'écoulement.

- L'adsorption :

C'est un phénomène physique au cours duquel les particules drainées adhèrent à la surface du matériau traversé. En d'autres termes, la courbe d'adsorption détermine l'humidification en passant d'un sol sec à un sol saturé [21].

- La désorption :

Elle définit le processus inverse correspondant au détachement des particules drainées qui se sont fixées à la surface du matériau considéré. La courbe de désorption détermine ainsi la dessiccation en passant d'un sol saturé à un sol sec [21].

I.4.2.2- Profil de succion selon le type de sol

La répartition de la succion dans le sol étant fortement dépendante de sa morphologie, en général, et de sa porosité en particulier, chaque type de sol est caractérisé par une courbe de rétention qui lui est propre.

Selon Simon Salager [22], des écarts considérables sur les valeurs de la succion existent entre le sable, le limon et l'argile. Cette appréciation est appuyée par la figure I.13.

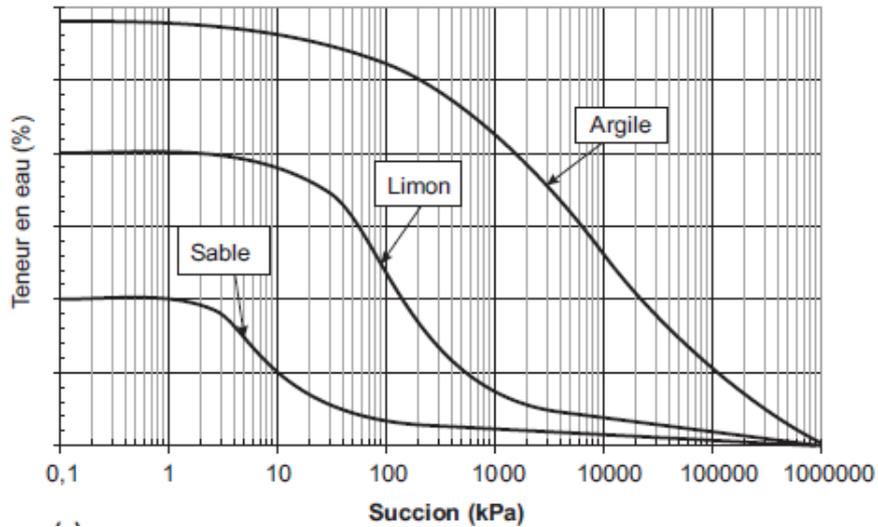


Figure I. 13 : Courbes de rétention pour différents types de sol

Par ailleurs, il est montré [23] qu'indépendamment du type du sol, la branche du profil de succion correspondant à la zone 2 (période d'écoulement) change de niveau selon qu'il s'agit du processus d'adsorption (humidification) ou de celui de désorption (séchage). Durant le mouillage ou l'humidification, la courbe de succion baisse de niveau et, au cours du séchage, le niveau tend à se relever. Les profils typiques qui traduisent l'évolution de la succion au cours de ces deux processus sont présentés dans la figure I.14.

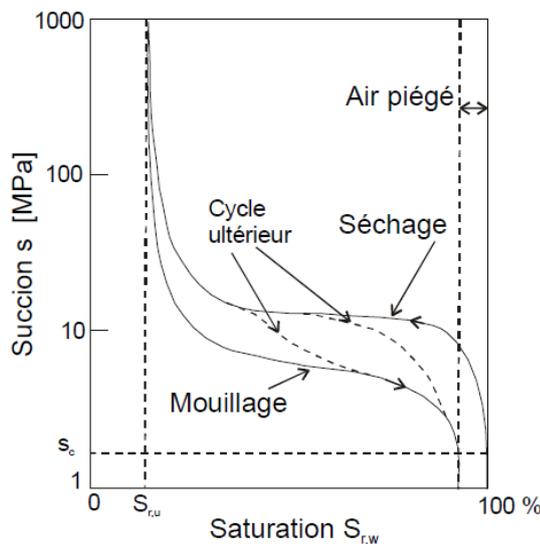


Figure I. 14 : Courbe de rétention typique

Sur cette représentation schématique, on peut toujours remarquer la présence des points caractéristiques de la courbe de rétention. Ainsi, lors du séchage ou du mouillage, la valeur de la succion ou de l'humidité renseigne sur l'état hydrique du sol.

- pour une valeur correspondant à la succion résiduelle, le sol est dans un état saturé
- pour une valeur correspondant à la succion maximale, le sol est considéré comme sec.

I.4.3- Formulation de la succion

I.4.3.1- Formulation en fonction du potentiel de pression

La formulation est analogue à celle qui a été effectuée pour le potentiel de l'eau puisque la succion représente un potentiel total. En effet, l'expression de la succion résulte de la composition de deux types de succion [2], [23]

- d'une part, la succion matricielle notée ψ_m relative au phénomène capillaire qui peut donc être définie à partir de la pression capillaire,
- d'autre part, la succion osmotique, notée ψ_0 , qui est engendrée par l'interaction entre les différentes concentrations des composants existant dans le sol. Dans notre cas, ce terme est défini à partir de la pression osmotique qui s'identifie au potentiel chimique ϕ_c .

La succion totale est alors exprimée par :

$$\psi_T = \psi_m + \psi_0 \quad (\text{I.40a})$$

I.4.3.2- Formulation en fonction de l'humidité relative

Les bases de l'analyse effectuée dans ce travail étant rapportées à l'échelle macroscopique, ψ_0 n'est pas prise en compte, ce qui ramène l'estimation de la succion à :

$$\psi \approx \psi_T = \psi_m$$

et, elle peut être exprimée en fonction de l'humidité relative Hr selon la relation [12], [22].

$$\psi = -\frac{\rho RT}{M_e} \ln Hr \quad (\text{I.40b})$$

avec ρ : la masse volumique

R : la constante des gaz parfaits

T : la température absolue

M_e : la masse molaire de l'eau

I.4.3.3- Formulation en fonction de la teneur en eau

Van Genuchten (1980) a proposé une expression analytique de la teneur en eau θ en fonction de la succion ψ ci-après [12], [24], [25].

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)[1 + (\beta\psi)^n]^{-m}$$

ce qui conduit à :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\beta\psi)^n]^{-m}$$

$$\Rightarrow \boxed{\psi = \frac{1}{\beta} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-1/m} - 1 \right]^{1/n}} \quad (\text{I.40c})$$

avec $m = 1 - \frac{1}{n}$

$\beta(Pa^{-1})$: paramètre du sol, lié à la hauteur de la frange capillaire

n, m : paramètres du modèle, liés à la distribution granulométrique du sol

Parmi les expressions établies pour la succion ψ , nous avons choisi dans nos calculs, cette dernière car elle est directement exprimée en fonction de la grandeur de description θ .