Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 63 (1945-1948)
Heft: 264

Artikel: Quelques mouvements de l'eau dans les sols assainis
Autor: Regamey, Pierre
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-273557

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Quelques mouvements de l'eau dans les sols assainis

PAR

Pierre REGAMEY

(Séance du 17 juin 1944.)

Les travaux d'assainissement provoquent dans le sol un abaissement général de la nappe d'eau souterraine, en même temps qu'une modification de sa surface libre et de son écoulement. Il s'agit là naturellement des nappes dans la couche superficielle du sol, de 2 à 3 m. d'épaisseur au maximum, la couche agrologique, celle qui, par sa constitution physique et les mouvements de l'eau qui s'y produisent, exerce une influence directe sur la végétation. Les ouvrages d'assainissement, canaux ou drainages, développent leur action dans cette couche du sol ; c'est dire que nous faisons abstraction, ici, des nappes profondes et des sources.

Les nappes souterraines engendrées par des conduites d'assainissement ont déjà fait l'objet de plusieurs études théoriques. DUPUIT, en 1863 (Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux, Dunod, Paris), et PORCHET, en 1923 (Etude sur l'écoulement souterrain des eaux, *Annales de l'Institut national agronomique,* Paris), ont établi l'équation des nappes phréatiques cylindriques dans des sols homogènes. HOOGHOUDT, en 1937 (Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond, Verslagen van landbouwkundige onderzoekingen, Groningen), a déterminé analytiquement la forme de la nappe en régime permanent, dans quelques cas particuliers de sols hétérogènes bien définis.

Par contre, le mouvement des nappes d'assainissement en fonction du temps était beaucoup moins bien connu. Ces nappes sont soumises à des fluctuations incessantes ; elles montent sous l'influence des précipitations atmosphériques, puis s'abaissent en période sèche. Un ouvrage d'assainissement, aussi parfait qu'il soit, n'empêche pas la nappe de remonter et même de s'approcher très près de la surface du sol. Son

rôle n'est pas de fixer le niveau de l'eau à une profondeur invariable, mais bien de provoquer un abaissement suffisamment rapide, après une pluie importante, pour que la nappe s'éloigne de la surface du sol avant que les cultures aient subi des dommages. Il serait donc d'un intérêt pratique considérable de connaître très exactement les mouvements de la nappe, provoqués dans un sol connu, par un ouvrage d'assainissement de dimensions connues ; il serait alors possible de déterminer pour un matériel donné, les dimensions des ouvrages les plus rationnels, par le calcul et non plus par tâtonnement.

Ces raisons nous ont incité à entreprendre, en 1940, des recherches expérimentales et analytiques sur les écoulements souterrains dans les sols assainis. Quelques-uns des résultats principaux ont été publiés en 1943 (Etude de quelques écoulements souterrains et superficiels dans les sols assainis. La Concorde, Lausanne.).

Nous voulons aborder ici le problème du mouvement des nappes cylindriques d'assainissement dans le cas général des sols homogènes, assainis par des conduites parallèles (canaux ou drains), dont l'assise peut être considérée comme imperméable.

Rappelons auparavant les équations approchées des nappes dans ce cas général, établies d'après les hypothèses de Dupuit et de Porchet.

Equation de la nappe en régime permanent.

Deux conduites d'assainissement parallèles, théoriquement de longueur infinie, engendrent une nappe souterraine à surface cylindrique ; les filets liquides s'écoulent dans des plans perpendiculaires aux conduites. Considérons une tranche de sol d'épaisseur unité entre deux drains d'écartement E (voir figure 2).

Considérons le filet liquide à la surface de la nappe, de hauteur dy (voir figure 1), nous avons :

sa section : $dF = dy \,.\, \cos i$
sa vitesse : V
son débit : $dq = V \,.\, dF$
sa pente : $J = \dfrac{ds \,.\, \sin i}{ds} = \sin i$

Sa vitesse est donnée par la loi de Darcy :

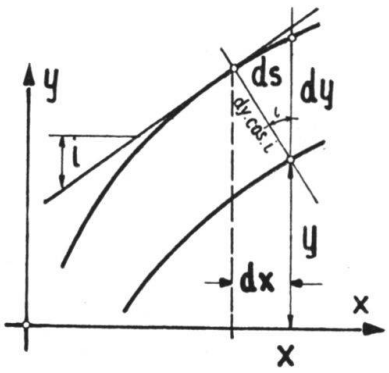

Fig. 1.

$$V = K \,.\, J = K \,.\, \sin i$$

où le coefficient de proportionnalité K est la vitesse de filtration par unité de pente (en m. par sec.). Cette grandeur peut être déterminée dans un sol donné.

$$dq = V.\, dF = K \,.\, dy \,.\, \sin i \,.\, \cos i$$

ou

$$dq = K \,.\, dy \, \frac{\dfrac{dy}{dx}}{1 + \left(\dfrac{dy}{dx}\right)^2}$$

La simplification admise par Dupuit consiste à poser :

$$\cos i = 1 \quad \text{et} \quad \sin i = \operatorname{tg} i$$

Cette simplification est acceptable, la pente des filets liquides étant faible (dans la figure 2, l'échelle n'est pas respectée,

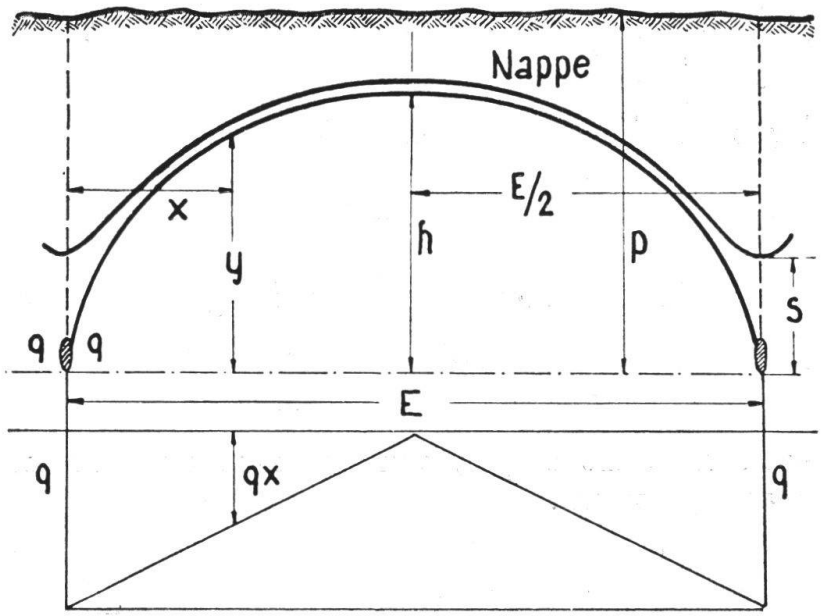

FIG. 2 : *Nappe cylindrique en sol homogène.*

la réduction des longueurs est environ dix fois plus grande que celle des hauteurs).

d'où $$dq = K \,.\, dy \,.\, \frac{dy}{dx}$$

Pour passer du débit élémentaire du filet supérieur au

débit dans un plan d'abscisse x, DUPUIT admet comme pente moyenne des filets dans ce plan :

$$J_D = \frac{dy}{dx}$$

alors que PORCHET admet comme pente moyenne, la moyenne entre la pente du filet supérieur et celle du fond imperméable, horizontal dans notre cas, soit :

$$J_P = \frac{1}{2} \cdot \frac{dy}{dx}$$

d'où le débit dans un plan d'abscisse x est :

$$q_x = a \cdot y \cdot \frac{dy}{dx}$$

où d'après Porchet : $a = \frac{1}{2}$

d'après Dupuit : $a = 1$

D'autre part, le débit de la nappe augmente proportionnellement avec $\frac{E}{2} - x$

d'où, si q_x est le débit de la moitié de la nappe :

$$q_x = q \cdot \left[1 - \frac{2 \cdot x}{E} \right]$$

en égalant les deux valeurs de q_x et en intégrant, nous avons :

$$y^2 = \frac{2 \cdot q}{a \cdot K} \cdot \left[x - \frac{x^2}{E} \right]$$

c'est l'équation d'une ellipse, dont les axes sont sur les conduites d'assainissement.

Mouvements de la nappe d'assainissement.

Les mouvements de la nappe en fonction du temps peuvent se décomposer en deux phases :

1° La remontée sous l'effet des précipitations atmosphériques.

2° L'abaissement en période sèche.

Si l'abaissement de la nappe est relativement simple à définir, sa remontée se complique du phénomène de la percolation, c'est-à-dire de l'infiltration de l'eau de pluie, de la

surface du sol vers la nappe souterraine. Il s'agit en particulier de déterminer comment l'eau pénètre dans le sol, à quel moment le phénomène a lieu et dans quelle proportion la précipitation vient enrichir la nappe.

La percolation.

Pour représenter ce phénomène analytiquement, nous devons introduire quelques propriétés physiques nouvelles du sol :

Si l'on fait exception de l'eau de constitution qui ne joue pas de rôle dans les écoulements souterrains, l'eau se présente dans le sol sous deux formes distinctes : L'eau stable est retenue par adhésion à la surface des particules terreuses, ou occupe les espaces lacunaires les plus petits par l'effet de la capillarité ; cette eau résiste à la pesanteur. L'eau mobile occupe les espaces lacunaires demeurés libres ; elle subit l'effet de la pesanteur.

La perméabilité μ est la teneur maximum en eau mobile d'un matériel en valeur absolue ; c'est le rapport du volume d'eau mobile au volume apparent du matériel.

Le degré d'humidité Θ représente, à un moment quelconque, la teneur en eau d'un matériel exprimée en valeur absolue du volume apparent. Cette valeur varie sans cesse, mais lorsqu'elle représente de l'eau stable, elle ne peut dépasser un maximum, Θ_{max}

Le degré d'humidité maximum Θ_{max} est la quantité maximum d'eau stable qui peut être retenue dans un sol. Cette valeur est invariable en un point d'un sol donné.

Le déficit d'humidité D représente, en valeur absolue du volume apparent, la quantité d'eau nécessaire à porter le degré d'humidité à son maximum : $D = \Theta_{max} - \Theta$.

Le déficit total d'humidité D_t est la hauteur d'eau nécessaire à porter le degré d'humidité Θ à son maximum Θ_{max} en chaque point d'un profil entre la surface du sol et la nappe; en fait D_t représente un volume, mais rapporté à la surface unité, il en résulte bien une hauteur. Si p_n est la profondeur de la nappe sous la surface du sol, nous avons en un point quelconque du profil :

$$D = \Theta_{max} - \Theta$$

et dans le profil : $$D_t = \int_0^{p_n} D \, . \, dp$$

Θ et Θ_{max} peuvent être déterminés sur des prélèvements de volume connu, par pesée et évaporation, ou directement dans les sols en place par mesure de la conductibilité au moyen de sondes électriques.

La porosité ρ représente la quantité d'eau nécessaire à saturer le sol en eau stable et en eau mobile :

$$\rho = \Theta_{max} + \mu$$

Dans un profil homogène, Θ et Θ_{max} ne sont pas constants, de la surface du sol à la nappe, mais varient avec la profondeur (voir figure 3).

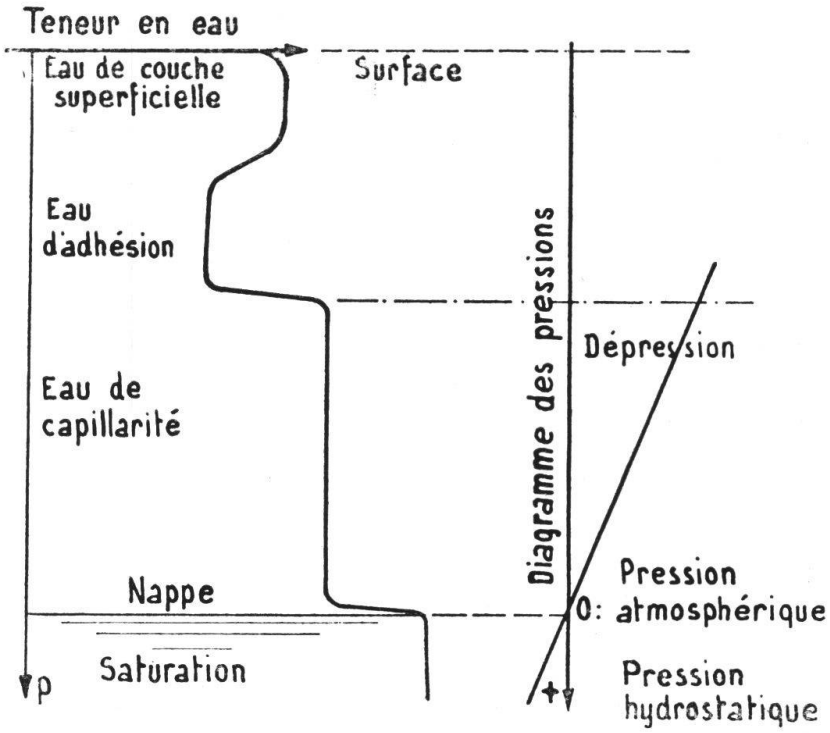

FIG. 3 : *Teneur du sol en eau dans un profil vertical.*

Θ_{max} peut être déterminé une fois pour toutes en chaque point d'un profil, sitôt après une pluie, lorsque l'humidité est encore à son maximum (voir figure 5, courbe 7), tandis que Θ varie sans cesse et avec lui D et D_t . Θ et Θ_{max} ne pouvant être exprimés en fonction de la profondeur, les mesures sur prélèvements ou dans les sols en place devront avoir lieu point

par point et nous ne pourrons pas connaître D_t de façon exacte par

$$D_t = \int_0^{p_n} D \, . \, dp$$

mais seulement la valeur approchée :

$$D_t = \sum_0^{p_n} \Delta p \, . \, D$$

Une précipitation atmosphérique de hauteur P se répartit suivant les quatre parts suivantes :

1° l'évaporation P_e

2° l'absorption par la végétation P_a

3° le déficit total d'humidité D_t (eau stable)

4° l'infiltration dans la nappe P_i (eau mobile).

Nous faisons abstraction du ruissellement superficiel, le terrain étant considéré comme horizontal.

Chacun de ces termes représente un volume par unité de surface, c'est-à-dire une hauteur :

$$P = P_e + P_a + D_t + P_i$$

Ces quantités sont naturellement toujours positives. P_e P_a et D_t sont indépendants de P, on peut donc avoir :

$$P < P_e + P_a + D_t$$

or, nous verrons plus loin que P_e, P_a et D_t sont prélevés au début de la précipitation; dans ce cas, il en résulte que $P_i = 0$, c'est-à-dire qu'aucune part de l'eau de pluie ne pénètre dans la nappe ; nous dirons que la précipitation est inefficace, les autres étant efficaces.

Une précipitation atmosphérique est définie si l'on connaît son début, sa durée et sa hauteur, ou des données permettant de déterminer ces trois grandeurs.

Soit T_0 : le début de la précipitation

T_1 : la fin de la précipitation

$t = T_1 - T_0$: sa durée (en heures)

P : sa hauteur (en m.)

$\Delta = \frac{P}{t}$: son intensité (en m/heure)

La précipitation est définie si l'on connaît T_0 ou T_1 et deux des autres grandeurs.

Soit une précipitation efficace dont on connaît les dimensions ; le processus de la percolation commence au début de la pluie, au temps T_0. Le phénomène peut se diviser en 4 phases (voir fig. 4.).

1re phase : évaporation-absorption.

Une partie de la précipitation est retenue par la végétation, sous forme de gouttelettes sur les feuilles des plantes, à la surface même du sol, etc. Ce n'est que lorsqu'une quantité suffisante d'eau sera fixée en surface, que la pluie pourra pénétrer

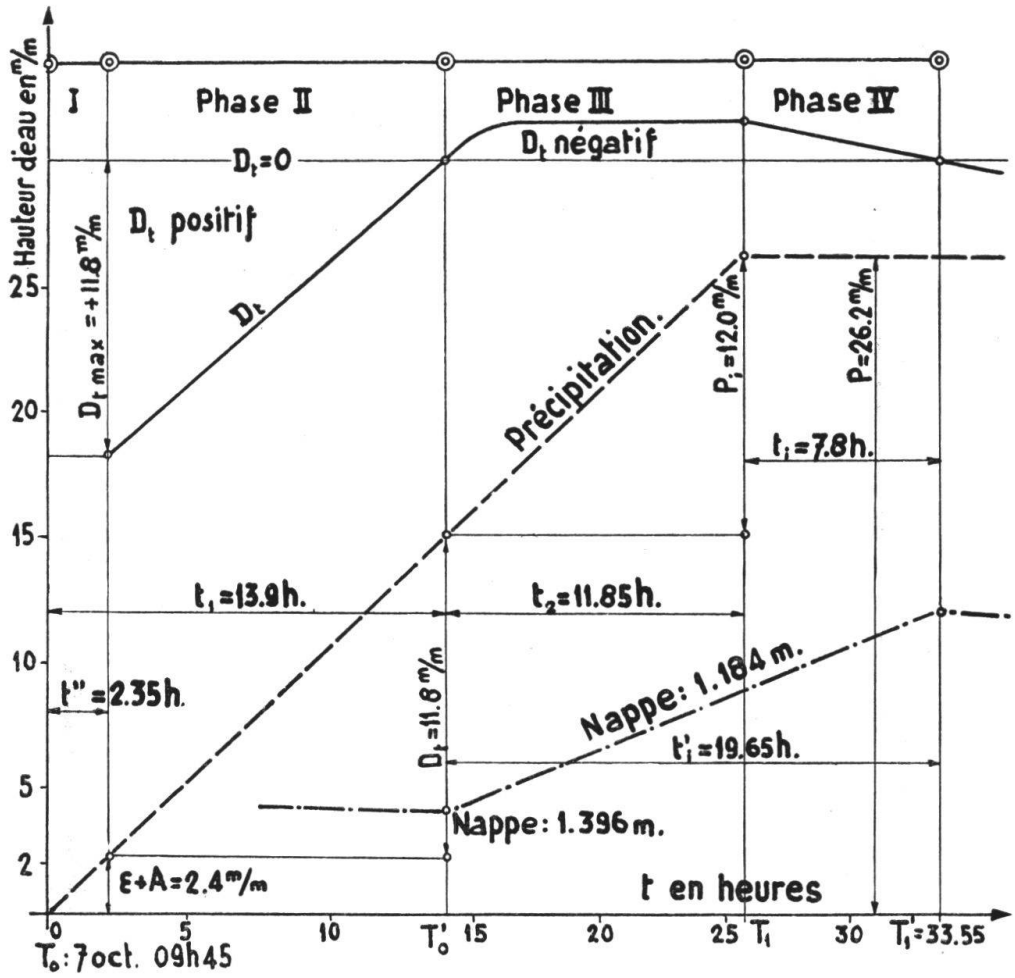

FIG. 4 : *Représentation graphique de la percolation.*

I. Evaporation et absorption en surface.
II. Absorption par le sol.
III. Infiltration dans la nappe.
IV. Egouttement.

(Essert-Pittet, sol glaiseux, 7 au 8. 10.40.)

dans le sol. L'évaporation est pratiquement négligeable pendant la précipitation. L'eau retenue pendant cette première phase sera donc évaporée après la pluie ou absorbée directement par la végétation. Cette quantité $P_e + P_a$ peut être déterminée en observant la variation du degré d'humidité Θ près de la surface du sol. $P_e + P_a$ correspond à la quantité d'eau tombée jusqu'au moment où Θ commence à augmenter. Cette première phase dure donc jusqu'à ce que soit tombée la quantité $P_e + P_a$ ($\varepsilon + A$ dans la fig. 4.) soit pendant le temps

$$t'' = \frac{P_e + P_a}{\Delta}$$

2e *phase : absorption par le sol.*

L'eau de pluie commence à pénétrer dans la couche supérieure du sol. Le degré d'humidité Θ augmente de sa valeur au

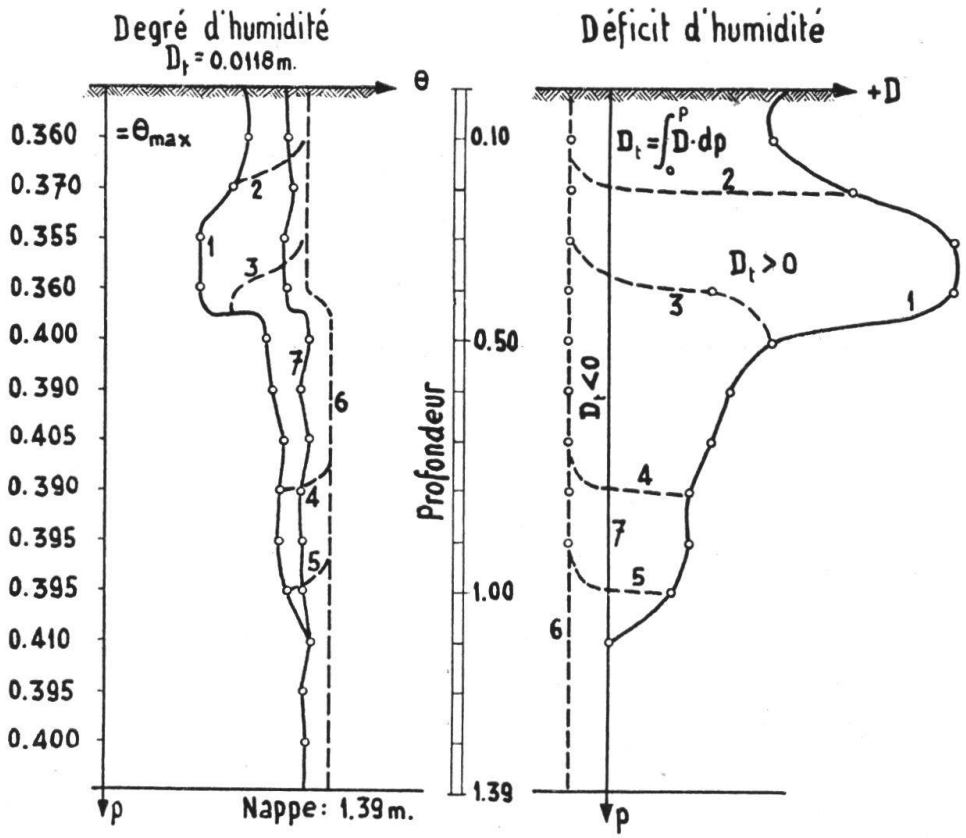

FIG. 5 : *Variation du degré d'humidité* Θ *et du déficit d'humidité* D *au cours d'une précipitation.*

(Essert-Pittet, Profil 11, 7 au 8. 10. 40.)

début de la précipitation, courbe 1 (voir fig. 5) jusqu'à sa valeur maximum Θ_{max} et même au-dessus, soit à la courbe 6, en passant par 2, 3, 4 et 5. Ce qui signifie que Θ atteignant une valeur supérieure à Θ_{max}, la teneur en eau stable est dépassée, le profil contient de l'eau mobile ; l'écoulement vers la nappe est alors possible.

Pendant que Θ augmente, le déficit d'humidité D diminue et avec lui, le déficit total d'humidité D_t passe de la courbe 1 à la courbe 6, il est alors négatif.

La durée de la 2e phase est de :

$$t_1 - t'' = \frac{D_t}{\Delta}$$

3e phase : infiltration dans la nappe.

Cette phase commence au temps

$$T'_0 = T_0 + t_1$$

Pendant les deux premières phases, les pertes totales par évaporation, absorption et déficit total d'humidité ont été comblées. Le solde P_i de la précipitation pénétrera dans la nappe.

Si $$\Sigma = P_e + P_a + D_t$$

nous avons : $$P_i = P - \Sigma$$

La durée des deux premières phases est :

$$t_1 = \frac{\Sigma}{\Delta}$$

La vitesse de pénétration de l'eau, de la surface du sol vers la nappe, ne peut excéder la vitesse définie par la loi de Darcy :

$$V = K \,.\, J$$

or le mouvement étant vertical, nous avons $J = 1$, donc la vitesse d'infiltration ne peut dépasser K. Dans le cas de précipitations exceptionnellement intenses, les pertes par absorption, évaporation et déficit d'humidité sont comblées dans un temps trop court pour que l'eau puisse atteindre la nappe. Il en résulte une rétention supplémentaire dans la partie supérieure, qui s'équilibre avec retard. Dans ce cas, la nappe ne commence pas à monter après le temps t_1, mais après le temps t_i.

$$t_i = \frac{p_n}{K \,.\, 3600}$$

(les temps sont donnés en heures et K en m/sec.)
par conséquent, le début T'_0 de la remontée de la nappe est défini comme suit :

1° si $t_i > t_1$: $T'_0 = T_0 + t_i$
2° si $t_i < t_1$: $T'_0 = T_0 + t_1$

La phase de l'infiltration prend fin avec la précipitation, c'est-à-dire au temps T_1 :

$$T_1 = T_0 + t$$

sa durée est :

1° si $t_i > t_1$: $t_2 = t - t_i$
2° si $t_i < t_1$: $t_2 = t - t_1 = \frac{P_i}{\Delta}$

Θ et D restent pendant toute cette phase à leurs valeurs figurées par les courbes 6 de la figure 5.

4e phase : égouttement du profil.

Cette phase commence à la fin de la précipitation, le profil contient encore de l'eau en mouvement. L'égouttement durera le temps qui est nécessaire à la dernière goutte de pluie tombée à la surface pour atteindre la nappe, soit la durée de l'infiltration t_i :

$$t_i = \frac{p_n}{K \,.\, 3600}$$

Le degré d'humidité Θ qui était encore supérieur au degré d'humidité maximum Θ_{max} diminue avec l'égouttement ; parallèlement D et D_t, qui étaient encore négatifs, augmentent pour atteindre zéro à la fin de la phase. Θ et D sont alors représentés par les courbes 7 de la figure 5. L'égouttement est terminé, la nappe cesse de monter au temps T'_1 :

$$T'_1 = T_1 + t_i$$

L'humidité du profil est à son maximum ; elle va diminuer sous l'effet de l'évaporation. La nappe commence à redescendre sous l'effet de l'écoulement par le drain. C'est la fin du phénomène de la percolation.

Les différentes relations ci-dessus nous permettent de connaître le mouvement d'infiltration de la précipitation en fonc-

tion du temps ; nous connaissons également la quantité d'eau P_i qui pénètre dans la nappe souterraine :

$$P_i = \Delta\,(t - t_1) = P - (P_e + P_a + D_t)$$

Il reste à déterminer les mouvements de la nappe qui en résultent.

Remontée de la nappe

Nous avons vu précédemment, que l'équation de la nappe engendrée dans un sol homogène, par deux conduites parallèles reposant sur une assise considérée comme imperméable, était :

$$y^2 = \frac{2\,.\,q}{a\,.\,K} \cdot \left[x - \frac{x^2}{E}\right]$$

Si l'on résout cette équation pour le faîte de la nappe, c'est-à-dire pour $x = \frac{E}{2}$ et $y = h$, nous avons :

$$h^2 = \frac{q\,.\,E}{2\,.\,a\,.\,K}$$

ou encore :

$$q = \frac{2\,.\,a\,.\,K\,.\,h^2}{E}$$

Soit h_0, la position de la nappe au début d'une infiltration de hauteur P_i et h_1, sa position après la remontée (voir fig. 6) ;

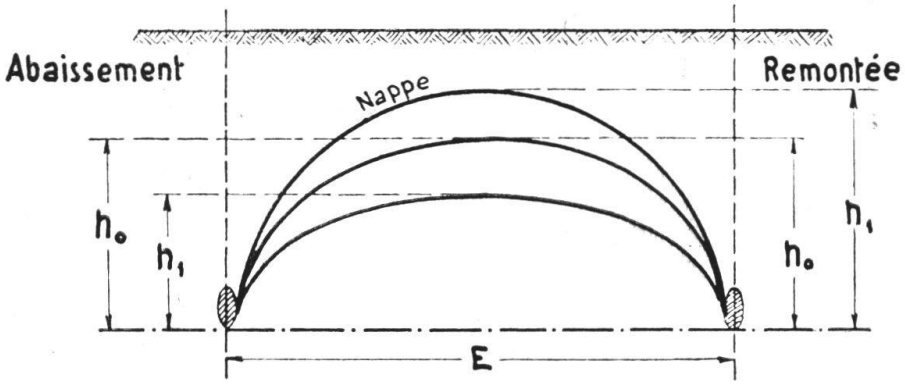

FIG. 6 : *Nappes cylindriques.*

$$\Delta h = h_1 - h_0$$

soit t'_i, la durée de la remontée de la nappe. t'_i est connu par les relations précédentes.

$$t'_i = T'_1 - T'_0$$

Considérons le mouvement de la nappe pendant le temps dt en secondes : l'infiltration a lieu suivant l'intensité moyenne :

$$\Delta_i = \frac{P_i}{t'_i}$$

Si E est l'écartement des drains, le volume d'eau qui pénètre par infiltration dans la nappe sur la moitié du profil transversal, pour une tranche de sol d'épaisseur unité, est :

$$\frac{1}{2} \cdot E \cdot \frac{\Delta_i}{3600} \quad dt$$

Le volume d'eau absorbé par la nappe est égal aussi au volume de la terre mouillée au cours de la remontée dh, c'est-à-dire au volume de terre dV, compris entre deux surfaces elliptiques voisines, multiplié par le coefficient de perméabilité μ :

$$\mu \,.\, dV = \mu \,.\, \pi \,.\, \frac{E}{8} \cdot dh$$

Au cours de ce mouvement élémentaire de remontée, le drain a continué d'écouler un débit q pour la moitié du profil transversal ; nous venons de voir que :

$$q = \frac{2 \,.\, a \,.\, K \,.\, h^2}{E}$$

Le volume écoulé par le drain pendant le temps dt est donc :

$$q \,.\, dt = \frac{2 \,.\, a \,.\, K \,.\, h^2}{E} \cdot dt$$

Le volume d'eau gagné par la nappe pendant le temps dt est égal au volume infiltré, moins le volume écoulé par le drain, d'où résulte la relation suivante :

$$\mu \,.\, \pi \,.\, \frac{E}{8} \cdot dh = \frac{E}{2} \cdot \frac{\Delta_i}{3600} \cdot dt - q \,.\, dt$$

Plutôt que de chercher à intégrer cette relation, nous adopterons l'équation approchée suivante (où t'_i est en heures et Δ_i en m./heure) :

$$\mu \,.\, \pi \cdot \frac{E}{8} \cdot \Delta h = \frac{E}{2} \cdot \Delta_i \,.\, t'_i - q_m \,.\, t'_i \cdot \frac{1}{3600}$$

où q_m est le débit moyen pendant la remontée.

Le terme $q_m \,.\, t'_i \; \frac{1}{3600}$ représente l'eau écoulée par le drain

pendant la remontée ; il est aisé de montrer qu'il est petit pour tous les sols, à l'exception des sables grossiers ou des graviers ; c'est pourquoi, nous prendrons à la place de q_m inconnu, la valeur du débit q_0 au début de la remontée, d'où en résolvant par rapport à Δh :

$$\Delta h = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{4}{\pi} \cdot \left(\Delta_i \, . \, t'_i - \frac{2 \, . \, q_0}{E \, . \, 3600} \cdot t'_i \right)$$

ou encore :

$$\Delta h = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{4}{\pi} \cdot \left(\Delta_i \, . \, t'_i - \frac{4 \, . \, a \, . \, K \, . \, h_0^2}{E^2 . \, 3600} \cdot t'_i \right)$$

or : $\Delta_i \, . \, t'_i = P_i$

d'où :

$$\Delta h = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{4}{\pi} \cdot \left(P_i - \frac{4 \, . \, a \, . \, K \, . \, h_0^2}{E^2 . \, 3600} \cdot t'_i \right)$$

où les temps sont en heures, K en m/sec., Δh en m. et q_0 en $m^3/m/sec$.

Connaissant la position de la nappe avant une précipitation, il est possible de calculer sa remontée. La valeur de Δh sera toujours positive, en effet pour qu'on ait :

$$P_i < \frac{2 \, . \, q_0}{E \, . \, 3600} \cdot t'_i$$

il faudrait être en présence d'une pluie de très faible intensité, cependant suffisamment longue et avec un minimum d'évaporation pour être efficace, c'est-à-dire, pour que $P_i > o$.

Il serait aisé en examinant quelques cas particuliers de montrer que ce sont là des conditions irréalisables.

L'abaissement de la nappe.

Pour calculer l'abaissement de la nappe en période sans pluie, considérons un abaissement dh, pendant l'espace de temps élémentaire dt en secondes, à partir de la position h de la nappe ; le volume de terre assaini compris entre deux surfaces elliptiques voisines dans une tranche d'épaisseur unité est :

$$dV = \pi \cdot \frac{E}{8} \cdot dh$$

Le volume d'eau qui s'est écoulé est :

$$\mu \,.\, dV = \mu \,.\, \pi \cdot \frac{E}{8}\, dh$$

pendant cet espace de temps, le débit est donc :

$$q = \frac{-\mu \,.\, dV}{dt} = \frac{-\mu \,.\, \pi \,.\, E \,.\, dh}{8 \,.\, dt}$$

Or, nous avons vu que le débit exprimé en fonction du faîte de la nappe était :

$$q = \frac{2 \,.\, a \,.\, K \,.\, h^2}{E}$$

d'où

$$\frac{2 \,.\, a \,.\, K \,.\, h^2}{E} = -\mu \,.\, \pi \, \frac{E \,.\, dh}{8 \,.\, dt}$$

en intégrant :

$$\frac{1}{h} = \frac{16 \,.\, a \,.\, K \,.\, t}{\mu \,.\, E^2 \,.\, \pi} + \text{constante}$$

La constante d'intégration est éliminée si l'on connaît une position de la nappe, par exemple : $t = o,\ h = h_0$

$$h = \frac{h_0}{1 + \frac{16 \,.\, a \,.\, K}{\mu \,.\, E^2 \,.\, \pi} \cdot t \cdot \frac{1}{3600} \cdot h_0}$$

où le temps est en heures ;
la variation du débit est connue en fonction de la variation de h :

$$q = \frac{2 \,.\, a \,.\, K \,.\, h^2}{E}$$

Il suffit donc de connaître une position de la nappe souterraine pour pouvoir calculer la variation de son faîte ou de son débit au cours d'une période sans pluie.

* * *

Les équations du mouvement que nous venons d'établir permettent donc de déterminer, de façon continue, les mouvements d'une nappe d'assainissement dans le temps, en fonction des précipitations atmosphériques lorsqu'on connaît les conditions de l'infiltration, et avec une seule position de départ.

Ces équations sont approchées ; elles partent d'une équation de la nappe en régime permanent, elle-même approchée. En particulier, l'équation de la remontée semble, à première vue, contenir des simplifications grossières ; il faut cependant se souvenir que dans la nature les sources d'erreur sont nombreu-

ses, et la précision de ces relations dépasse largement celle qu'il faut attendre d'une application pratique.

Nous avons poursuivi des observations continues pendant près d'une année sur un certain nombre de nappes d'assainissement, au moyen d'appareils enregistreurs, pluviographes, limnigraphes, sondes électriques, etc., permettant d'enregistrer simultanément les précipitations atmosphériques, les variations des niveaux des nappes et de leurs débits, ainsi que les variations de l'humidité du sol. La figure n° 7 montre la comparaison entre les valeurs calculées en fonction des précipitations observées du faîte de la nappe h et de son débit q, dans un cas particulier, pendant une semaine.

Les résultats de nos observations confirment les équations du mouvement avec une approximation de l'ordre de 12 % ; exactitude satisfaisante si l'on songe à toutes les causes d'erreur que l'on rencontre dans le sol, en particulier à la difficulté de déterminer avec quelque exactitude les propriétés physiques d'une terre, et plus spécialement sa vitesse de filtration K. L'hypothèse de Porchet selon laquelle $a = \frac{1}{2}$ dans l'équation de la nappe en régime permanent paraît être confirmée, bien qu'il ne s'agisse pas là d'une preuve irréfutable, puisque nous ne sommes pas absolument certain de connaître la valeur réelle de K, mais seulement une valeur approchée qui peut être entachée d'une erreur systématique. Il suffit en effet pour satisfaire les hypothèses de Porchet ou de Dupuit que cette valeur varie dans la proportion de 1 à $\sqrt{2}$.

Il est particulièrement difficile de déterminer avec précision la vitesse de filtration K. Celle-ci varie très rapidement entre deux sols voisins. Ces variations peuvent être de l'ordre de 1 à 100 pour des points rapprochés. Les différents moyens de mesure ne donnent d'ailleurs pas tous les mêmes résultats. Il est probable que les valeurs obtenues en laboratoire sur des échantillons ne correspondent pas à la valeur réelle de K dans le sol. Il est probable également qu'il existe une vitesse de filtration « en grand », dans les sols en place, plus grande que celle mesurée sur échantillon. Khafagi (Die Durchlässigkeit des Bodens in seiner natürlichen Lagerung, *Alpwirtschaftliche Monatsblätter*, Langnau, et *Zeitschrift für Vermessungswesen und Kulturtechnik*, Winterthur, 1944) montre la différence entre les résultats que nous avons obtenus dans des glaises en place, de l'ordre de grandeur de 5. 10^{-5} m/sec et les valeurs mesurées sur échantillons par d'autres auteurs, de l'ordre de 1. 10^{-7} à

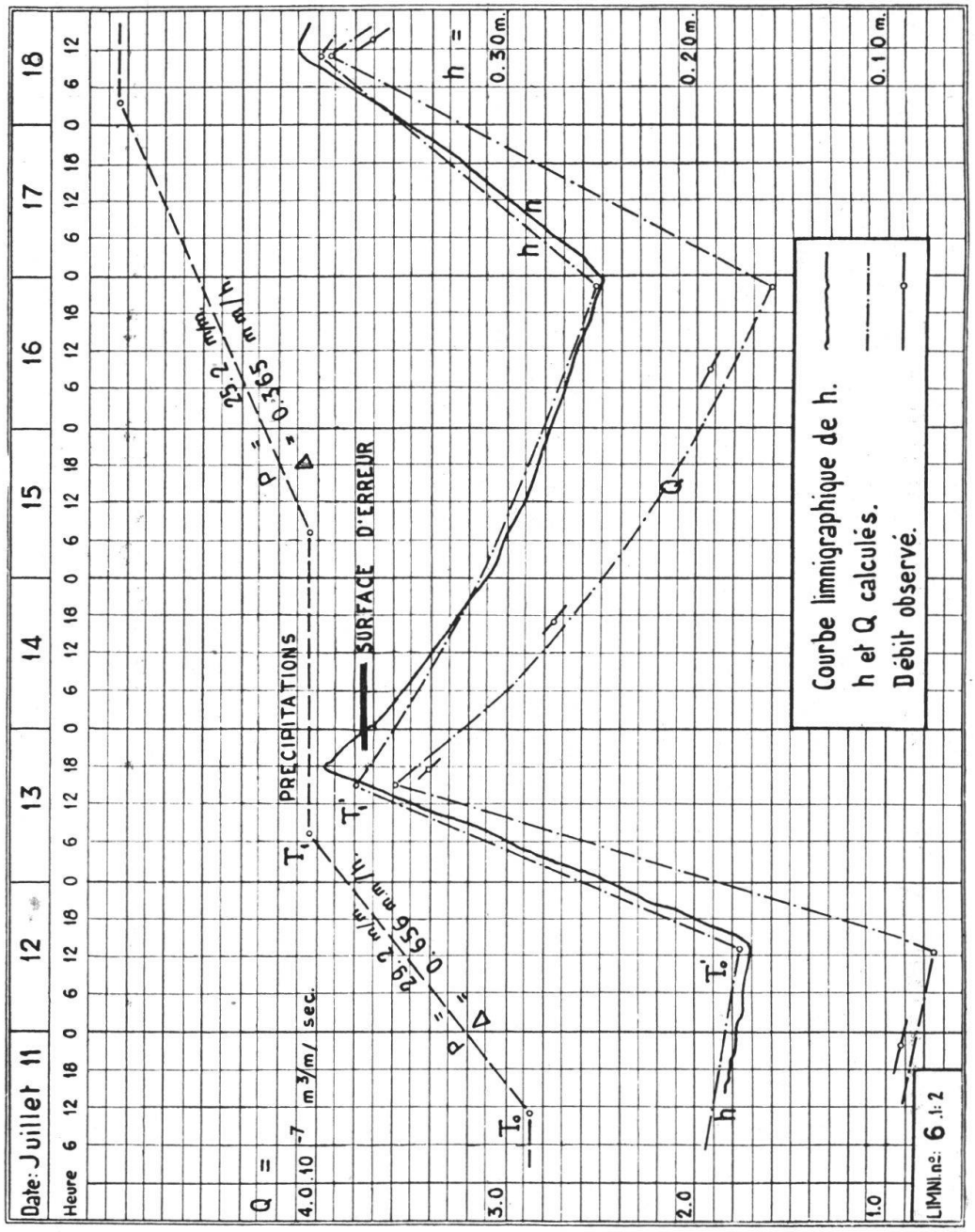

FIG. 7 : *Variations du faîte h et du débit q de la nappe, observations et calculs.*

(Sol glaiseux, E = 20,0 m. K = 5,0. 10^{-5} m/sec., μ = 0,069. Essert-Pittet, 11-18. 7. 40.)

1. 10^{-10} m/sec. Bien que le terme de glaise ne corresponde pas à un sol nettement déterminé, il suffit d'observer les mouvements de la nappe souterraine pour se rendre compte que, dans un pareil matériel, une valeur de $K = 1.\ 10^{-8}$ m/sec c'est-à-dire d'environ 0,001 m. par jour, n'est pas conciliable avec le débit de la nappe ou son abaissement, qui peut être de plusieurs centimètres par jour. D'autre part, K varie considérablement avec le tassement du matériel ; c'est pourquoi il n'est pas possible de fixer sa valeur pour un sol de composition granulométrique donnée, sans indiquer également le poids spécifique apparent.

Ces considérations montrent la difficulté que l'on rencontre dans l'application des relations établies ci-dessus, dans les sols homogènes. De plus, on a fait abstraction ici de l'effet de la capillarité et de l'évaporation, qui en résulte, phénomènes qui contribuent à accélérer l'abaissement de la nappe.

Les sols homogènes représentent un cas théorique auquel on peut assimiler souvent les sols rencontrés en pratique. Il n'en reste pas moins que les sols hétérogènes sont les plus nombreux. Ce n'est donc guère que lorsqu'on connaîtra les mouvements de la nappe dans un nombre suffisant de types de sols hétérogènes que le calcul pourra être d'une utilité certaine dans le choix des dimensions des ouvrages d'assainissement.