

# INTERNATIONAL SOCIETY FOR SOIL MECHANICS AND GEOTECHNICAL ENGINEERING



*This paper was downloaded from the Online Library of the International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE). The library is available here:*

<https://www.issmge.org/publications/online-library>

*This is an open-access database that archives thousands of papers published under the Auspices of the ISSMGE and maintained by the Innovation and Development Committee of ISSMGE.*

# Contribution à l'élaboration d'une théorie capillaire du gel des sols routiers

## Contribution to a Theory on Capillary Action in the Freezing of Road Soils

par R. PELTIER, ingénieur en chef des Ponts et Chaussées, directeur au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, France

### Sommaire

Cette nouvelle théorie capillaire du gel des sols est basée sur l'action des pellicules d'eau adsorbée dans les sols. Cette action est depuis longtemps connue; mais une analyse poussée du phénomène a conduit à penser que l'analogie précitée n'était pas seulement apparente, mais qu'il existait même une relation simple entre l'appel d'eau d'un sol en train de geler et ses caractéristiques capillaires.

La gélivité d'un sol peut alors s'étudier et s'aborder par le calcul, dans les nombreux cas d'espèce qui peuvent se présenter, comme un cas des remontées capillaires. On est alors conduit à la formule

$$\frac{Khn}{h + h_0} < C$$

pour exprimer que le sol étudié n'est pas gélif. Dans cette formule,  $h_0$  est une constante et  $C$  dépend du climat et de l'hydrologie du lieu.

On peut aussi définir un indice de gélivité intrinsèque du sol:

$$G = \frac{Khn}{h + h_0}$$

On en déduit le moyen de mesurer en laboratoire la gélivité d'un sol, et les meilleurs moyens pour lutter contre cette gélivité sur les routes et les aérodromes.

Enfin, la communication expose le dispositif expérimental utilisé au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées à Paris, pour vérifier cette théorie.

### Exposé du problème

On sait que le terme «gélivité», en ce qui concerne les sols routiers, doit être entendu dans un sens très particulier. Aux périodes de grands froids, la plupart des sols imbibés d'eau gèlent en masse sans variation importante de volume.

Par contre, certains sols, avant de se prendre en masse, se mettent à pomper du sous-sol des quantités très importantes d'eau, d'où gonflement important; on a pu mesurer parfois des teneurs en eau qui dépassaient alors 200 à 300%. Au dégel, cette eau excédentaire ne peut s'éliminer que très lentement, d'autant plus que le réchauffement provient en général de l'extérieur, et qu'il subsiste pendant un temps assez long une couche gelée, donc imperméable, en profondeur. Le sol est alors trans-

### Summary

This new capillary theory on freezing in soils is based on the effect of adsorbed water films. This effect has been known for a long time, but a comprehensive study of the phenomenon has led one to think that the above analogy was not only obvious but that there was a simple relation between the water suction of a freezing soil and its capillary characteristics.

In many cases, freezing in a soil can be considered as a capillary rise and dealt with by calculation. This leads to the formula

$$\frac{Khn}{h + h_0} < C$$

This formula is used to express that the specimen under examination is not liable to be damaged by frost. In this formula,  $h_0$  is a constant and  $C$  depends on the climate and hydrology of the region.

An intrinsic freezing ratio can also be defined as

$$G = \frac{Khn}{h + h_0}$$

From this formula, the freezing capacity of a soil can be determined and the best means to counteract the effect of frost on roads and airfields can be determined.

Finally, the paper describes the experimental equipment used in the L.C.P.C. (Bridges and Highways Central Laboratory).

formé en une «bouillie de dégel» inconsistante, et la moindre circulation risque d'entraîner la ruine totale de la chaussée. Ce sont ces derniers sols que l'on qualifie de gélifs.

On voit tout de suite que cette gélivité dépend avant tout des qualités intrinsèques du sol, mais qu'elle dépend aussi de circonstances locales extérieures, comme le climat et l'hydrologie du sous-sol.

La gélivité des sols a, dans les régions froides, une importance primordiale pour l'ingénieur routier. Car un sol gélif peut entraîner, par son gonflement au moment du gel ou sa chute de portance au moment du dégel, des désordres graves sinon la ruine des chaussées de routes ou d'aérodromes.

## Processus du gel des sols gélifs

On a discerné depuis longtemps le rôle de l'eau adsorbée dans la gélivité des sols. On sait que l'eau dans un sol, peut être divisée en deux parts :

- l'eau adsorbée ou eau rigide, dont les molécules sont attirées et à demi figées à la surface des grains solides du sol;
- l'eau libre qui remplit tous les pores du sol, entre ces pellicules d'eau adsorbée.

L'eau libre a toutes les propriétés habituelles de l'eau. Par contre, l'eau adsorbée a des propriétés particulières, notamment elle ne gèle que bien au-dessous de zéro degré.

On admet généralement que les molécules d'eau adsorbée sont attirées à la surface des grains par les champs d'attraction intenses qui doivent s'y développer. Ces molécules sont orientées par rapport à cette surface; elles ne peuvent pas s'éloigner de cette surface, sauf si on les tire avec une force suffisante; mais elles peuvent se déplacer aisément en glissant sur cette surface. En somme, ces molécules d'eau adsorbée seraient analogues aux grains de limaille fixés sur un aimant; ces grains se collent à la surface de l'aimant, en s'orientant, et peuvent se déplacer sans effort, en conservant leur orientation, sur la surface de l'aimant, mais ne peuvent être arrachés à cette surface qu'en exerçant sur eux un certain effort.

Si pour une raison quelconque, la couche d'eau adsorbée disparaît sur une certaine zone, elle se reforme immédiatement par attraction des molécules d'eau libre voisines. C'est en se pressant à la surface des grains, et en cherchant ainsi à s'insérer entre deux grains voisins à leurs points de contact, que les molécules d'eau adsorbée tendent à écarter les grains, et à faire gonfler les sols, jusqu'à ce que l'espace intergranulaire soit au moins égal à deux épaisseurs de couche adsorbée, ou jusqu'à ce qu'une force antagoniste suffisante intervienne.

Quand on refroidit progressivement un sol au-dessous de zéro degré, l'eau libre se met à geler la première. Il apparaît ainsi dans tous les pores suffisamment gros, de minuscules lentilles de glace, qui n'ont pas de points de contact avec les grains solides du sol, car séparées de ceux-ci par l'épaisseur des couches d'eau adsorbée.

Si le froid est intense, ou s'il ne peut y avoir aucune arrivée d'eau du sous-sol, les films d'eau adsorbés se mettent à geler eux aussi, le sol se prend alors en masse. Il n'y a pas gélivité.

Mais si le froid est progressif, et si le sol a des caractéristiques capillaires convenables, les lentilles de glace se mettent à grossir en se nourrissant de molécules d'eau qu'elles arrachent aux films d'eau adsorbée. Immédiatement, comme indiqué plus haut, ces films tendent à se reconstituer en « pompant » de l'eau depuis les couches profondes, comme dans les phénomènes de remontée capillaire. En grossissant, sous l'effet de l'expansion de la glace, et surtout par l'apport de nouvelles molécules d'eau, les lentilles de glace repoussent et écartent progressivement les grains solides du sol. C'est là, l'origine du gonflement des sols au moment du gel et de l'accumulation considérable d'eau qui peut se produire dans les sols gélifs.

## Phénomènes capillaires

Dans une remontée capillaire, la traction  $h$  qui est transmise dans tout le liquide, est due à l'attraction des molécules d'eau par les molécules des grains solides du sol. En profondeur cette attraction ne produit aucun effet, car les grains sont entièrement mouillés, et la résultante des attractions est nulle. La traction  $h$  est alors due uniquement aux phénomènes qui se passent à la surface du liquide, là où l'eau s'efforce de mouiller

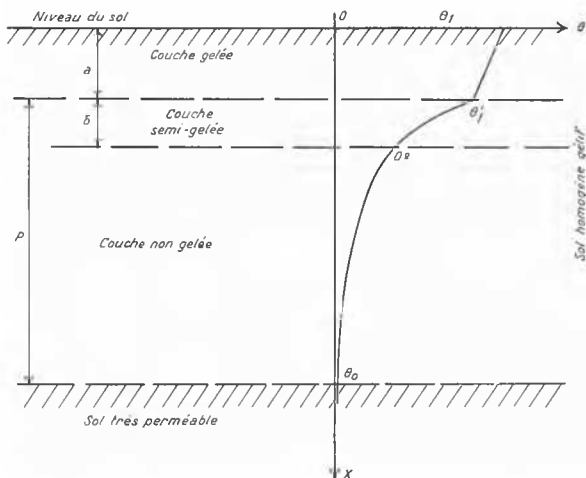


Fig. 1 Diagramme de la température dans un sol au cours du gel  
Temperature Diagram in a Freezing Soil

les grains, suivant le processus de propagation du film d'eau adsorbée exposé plus haut. Ces molécules d'eau, qui cherchent à venir se coller sur la surface des grains, provoquent une traction qui est transmise à tout le liquide par sa tension superficielle; mais ce dernier phénomène n'est qu'un intermédiaire, c'est le phénomène du mouillage des grains solides qui est la cause première de la remontée capillaire.

Dans un sol qui gèle, cette traction ne se produit pas, car tous les grains sont supposés mouillés, et parce qu'il n'y a pas de surface libre de l'eau. Cependant, une traction analogue est provoquée dans l'eau, par les lentilles de glace intergranulaires quand elles cherchent à capter les molécules des films d'eau adsorbée. On conçoit que toutes ces actions individuelles de chaque petite lentille de glace aient une résultante qui statistiquement a un sens, de la même façon que la traction  $h$  des remontées capillaires. Nous désignerons par  $h'$  cette traction due à la glace, pour respecter son analogie avec la traction capillaire. La présente théorie montrera d'ailleurs que cette analogie est plus profonde encore et que l'on peut déduire  $h'$  de  $h$  et « calculer » la gélivité d'un sol en tenant compte du climat et de l'hydrologie du sous-sol. D'où l'intérêt de cette théorie.

*Expression de  $h'$  :* Désignons par  $\sigma$  la surface spécifique du sol rapportée à l'unité de poids, par  $S$  la même surface spécifique rapportée à l'unité de volume apparent du sol, et par  $n$  le pourcentage de vides de ce sol. Par vides il faut entendre tout ce qui n'est pas grain solide, notamment l'eau, l'air et même la glace. Le volume des grains solides du sol est alors  $I - n$ . On a d'ailleurs  $S = \sigma (I - n)$ .

On sait que la hauteur  $h$  de remontée capillaire est proportionnelle à  $\frac{S}{n}$ . Ceci est évident si l'on considère que le champ d'attraction moléculaire à la surface des grains a une très faible portée; le nombre de molécules d'eau attirées par rapport au nombre total de molécules d'eau situées dans une section est donc bien égal à  $\frac{S}{n}$ . Par ailleurs, ceci est vérifié par l'expérience du tube capillaire d'une part, et par tous les essais qui ont été faits sur des sols capillaires d'autre part.

$$h \text{ est donc proportionnel à } \sigma \frac{I - n}{n}.$$

Examinons maintenant  $h'$ , en nous bornant au cas d'un volume de sol élémentaire, c'est-à-dire à la différentielle  $dh'$  de  $h'$ .  $dh'$  sera une fonction de  $\sigma$  et de  $n$ .

En effet,  $dh'$  dépend de la surface des lentilles de glace, et la surface des lentilles de glace dépendra de  $\sigma$  et de  $n$ . Un sol grossier, c'est-à-dire à surface spécifique faible, aura de gros pores. Lorsque l'eau libre y sera gelée, les particules de glace seront grosses, donc à faible surface spécifique. Par contre, un sol fin, donc à forte surface spécifique, aura un très grand nombre de particules de glace, d'où pour un même poids de

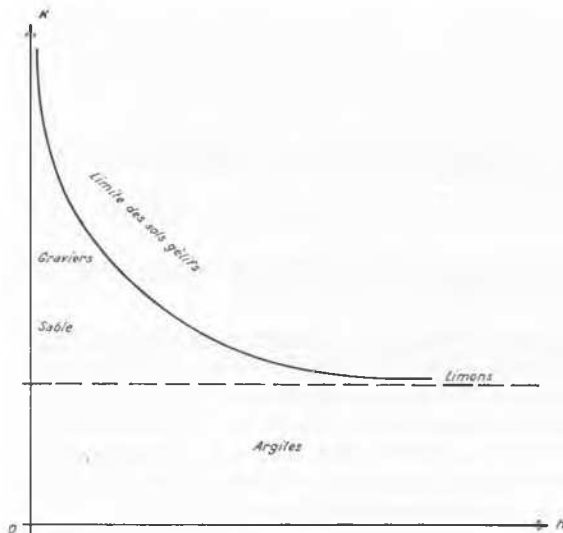


Fig. 2 Diagramme pour l'étude de la gélivité des sols  
Diagram for the Study of Freezing in Soils

glace, une très grande surface spécifique de cette dernière. D'une façon générale d'ailleurs, on peut dire que la surface spécifique de l'eau libre glacée est à peu près égale à la surface spécifique des grains solides du sol, puisque la première reproduit la seconde à une distance de l'ordre de l'épaisseur des films d'eau adsorbée. Ceci n'est vrai toutefois que lorsque l'épaisseur des films est faible devant la dimension des grains du sol.

On aurait donc  $dh'$  proportionnel à  $S$ , c'est-à-dire à  $\sigma(I - n)$ . Cette loi se vérifie bien pour les sols à pores moyens et gros, et à indice des vides sensible elle se vérifie notamment pour les sols que le gel a déjà fortement gonflés. Ceci est très important, car ceci permet de considérer dans les calculs un sol gonflé comme s'il était dans son état initial.

Par contre, cette loi se vérifie moins bien pour les sols à forte surface spécifique, et les sols à faible indice des vides. Car alors l'épaisseur des films d'eau adsorbée, a une influence sensible,

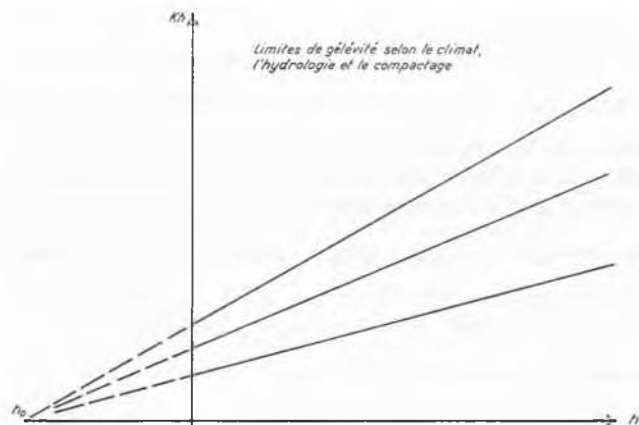


Fig. 3 Second diagramme pour l'étude de la gélivité des sols  
Second Diagram for the Study of Freezing in Soils

et réduit le volume occupé par les particules de glace, donc, dans une mesure plus faible il est vrai, la surface spécifique de ces particules. La surface spécifique des particules de glace y est donc plus petite que ne l'indiquerait la loi. Il y a lieu de remarquer que les sols qui s'écartent le plus de la loi ne sont généralement pas gélifs. Par ailleurs, il serait illusoire de chercher une grande précision dans cette théorie; aussi, nous a-t-il paru possible de schématiser la loi générale en lui apportant un terme correctif aussi simple que possible. On est ainsi conduit à la loi:

$$dh' = A \frac{S}{B + \frac{S}{n}}$$

où  $B$  est assez grand devant  $\frac{S}{n}$ . Cette formule <sup>1)</sup> représente

bien la réalité dans le domaine des sols gélifs. Mais le meilleur argument en faveur de cette formule, sera la vérification expérimentale de la théorie, comme nous le verrons plus loin. Finalement, en remplaçant  $S$  par sa valeur en fonction de  $h$ , on obtient

$$dh' = A \frac{n h}{h + B}$$

où  $A$  et  $B$  sont des constantes indépendantes des sols considérés.

#### Calcul de la gélivité d'un sol, dans un cas simple

Considérons pour simplifier, un cas simple mais fréquent dans la réalité: Un sol horizontal homogène, de caractéristiques capillaires  $K$  et  $h$ , est en contact par sa partie supérieure, avec l'atmosphère qui est à une température  $\theta_1$  bien inférieure à  $0^\circ$ .

A une faible profondeur  $p$  inférieure à  $h$ , ce sol repose sur un sol perméable. L'ensemble est supposé imbibé d'eau, à l'instant initial pour ne pas faire intervenir les phénomènes de remontée capillaire, qui ne feraient que compliquer le problème.

Au début, le froid pénètre rapidement dans le sol, et gèle en masse les quelques centimètres supérieurs; puis la propagation du froid se ralentit, et au bout d'un certain temps, l'état du sol se présente de la façon suivante:

– une première couche de sol gelé en masse;

<sup>1)</sup> On peut donner, sinon une démonstration, tout au moins une justification de cette formule, par le raisonnement suivant:

Quand l'épaisseur  $e$  des films d'eau adsorbée est négligeable devant la dimension des grains, la surface spécifique  $S'$  de la glace est égale à  $S$  (surface spécifique volumétrique du sol). Son volume est égal à  $n$ .

Si  $e$  n'est plus négligeable devant la dimension des grains, la surface spécifique volumétrique  $S'$  de la glace, n'est plus égale à  $S$ . Supposons un sol qui se déduit du précédent par une réduction homothétique de la dimension des grains; le volume total des particules de glace ne sera plus  $n$ , mais  $n - Se$ , puisque une couche d'eau d'épaisseur  $e$  reste non gelée à la surface des grains. La réduction du volume de glace est donc dans le rapport

$$\frac{n - Se}{n}$$

et l'on peut admettre que la réduction des surfaces spécifiques est

$$\frac{S'}{S} = \left( \frac{n - Se}{n} \right)^{\frac{2}{3}}$$

Par un développement en série limité aux premiers termes, on obtient

$$S' = \frac{S}{1 + \frac{2}{3} e \frac{S}{n}}$$

- une seconde couche de sol que nous appellerons semi-gelée, c'est-à-dire où l'eau libre a gelé, mais où l'eau adsorbée n'a pas gelé;
- enfin, au-dessous, le sol non gelé dans son état primitif.

La première couche est figée et n'intervient pas dans le «pompage» capillaire. Elle ne fait qu'isoler le sol sous-jacent du froid extérieur, et freiner ainsi la propagation de ce dernier.

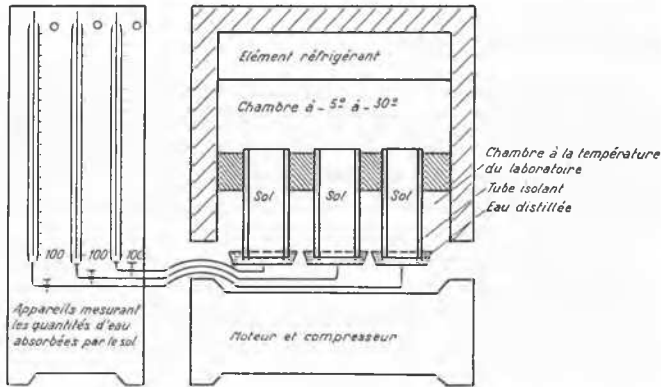


Fig. 4 Schéma de l'appareil d'essai des sols au gel  
Profile of the Apparatus for Testing Soils Resistance to Freezing

La partie active, en ce qui concerne la gélivité, est la couche semi-gelée. Grâce à ses lentilles de glace intergranulaires, et par l'intermédiaire des films d'eau adsorbée, elle attire de l'eau des profondeurs. Bien entendu, cet apport d'eau relativement chaude des profondeurs, ralentit encore la propagation du froid. Si bien qu'assez rapidement, il s'établit une sorte d'équilibre dynamique à écoulement permanent. Il est relativement simple d'étudier par le calcul ce qui se passe alors.

Appelons

- $\theta_1$  la température de l'air extérieur;
- $\theta'_1$  la température de gel de l'eau adsorbée;
- $\theta_0$  la température initiale du sol;
- $\theta$  la température du sol en un point situé à la profondeur  $x$ ;
- $Q$  le nombre de calories qui sortent par unité de temps et de surface à travers le plan situé à la profondeur  $x$ ;
- $a$  l'épaisseur de la couche gelée superficielle;
- $b$  l'épaisseur de la couche semi-gelée, qui s'étend entre les températures  $\theta'_1$  et  $0^\circ$ ;
- $q$  le nombre de calories dégagées par unité de hauteur  $x$ , de temps et de surface, dans la couche semi-gelée, par le gel de l'eau remontant des profondeurs;
- $\lambda$  le coefficient de transmission calorifique du sol que nous supposons constant sur toute son épaisseur;
- $c$  la capacité calorifique de l'eau;
- $L$  la chaleur latente de gel de l'eau;
- $t$  le temps.

On voit que  $\theta$ ,  $q$  et  $Q$  sont des fonctions de  $x$ .

Dans la couche supérieure gelée, les lois de la propagation de la chaleur indiquent que l'on doit avoir:

$$Q = \frac{\lambda}{a} (\theta'_1 - \theta_1)$$

Dans cette couche  $Q$  est constant puisque l'équilibre est atteint; désignerons par  $Q_0$  cette quantité de calories envoyées dans l'atmosphère.

Dans la couche semi-gelée, il y a, à la fois: transmission de chaleur à travers le sol, refroidissement de l'eau capillaire qui remonte, et gel d'une partie de cette eau. Pour simplifier nous

admettrons que  $q$  est indépendant de  $x$ , cette hypothèse n'est sans doute pas exacte, mais elle nous donnera une moyenne suffisamment approchée, compte tenu de ce qu'il serait illusoire de chercher une grande précision. Par ailleurs, nous négligerons le refroidissement de l'eau, par rapport à la chaleur de gel de la glace.

Les équations exprimant ce qui se passe thermiquement dans la couche semi-gelée s'écrivent

$$\frac{dQ}{dx} = -q$$

et

$$Q = \lambda \frac{d\theta}{dx}$$

D'où l'équation différentielle

$$\lambda \frac{d^2\theta}{dx^2} = -q$$

Cette équation est facilement intégrable, et donne

$$\theta = -\frac{q}{\lambda} \frac{x^2}{2} + ax + \beta$$

où  $a$  et  $\beta$  sont des constantes.

Enfin, dans la couche inférieure, il y a seulement transmission de chaleur et refroidissement de l'eau qui monte. Ce qui s'exprime par les équations

$$\frac{dQ}{dx} = -\frac{bq}{L} \frac{d\theta}{dx} c$$

et

$$Q = +\lambda \frac{d\theta}{dx}$$

d'où l'équation différentielle

$$\frac{d^2\theta}{dx^2} + \frac{cbq}{\lambda L} \frac{d\theta}{dx} = 0$$

qui s'intègre aisément

$$\theta = A e^{-\frac{cbq}{\lambda L} x} + B$$

où  $A$  et  $B$  sont des constantes.

La courbe des températures comporte donc, à partir de la surface du sol:

- un tronçon de droite dans la couche gelée;
- un tronçon de parabole dans la couche semi-gelée;
- un tronçon d'exponentielle tendant asymptotiquement vers  $\theta_0$  en profondeur.

Les constantes sont déterminées par des conditions aux limites, et l'on est ainsi conduit à la relation

$$\frac{bq}{L} \left( c\theta_0 + \frac{L}{2} \right) = -\frac{\lambda \theta'_1}{b}$$

Par ailleurs, la remontée d'eau est due, comme nous l'avons vu au chapitre précédent à la traction  $h'$  de la glace sur l'eau. Cette remontée est freinée par la perméabilité du terrain, qui ralentit l'eau remontant depuis la profondeur  $p$ . En appliquant la théorie bien connue des remontées capillaires, on calcule que la remontée totale d'eau dans le sol par unité de temps est

$$V = \frac{Kh'}{p}$$

Or, d'une part, on a  $V = \frac{bq}{L}$ , d'autre part, ainsi que nous l'avons vu au chapitre précédent

$$h' = bx dh' = bx \frac{Anh}{h+B}$$

en éliminant  $b$  entre ces deux équations, il vient, si l'on appelle  $M$  la quantité totale d'eau qui remonte dans le sol, au cours de la période  $T$  où la température extérieure est inférieure à  $\theta'_1$  degrés

$$M = T \sqrt{\frac{-\lambda\theta'_1}{c\theta_0 + \frac{L}{2}} \times \frac{K}{p} \times \frac{Anh}{h+B}}$$

### Conclusions pratiques

Pour que le sol ne soit pas gélif, il faut que  $M$  soit inférieur à une quantité donnée (quelques litres par mètre carré par exemple). La formule précédente donne le moyen de calculer le degré de gélivité d'un sol, et permet de faire à ce sujet les remarques suivantes:

Il y a lieu de remarquer d'ailleurs que cette formule a été établie dans un cas simple, mais que dans chaque autre cas d'espèce, on aboutit à des formules analogues. On peut donc la considérer comme générale.

La gélivité d'un sol dépend tout d'abord du climat où il est placé. Elle est proportionnelle à la durée  $T$  des grands froids. Mais elle ne dépend pas du minimum de température du lieu, pourvu que celle-ci soit inférieure à  $\theta'_1$ . Elle dépend aussi, mais peu, de la température du sol ( $\theta_0$ ), qui n'est autre, en général, que la température moyenne du lieu.

La gélivité est proportionnelle à la racine carrée de la conductibilité  $\lambda$  du sol. On peut donc la diminuer en utilisant un sol peu conducteur comme le mâchefer ou les cendres volcaniques.

La gélivité est inversement proportionnelle à l'épaisseur  $p$  du sol, et proportionnelle à sa perméabilité  $K$ .

En compactant un sol, on diminue généralement sensiblement l'expression  $\frac{Knh}{h+B}$ , d'où l'intérêt d'un compactage du sol.

D'une façon générale, les caractéristiques d'un sol interviennent par l'expression  $\frac{Khn}{h+B}$  qui doit être inférieure à une certaine valeur  $c$  qui dépend uniquement de l'hydrologie du lieu et du climat. Ceci a été établi dans le cas simple du chapitre précédent qui constituait en somme un exemple, mais cette relation

$$\frac{Khn}{h+h_0} < C$$

est tout à fait générale.

En ce qui concerne les régions gélives du nord de la France, il semble que l'on puisse se baser sur les valeurs moyennes suivantes:

$$h_0 = 1 \text{ m ou } 100 \text{ cm}; C = \frac{1}{1000}$$

avec les unités heures et centimètres.

Il est pratique de porter la formule ci-dessus sur un diagramme comportant  $h$  en abscisse et  $K$  en ordonnée. Sur ce diagramme, chaque sol, dans son état de compactage supposé connu, est représenté par un point. Les argiles, les limons et les sables se répartissent dans ce diagramme comme indiqué sur la figure ci-jointe. Sont gélifs tous les sols qui sont situés au-delà de la courbe

$$K = \frac{C}{n} \frac{h+h_0}{h}$$

qui est une hyperbole équilatère.

La théorie explique alors très bien, ce fait constaté depuis

longtemps sur les routes, que ce sont les sols intermédiaires (entre les sables et les argiles) qui sont les plus gélifs.

Dans un autre climat que celui du nord de la France, il y aurait lieu de choisir  $C$  en conséquence.

Par ailleurs, on peut définir un indice de gélivité intrinsèque du sol par la formule

$$G = \frac{Khn}{h+h_0}$$

### Protection contre le gel

La théorie précédente suggère plusieurs méthodes pour lutter contre le gel. Certaines ont déjà été indiquées dans les remarques précédentes. D'autres peuvent être trouvées dans chaque cas d'espèce, grâce à une analyse théorique du phénomène. Nous ne nous étendons pas sur ce point, et nous nous bornerons à exposer deux solutions particulières:

Une première solution consiste à couper les remontées capillaires par une couche de détente de 10 à 15 cm d'épaisseur, constituée par un sol très perméable (gravier) et située à peu près à la profondeur maximum atteinte par l'isotherme 0 dans les sols, au cours des hivers les plus froids.

Cette solution est excellente, tant que la couche de détente joue son rôle; mais si par malheur les drains d'évacuation se trouvaient obstrués et pleins d'eau en plein hiver, l'effet de cette couche pourrait jouer en sens inverse et accroître considérablement la gélivité du sol.

Une deuxième solution, généralisée en France, consiste à placer sous la chaussée d'épaisseur  $C$ , une sous-couche en sol non gélif d'épaisseur  $e$ . Si  $g$  est la profondeur maximum atteinte par l'isotherme zéro, une règle empirique, mais qui paraît donner satisfaction, est souvent adoptée:

$$e = \frac{g-c}{2}$$

Cette règle ne tient aucun compte du degré de gélivité du sol; ce qui est bien entendu une erreur. On pourrait, en se basant sur la théorie précédente, améliorer cette formule empirique, en y introduisant le degré de gélivité  $G$  défini plus haut. On aurait ainsi:

$$e = (g-c) \frac{G}{1000}$$

où  $G$  est exprimé en unités: heures centimètres.

### Vérification expérimentale

Pour vérifier expérimentalement cette théorie, nous avons utilisé au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées à Paris le dispositif suivant: un frigidaire de forte puissance est divisé par une cloison horizontale isolante, en deux compartiments indépendants. Le compartiment du haut seul peut être soumis à des grands froids (jusqu'à  $-30^\circ$ ). Le compartiment du bas est maintenu à une température variable entre 0 et  $+20^\circ$ .

Les échantillons de sol sont placés avec le compactage voulu dans des tubes de 10 cm de rayon intérieur et de 30 cm de hauteur environ. Ces tubes sont constitués à l'aide d'une matière plastique résistante et très isolante.

Les éprouvettes sont placées dans le frigidaire dans des ouvertures bien ajustées ménagées dans la cloison horizontale précitée. Leurs têtes atteignant juste le compartiment supérieur du frigidaire, leurs bases situées dans le compartiment inférieur plongent dans un bac, rempli d'eau. Un dispositif permet de mesurer avec précision la quantité d'eau absorbée par l'éprouvette à chaque instant, sous l'effet du gel.