

bedrock, and bedrock crops out in the scarp or is near the scarp surface at most localities. The terraces exist on all bedrock types in the area.

In this area the tread and also the scarp are overlain by a veneer of blocky, silty rock debris $\frac{1}{2}$ to 2 m thick. Residual *in situ* bedrock knobs occur on and protrude above the terraces, especially the summit terraces. The knobs are tors and result from differential weathering and mass movement. They are 1 to 15 m high and are of the most resistant (less-jointed) parts of the bedrock.

In the Fairbanks area the terrace scarps and tors are greatly subdued, gently rounded, and overlain by a blanket of loess that is a few centimeters to 1 meter thick in most localities, but as much as 15 m thick near the Tanana River at elevations lower than 300 m. A forest of white spruce, birch, and aspen grows on the terraces except above elevations of 700 or 800 m, where shrub brush exists. Therefore, at altitudes lower than 700 m, the altiplanation terraces are greatly masked and only by detailed mapping and by knowledge of the characteristics of more active altiplanation terraces at higher elevations can one identify and recognize the altiplanation terraces in the Fairbanks area.

At elevations of 1500 m in the Yukon-Tanana upland and at elevations of 1150 m in areas in western Alaska are much younger and fresher looking altiplanation terraces. These "modern" altiplanation terraces at higher elevations are similar in size, shape, and form to those in the Fairbanks area, except that at higher elevations they have sharp scarps, no loess, and support only alpine tundra. The solifluction debris extends from the terraces down the hill slopes and into the creek valley bottoms, where the debris is waterworked and retransported, giving rise to a local subrounded coarse gravel similar to the creek gravel in the Fairbanks area. In some regions the fresher, sharper altiplanation terraces at higher altitudes can be traced continuously to lower altitudes on the same ridge, where they are older, more rounded, and similar to the existing Fairbanks altiplanation terraces.

The subdued bedrock stepped ridges and crests in the Fairbanks area are very old altiplanation terraces, the first such suggested in the Fairbanks area. They occur from elevations of 260 to 900 m above sea level, the lowest elevations ever reported for altiplanation terraces in central Alaska. As they formed, the frost-rived debris was shed as a solifluction blanket from the terraces down the slopes to creek valley bottoms, where the debris was transported short distances by water and slightly rounded. Considerable "gravel" occurs in valley bottoms, including placer gold. The solifluction layers are still present from the high terraces to the valleys. The altiplanation terraces, solifluction layers, and reworked creek valley gravel are now buried by loess and by retransported loess of Illinoian, Wisconsin, and post-Wisconsin age. The terraces are thus early to middle Quaternary in age and are believed to be the oldest yet reported.

Albert Pissart*

Liège

RÉSULTATS D'EXPÉRIENCES SUR L'ACTION DU GEL DANS LE SOL

Abstract

For several years, the author has carried out laboratory experiments to study the features produced in soils by frost action. These experiments are of two kinds. In the first, movements occurring during freezing are directly observed; in the second, physical measurements are recorded (e.g. pressure, amount of deformation). An example of each type is given here.

(1) Needles (thin metal rods) inclined at 45° and partly sunk in a mass of mud which is subjected to slow freezing, migrate towards the surface. This uplift is accompanied by a rotational movement, so that the needles assume an increasingly vertical position. These experiments explain the tendency for stones to be oriented vertically in periglacial soils.

(2) Measurements by pressure made during the freezing of boxes of mud show that:

(a) when the mud freezes without adhering to the sides of the box (which have been greased), no pressure is detectable in the unfrozen mud underneath;

(b) when the freezing mud adheres to the sides of the box, a closed system is formed, (as at the moment when the refreezing mollisol reaches the pergelisol), pressure increases until the upper frozen layer is deformed;

(c) whether there is a closed system or not, strong pressure develops below 0°C in fine materials. This is due to the freezing of capillary water which takes place after the free water has frozen. This pressure results in the deformation of the frozen ground, and is probably the cause of cryoturbation structures.

INTRODUCTION

Depuis près de 10 ans, j'effectue au laboratoire de géologie et de géographie physique de l'Université de Liège, des expériences sur l'action du gel dans les sols. Sans donner ici tous les résultats auxquels je suis arrivé au cours de très nombreuses expériences, je montrerai que deux types différents d'expériences peuvent être réalisés. Le premier type consiste en l'observation directe des mouvements qui résultent de l'action du gel comme la croissance de pipkrakes, le soulèvement de cailloux par le gel, etc...; le second réside en l'enregistrement de mesures physiques au moyen d'un appareillage souvent coûteux. Ces mesures physiques enregistrées au cours du gel et du dégel sont, par

* Professeur associé, Laboratoire de Géologie et Géographie Physique, Université, 7, place du XX août, Liège, Belgique.

exemple, des mesures des températures de congélation, du soulèvement du sol pendant le gel, des pressions développées, etc...

Par deux exemples, nous montrerons que les deux types d'expériences peuvent être fructueux en ce qu'ils permettent de mieux comprendre les structures périglaciaires. Nous présenterons ainsi successivement des expériences établissant comment les cailloux se dressent verticalement dans le sol, donc précisant l'origine des „cailloux dressés”, et des expériences montrant les pressions qui se développent dans le sol sous l'effet du gel. Ces pressions jouent en effet un rôle considérable car, ce sont elles, qui provoquent les cryoturbations et qui interviennent dans le façonnement des thufurs, des cercles de pierres, etc...

L'ORIGINE DES „CAILLOUX DRESSÉS” – LES MÉCANISMES RESPONSABLES DE LA POSITION VERTICALE DES PIERRES

HISTORIQUE

Les cailloux dressés sont considérés par de nombreux auteurs (voir entre autres Van Leckwijck et P. Macar, 1949; J. A. Westgate and L. A. Bayrock, 1964; E. Watson, 1965) comme des traces incontestables d'un climat périglaciaire, du moins quand les cailloux disposés verticalement sont très nombreux et qu'ils sont éparés dans un matériel de granulométrie fine, limoneuse par exemple. Cette hypothèse est ancienne puisque déjà en 1908, M. Lohest (voir Ch. Fraipont, 1908) invoquait l'action des alternances de gel et de dégel pour rendre compte de la verticalité des cailloux compris dans les couches de limon du Sart Tilman (près de Liège).

Une seule explication a été fournie jusqu'à présent pour rendre compte de cette disposition. Elle est due à A. Cailleux et G. Taylor (1954) et a été formulée comme suit (p. 33): „Quand le terrain est constitué, sur une épaisseur suffisante par des matériaux fins et argileux susceptibles de former au dégel ce que nous avons appelé un mollisol, les pierres transportées vers le haut par le gel, tendent en été à s'enfoncer à nouveau plus ou moins profondément dans cette masse boueuse. Or, la mécanique des fluides (loi de Stokes modifiée) indique que dans un milieu pâteux des solides de forme aplatie descendent en se plaçant verticalement sur la tranche. On aurait donc ainsi un mouvement vertical, alternativement ascendant et descendant qui orienterait peu à peu les pierres plates de façon que leur plus grand axe devienne vertical”. Cette explication des cailloux dressés par un mouvement rotationnel se produisant au dégel n'est pas la seule qui puisse être invoquée. Au contraire, nous allons montrer par des expériences qu'un mouvement rotationnel de cailloux peut également s'effectuer au moment du gel.

EXPÉRIENCES

La démonstration expérimentale a été réalisée en plongeant dans des bacs de limon et de sable fin gorgé d'eau des aiguilles métalliques rigides (morceaux d'aiguille à tricoter). Leur inclinaison était au départ de 45° et leurs extrémités dépassaient la surface de la boue d'une dizaine de centimètres (fig. 1). De la sorte, il a été possible de suivre pendant les expériences les mouvements que ces aiguilles subissaient. Une alimentation en eau au fond de la masse de boue avait été aménagée pour permettre une arrivée libre de l'eau pendant le gel.

Sous l'effet d'un gel très lent (et limité à la partie supérieure de la masse de boue), d'importantes lentilles de glace de ségrégation sont apparues. De la sorte, la surface du sol s'est soulevée progressivement tout en entraînant

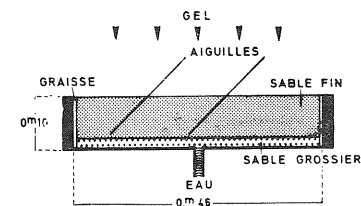


Fig. 1. Schéma du dispositif expérimental : coupe au travers d'un bac de boue où des tronçons d'aiguilles à tricoter ont été inclinés à 45°

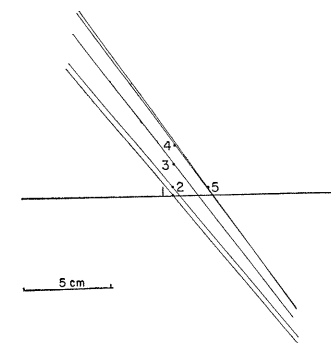


Fig. 2. Expérience dans des sables fins. Positions successives de l'aiguille et de la surface du sol (indiquée par le point en face du chiffre): 1. après 24 h.; 2. après 48 h.; 3. après 72 h.; 4. après 96 h.; 5. après dégel complet

l'aiguille qui était solidaire de la partie gelée. Ce soulèvement de l'aiguille s'est accompagné d'un mouvement rotationnel comme le montre la figure 2. Au moment du dégel, le sol s'est affaissé mais l'inclinaison de l'aiguille a été conservée. Lors du gel suivant, le soulèvement et le redressement de l'aiguille se sont accentués.

INTERPRÉTATION

Le redressement de l'aiguille sous l'effet du gel est dû à ce que la force de soulèvement qu'elle subit et qui s'applique là où elle est prise dans le sol gelé est verticale (A sur la fig. 3), alors que l'aiguille est inclinée de 45° . Le déplacement de l'aiguille vers la surface, tout en restant parallèle à sa position initiale rencontre une résistance indiquée sur la figure 3 par les vecteurs B. Cette résistance est fonction de la plasticité du matériel et aussi des dimensions, de la forme et de la position de l'aiguille. Les forces A et B constituent donc au moment du gel, un couple de forces qui tend à provoquer une rotation de l'aiguille. Même dans une masse très visqueuse, au début du gel, l'effort rotationnel produit sur la partie gelée est considérable car, la longueur de l'aiguille fait office de bras de levier (les moments des forces B sont d'autant plus importants que les points d'application sont plus éloignés du point d'appui que constitue la partie gelée). Le mouvement rotationnel de l'aiguille se produit par déformation plastique du sol gelé qui l'entoure. Il est, en effet, bien connu qu'à des températures voisines du point de fusion, des tensions faibles mais constantes sont susceptibles de donner des déformations plastiques dans la glace et aussi, comme c'est le cas ici, dans un sol dont toutes les particules sont entourées de glace.

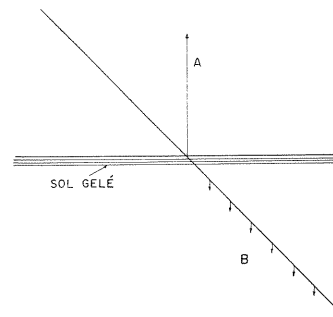


Fig. 3. Figuration schématique des forces qui produisent le redressement de l'aiguille au moment du gel

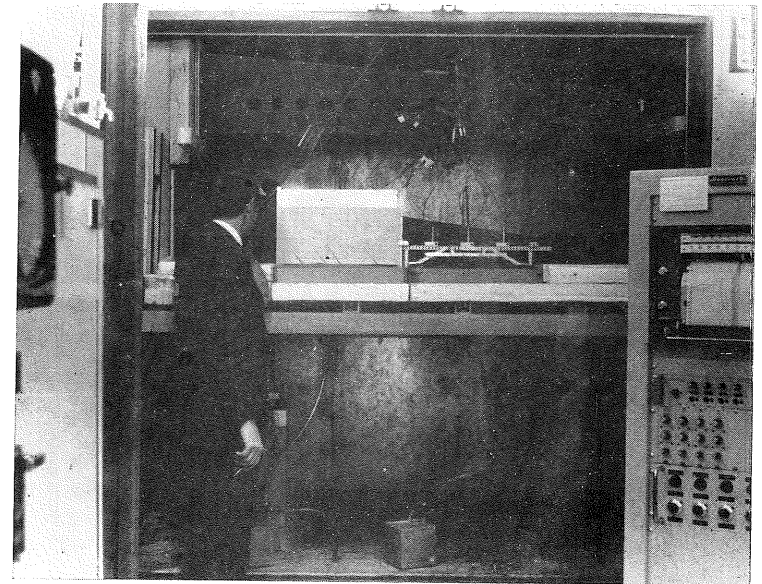


Photo 1. Photo de la chambre froide et du potentiomètre enregistreur utilisé au cours des expériences

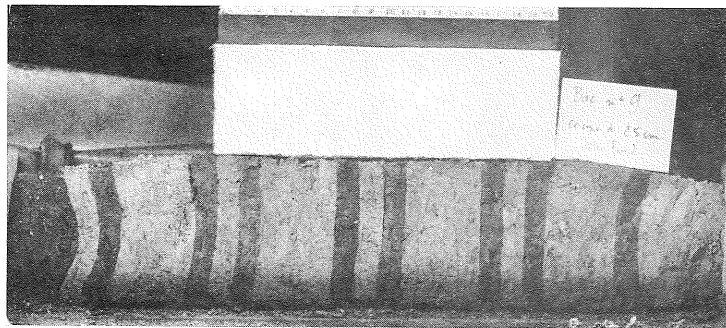
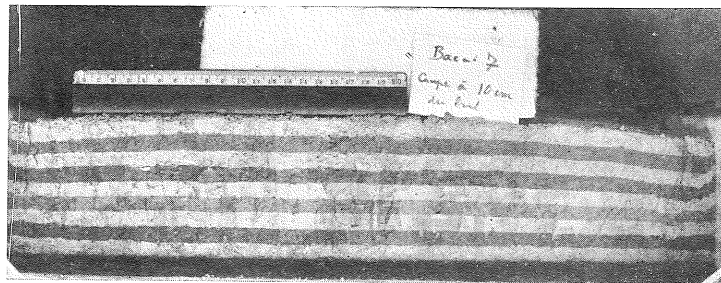


Photo 2. Déformations engendrées par la pression cryostatique (type montré à la fig. 4 b) dans des couches de limon originellement verticales et horizontales. Ces bacs ont subi 10 cycles de gel et de dégel progressant en même temps depuis le fond et la surface

Au moment du dégel, qui commence à la surface et se propage vers la profondeur, aucun effort inverse ne se produit. La nouvelle position de l'aiguille reste acquise, pour autant qu'un vide béant ne subsiste pas à l'emplacement qui était occupé au départ par l'aiguille. Or, ce vide est le plus souvent colmaté, soit au moment du gel par la migration de matières ayant suivi le déplacement de l'aiguille, soit au moment du dégel, par la descente de matières dans les vides préalablement créés. Dans les expériences réalisées dans des sables fins, c'est ce dernier processus qui se produit alors que la partie inférieure de l'aiguille est toujours prise par le gel.

CONCLUSION

Les expériences réalisées ci-dessus peuvent être directement transposées à des cailloux allongés compris dans un sol subissant des alternances de gel et de dégel. Ils acquièrent par basculement au cours des gels une disposition verticale et cela d'autant plus rapidement, que les phénomènes de soulèvement par le gel sont importants et fréquents. La disposition verticale des cailloux est donc acquise dans la zone active des sols périglaciaires où l'eau est abondante et la granulométrie assez fine pour donner des lentilles de glace de ségrégation. Comme l'indiquent les cailloux dressés sortant verticalement des sols boueux du Chambeyron un pergélisol n'est absolument pas nécessaire pour l'apparition du phénomène.

Comme l'ont montré G. Seret (1966) et A. Westgate (1968) la compréhension de pareille disposition est parfois importante en ce qu'elle permet de reconnaître l'action du gel dans des coupes en l'absence de tout autre critère.

LES PRESSIONS DÉVELOPPÉES DANS LES SOLS SOUS L'EFFET DU GEL

INTRODUCTION

Depuis longtemps, on sait que les alternances gel-dégel, produisent au sein du sol des mouvements de matières, donnant entre autres, naissance aux involutions ou cryoturbations. L'origine de ces mouvements est toujours mal connue, car on a seulement considéré jusqu'ici le résultat final, à savoir les déformations produites, en formulant des hypothèses quant à leur genèse. Il est cependant évident que ces mouvements résultent de différences de pression, et qu'il est, de ce fait, fondamentalement intéressant, pour mieux définir les processus qui interviennent, de mesurer les pressions dégagées au sein de masses de boue en train de geler.

EXPÉRIENCES

Nous avons mesuré les pressions apparues sous l'effet du gel dans des bacs de boue saturée d'eau au moyen de jauges de pression électronique de marque Barber Coleman. En même temps, d'autres éléments étaient mesurés, à savoir les températures au moyen de thermocouples cuivre-constantan, les soulèvements de la surface au moyen de "transducteurs déplacement" Hewlett-Packard, et les mouvements internes aux bacs de boue grâce à des jauges de contrainte Kyowa et Tepic. L'ensemble des données était enregistré grâce à un potentiomètre Honeywell à 24 courbes. Grâce aux enregistrements, nous avons pu connaître non seulement les variations de pression se produisant au sein du sol, mais aussi les mouvements que ces variations de pression provoquent.

Des expériences ont été réalisées dans des graviers, des sables, des loess, des argiles et des argiles gonflantes (montmorillonite). Les résultats des mesures de pression ont été vérifiées en utilisant ensemble deux jauges de pression différentes. Diverses vitesses de refroidissement ont, en outre, été utilisées. Les principaux résultats de ces expériences peuvent être résumés sommairement en considérant l'une après l'autre les 3 situations possibles que peut occuper la auge de pression (fig. 4).

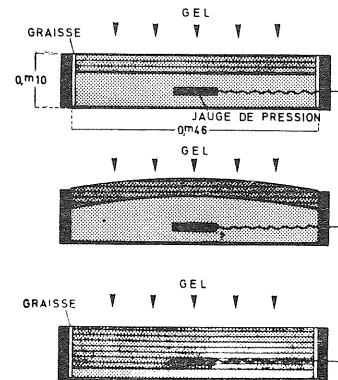


Fig. 4. Trois localisations possibles de la jauge de pression au cours de nos expériences (a) sous la zone gelée qui n'adhère pas aux bords du bac (système ouvert); (b) sous la zone gelée qui adhère aux bords du bac (système fermé); (c) au sein de la masse gelée (ici, au fond du bac)

(a) Jauge de pression située sous la couche qui gèle, sans que celle-ci n'adhère aux parois du bac (fig. 4a)

En recouvrant de graisse, les parois du bac, toute adhérence entre le sol gelé et les parois a été évitée. La jauge se trouve ainsi en „système ouvert”, dans une position semblable à celle qui existe normalement sous le sol qui gèle. Dans ce cas, aucune augmentation de pression n'a été enregistrée. Celle-ci ne pourrait d'ailleurs provenir que d'une augmentation de la charge surincombante par migration de l'eau vers la surface où apparaissent des lentilles de glace de ségrégation. Semblable augmentation de charge ne peut évidemment qu'être infime.

(b) Jauge de pression située sous la couche qui gèle, avec adhérence de la partie gelée sur les parois du bac (fig. 4 b)

En l'absence de graisse sur les parois, les couches gelées y adhèrent. Elles constituent de la sorte un milieu fermé où l'augmentation de volume d'eau se transformant en glace ne peut se faire qu'en engendrant des déformations. Aucune pression significative n'a été observée au cours de telles expériences, car, comme dans nos travaux, l'épaisseur du sol gelé était faible, et comme sa température restait voisine de 0°C, tant que tout le bac n'est pas congelé, une déformation plastique de la couche gelée superficielle était aisée. Elle se déformait effectivement en dôme en provoquant des mouvements dans le matériel sous-jacent qui, dans nos expériences, était très fluide. Les photos 2 a et b permettent de voir les déformations qui sont apparues dans des couches originellement horizontales et verticales à la suite de ce phénomène.

Cette expérience souligne donc principalement la déformation aisée des couches superficielles gelées. Elle montre que, comme plusieurs auteurs l'ont pensé, la création d'un système fermé (soit au moment de la réunion de la zone active regéant et du pergélisol, soit au moment où le gel de la partie supérieure du sol atteint une couche imperméable) constitue un mécanisme important dans la mise en mouvement des sols périglaciaires (pression cryostatique de Washburn, 1950). Toutefois, l'apparition de telles poches est liée aux conditions particulières que nous venons de rappeler et ne peut entraîner des déformations qu'à un niveau bien déterminé du sol, à savoir au contact du permafrost ou d'une couche imperméable.

(c) Jauge de pression comprise au sien du sol gelé, et dont la température un peu inférieure à 0°C, continue à diminuer (fig. 4 c)

Si dans les expériences rapportées plus haut, les pressions mesurées sont négligeables, elles deviennent cependant importantes dès que le sonde est saisie dans le sol gelé. Ces pressions sont d'autant plus fortes et se développent à des températures d'autant plus basses que la granulométrie du matériel est fine.

Les variations de pression enregistrées ne sont pas identiques lorsque la jauge de pression est localisée à des profondeurs différentes au sein de bacs de boue. Nous considérerons successivement ici deux courbes typiques qui ont été observées dans des limons éoliens¹.

(1) JAUGE DE PRESSION À LA PARTIE INFÉRIEURE
D'UN BAC DE BOUE

La figure 5 montre la courbe des pressions et celle des températures à 8,5 cm de profondeur dans un bac de boue de 10 cm d'épaisseur en train de geler.

Au cours de cette expérience, la chambre froide était réglée pour atteindre et garder constante une température de -10°C. La courbe de température montre un refroidissement rapide au-dessus de 0°C, un long palier à 0°C au moment de la congélation de l'eau libre, et, sous 0°C un refroidissement plus lent qu'au départ.

Ce refroidissement plus lent est dû, non seulement à la transformation d'eau capillaire en glace, mais aussi à l'approche de la température d'équilibre. Celle-ci, si l'expérience avait été poursuivie assez longtemps, se serait établie à l'emplacement de la sonde à une valeur proche de -9°C. La différence entre la température de la surface du bac (-10°C) et celle qui s'établit en profondeur résulte de la mauvaise isolation thermique de la chambre froide. Au moment du dégel, le phénomène inverse se produit; à un réchauffement lent sous 0°C, succède un long palier à 0°C qui s'explique par la quantité importante de calories nécessaires pour transformer encore la glace qui fond à cette température. Enfin survient une augmentation plus rapide de la température lorsque toute la glace a disparu.

¹ Les interprétations proposées ici restent dans une grande mesure hypothétiques. Des expériences sont en cours actuellement avec des jauges de pression miniatures pour déterminer l'influence éventuelle du retrait thermique sans doute différent pour les jauges et la matériel au sein duquel il est plongé. Nous sommes conscients, en outre, de ce que, une fois que le matériel est gelé, ce ne sont plus réellement des pressions qui sont mesurées, mais des mouvements au sein du sol gelé.

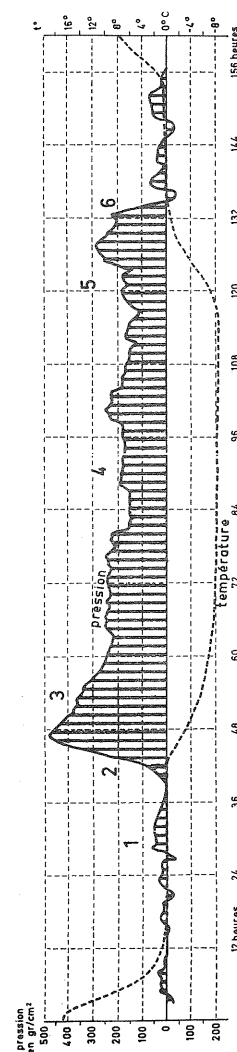


Fig. 5. Courbes des variations de pression et de température enregistrées au sein d'un bac de boue en train de geler (8,5 cm de profondeur)
Les numéros inscrits sur la figure sont repris dans le texte

Quant à la courbe de pressions, elle montre tout d'abord de légères fluctuations, généralement positives; celles-ci accompagnent probablement des déformations du sol dues à l'adhérence de la boue gelée sur les parois, déformations que nous avons décrites ci-dessus au paragraphe b. Lorsque la température est un peu inférieure à 0°C, la pression augmente considérablement. Cette pression est due à ce que toute l'eau du sol ne gèle pas à 0°C. L'eau capillaire gèle à une température inférieure, au milieu d'un squelette cimenté par de la glace provenant de la congélation de l'eau libre. L'augmentation de volume qui accompagne la congélation de l'eau capillaire rencontre de ce fait une résistance et une pression positive apparaît. Celle-ci s'accroît rapidement (partie n°2 de la courbe) puis brusquement s'abaisse (3 sur la courbe). Cette chute de pression est due à la déformation de la masse en train de geler lorsque la pression dépasse la résistance du matériel on, plus simplement, a un retrait plus grand de la jauge, retrait contrôlé par un coefficient de retrait thermique plus élevé que celui du matériel gelé. Dans un grand nombre d'expériences, cette chute de pression est extrêmement brutale (voir figure 6, par exemple) et semble provenir du relâchement rapide de la pression apparue à proximité immédiate de la jauge. Sur la figure 5, la chute de pression est par contre assez lente. Elle résulte vraisemblablement de déformations plus profondes qui donnent à la masse gelée une forme bombée et provoquent

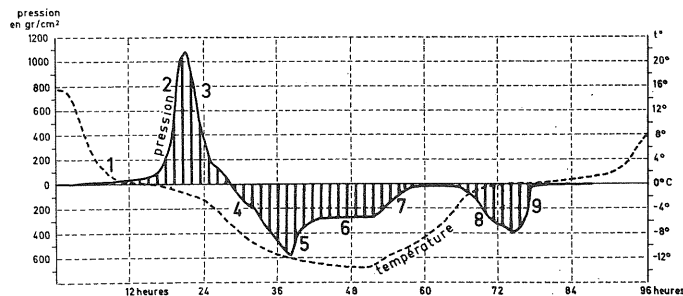


Fig. 6. Courbes des variations de pression et de température enregistrées au milieu (5 cm de profondeur) d'un bac de boue en train de geler

Les numéros inscrits sur la figure sont repris dans le texte

ainsi un étirement de la masse supérieure. Comme dans l'expérience que nous examinons ici, le tympan de la jauge est placé verticalement, cet étirement se traduit par une dépression. Lorsque la température était voisine de -9°C et s'abaissait lentement, des variations de pression anarchiques ont été enregistrées (4 sur la courbe). Nous en ignorons la cause. L'allure générale de cette partie de la courbe montre cependant bien une légère baisse de pression qui peut s'expliquer aisément, comme nous l'avons proposé ci-dessus, par une déformation en dôme de toute la masse.

Le réchauffement détermine entre -9°C et $-2,5^{\circ}\text{C}$ une augmentation de pression (5 sur la courbe) qui paraît inverse et symétrique de la baisse de pression n°4. Enfin, en dessous de $-2,5^{\circ}\text{C}$ (6 sur la courbe), la fusion d'une grande quantité de glace détermine à proximité immédiate de la jauge une diminution de volume qui permet la disparition de la pression résiduelle.

La pression maximum enregistrée au cours de nos expériences dans nos bacs de boue de 10 cm d'épaisseur est un peu supérieure à 1 Kgr/cm^2 . La valeur de cette pression dépend essentiellement de la résistance à la déformation de la couche gelée. La pression varie donc non seulement avec la quantité d'eau capillaire, mais encore avec l'épaisseur et la température de la couche gelée supérieure.

(2) JAUGE DE PRESSION AU MILIEU DU BAC DE BOUE

La figure 6 donne les courbes de pressions et de températures observées au milieu d'un bac de boue (5 cm de profondeur) constitué également de limon éolien. La température de la chambre froide était ici de -16°C .

La courbe dessinée par les variations de température est identique à celle que nous venons de décrire, aussi nous ne nous y attarderons pas. Par contre, les variations de pressions paraissent à première vue plus compliquées. Nous allons les examiner attentivement en fournissant l'interprétation qui nous paraît actuellement la plus probable.

Nous retrouvons sur cette courbe l'augmentation de pression (n°2 sur la courbe 8) déjà décrite et due à la congélation de l'eau capillaire. Cette augmentation est suivie par une brusque chute de pression (n°3) qui correspond comme nous l'avons vu à une déformation plastique. Ensuite apparaît sur le graphique une lente chute de pression (n°4) qui se poursuit bien au-delà de la valeur de la pression atmosphérique. Répétons que cette chute de pression résulte des déformations qui se produisent en-dessous de la jauge de pression par la congélation de l'eau capillaire. Ces déformations provoquent en effet le soulèvement en dôme de la masse gelée et déterminent à la partie supérieure du matériel gelé un étirement qui se traduit par une dépression. Cette tension s'accroît jusqu'à ce qu'elle dépasse la limite de résistance des couches gelées et produise une déformation plastique (n°5). Après ce mouvement, la pression résiduelle (6) est équivalente à la tension que peut supporter le matériel gelé à la température atteinte. Le réchauffement de la température engendrant la fusion de la „glace capillaire”, il en résulte un mouvement plastique inverse qui détermine une nouvelle augmentation de pression (7). La chute de pression (8) qui survient ensuite résulte de la diminution de volume accompagnant la fusion de la glace. La dernière variation de pression (9) est la retour à la pression atmosphérique lorsque la masse de limon est, avec le dégel, redevenue pâteuse.

CONCLUSION

Les mesures de pression rapportées ci-dessus sont intéressantes en ce qu'elles établissent l'existence de mouvements plastiques au sein du sol gelé, soit à une température inférieure à 0°C . Ces mouvements sont dus au gel de l'eau capillaire qui se produit après la congélation de l'eau libre. Etant donné que l'eau capillaire n'est pas extrêmement abondante, les mouvements plastiques qui en résultent sont peu importants à chaque gel. Liés cependant avant tout aux conditions granulométriques du sol, ils se produisent chaque fois de la même manière, à la même place et dans le même sens, et ils doivent en conséquence déterminer à la longue d'importants mouvements du sol.

Nous pensons donc que ces mouvements dus à la „congélation de l'eau capillaire” peuvent être responsables de certaines cryoturbations et peuvent vraisemblablement intervenir dans de nombreux phénomènes périglaciaires

comme la constitution des sols polygonaux, des cercles de pierres, des thufurs, etc...

Soulignons que ces phénomènes se produisent indépendamment de la présence d'un pergélisol et que, de ce fait, si des cryoturbations sont bien dues à ce mécanisme, elles ne constituent pas la preuve de l'existence d'un pergélisol.

La pression due au gel de l'eau capillaire est aussi la pression qui intervient dans la gélivation. J. Malaurie (1968) vient de publier une idée à laquelle nous étions arrivés par nos expériences, à savoir que c'est l'eau qui gèle sous 0°C qui donne la pression nécessaire à la fracturation des roches. Pour que la pression puisse se développer, il faut en effet que les fissures de la roche soient plombées par de la glace apparue à une température supérieure. Or généralement les fissures des roches sont de plus en plus fines en profondeur et l'eau qui s'y trouve, y gèle à une température de plus en plus basse. Or, les pressions qui sont développées sont d'autant plus fortes que le point de congélation est bas. Ainsi s'explique l'importance de l'intensité du gel dans le mécanisme de la gélivation.

La gélivation, comme les mouvements dus à la congélation de l'eau capillaire, se produit à une température inférieure à 0°C. Ce n'est pas le seuil de 0°C qui est important dans ces phénomènes mais une température inférieure qui peut être franchie beaucoup plus facilement et fréquemment puisque son passage n'implique pas la fusion de tout la glace existant dans le sol.

Bien entendu, les phénomènes de pression „congélistatiques”, c'est-à-dire en système fermé comme dans notre expérience b, doivent être importants dans la nature; nous indiquons seulement ici que ce n'est pas la seule hypothèse qui puisse rendre compte des cryoturbations.

Bibliographie

- Cailleux A. et Taylor G., 1954 – Cryopédologie. Etude des Sols gelés. Exp. Pol. Françaises; Missions P. E. Victor. Actualités Scientifiques et industrielles, 1203, Hermann et Cie, Editeurs, 6, rue de la Sorbonne, Paris; 219 p.
- Fraïpont Ch., 1908 – Excursion du 26 avril 1908. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 35; p. B 234-235.
- Malaurie J., 1968 – Thèmes de recherches géomorphologiques dans le Nord-Ouest du Groenland. *Mémoires et documents du C.N.R.S.*; 15, Quai Anatole France, Paris VIIème; 477 pages.
- Seret G., 1967 – Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Soc. Roy. Belge Géogr.*, vol. 30; p. 156-577.

- Van Leckwijck W. et Macar P., 1949 – Phénomènes pseudotectoniques, la plupart d'origine périglaciaire dans les dépôts sablo-graveleux dits „Onx” et les terrasses fluviales de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 73; p. M 3-78.
- Washburn A. L., 1950 – Patterned ground. *Rev. Canad. Géogr.*, no. 4; p. 195-238.
- Watson E., 1965 – Periglacial structures in the Aberystwyth region of Central Wales. *Proceedings of the geologists Association*, vol. 76, part. 4; p. 443-462.
- Westgate J. A. and Bayrock L. A., 1964 – Periglacial structures in the Saskatchewan gravels and sands of Central Alberta, Canada. *Jour. Geol.*, vol. 72; p. 642-648.
- Westgate J. A., 1968 – Surficial geology of the Foremost-Cypress hills area, Alberta. *Research Council of Alberta, Bull.*, 22; 122 p., Edmonton, Canada.