

Variations Dilatométriques de Cylindres de Roches Calcaires Subissant des Cycles de Gel-Dégel

A. Prick and A. Pissart

Géomorphologie et Géologie du Quaternaire, Université de Liège, 4000 Liège, Belgique

J.-C. Ozouf

Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., 14000 Caen, France

ABSTRACT

The variations in diameter and length of calcareous rocks cylinders were measured during freeze-thaw cycles. These measurements have shown the existence of intricate and non-isotropic variations in the dimensions of the rocks. These result mainly from the migration of non-frozen water within the samples; these migrations towards the largest pores or towards the faces of the sample first exposed to the freezing front are responsible for contractions in areas where expansions were expected. The experiments stress the importance of water content and porosity of the rocks, of the cooling rate and of small variations of experimental conditions. These dilatometrical measurements give, for variations in the length of the samples, some valuable information about the stresses undergone by the rock during frost action and seem to offer a promising avenue for further research.

RÉSUMÉ

Les variations de diamètre et de longueur de cylindres de roches calcaires poreuses ont été mesurées au cours de cycles de gel-dégel. Il est apparu ainsi l'existence de variations de dimension de ces roches, fort complexes et non isotropiques. Ces variations résultent essentiellement de la migration d'eau non gelée au sein des échantillons; ces migrations, dirigées vers les pores le plus larges ou vers les faces des échantillons exposées d'abord au front de gel, produisent des contractions là où des dilatations auraient été attendues. Les expériences soulignent toute l'importance du degré d'humidité des échantillons, de la porosité de la roche, de la vitesse de gel et de faibles variations éventuelles des dispositifs expérimentaux utilisés. Ces mesures dilatométriques donnent pour les variations de longueur des échantillons, des indications précieuses sur les tensions que subissent les roches sous l'action du gel et paraissent être une méthode d'étude prometteuse de la gélivation.

KEY WORDS: Weathering Calcareous rocks Freeze-thaw cycles Dilatometry Water migrations

INTRODUCTION—LES MESURES DILATOMÉTRIQUES

Peu d'études dilatométriques de roches soumises au gel ont été publiées à ce jour. La plus importante est certainement celle de Thomas (1938) qui a travaillé pendant 10 ans sur une douzaine de roches naturelles ainsi que sur des échantillons de briques et de tuiles. Les observations minutieuses rapportées par cet auteur restent tout à fait valables. Obtenues avec un appareillage très complexe, au moment où on ne disposait pas d'équipements électroniques, les résultats concernaient à la fois les variations de volume et les variations de longueur d'échantillons soumis au gel. Des divergences apparaissaient entre les mesures en volume et en longueur que Thomas n'expliquait pas. Les variations de longueur étaient uniquement expliquées par les changements de phase de l'eau contenue dans les échantillons et l'expulsion de celle-ci au moment du gel.

Les phases successives reconnues par Thomas sont les suivantes:

(1) Quand l'échantillon est porté à des températures inférieures à 0°C , le gel ne se produit pas immédiatement: des phénomènes de surfusion le reportent à plus tard.

(2) Quand le gel commence, la température de l'échantillon s'élève, mais reste inférieure à 0°C ; le changement de phase de l'eau entraîne une dilatation de l'échantillon.

(3) À des températures plus basses apparaît une contraction de l'échantillon qui a été mal expliquée par Thomas et dont nous reparlerons ci-dessous.

(4) À des températures aussi basses que -10°C , les observations montrent que toute l'eau n'est pas gelée.

Le phénomène qui avait intrigué considérablement Thomas est la contraction d'échantillons sous l'action du gel, pour laquelle il écrivait (p. 95): 'Il semblerait qu'une partie de la glace présente au moment de l'expansion maximum est nécessairement reconvertie en eau lorsque la contraction se produit'. Comme nous le montrerons plus loin, nous pensons que ce phénomène doit être expliqué autrement.

Après la dernière guerre, d'autres études dilatométriques ont été publiées: Lehmann en 1955 a mesuré les variations de longueur d'éprouvettes de divers matériaux de construction, notamment de briques, lors de gels atteignant la température de -15°C . Ces échantillons ont été, préalablement à l'expérience, immergés dans l'eau pendant au moins

24 heures à la pression atmosphérique. Lehmann a classé les matériaux étudiés en quatre catégories, d'après les types de courbes dilatométriques obtenues. Les deux catégories extrêmes sont présentées sur la figure 1. Les explications données par Lehmann sont les suivantes.

Une brique gélive (Figure 1a) se dilate fortement lors du gel puis subit un retrait; lors du dégel, une nouvelle expansion est suivie d'une contraction. La contraction qui se produit entre 0 et -4°C est due au changement de phase de l'eau qui enfonce un certain nombre des parois des pores. La contraction ultérieure serait due à la rétraction thermique.

Une brique non gélive (Figure 1b) n'affiche pas de dilatation au gel: elle est assez solide pour encaisser sans déformations les contraintes exercées par la transformation de l'eau en glace ou le relâchement des contraintes au moment de la fusion. La courbe est simple et dépourvue d'intersections. Les variations de dimensions sont plus brusques aux passages de 0°C que pour les autres températures: pendant la formation et la fusion de la glace, la température de l'éprouvette reste constante tandis que la température du réfrigérateur continue son cycle. Dès la fin du changement de phase, l'échantillon subit une variation de température rapide, ce qui se traduit par une variation assez brusque de longueur.

Powers et Helmuth (1953) et Powers (1958) offrent une explication plus satisfaisante de ce phénomène en faisant intervenir l'action de l'eau comprise dans les pores fins. Le rôle des pores vides dans un matériau non gélif, mis en évidence également par ces auteurs, peut expliquer les comportements différents observés par Lehmann.

Travaillant sur des ciments et des bétons, ces auteurs se sont attachés à l'étude de la résistance de ceux-ci au gel, particulièrement par des mesures dilatométriques de la transformation de l'eau en glace dans cet matériau. Ils ont mis en évidence l'influence de la porosité sur la gélivité: des ciments comportant des bulles d'air auront des comportements dilatométriques opposés lors du gel suivant l'espacement plus ou moins grand de ces bulles d'air injectées. Plus grandes que les pores du ciment, elles interviennent non seulement par leur espacement, mais aussi par leur taille (généralement comprise entre $0,25$ mm et $0,05$ mm) et leur nombre.

Leur grandeur empêchant un remplissage d'eau par capillarité, l'eau n'y atteint pour ainsi dire jamais un niveau critique au gel (correspondant à un remplissage à 90% des pores). Comme c'est toujours dans les cavités les plus grandes que le gel

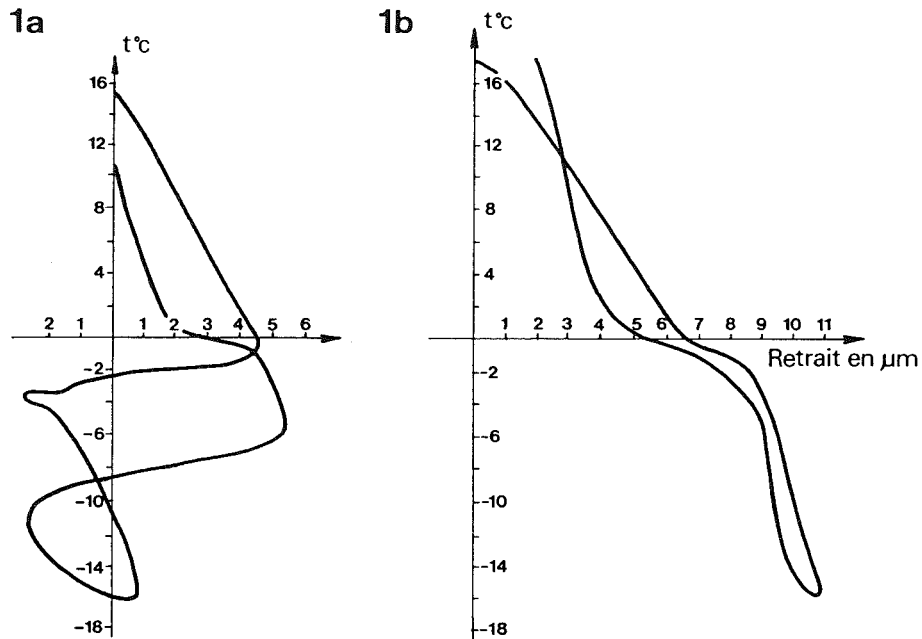


Figure 1 Comportements dilatométriques donnés par Lehmann (1955): (a) pour une brique gélive; (b) pour une brique présentant une très bonne résistance au gel.

se produit d'abord (à cause de la pression qui y est plus faible), la glace se forme dans les pores remplis d'air, sans que le compression qui accompagne sa formation n'occasionne de pression perceptible sur les parois du pore (seul le gaz est comprimé). La

contraction observée chez les bétons poreux est due à la migration de l'eau, depuis les microfissures, vers les pores remplis de glace.

La figure 2 illustre les comportements diamétralement opposés de deux pâtes de ciment: la courbe

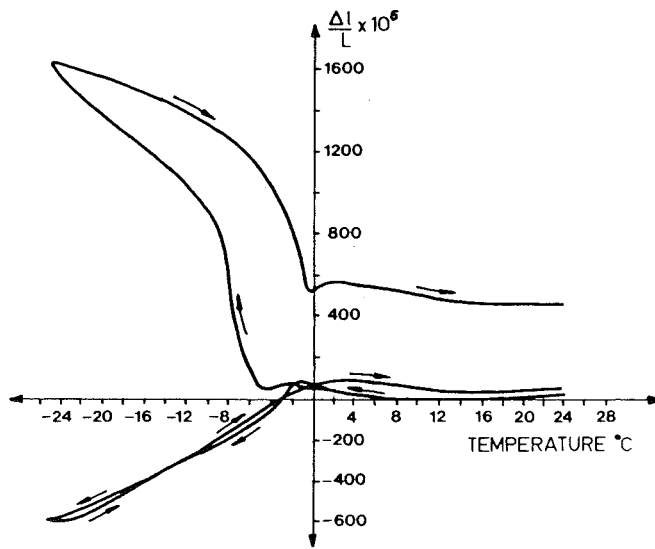


Figure 2 Effet des bulles d'air injectées dans une pâte de ciment. La courbe supérieure montre une dilatation dans une pâte ne contenant pas de bulles; la courbe inférieure montre le comportement de la même pâte où des bulles ont été injectées. $\Delta L/L$ = variations de longueur rapportées à une unité de longueur (Powers, 1958).

supérieure correspond à un échantillon au sein duquel des bulles d'air injectées sont espacées de 2,54 mm; la courbe inférieure, à un espacement de 0,19 mm. Le ciment à facteur d'espacement élevé des bulles d'air gonfle au moment du gel, l'autre se contracte.

En poursuivant les mesures dilatométriques d'échantillons exposés à une température négative constante, ils ont remarqué que l'expansion se poursuivait très longtemps dans le cas de pâtes de ciment aux vides d'air insuffisamment espacés, et que, parallèlement, la contraction se poursuivait lorsque les bulles d'air étaient très proches les unes des autres.

Gérard (1964, 1969) a analysé les critères de gélivité pour différents matériaux de construction (grès émaillés, briques de terre cuite, pierres naturelles, etc...) et a conclu qu'il existait une différence de 'texture', au niveau de la porosité, entre les matériaux qui résistent et ceux qui ne résistent pas au gel. L'utilisation de la répartition de la porosité en fonction du diamètre des pores, telle qu'il l'a appliquée dans l'emploi de la porosimétrie au mercure, lui a permis, à partir de l'étude de plus de 50 matériaux de façade, d'élaborer une règle de gélivité basée sur deux critères de gélivité bien déterminés (Tableau 1). La concentration des pores de petite taille, compris entre 2,5 μm et 0,1 μm de diamètre, intervient car c'est la présence de ceux-ci qui induit une plus grande sensibilité au gel (cf. Powers). La définition de ce critère de gélivité repose aussi sur l'hypothèse suivant laquelle un matériau doit, pour résister au gel, présenter un volume de pores libres capable d'absorber l'expansion volumique égale à environ 10% qui se produit lors de la transformation de l'eau en glace. Etant donné que l'absorption de l'eau dans un matériau poreux touche plus fortement les pores fins où les forces de succion

capillaire sont les plus importantes, un matériau non gélif devra avoir un volume de pores libres d'eau, c'est-à-dire de plus grand diamètre, au moins égal à 10% de la porosité atteinte du matériau. La valeur de ce diamètre critique ' d_{10} ', qui correspond au dixième de la porosité atteinte par le mercure, constitue, selon cette hypothèse, un critère de gélivité de détermination rapide et d'une validité appréciable, selon Gérard. La figure 3 montre que, pour deux briques de parement présentant des porosités totales comparables (environ 25%), les diamètres critiques ' d_{10} ' (correspondant donc à 2,5% de la porosité totale) peuvent différer d'un facteur égal à 10, ce qui indique qu'un des matériaux est gélif alors que l'autre ne l'est pas.

La plupart des mesures dilatométriques linéaires rapportées ci-dessus concernent les variations de longueur d'échantillons des roches, longueur mesurée en un seul endroit, à savoir la partie axiale de l'échantillon. Les résultats des mesures obtenues par Matsuoka (1988) au moyen de 'strain gauges' collées sur les flancs de l'échantillon subissant le gel nous ont donné à penser que la déformation des pierres au gel n'était pas identique dans toutes les directions mais que la migration d'eau au sein de l'échantillon pouvait engendrer des déformations différentes dans les diverses parties des échantillons soumis au gel. C'est le résultat de mesures montrant de telles déformations qui constitue l'objet du présent article.

LES DISPOSITIONS EXPERIMENTALES

Les mesures dilatométriques dont nous présentons ici les résultats, portent sur deux types de roches, à savoir: la pierre de Caen, calcaire bathonien bioclastique crayeux, et un tuffeau turonien dénommé

Tableau 1 Critères de gélivité proposés par Gérard (1964)

	Diamètre du seuil de 10% de la porosité totale atteinte	Valeur de la concentration des pores entre 2,5 et 0,1 μm de diamètre (en pour cent de la porosité totale)	Règle provisoire proposée
1 ^{er} cas	inférieur à 2 μm (< 2 μm)	supérieure à 80% (> 80%)	matériau gélif
2 ^e cas	supérieur à 5 μm (> 5 μm)	inférieure à 65% (< 65%)	matériau résistant au gel
3 ^e cas	compris entre 2 et 5 μm (2 μm < D < 5 μm)	comprise entre 65 et 80% (65% < 80%)	cas douteux (zone d'incertitude)

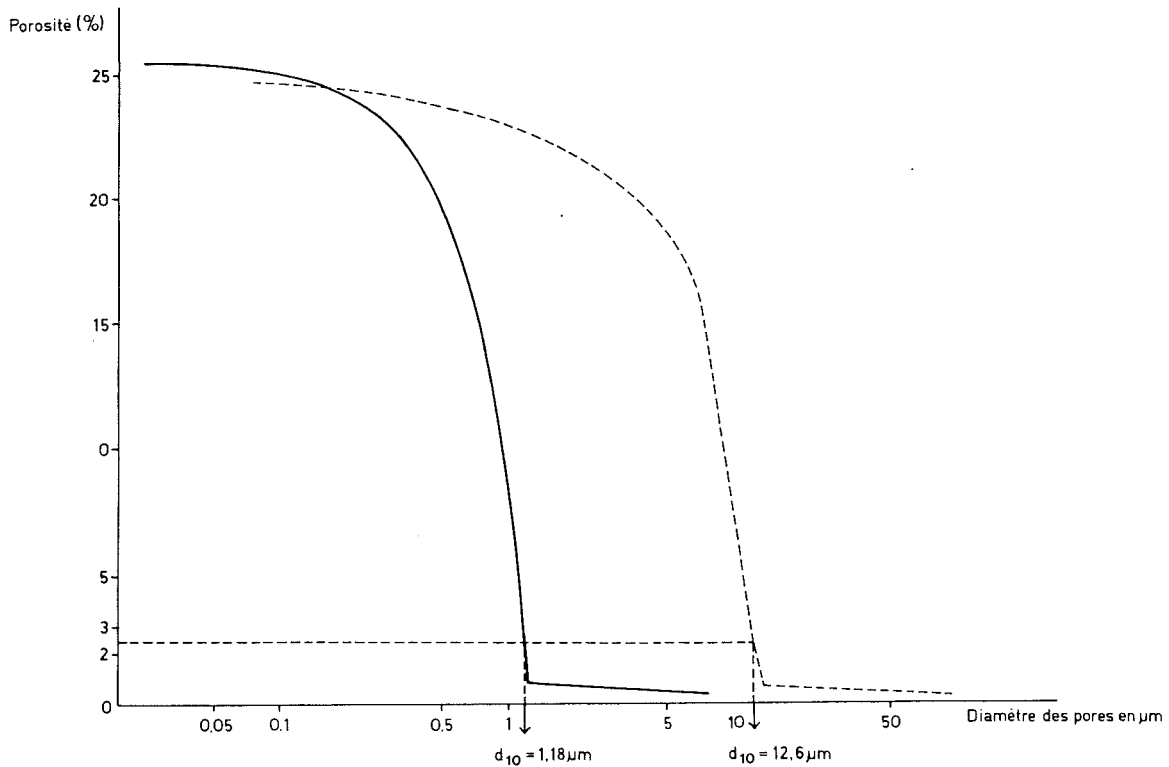


Figure 3 Courbes porosimétriques présentant la répartition des pores selon leur diamètre (en trait plein: une brique de parement gélive; en traits pointillés: une brique de parement non gélive) et détermination des diamètres critiques (d_{10}) des deux matériaux (d'après Gérard, 1969).

Brézé. La porosité de la pierre de Caen, calculée par immersion sous vide varie de 32,1 % à 33,2 %, celle du Brézé de 46,6 % à 48,1 %. La teneur en argile de la pierre de Caen varie entre 1,7 % et 3,1 %, celle du Brézé n'a pas été mesurée. Les échantillons étudiés sont des cylindres de 4 cm de diamètre et de 10 cm de longueur. Le coefficient de saturation au début de l'expérience a été déterminé par pesée après que l'échantillon ait été saturé par immersion puis séché jusqu'au coefficient de saturation désiré pour le début de l'expérience. Quand le degré d'humidité voulu est atteint, les échantillons ont été souvent conservés dans des sachets hermétiques en plastique, ce qui n'entraîne pas de modifications sensibles de poids et permet une répartition homogène de l'eau dans tout l'échantillon.

Les variations de dimensions des échantillons ont été mesurées avec des 'mesureurs de déplacements' (displacement transducers) de marque Schlumberger (SANGAMO) qui permettent d'enregistrer des variations de longueur dans une gamme de 2,5 mm avec une précision estimée de

l'ordre du micromètre. Les signaux électriques ont été enregistrés par un potentiomètre de marque Yokogawa, modèle 4081-41 qui nous a permis d'enregistrer les données soit sous forme de valeurs numériques, soit sous forme de courbes continues. Les tiges mobiles des mesureurs de déplacement ont été collées sur l'échantillon en début d'expérience; finalement, quatre 'displacement transducers' ont été utilisés simultanément. Le premier est localisé au centre de la face supérieure du cylindre, soit dans la position qui a été choisie par les chercheurs qui ont fait précédemment des mesures de dilatométrie linéaire. Un second capteur a été situé sur la même face, mais à quelques millimètres du bord du cylindre. Les troisième et quatrième capteurs ont été disposés perpendiculairement aux deux premiers de façon à mesurer les variations de diamètre du cylindre, à mi-hauteur de celui-ci (Figure 4). Ces deux capteurs sont positionnés l'un en face de l'autre; les indications qu'ils fournissent seront toujours considérées ensemble, car un gauchissement du cylindre peut très bien

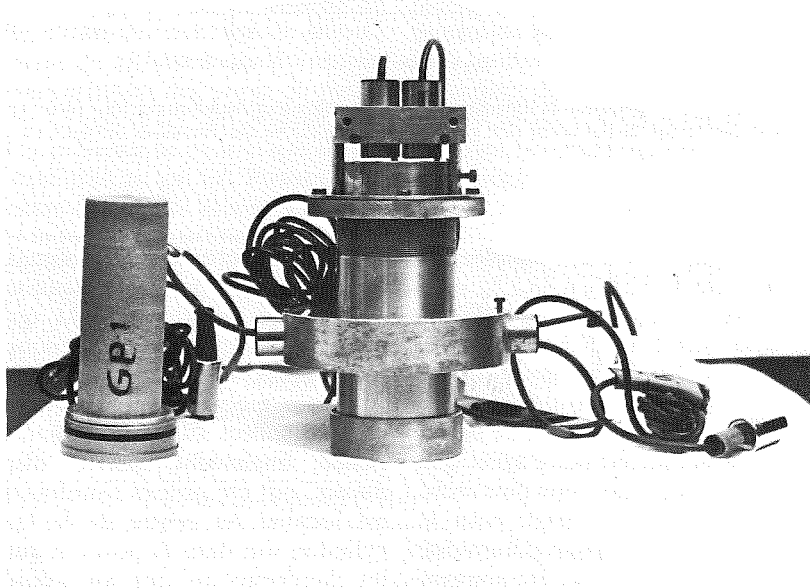
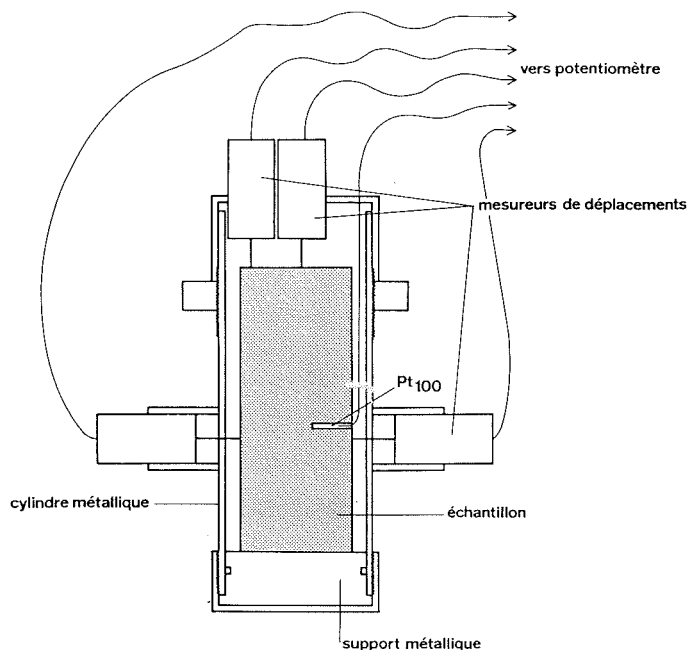


Figure 4 Photographie et dessin du dispositif expérimental utilisé dans nos expériences. Sur la photo, à gauche du cylindre métallique se trouve un échantillon de calcaire de Caen collé sur un support de métal; cet échantillon est introduit dans le cylindre métallique pour réaliser les mesures dilatométriques.

montrer un pseudo-raccourcissement du diamètre sur une face du cylindre et une pseudo-expansion sur l'autre.

La chambre froide que nous utilisons présente un volume de 52 dm³ et est dépourvue de tout dis-

positif de brassage de l'air se trouvant dans son enceinte; néanmoins, un petit ventilateur portatif peut être disposé à l'intérieur pour certains essais particuliers dont nous reparlerons par la suite. Les échantillons étudiés ont été gelés dans ce réfrigéra-

teur dont la vitesse de refroidissement a été contrôlée par une boîte de programmation Haake qui permet de faire fluctuer la vitesse de variation de la température de 0,05 à 3 °C par heure. Deux vitesses ont été utilisées, à savoir 0,5 et 2 °C par heure. Lors des expériences que nous présentons ici, la température minimale atteinte a varié de -12,6 °C à -15,7 °C.

L'échantillon utilisé est collé sur un socle métallique sur lequel vient s'emboîter un cylindre en acier inoxydable qui entoure l'échantillon et qui maintient les déplacements transducteurs dont les parties mobiles reposent sur la roche. Afin de prendre en compte la dilatation de l'acier, les données enregistrées sont corrigées de 1,1 μm par °C pour les mesures portant sur la longueur du cylindre (10 cm) et de 0,44 μm par °C pour la somme des mesures portant sur son diamètre (4 cm). Ces valeurs correspondent au coefficient de dilatation de l'acier inoxydable (composant le cylindre métallique) pour la longueur ou le diamètre des cylindres étudiés.

LES RESULTATS DES MESURES

Il est impossible de présenter ici les 70 expériences dilatométriques que nous avons effectuées à ce jour. Au cours de celles-ci ont été rencontrées de multiples difficultés expérimentales dont la plus importante a résulté de l'existence d'une dérive de certains capteurs avec les variations de températures, dérive qui entraînait des pseudo-déformations dilatométriques que nous étions bien en peine d'expliquer. Dans le texte ci-dessous, en comparant des résultats expérimentaux, nous mettons en évidence l'influence de la teneur en humidité des échantillons, celle des caractéristiques de la roche, celle de la vitesse du gel et celle de faibles variations des conditions expérimentales du gel.

Avant de décrire et d'interpréter les courbes dilatométriques obtenues, il convient de renvoyer le lecteur aux expériences qui ont été réalisées sur les mêmes roches (Pissart et Lautridou, 1984; Hamès *et al.*, 1987) et qui montrent que de simples variations d'humidité au sein de ces roches déterminent des variations dilatométriques des échantillons. Celles-ci sont surtout importantes quand l'eau abandonne ou occupe les pores les plus fins de la roche. Ce fait a été démontré en observant que la perte d'une quantité très faible d'eau pouvait engendrer, dans un échantillon ayant un coefficient de saturation très faible, une variation dilatométrique importante, alors que la variation dilatométrique

est faible lorsque le même échantillon contenant beaucoup d'eau subit une perte d'humidité équivalente.

Influence de la teneur en humidité des échantillons

Les pierres de Caen et de Brézé que nous avons utilisées pour nos expériences sont des calcaires très poreux qui peuvent, au moment du gel, contenir une quantité d'eau très variable. Le comportement au gel est très différent selon la teneur en humidité des échantillons. Nous le montrerons en examinant les courbes dilatométriques obtenues avec un cylindre de Brézé contenant 56,8 g d'eau, soit 98 % de sa porosité totale (expérience 59, Figure 5) et un cylindre de la même roche contenant au départ 42,1 g d'eau soit 72 % de sa porosité totale (expérience 66, Figure 6). Ces deux échantillons ont subi un gel à une vitesse de 2 °C/h.

Expérience 59 (Figure 5). Deux capteurs de déplacements disposés selon l'axe vertical du cylindre de Brézé, saturé à 98 % de sa porosité totale, ont donné sa variation de longueur au centre et sur le côté de sa face supérieure. Deux autres capteurs opposés l'un à l'autre, et dont les résultats ont été cumulés, donnent la variation de diamètre du cylindre.

Les variations de longueur qui ont été enregistrées sont très semblables pour les deux capteurs situés sur la face supérieure du cylindre. On peut y reconnaître les phases suivantes:

(1) Un retrait de l'ordre de 20 μm lorsque l'échantillon passe de +20 à 0 °C.

(2) Une augmentation considérable de longueur lorsque l'échantillon reste à 0 °C pendant que l'eau libre qu'il contient se transforme en glace.

(3) Une augmentation plus faible de longueur quand la température de l'échantillon s'abaisse; cette croissance est observée jusqu'à la température de -10,7 °C.

(4) Une diminution de longueur de l'échantillon pendant les 16 heures où l'échantillon est maintenu à la température de -12,5 °C.

(5) Une diminution importante de longueur tant que l'échantillon qui se réchauffe est à une température négative.

(6) Une augmentation de longueur lorsque le réchauffement se produit à une température positive.

Ces variations de longueur de l'échantillon peuvent être expliquées comme suit, en reprenant les numéros des différentes phases reconnues ci-dessus:

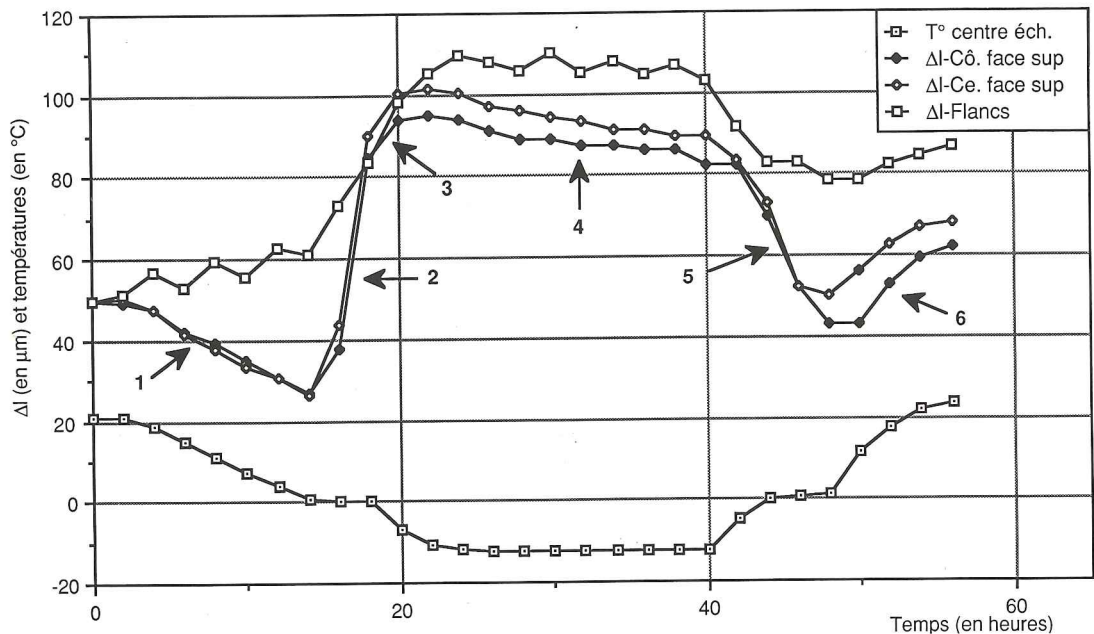


Figure 5 Expérience 59 (échantillon de Brézé BR7; avec 97,95% de la teneur en eau à saturation; vitesse de refroidissement de $-2^{\circ}\text{C}/\text{h}$). Les numéros renvoient aux différentes phases décrites dans le texte. Légende: Δl = variations dilatométriques; C \hat{o} . face sup. = mesure sur le bord de la face supérieure du cylindre; Ce. face sup. = mesure au centre de la face supérieure du cylindre; Flancs = somme des mesures relevées sur les flancs du cylindre de roche. Le point de départ des courbes dilatométriques est ramené à la valeur de 50 pour faciliter la comparaison des différentes courbes.

(1) Retrait thermique et sans doute migrations d'eau à température positive telles que nous les décrirons concernant le comportement du diamètre.

(2) Changement de phase de l'eau en glace dans un milieu presque saturé déterminant l'expansion de la roche.

(3) L'eau tenue dans des capillaires plus fins gèle à des températures inférieures à 0°C , d'autant plus basses qu'elle est fortement tenue dans la roche.

(4) La diminution de longueur qui se produit ensuite à la température constante de $-12,5^{\circ}\text{C}$ témoigne que toute l'eau n'est pas gelée dans la roche à cette température, mais qu'une certaine quantité d'eau migre depuis les pores les plus fins vers les vides qui existent dans la roche.

(5) Au réchauffement, sous 0°C , la glace apparue dans les pores de la roche où elle est sous pression, ainsi que la présence de sels éventuels, déterminent une fusion bien avant 0°C , ce qui relâche la tension au sein de la roche.

(6) L'eau libérée par la fusion de la glace réalimente des pores de la roche et provoque sa dilatation, phénomène qui s'accompagne d'un réchauffement provoquant aussi une dilatation thermique.

La courbe de variation du diamètre ne s'écarte pas fondamentalement des courbes donnant les variations de longueur. Toutefois, il faut remarquer que l'on n'observe pas de retrait thermique au-dessus de 0°C , avant le gel, et que le diamètre continue à augmenter beaucoup plus longtemps que ne s'accroît la longueur. Nous interprétons cette différence comme résultant de migrations d'eau au sein de l'échantillon. Les migrations d'eau à température positive (avant le gel et après le dégel) doivent retenir tout particulièrement notre attention par l'importance qu'elles prennent généralement dans le comportement dilatométrique de la roche et la difficulté de l'interprétation à donner le plus souvent à ces phénomènes. Dans le cas de l'expérience 59, le phénomène à évoquer serait la tendance naturelle qu'a l'eau de migrer d'une zone plus chaude vers une zone plus froide, c'est-à-dire avant le gel: du centre vers le flanc de la carotte; et après le gel, l'inverse. Ces migrations sont à mettre en relation avec l'existence de gradients de potentiel chimique: l'eau tend à migrer vers les régions de pression de vapeur plus basse et de tension superficielle plus élevée, c'est-à-dire à se déplacer d'une zone plus chaude vers une zone froide (Baver, 1956;

Harasima, 1966). Des expériences sont en cours actuellement pour mieux comprendre ces phénomènes.

C'est un résultat fort important de nos expériences que de démontrer, comme nous venons déjà de le voir sur la figure 5, que les cylindres de roche soumis au gel n'ont pas un comportement dilatométrique isotrope. Dans aucun de nos essais, les variations de longueur n'ont été exactement semblables aux variations de diamètre que l'on aurait pu attendre, en tenant compte de leurs dimensions respectives. Parfois même, les comportements en diamètre et en longueur sont opposés, une diminution de longueur s'accompagnant d'une augmentation de diamètre et inversement.

Expérience 66 (Figure 6). Avec la même vitesse de gel ($2\text{ }^{\circ}\text{C}$ par heure), dans les mêmes conditions, la même roche (Brézé) contenant 72% d'humidité de la porosité totale montre une réponse au gel totalement différente. A température positive, nous retrouvons la diminution de longueur liée au coefficient de retrait thermique. Le réchauffement qui apparaît après la période de surfusion précédant le gel indique le début de la congélation de l'eau libre. Elle correspond à une très faible dilatation, à laquelle fait suite une contraction importante et brutale de l'échantillon dès que la température

s'abaisse sous $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Cette contraction est due à migration de l'eau au sein de la roche. L'eau se déplace depuis les pores les plus fins, vers les pores plus grands partiellement vides où elle vient se congeler. Cette migration de l'eau se poursuit lorsque la température se maintient aux environs de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, mais elle est cependant très ralentie. C'est la réhydratation de ces pores fins qui explique la plus grande partie de l'augmentation de longueur de l'échantillon lorsque la température de l'échantillon augmente.

La variation de diamètre est fort semblable à la variation de longueur. Remarquons seulement que la diminution du diamètre est terminée alors que le retrait en longueur se poursuit pendant plusieurs heures, sans doute en relation avec l'existence d'un retard dans le refroidissement de certaines parties de l'échantillon.

Influence de la lithologie

La comparaison de la courbe obtenue lors de l'expérience 65 (Figure 7) avec la courbe de l'expérience 66 (Figure 6) que nous venons de présenter, montre le rôle que jouent les caractères des roches étudiées. Ces deux expériences sont en tous points

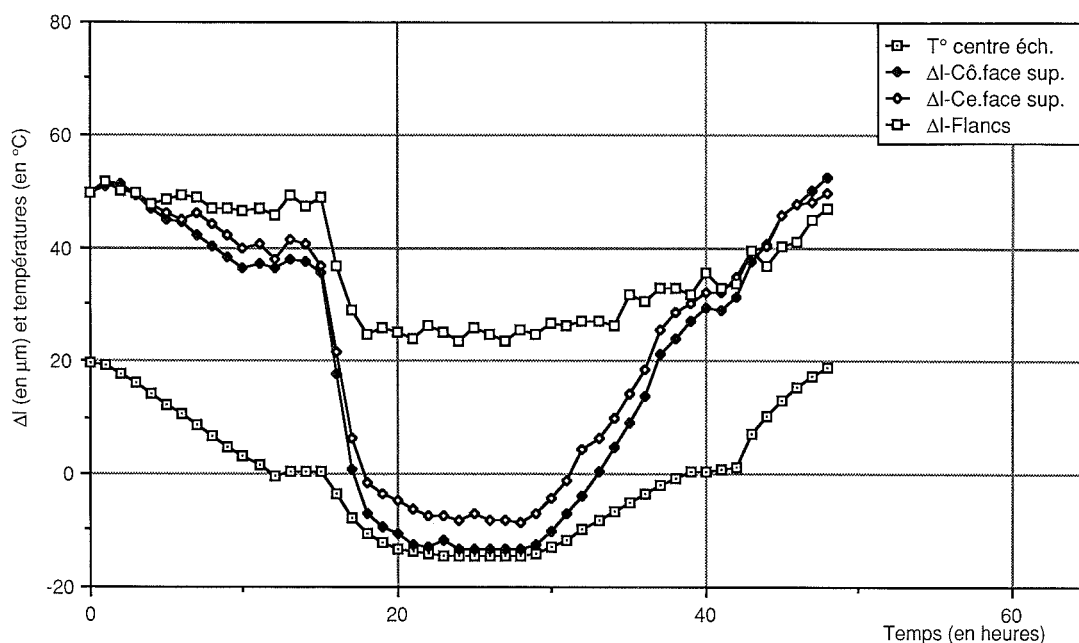


Figure 6 Expérience 66 (échantillon de Brézé BR9; avec 71,76% de la teneur en eau à saturation; vitesse de refroidissement de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{h}$). Légende: voir Figure 5.

semblables, avec une variation de température de 2°C par heure et un coefficient de saturation fort comparable (72% pour l'expérience 66 et 77% pour l'expérience 65). L'expérience 66 (Figure 6) est réalisée avec le tuffeau de Brézé et la 65 (Figure 7), avec du calcaire de Caen.

La forte rétraction obtenue avec le tuffeau de Brézé n'est pas observée avec le calcaire de Caen. Au contraire, pour cet échantillon, on observe avec le gel de l'eau libre une dilatation marquée, aussi bien en diamètre qu'en longueur, suivie par une légère contraction correspondant à l'extraction de l'eau des pores les plus fins de la roche à température négative. La différence de comportement entre les deux roches considérées doit sans doute être mise en relation avec la distribution de leurs pores selon leur taille. Comme le montre la figure 8, si la proportion de pores inférieurs à $1\ \mu\text{m}$ est de l'ordre de 35% pour le calcaire et de 45% pour le tuffeau, la différence est par contre considérable lorsque l'on considère les pores au rayon d'accès inférieur à $0,05\ \mu\text{m}$, qui sont reconnus comme ayant un rôle déterminant dans les variations dilatométriques (Hamès *et al.*, 1987). Nous pouvons constater qu'il y a environ 3 fois plus de pores de ce type chez le Brézé que chez le calcaire de Caen.

Influence de la vitesse de refroidissement

La comparaison des courbes obtenues lors des expériences 65 (Figure 7) et 62 (Figure 9), réalisées toutes deux avec du calcaire de Caen, montre enfin toute l'importance de la vitesse de refroidissement. L'expérience 65 avait permis de reconnaître une dilatation de l'échantillon pour un refroidissement de 2°C par heure; avec un coefficient de saturation comparable ($\pm 72\%$) et un gel à la vitesse de $-0,5^{\circ}\text{C}$ par heure, l'expérience 62 ne montre qu'une contraction de l'échantillon au moment où le gel se produit.

L'explication très vraisemblable est que, avec un gel très lent, n'apparaît pas un gradient de température suffisant au sein de la roche pour déterminer une migration de l'eau dans une direction particulière. Ce qui se produit par contre, même sans gradient de température marqué, est un déplacement local de l'eau depuis les fissures les plus fines vers les vides ou les fissures plus larges où de la glace est déjà formée; ce phénomène engendre une contraction de l'échantillon dans toutes les directions, ce qui est observé pour l'expérience 62 (Figure 9). Lors de l'expérience 65 (Figure 7), par contre, le gel est assez rapide pour limiter le déve-

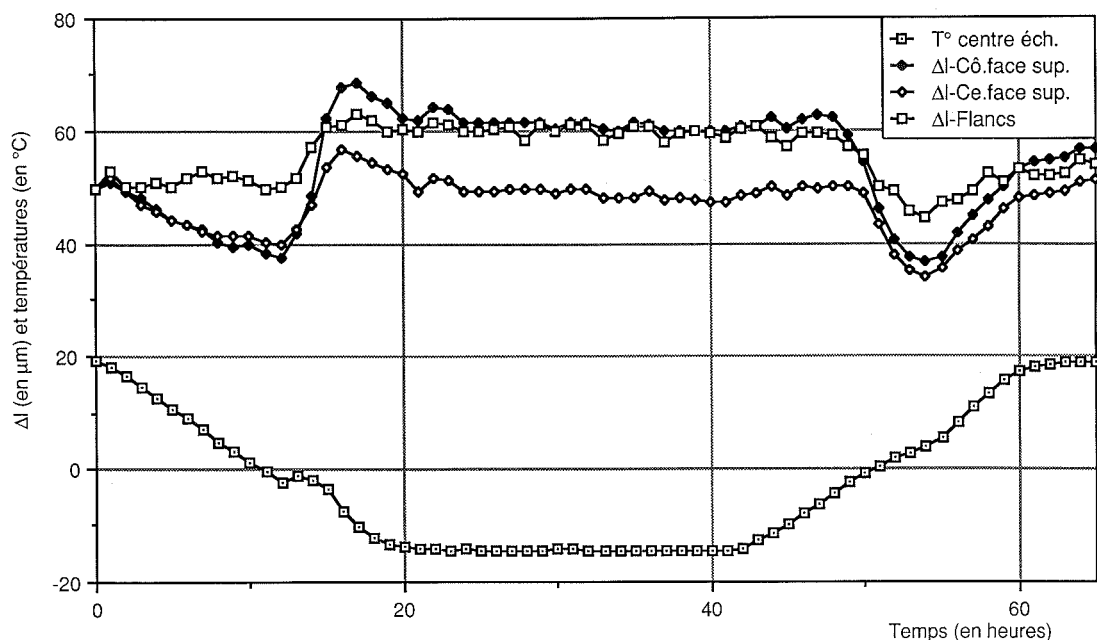


Figure 7 Expérience 65 (échantillon de calcaire de Caen GB4; avec 76,98% de la teneur en eau à saturation; vitesse de refroidissement de $-2^{\circ}\text{C}/\text{h}$). Légende: voir Figure 5).

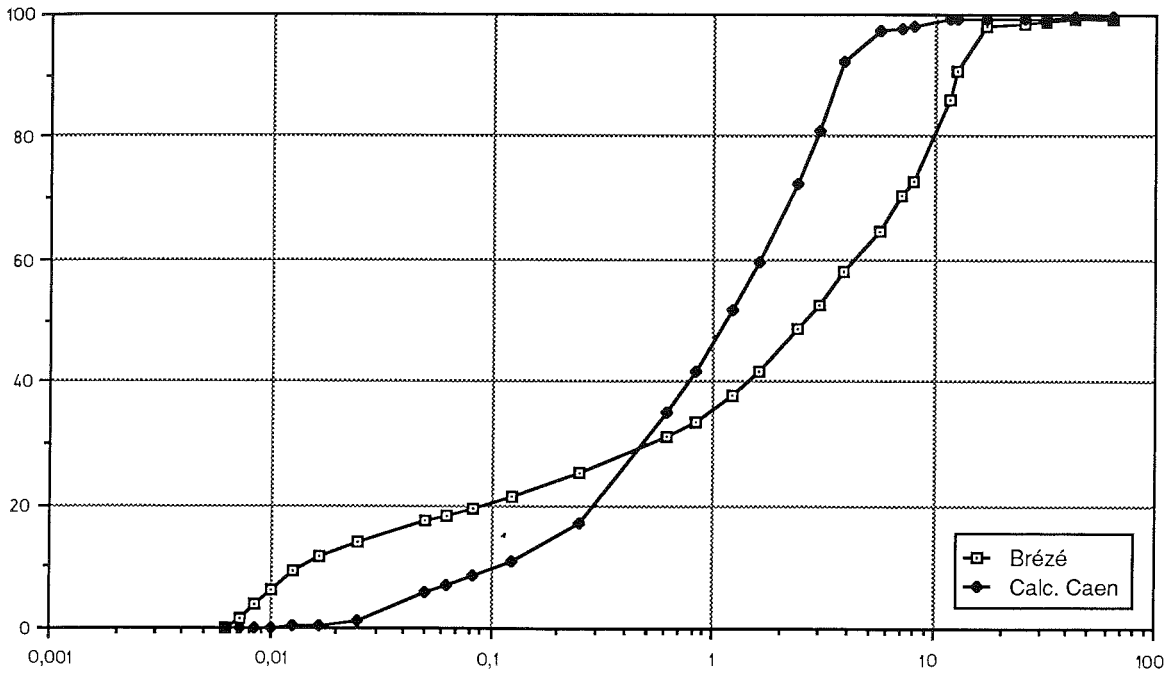


Figure 8 Courbes porosimétriques du tuffeau de Brézé et du calcaire de Caen: volumes cumulés des pores (en %) en fonction des diamètres des pores (en μm).

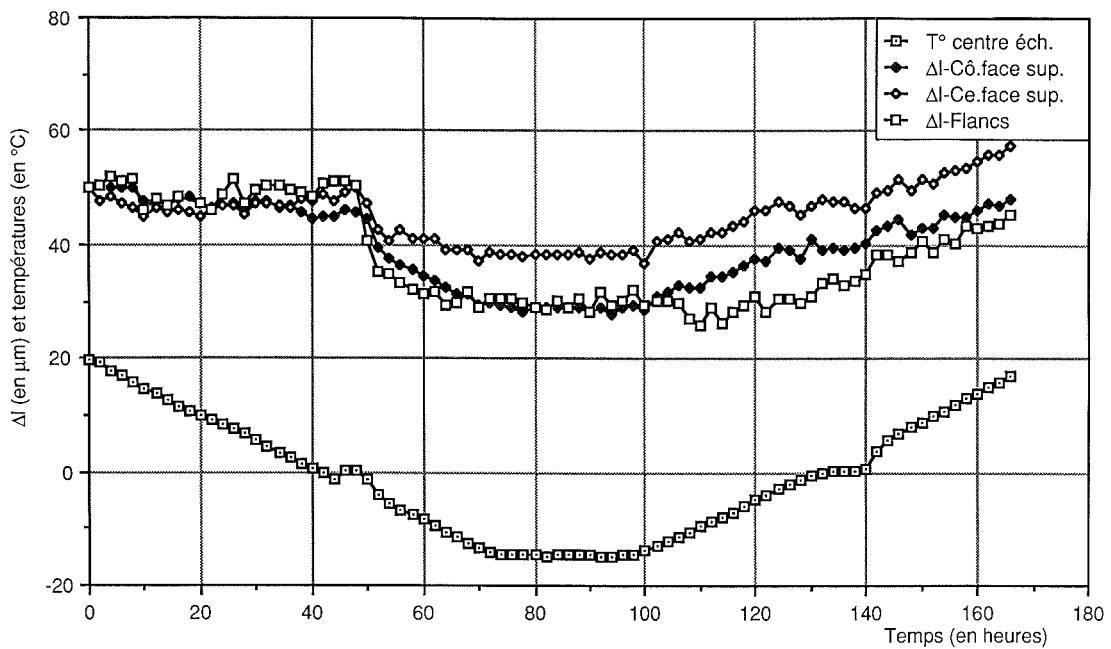


Figure 9 Expérience 62 (échantillon de calcaire de Caen GB1; avec 71,56 % de la teneur en eau à saturation; vitesse de refroidissement de $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C/h}$). Légende: voir Figure 5.

lancement de ce type de migrations; on peut remarquer que l'expansion volumique accompagnant le changement de phase de l'eau se répercute dans le comportement de la roche par le biais d'une expansion au moment du gel.

Influence déterminante de légères modifications du dispositif expérimental

L'expérience 65 (Figure 7), qui a déjà été décrite, peut être comparée avec les résultats de l'expérience 70 (Figure 10), réalisée également avec du calcaire de Caen et présentant des coefficients de saturation comparables (76,51 % pour l'expérience 70 contre 76,98 % pour l'expérience 65).

La différence essentielle entre les expériences que nous présentons maintenant (65 et 70, Figures 7 et 10) réside dans les conditions de gel des échantillons. L'expérience 65 a été réalisée dans des conditions rigoureusement identiques à celles appliquées à toutes les expériences décrites jusqu'à présent; elle montre la dilatation d'un échantillon exposé au refroidissement dans notre réfrigérateur qui constitue une enceinte non ventilée. Ces conditions expérimentales ont été modifiées pour l'expérience 70 qui a été réalisée en utilisant un ventilateur qui a

continuellement brassé l'air dans la chambre froide. Les conditions de refroidissement ainsi créées, avec un courant d'air froid soufflant horizontalement, sont indéniablement différentes de celles qui avaient eu cours jusque là, ce qui s'est traduit par des comportements dilatométriques des échantillons très différents au cours de ces deux expériences.

A la place de l'augmentation de longueur et de diamètre décrite pour l'expérience 65 (Figure 7), l'échantillon a subi, au cours de l'expérience 70 (Figure 10), une faible augmentation de longueur au moment du gel, suivi d'un faible retrait, tandis que le diamètre montrait une augmentation considérable. Cette augmentation a été rapide; elle s'est produite en moins d'une heure et correspond à l'apparition de glace près de la surface du cylindre. Il faut sans conteste mettre ces différences de comportement en relation avec des migrations différentes de l'eau non gelée au sein des roches lors des expériences 65 et 70, migrations induites par des directions de propagation du front de gel différentes.

Des mesures de la répartition de l'humidité au sein des cylindres gelés ont constitué une autre approche expérimentale de cette question et ont démontré la réalité de ces migrations d'eau. Un échantillon de Brézé saturé à 74,09 % et soumis à

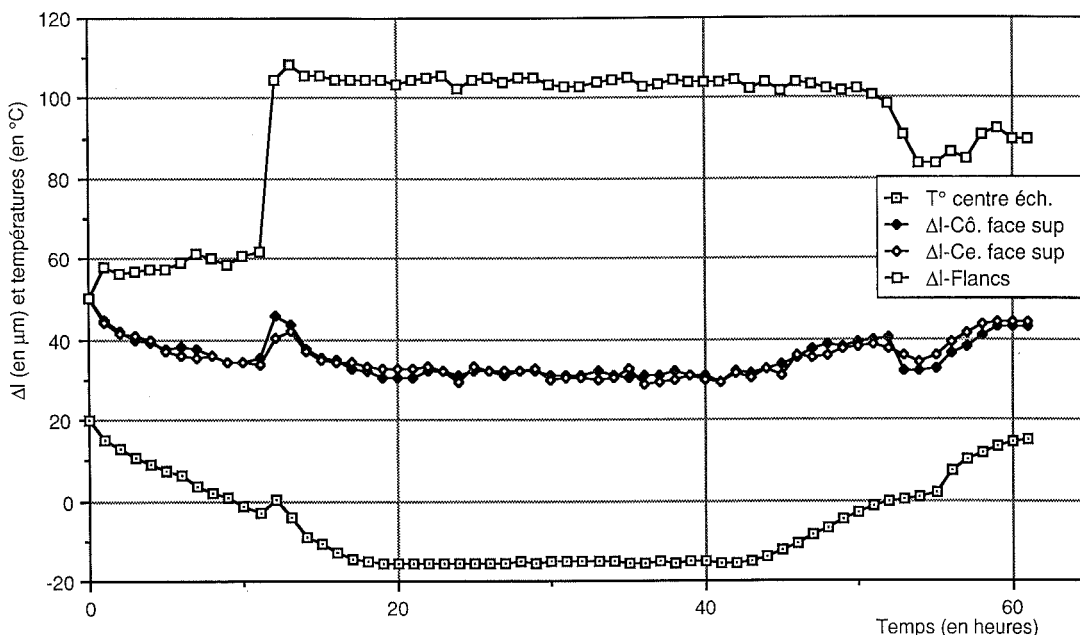


Figure 10 Expérience 70 (échantillon de calcaire de Caen GB4; avec 76,51 % de la teneur en eau à saturation; vitesse de refroidissement de -2°C/h). Légende: voir Figure 5.

un gel de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ par heure dans la chambre froide munie du ventilateur a été découpé, gelé, avec la scie à fil diamanté qui se trouve dans la chambre froide du Laboratoire de Glaciologie de l'U.L.B. La découpe de l'échantillon a été réalisée de façon bien précise (Figure 11), en trois tranches horizontales d'un centimètre d'épaisseur qui ont elles-mêmes été redécoupées de façon à déterminer 3 types de zones dans la roche: centrales (n° 5), intermédiaires (n° 3 et 4) et latérales (n° 1 et 2). Ces petits fragments de roche ont été pesés afin d'en évaluer le coefficient de saturation après le gel.

Les résultats ont été les suivants: les zones centrales avaient une teneur moyenne en eau de 48,15% par rapport au coefficient de saturation initial global; pour les zones intermédiaires, ce chiffre était de 52,98%; pour les zones latérales, ce chiffre variait entre 57,12% et 71,73%.

Cette observation nous amène donc à affirmer qu'une partie de l'eau s'est déplacée au sein de la roche vers les parois de celle-ci, en même temps que le cœur de l'échantillon s'asséchait. Nous constatons, pour l'ensemble de l'échantillon, une perte globale d'eau due à l'évaporation et à la sublimation qu'il a subies lors de son refroidissement; l'intervention de ce phénomène lors des expériences de gel est connue (Lautridou et Ozouf, 1978).

Cette migration de l'eau au sein de l'échantillon semble être le processus fondamental qui contrôle la réaction dilatométrique des échantillons au gel.

CONCLUSIONS

Les expériences rapportées ci-dessus montrent la complexité des variations dilatométriques subies par des échantillons de calcaire poreux humide soumis au gel. La complexité est grande et l'on ne

peut espérer comprendre les phénomènes qui si l'on mesure les déformations des échantillons dans différentes directions, ce que nous croyons être les premiers à réaliser. Les difficultés d'interprétation résultent principalement de ce que, en plus des changements de phase de l'eau, se produisent d'importantes migrations de celle-ci au sein de la roche. Ces migrations sont contrôlées principalement par la porosité de la roche et la direction de propagation du front de gel qui peut varier fortement pour de petites modifications des conditions expérimentales.

En raison de cette complexité des phénomènes, les résultats des mesures dilatométriques étaient mal compris et apparaissaient comme peu susceptibles d'éclairer les processus qui se produisent lors du gel. Il semble toutefois, à la lumière de ce que nous avons montré plus haut, qu'il devient maintenant possible, par l'étude de la dilatométrie, d'arriver à des interprétations relativement fines des mécanismes qui engendrent la destruction des roches.

Comme l'ont montré les courbes que nous avons présentées, le gel n'engendre pas toujours une dilatation des roches. C'est cependant lorsque celle-ci se produit que la roche est la plus susceptible de se rompre. Depuis longtemps, il est admis que des échantillons dont plus de 90% de la porosité est occupée par de l'eau sont brisés lorsqu'ils sont soumis au gel. Effectivement, la dilatométrie montre un gonflement dans toutes les directions des échantillons quasi saturés, ce qui correspond au processus de gel appelé éclatement (cf. expérience 59, Figure 5) (Ozouf, 1983; Letavernier et Ozouf, 1987). Mais la dilatation de la roche sous l'action du gel n'est pas seulement réalisée quand elle est proche de la saturation. Comme le montre très clairement la dilatation des flancs et la contraction de la longueur des cylindres de roches (expérience 70, Figure 10), des effets de dilatation dans une direction peuvent apparaître alors que la roche est fort loin d'être à 90% de la saturation. C'est le processus responsable de l'écaillage des roches qui est observé, à savoir celui qui fait apparaître au sein de la roche de la glace de ségrégation perpendiculairement à la direction de propagation du gel (Walder et Hallet, 1986). Ce mécanisme est bien connu, et clairement identifié par les fragments qu'il détache ou des mesures d'émissions acoustiques reflétant la propagation du gel dans les microfissures (Hallet *et al.*, 1991).

Mais la dilatométrie permet de voir encore d'autres migrations de l'eau, à savoir le déplacement de celle-ci des pores les plus fins vers les pores

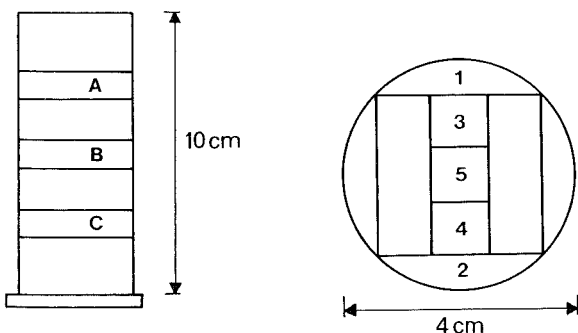


Figure 11 Plan de découpage de l'échantillon de Brézé gelé (voir texte).

les plus larges, phénomène qui engendre des variations dilatométriques essentiellement semblables à celles qui se produisent sous l'effet de phénomènes de séchage/humidification. Or, ces actions de séchage/hydratation sont réputées engendrer une désagrégation particulièrement efficace (Biro, 1968; Dunn et Hudec, 1972; Fahey et Dagesse, 1984; Pissart et Lautridou, 1974; Hamès *et al.*, 1987). La mise en lumière de ce processus et la possibilité de le mesurer permettent peut-être de donner des éléments de solution à la question posée par White en 1976 et qui reste partiellement d'actualité: 'Is frost action really only hydration shattering?'

De plus, l'importance du coefficient de saturation d'une roche soumise à la cryoclastie en milieu périglaciaire est connue (Matsuoka, 1991). La vitesse du gel est aussi depuis longtemps reconnue comme un des facteurs qui contrôlent la gélivation et tout le monde admet qu'un gel brutal est plus efficace qu'un gel lent (Thomas, 1938; Battle, 1960; Mellor, 1970; Blachere, 1979; McGreevy, 1982; Letavernier et Ozouf, 1987; Matsuoka, 1988). Les courbes dilatométriques différentes obtenues avec un gel lent (0,5 °C/h) et plus rapide (2 °C/h) permettent de démontrer que pour les roches étudiées ici, c'est le contrôle de la migration de l'eau qui est le facteur important.

Il faut encore insister sur l'extrême sensibilité des migrations de l'eau à l'existence d'un gradient de température dans la roche. Une variation faible des conditions expérimentales peut modifier complètement les observations dilatométriques en relation avec un déplacement de l'eau différent. Nous ne pouvons nous empêcher d'évoquer que, de la même manière, une très faible différence d'humidité dans des graviers au sein desquels sont enfouis des cylindres de limon engendre, à la place de la sortie des cylindres de limon, leur enfoncement dans les graviers (Pissart, 1990). Les actions du gel ont des effets fort différents à la suite d'un changement faible de certains des facteurs (Blachere, 1979).

Certains des phénomènes décrits dans le présent article ont été reconnus depuis longtemps. Thomas (1938) reconnaissait la contraction des échantillons sous l'action du gel sans pouvoir en donner une explication satisfaisante. Nous sommes conscients que nous ne parvenons pas encore à expliquer les particularités de toutes les courbes dilatométriques et notamment les variations de longueur se produisant à des températures supérieures à 0 °C. Les observations faites à ce jour montrent que de faibles différences expérimentales engendrent des modifications importantes des comportements observés. Nous poursuivons nos travaux dans un domaine

où il nous reste beaucoup à faire mais, avec la conviction que, à partir du moment où l'on comprend la cause des phénomènes observés, l'interprétation des courbes dilatométriques semble pouvoir faire progresser la connaissance des mécanismes complexes de la gélivation.

REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement le Professeur R. Souchez, directeur du Laboratoire de Glaciologie de l'Université Libre de Bruxelles, ainsi que Monsieur Tison, d'avoir collaboré au sciage de nos échantillons gelés à température négative dans leur chambre froide.

REFERENCES

- Battle, W. R. B.** (1960). Temperature observations in bergschrunds and their relationship to frost shattering. In: Lewis, W. V. (Ed.), *Norwegian Cirque Glaciers*. Royal Geographical Society Research Series, Vol. 4, pp. 83-95.
- Baver, L. D.** (1956). *Soils Physics*, 3rd edn. Wiley, New York, 489 pp.
- Biro, P.** (1968). *Contribution à l'étude de la désagrégation des roches*. Centre de documentation universitaire, Paris. 232 pp.
- Blachere, J. R.** (1979). Les essais cycliques de gel et de dégel et les théories de la gélivité. *Débats et rapports scientifiques du VIème Congrès International de la Fondation Française d'Etudes Nordiques: Les problèmes posés par la gélifraction, recherches fondamentales et appliquées (roches et matériaux artificiels de construction)*: Le Havre, 23-24-25 avril 1975, Editeur J. Aguirre-Puente, Paris, 2, 161-166.
- Dunn, J. R. and Hudec, P. P.** (1972). Frost and sorption effects in argillaceous rocks; Frost action in soils. *Highway Research Record* (Highway Research Board), 393, 65-78.
- Fahey, B. D. and Dagesse, D. F.** (1984). An experimental study of the effect of humidity and temperature variations on the granular disintegration of argillaceous carbonate rocks in cold climates. *Arctic and Alpine Research*, 16, 291-298.
- Gérard, R.** (1964). *Nouveaux critères de gélivité pour la réception des matériaux de construction*. Note d'Information Technique du Centre Scientifique et Technique de la Construction, Bruxelles, No. 50. 14 pp.
- Gérard, R.** (1969). Détermination de la résistance au gel des matériaux de construction par la porosimétrie à mercure, *Revue du Centre Scientifique et Technique de la Construction*, Bruxelles, 1, 6-15.

- Hallet, B., Walder, J. S. and Stubbs, C. W.** (1991). Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: verification from an experimental study of acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2**, 283-300.
- Hamès, V., Lautridou, J.-P., Ozer, A. and Pissart, A.** (1987). Variations dilatométriques de roches soumises à des cycles 'humidification-séchage'. *Géographie Physique et Quaternaire*, **41**, 345-354.
- Harasima, A.** (1966). Surface tension. In: Besançon, R. M. (Ed.), *The Encyclopedia of Physics*. Reinhold, New York, pp. 692-694.
- Lautridou, J.-P. and Ozouf, J.-C.** (1978). *Relations entre la gélivité et les propriétés physiques (porosité, ascension capillaire) des roches calcaires*. Colloque International UNESCO/RILEM sur l'Altération et la Protection des Monuments en Pierre, Paris, 1978, Report 3.3. 15 pp.
- Lehmann, H.** (1955). Die Beurteilung der Frost beständigkeit grobkeramischer Erzeugnisse mit Hilfe dilatometrischer Messungen. *Ziegelindustrie*, **8**, 569-574.
- Letavernier, G. and Ozouf, J.-C.** (1987). Résultats des recherches récentes sur la gélification des calcaires. *Inter-Nord* (Editions du CNRS), **18**, 53-63.
- McGreevy, J. P.** (1982). *Some Field and Laboratory Investigations of Rock Weathering, with Particular Reference to Frost Shattering and Salt Weathering*. PhD Thesis, Queen's University, Belfast, 486 pp.
- Matsuoka, N.** (1988). Laboratory experiments on frost shattering of rocks. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, **9A**, 1-36.
- Matsuoka, N.** (1991). A model of the rate of frost shattering: application to field data from Japan, Svalbard and Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2**, 271-281.
- Mellor, M.** (1970) *Phase Composition of Pore Water in Cold Rocks*. U.S. Army Corps of Engineer, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 292, 61 pp.
- Ozouf, J.-C.** (1983). *Comparaison de gélifractions naturels, de grèzes charentaises et de gélifractions fabriqués. Etude expérimentale et traitement statistique, Application des méthodes de l'analyse des données*. Thèse de spécialité, Département de Géographie, Université de Caen. 185 pp.
- Pissart, A.** (1990). Expériences sur l'origine des cryoturbations. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail 'Regionalisation du Périglaciaire'*. Comité National Français de Géographie. Commission pour l'étude des phénomènes périglaciaires, **15**, 27-34.
- Pissart, A. and Lautridou, J.-P.** (1984). Variations de longueur de cylindres de pierre de Caen (calcaire bathonien) sous l'effet de séchage et d'humidification. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. **49**, 111-116.
- Powers, T. C. and Helmuth, R. A.** (1953). Theory of volume changes in hardened Portland cement paste during freezing. *Materials and Construction*, **46**, 285-297.
- Powers, T. C.** (1958). Structure and physical properties of hardened Portland cement paste. *Journal of the American Ceramic Society*, **41**, 1-6.
- Thomas, W. N.** (1938). *Experiments on the Freezing of Certain Building Materials*. Department of Scientific and Industrial Research, (Great Britain), Building Research Station, Technical Paper, **17**, 146 pp.
- Walder, J. S. and Hallet, B.** (1986). The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine Research*, **18**, 27-32.
- White, S. E.** (1976). Is frost action really only hydration shattering? A review. *Arctic and Alpine Research*, **8**, 1-6.