

Plans d'eau glaciaires et isostasie dans les bassins de la Haute Ware et de la rivière Otter, Massachusetts (1 ère partie)

Gilbert Cestre

Volume 16, Number 39, 1972

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/021081ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/021081ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Département de géographie de l'Université Laval

ISSN

0007-9766 (print)

1708-8968 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Cestre, G. (1972). Plans d'eau glaciaires et isostasie dans les bassins de la Haute Ware et de la rivière Otter, Massachusetts (1 ère partie). *Cahiers de géographie du Québec*, 16(39), 419–458. <https://doi.org/10.7202/021081ar>

Article abstract

Durant de longues années professeur de géomorphologie à Clark University, Richard J. Lougee s'était particulièrement intéressé à la morphologie glaciaire de la Nouvelle-Angleterre et de l'est du Canada. Parmi les projets de recherche qui furent menés à bien sous sa direction et qui sont restés inédits, figure la présente étude, semblable quant au fond à la thèse complémentaire du doctorat soutenue à Paris en 1963.

La publication, sans cesse retardée, de ce modeste essai, n'a d'autre ambition que de permettre aux chercheurs intéressés de voir en action les méthodes d'investigation dont la minutie d'emploi a permis d'obtenir les résultats exposés plus loin. La zone choisie pour cette recherche se situe non loin de la ville de Worcester, Massachusetts. Aujourd'hui, des lacs de retenue recouvrent en partie le territoire étudié.

L'existence d'anciens lacs glaciaires paraît évidente, ne serait-ce que par l'abondance des formations subaquatiques telles que kames, eskers et deltas qu'on retrouve dans les vallées. La méthode consiste à repérer puis à utiliser tous les types morphologiques associés à l'évolution des lacs glaciaires et parmi lesquels figurent aussi les terrasses de kames, les dolines glaciaires (kettle-holes), les chenaux creusés par les émissaires de ces lacs, en particulier les chenaux marginaux du bord de la glace, entaillés dans le till en diagonale par rapport à la ligne de plus grande pente. En inscrivant sur un profil les altitudes les plus caractéristiques (souvent soigneusement précisées par des levés topographiques), il est possible de reconstituer les plans d'eau des anciens lacs glaciaires.

Si l'on ajoute à ce qui précède les expériences faites à l'aide d'un bac de sédimentation ainsi que les mesures d'inclinaison et d'indice d'éroussé de galets et de graviers suivant la méthode d'A. Cailleux, on obtient tout un ensemble de résultats qui paraissent bien confirmer :

- 1 - l'existence d'un profond espace interlobaire dans la région étudiée, au moment où la zone centrale du Massachusetts actuel connaissait la déglaciation ;
- 2 - le recul rapide d'une calotte de glace restée épaisse à sa lisière même ;
- 3 - le rétablissement de l'équilibre isostatique par des mouvements, parfois très vifs, de redressement de l'écorce terrestre ;
- 4 - la manifestation précoce et irrégulière d'un gauchissement vertical positif, de taux variable et articulé sur des charnières, connu sous le nom de Surrection de Hubbard et ayant affecté le sud de la Nouvelle-Angleterre.

**PLANS D'EAU GLACIAIRES ET ISOSTASIE
DANS LES BASSINS DE LA HAUTE WARE ET DE LA
RIVIÈRE OTTER, MASSACHUSETTS
(1ère Partie)**

par

Gilbert CESTRE

Faculté des Lettres, Université Laval, Québec.

AVANT-PROPOS

La hauteur à laquelle on trouve des dépôts charriés par la glace et abandonnés sur le sommet du Mont Washington dans l'État de New Hampshire (altitude 6 284 pieds (1 917 mètres) et point culminant de la Nouvelle-Angleterre) indique que la calotte glaciaire nord-américaine atteignit peut-être, dans cette région, 3 000 mètres d'épaisseur. Au cours du processus de disparition, cette immense masse de glace se liquéfia et retourna à la mer.

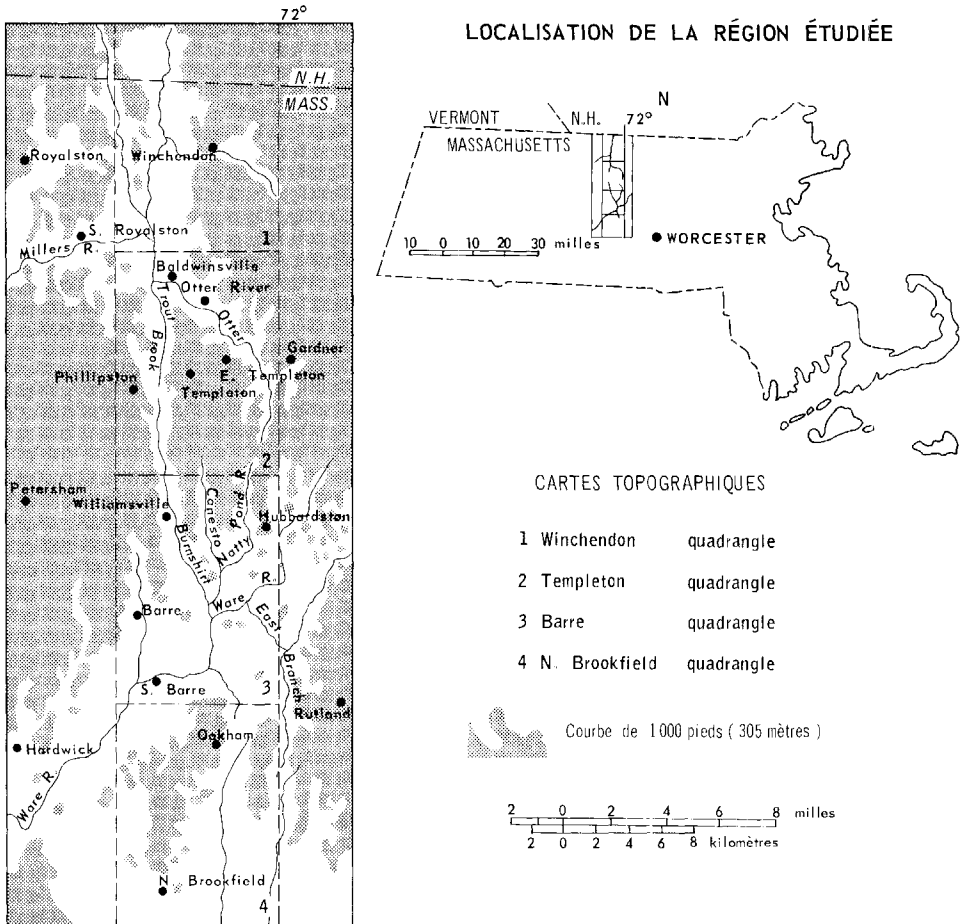
Il existe des différences d'opinion concernant la façon dont se produisit la déglaciation, bien qu'il soit généralement admis que le front de glace, en Nouvelle-Angleterre, recula en direction du nord-ouest. Des théories ont varié entre celle qu'on nomme *retrait normal* (elle fait intervenir une épaisse calotte de glace « vivante ») et un autre concept, désigné sous le nom de *stagnation*, dans lequel la calotte glaciaire est supposée avoir fondu sur place jusqu'à être d'une minceur telle que la glace restait stagnante, même à une distance considérable de la périphérie.

Le processus de retrait normal paraît bien s'observer aujourd'hui dans les inlandsis existants, et la présente étude aboutit aux mêmes conclusions en ce qui concerne la période glaciaire dans notre région de la Nouvelle-Angleterre.

Sous le poids énorme de la masse glaciaire, l'écorce terrestre de la région d'Amérique du Nord envahie par la glace, s'enfonça certainement de plusieurs centaines de mètres. À la fonte de la glace, l'équilibre isostatique tendit à se rétablir par gauchissement vertical positif de l'écorce terrestre. Un semblable état de choses a été reconnu en Scandinavie.

Le redressement, ou gauchissement vertical positif (pour des raisons qui apparaîtront clairement plus loin, on a évité l'emploi du terme bombe-

Figure 1



ment), en Nouvelle-Angleterre méridionale, a été étudié par Lougee et Vander Pyl (1951). Ceux-ci ont décrit ce qu'ils interprètent comme étant la plus ancienne indication du mouvement de redressement de l'écorce terrestre au cours de la déglaciation. Leurs mesures indiquent un taux de soulèvement régional allant de 8 pieds (1,5‰) à 18 pieds (3,4‰) par mille, ce dernier représentant l'une des plus fortes déformations de l'écorce terrestre de l'époque post-glaciaire alors reconnues dans le monde (Lougee et Vander Pyl, 1951, p. 281).

INTRODUCTION

Région étudiée

La région choisie pour cette étude est située sur les plateaux du Massachusetts central, dans le comté de Worcester, à une trentaine de kilomètres au nord-ouest de la ville du même nom (figure 1). Boisée à 80% et souvent

couverte de marécages, elle est, par endroits, très difficile d'accès. Cette région comprend le bassin de l'Otter River qui coule en direction du nord et une partie de celui de l'East Branch de la Ware River coulant vers le sud (photo 1).



Photo G. CESTRE

Photo 1 *STONE BRIDGE POND*. Petit lac artificiel. L'actuel seuil de partage des eaux, dépourvu d'écoulement, se trouve au-delà du lac, à la même altitude : 864 pieds (263,5 mètres). Dans le lointain, le Mont Monadnock.

Hydrographie adaptée au relief

Dans toute la région, le réseau hydrographique est très largement adapté au relief appalachien, orienté nord-sud. À remarquer que les rivières coulant vers le nord ont toutes un cours supérieur lent, sinueux, inextricablement mêlé à des marécages. Tout se passe comme si un mouvement de bascule du sol était à l'origine d'un tel ralentissement du drainage des eaux vers le nord.

Pénéplaine de Schooley

Le substratum rocheux est formé essentiellement d'une sorte de biotite graphitique et schisteux appelé schiste de Brimfield (communication personnelle de Lougee). Rarement, le bedrock perce le manteau de dépôts glaciaires et proglaciaires : till, galets, graviers, sables et boues. Ces plateaux font partie d'une vieille pénéplaine crétacée, dite pénéplaine de Schooley, fortement rajeunie et dont il ne reste que des témoins épars, sommets d'altitude moyenne de 300m environ. Ce rajeunissement est essentiellement préglaciaire. Quant à la dissection postglaciaire, elle est confinée à peu près exclusivement aux dépôts glaciaires, lesquels semblent d'ailleurs provenir d'une unique glaciation. En effet, la découverte, en 1958, de tourbe fossile à Millbury, Massachusetts, n'a pas permis de modifier ce qu'on sait d'une glaciation unique en Nouvelle-Angleterre. Les terrasses structurales manquent ou, en tout cas, ne peuvent être discernées avec certitude. Même la pénéplaine de Schooley est pratiquement inutilisable en tant que base précise de référence préglaciaire.

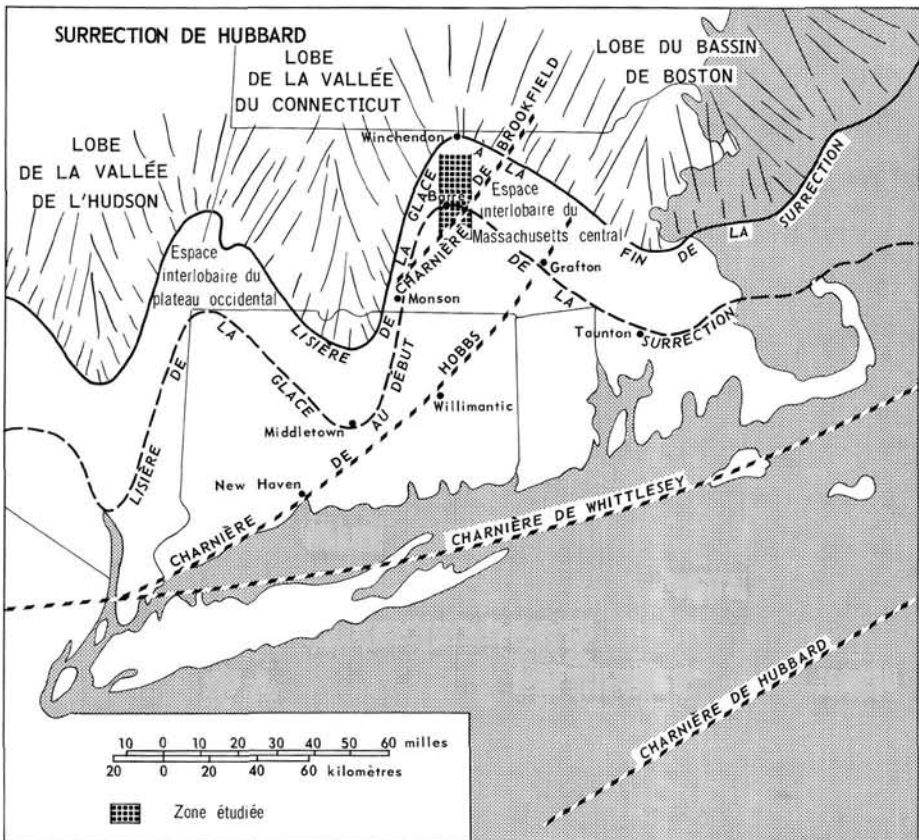
Au contraire, les plans d'eau des lacs proglaciaires marginaux sont d'une qualité telle qu'ils se prêtent à une étude précise. Grâce à des recherches effectuées en Nouvelle-Angleterre méridionale, et concrétisées surtout sous la forme de thèses et de mémoires présentés à l'Université Clark (cf. biblio-

graphie et plus particulièrement les travaux de George, Lord, Lougee Parmenter, Renney et Vander Pyl), il a été possible de mesurer les plans d'eau des principales vallées, de déterminer l'emplacement de la lisière de glace au commencement de la surrection de Hubbard et de localiser les lignes de charnière les plus importantes.

Espace interlobaire du Massachusetts Central

À l'époque où la dernière calotte glaciaire reculait vers le nord, l'aminçissement progressif de la glace permit à la topographie sous-glaciaire la plus élevée d'apparaître la première. Un espace interlobaire, sans doute tout à fait semblable aux espaces libres de glace et sans végétation de l'Antarctide actuelle, fut ainsi créé sur les hauteurs du Massachusetts Central avant que ne fussent découvertes des régions plus basses situées sous le lobe de la vallée du Connecticut à l'ouest et, à l'est, sous le lobe de Boston (figure 2).

Figure 2



D'après Lougee 1953

Dans la présente étude, on a limité les recherches à l'espace interlobaire, dans des régions où la lisière de glace reculait en direction de l'ouest vers la vallée du Connecticut.

Existence de lacs proglaciaires

L'abondance des dépôts deltaïques et des eskers qu'on remarque sur la carte topographique fournit une indication convaincante que des lacs proglaciaires occupèrent temporairement les vallées de l'Otter et de la Ware. Les kettles (dolines glaciaires) qu'on trouve à la surface de ces dépôts, indiquent une association étroite entre ces lacs et les dernières formes de la glace quaternaire. À mesure que la glace reculait, de profondes masses d'eau de fonte s'accumulaient contre le front de glace, dans de nombreuses vallées actuelles. Eskers, deltas, terrasses de kames, souvent criblés de dolines glaciaires, étaient formés de matériaux amenés dans ces lacs par de puissants torrents sous-glaciaires ou par des torrents de surface drainant des lacs barrés par la glace à des niveaux supérieurs.

Ainsi, pour l'essentiel, la présente étude consiste d'abord à repérer les niveaux des anciens lacs glaciaires pour, ensuite, reconnaître l'existence — ou l'absence — d'un gauchissement vertical positif du sol dont le taux pourra alors se calculer à partir des profils des plans d'eau. Toutefois, avant d'analyser l'évolution de la physiographie glaciaire, il ne semble pas inutile d'examiner de près les traits morphologiques le plus fréquemment rencontrés au cours de notre travail.

I. ESKERS, DELTAS, KETTLES (DOLINES GLACIAIRES), TERRASSES DE KAMES

Eskers du type décrit par De Geer

On considérera d'abord les eskers (oses, oesar) (photo 2) car on pense qu'ils sont à l'origine de nombreux deltas proglaciaires. D'après une théorie formulée par De Geer (1897), les eskers auraient été édifiés en eau profonde, dans des lacs ou dans la mer.

Des torrents sortant de dessous un front de glace en eau profonde, possédaient un fort courant et charriaient sable, gravier, galets et blocs pouvant atteindre le mètre cube. Ces matériaux lourds se déposaient à la sortie du tunnel, dès que la pression n'était plus suffisante pour les entraîner plus loin ; ainsi durent se former kames et eskers. Si l'eau était très profonde, les dépôts de galets ainsi formés n'atteignaient pas toujours la surface de l'eau ; mais quand la sédimentation se faisait avec assez de rapidité, ou si elle avait lieu pendant un ralentissement du recul de la glace, l'accumulation atteignait la surface de l'eau, ce qui déterminait la formation d'une terrasse. Ce recoupement d'une formation subaquatique indique la transformation d'un esker en delta et marque l'ancien niveau de l'eau.



Photo G. CESTRE

Photo 2 *Esker de l'Otter River (cf. figure 18). Le dernier node, à gauche, a été excavé dans le sens de l'esker. La maison est construite sur le node précédent.*



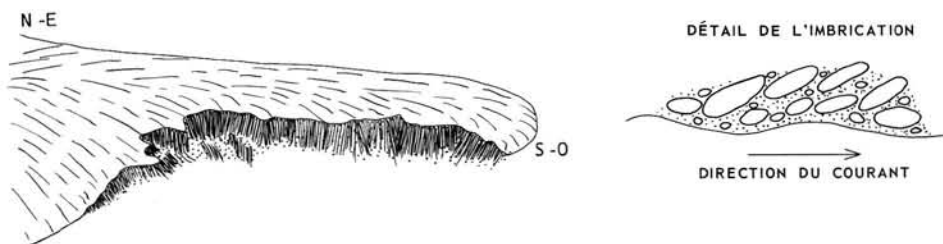
Photo R. J. LOUGEE

Photo 3 *STONE BRIDGE. Restes d'un esker transformé en gravière. À noter l'é-moussé des galets et des blocs.*

La puissance d'un torrent sous-glaciaire peut se déduire de la composition des matériaux charriés (photo 3). Blocs et galets n'ont pu être entraînés que par un courant extrêmement violent. Bien que les dépôts soient rarement stratifiés avec ordre, l'imbrication des galets montre néanmoins la direction que suivaient les particules, qu'elles fussent disposées par le courant ou orientées par gravité (figure 3).

Figure 3

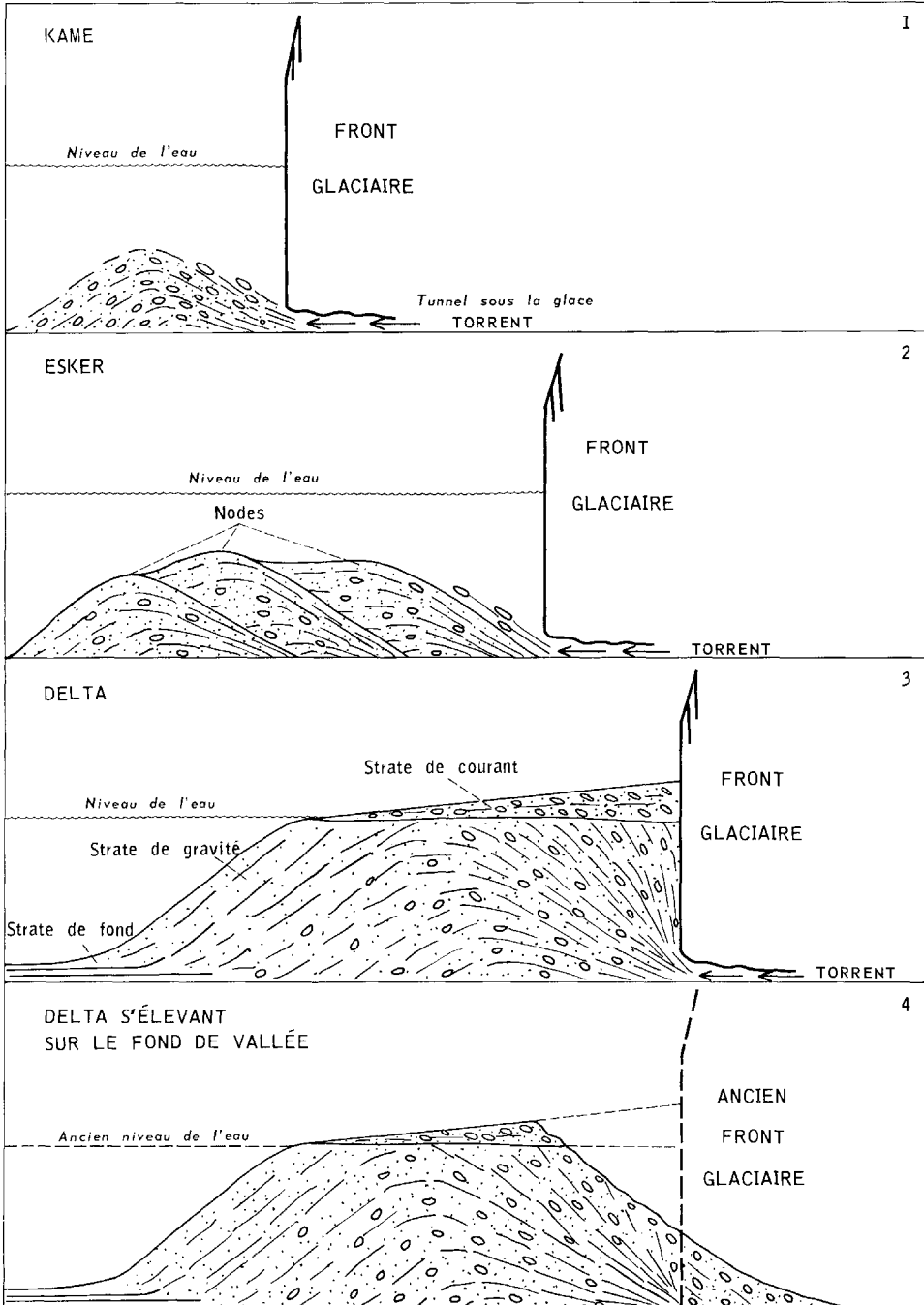
ESKER À 700 PIEDS (213.4 MÈTRES) À L'OUEST DE COLDBROOK SPRINGS



Les expériences de sédimentation dans l'édification des eskers montrent qu'aucune rivière ne peut construire un esker pyramidal typique à l'air libre. En revanche, ces dépôts de forme conique sont facilement réalisés sous l'eau dans les conditions qui prévalent là où le courant cesse brusquement. Les conditions idéales semblent réalisées à l'endroit où un torrent sous-glaciaire émerge d'un tunnel qui débouche à un front de glace noyé.

Figure 4

FORMATION DE KAMES, ESKERS ET DELTAS

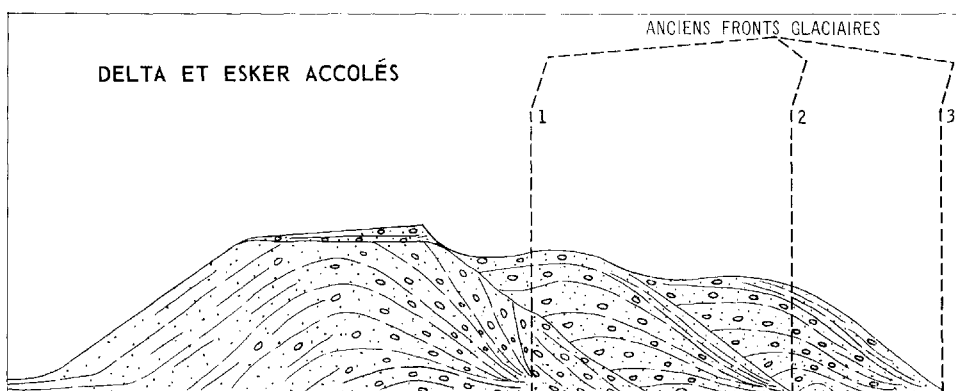


D'après De Geer et Lougee

Eskers-deltas et deltas

Si le processus d'accumulation réussissait à élever l'esker jusqu'au niveau de l'eau, une surface plane pouvait alors se développer à ce niveau. On désigne ce genre de dépôt sous le nom d'esker-delta, forme intermédiaire entre l'esker proprement dit et le delta proprement dit. Un delta peut avoir un esker accolé (appelé aussi esker-nourricier), la construction de l'une et de l'autre partie correspondant à des positions différentes du bord de la glace (figures 4 et 5).

Figure 5



Ce qui vient d'être dit d'un esker est vrai aussi de la manière dont se forme un delta proglaciaire, à condition que le processus de sédimentation soit assez rapide pour contrebalancer la vitesse du recul du front de glace. Les éléments les plus fins charriés par le cours d'eau et consistant en limon et argile, dérivent en suspension loin de l'embouchure submergée du tunnel. Cette forme de transport de la *charge en suspension* contraste avec le roulement et la saltation des galets, du gravier et du sable, ce qu'on classe comme *charge du lit*. Le front du delta tend ainsi à contenir un matériel moins grossier que les parties du delta en contact avec la glace.

Stratification dans les deltas

Dans un delta, la stratification est bien caractérisée (figure 4). On peut distinguer trois sortes de strates dans la section usuelle, de bas en haut :

1. La *strate de fond* (bottomset), qui forme la couche la plus basse, fait en réalité partie du fond du lac, lequel consiste alors en sédiments les plus fins (limon et argile) qui se sont déposés dans l'eau profonde où ils se trouvaient en suspension. Les *bottomsets* d'un delta sont d'ordinaire fossilisés par le type de matériel de couverture supérieur.

2. La *strate de gravité* (foreset) consiste en charge (sable et gravier) qui s'est déposée sous l'eau, selon un angle de repos dû à l'influence de la

gravité. Cet angle de repos est persistant, variable suivant les conditions de sédimentation, mais n'excède pas 37° . En eau très profonde, la pente atteint le maximum, tandis qu'en eau peu profonde, la sédimentation peut se faire sous l'influence combinée du courant (s'il est assez violent) en même temps que de la gravité. La pente peut alors s'abaisser sensiblement au-dessous de 37° .

3. La *strate de courant* (topset) recouvre le foreset et se compose de gravier étalé par l'eau courante coulant plus ou moins à l'air libre. Le niveau de l'eau dans laquelle a été construit le delta est marqué approximativement par la discordance entre les graviers du topset et les éléments généralement plus fins du foreset sous-jacent.

Les deltas du bord de la glace ont pu se former contre celle-ci des deux manières suivantes :

a) À partir d'un torrent sous-glaciaire construisant d'abord un esker, puis un delta. Dans ce cas, le processus se répète invariablement, puisqu'il ne saurait exister de delta sans esker préalable.

b) À partir d'un cours d'eau torrentiel se jetant dans un lac ou dans la mer en longeant une langue de glace. Dans ce cas, aucun esker ne se forme préalablement à la construction deltaïque.

Il ne semble pas y avoir de différence entre l'angle de repos d'une pente de contact avec la glace et celui d'un front de delta. Dans les deux cas, la pente est due à la gravité. Cependant, il faut encore distinguer entre les deux types de formations deltaïques car, dans le premier, le contact glaciaire ne se termine pas si brutalement que dans le second, d'où, souvent, la présence d'un esker nourricier, de kettles, le tout formant une zone tourmentée facilement reconnaissable et de pente générale plus faible que celle des lobes frontaux. En dehors du fait que le front de delta présente d'ordinaire des lobes de dessin plus régulier que ce ne serait le cas pour un contact glaciaire, ce dernier est souvent grêlé de dolines dues à la présence de la glace. Une étude de la morphologie du dépôt montrera que le front est surtout formé de sable, tandis que le contact avec la glace comprend surtout des galets, des blocs, et du till par endroits. La surface du delta est aussi en faible pendage en direction des parties distales, de sorte que les altitudes sont supérieures près des contacts avec la glace. C'est pourquoi la hauteur du niveau de l'eau doit être recherchée, non pas le long des parties proximales du delta, mais plutôt le long des parties distales, au sommet des lobes frontaux.

Expériences de sédimentation

Les conditions dans lesquelles on pense que se sont formés eskers et deltas proglaciaires peuvent être reproduites au cours d'expériences simples. Du sable sec versé sur une surface plane à l'aide d'un entonnoir formera un monticule conique avec des pentes d'environ 37° . De toute évidence, aucun courant n'est intervenu, et la gravité seule est à l'origine de l'angle de repos

et de la direction du pendage (figure 6). Si un mélange de sable et d'eau est versé par l'entonnoir, le résultat sera tout différent, avec l'aspect d'un cône très aplati (ou cône de déjections) à angles de repos égaux tout au plus à 5° . Ces angles de faible ouverture indiquent une association avec l'action du courant.

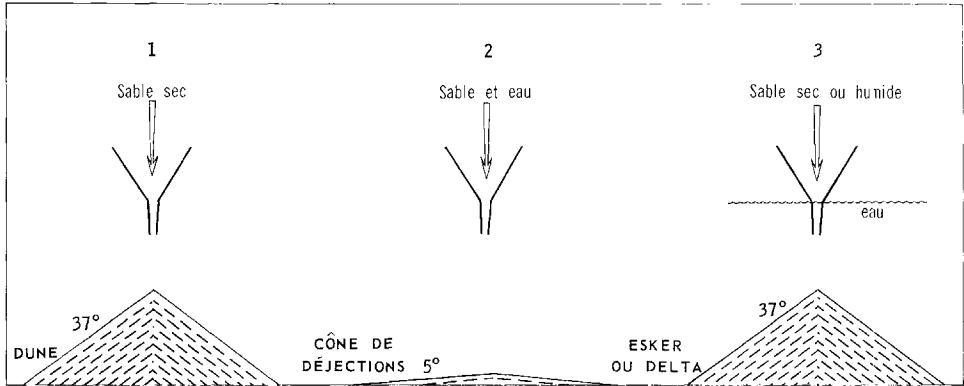


Figure 6 Expérience de sédimentation.

- 1— Versé sec, à l'air libre, le sable forme un cône d'environ 37° de pente par rapport à l'horizontale.
- 2— Un mélange de sable et d'eau, de consistance plastique, s'étalera en une masse de pente très faible, 5° en moyenne.
- 3— Sous l'eau, le matériel solide, versé sec ou humide, s'accumule de la même manière que le sable sec à l'air libre.

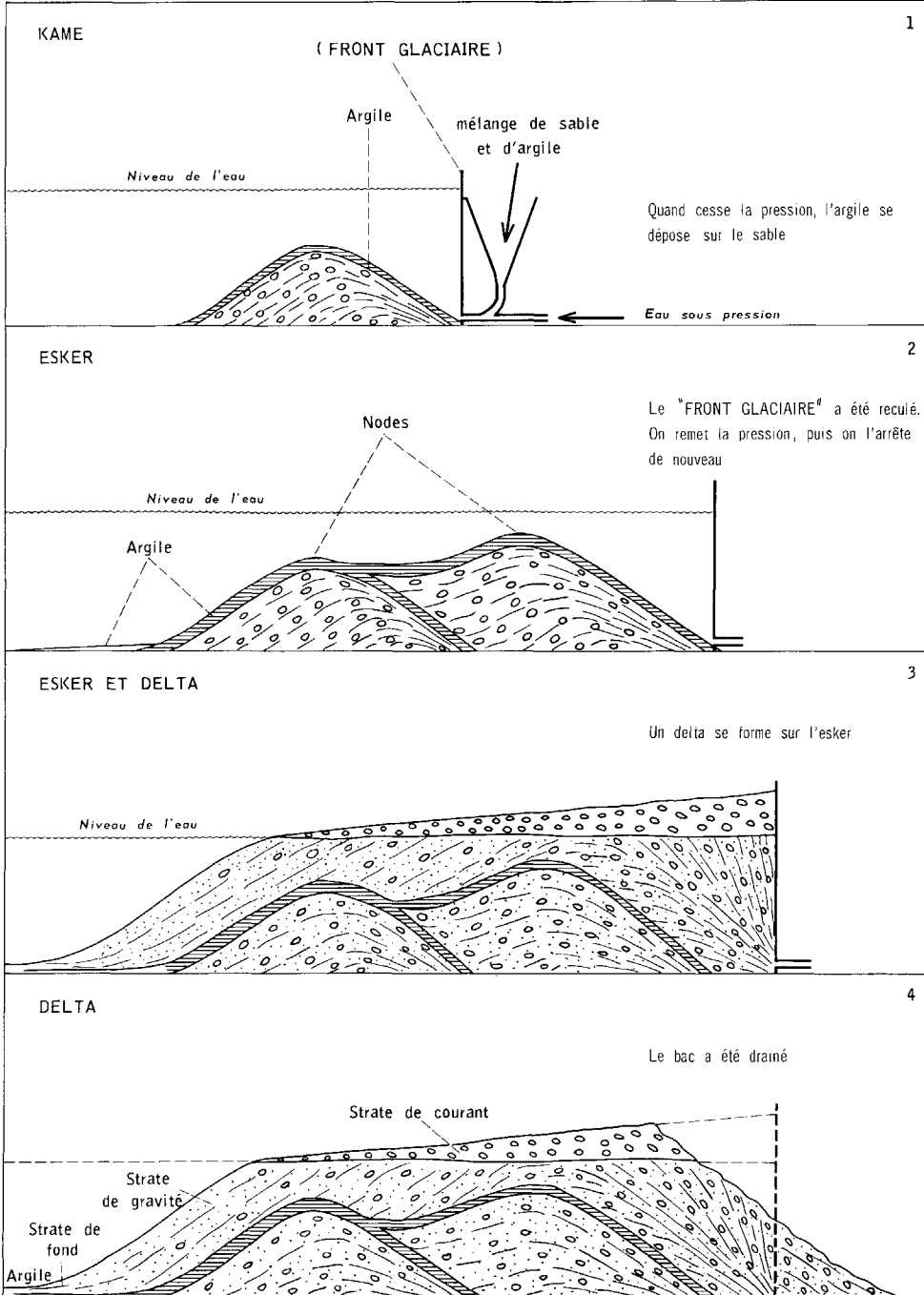
Quand on répète la même expérience, sous l'eau cette fois, et que les matériaux se déposent sous la seule influence de la gravité, de nouveau se forme un monticule à fortes pentes inclinées à 37° . Ainsi, les pentes raides observées dans les dépôts de gravier glaciaire sont un signe certain de formation subaquatique.

La charge peut former des pentes raides à l'air libre, mais seulement dans le cas de dépôt à l'état sec tel qu'on le trouve dans les dunes de sable par exemple. Avec du matériel fortement imprégné d'eau, de tels grands angles ne peuvent se développer que sous l'eau. Dans le cas des deltas proglaciaires, les zones de contact construites contre la glace s'éboulent à des angles de repos d'environ 37° , après que la glace a fondu, que le lac ait été alors drainé ou non.

La démonstration de ces principes a été faite par Lougee à l'aide d'un bac de sédimentation. Ce bac métallique mesure environ 1,20m au carré et 30cm de profondeur, un côté formé d'une paroi de verre épais permettant d'assister « en coupe » au déroulement de l'expérience. À ce réservoir est soudé un plan incliné sur lequel on a entassé un mélange d'argile et de sable. Le bac est situé un peu en contrebas du plan incliné et on le remplit pour les

Figure 7

EXPÉRIENCE À L'AIDE DU BAC DE SÉDIMENTATION

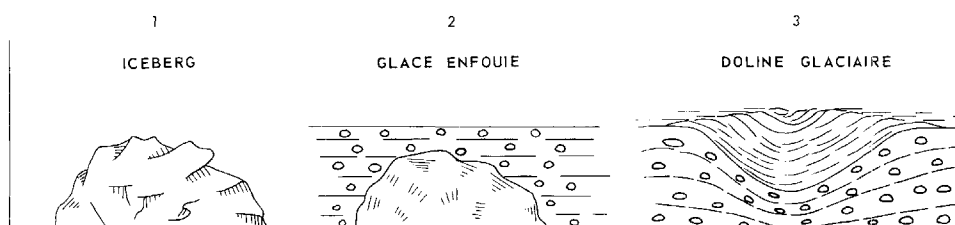


expériences à réaliser dans l'eau, ou bien on le draine complètement pour l'érection de dépôts subaériens.

Le courant fourni par l'eau sous pression d'un tuyau souple permet d'entraîner dans le réservoir le matériel entassé au préalable sur le plan incliné. Le mélange sable-argile permet d'observer la façon dont l'action du courant sépare ces deux éléments avant qu'ils ne se déposent de nouveau. L'argile reste plus longtemps en suspension dans l'eau et se dépose beaucoup plus tard que le sable ou le gravier. Grâce à la paroi de verre qui forme le côté du bac, il est aisé d'étudier la structure des eskers et des deltas en formation (figure 7).

Figure 8 *Les icebergs, détachés du front du glacier, flottent à la surface du lac (1) et finissent par être enfouis sous les alluvions (2). Ultérieurement, la fonte de la glace entraîne la formation d'une dépression, kettle-hole ou doline glaciaire (3).*

FORMATION D'UNE DOLINE GLACIAIRE



Dans leur structure interne, les eskers révèlent une prédominance de strates de gravité. Ainsi qu'il a déjà été dit, ce genre de stratification des graviers glaciaires ne peut guère s'établir que *sous l'eau*. Les expériences faites paraissent confirmer en tout point ce qui a été observé sur le terrain, et elles permettent de mieux comprendre et interpréter la morphologie des dépôts glaciaires stratifiés.

Kettles ou dolines glaciaires

On trouve, fréquemment associées aux zones de contact avec la glace, des *kettles* ou *kettle-holes* méritant, par leur formation, le nom de *dolines* glaciaires. Ces dépressions régulières, de contour généralement ellipsoïdal, de faible longueur ordinairement (entre 10 et 50 m souvent, bien que certaines atteignent deux ou trois cents mètres), n'ont été formées que là où il y a eu enfouissement rapide de la glace par les sédiments. Un processus, connu sous le nom de vèlement (*calving*) et qui se développe sur le front immergé des glaciers, est à l'origine des icebergs. Si ces icebergs sont enfouis sous une rapide accumulation de sédiments, ils laissent en fondant des creux caractéristiques à la surface des dépôts (figure 8). Ces dépôts grêlés seraient donc une indication de la rapidité de la sédimentation autour de la glace et non pas, comme on l'écrit parfois dans les études de glaciologie, une preuve de l'état de stagnation du glacier. Ces dolines sont toujours

associées à la présence de sédiments lavés et *ne se trouvent jamais, d'après notre expérience personnelle du moins, directement formées dans les tills.*

Terrasses de kames

Dans les anciennes vallées glaciaires, on découvre souvent des hautes terrasses étroites, irrégulièrement festonnées, de pendage plus accusé que les terrasses fluviales et formées d'un matériel généralement grossier et fortement émoussé tout à fait semblable à celui des eskers. Ce sont les terrasses de kames. Rappelons ici qu'une kame est le dépôt subaquatique élémentaire (le plus simple est un cône de matériel lavé et émoussé) qu'on trouve à la base de la formation des eskers et des deltas (figure 4).

De quelques dizaines de mètres de largeur — exceptionnellement cent mètres ou plus — dans les vallées de la région étudiée, leur développement latéral peut atteindre des valeurs plusieurs fois supérieures dans le cas des terrasses deltaïques de grandes vallées comme celle du Connecticut.

Le matériel, charrié de très loin parfois par les torrents marginaux qui dévalaient les pentes jusqu'au niveau de base local représenté par un lac proglaciaire, s'est accumulé au front de la langue glaciaire, dans le rentrant formé par cette dernière et le versant de la vallée. L'allure d'une terrasse ainsi formée dépend de l'équilibre réalisé entre la puissance du torrent — lequel creuse un chenal proglaciaire le long de la lisière de glace —, la quantité de matériel charrié et la vitesse du recul de la langue glaciaire. Parfois, cet équilibre est tel que la terrasse affecte la forme d'une chaussée pavée de galets et de blocs émoussés — de 100mm à 300mm de grand axe — et généralement plate. Parfois, la puissance du torrent et la quantité de matériel charrié permettent la formation d'un véritable delta, d'ampleur AB —

variable, qu'on désigne sous le nom de terrasse de kames deltaïque (figure 15). Fréquemment aussi, le matériel transporté par le torrent est trop abondant pour la puissance de ce dernier, et les éléments les plus grossiers tendent à s'accumuler à la rupture de pente que marque l'extrémité inférieure du chenal marginal. La terrasse affecte alors une allure irrégulière et quelque peu chaotique.

Quoi qu'il en soit, le matériel dont est formé une terrasse de kames est semblable à celui des eskers, et déposé sans stratification nette sauf dans les parties deltaïques. Deux différences essentielles permettent de distinguer eskers et terrasses de kames : les premiers sont délimités de part et d'autre du sommet par deux pentes négatives (les terrasses n'en ont qu'une du côté de la vallée car de l'autre elles sont comme soudées latéralement au versant), et le sommet proprement dit est dans l'ensemble plat pour une terrasse (même s'il est grêlé de kettles, cas très fréquent puisque la pente côté vallée est presque toujours un ancien contact glaciaire), tandis qu'il est toujours bombé (sauf bien entendu dans le cas des eskers-deltas), voire en dos d'âne, pour l'esker.

II. LE LAC OAKHAM, LAC BARRÉ PAR LA GLACE

Au début de cette étude, nous avons écrit que la région du cours supérieur de la Ware se situe là où devait exister un espace interlobaire sur le front de l'inlandsis. La restriction des zones de contact avec la glace aux faces nord et ouest des deltas situés près de Gardner, montre que les régions situées au sud et à l'est de cette ville furent les premières libérées de la glace. À la lumière d'indications de ce genre, il apparaît que la zone des plateaux situés tout autour de Gardner fut libre de glace plus tôt que la vallée du Connecticut à l'ouest.

L'étude du terrain a été grandement facilitée par l'emploi des cartes topographiques en courbes de niveau de 10 pieds (3,05 mètres) d'équidistance, à l'échelle de 1 : 31 680 (figure 1). Les levés topographiques indispensables furent effectués avec l'aide de R.-J. Lougee, à partir de repères de nivellement indiqués sur la carte. Les altitudes ainsi obtenues, arrondies au pied supérieur ou inférieur et déterminées à la mire et au niveau à lunette, ont été portées sur le profil d'ensemble qui accompagne cette étude (figure 13).



Photo R. J. LOUGEE

Photo 4 Delta exploité en sablière près de SOUTH BARRE. Les strates de courant et celles de gravité sont visibles ; ces dernières sont en pendage en direction du photographe.

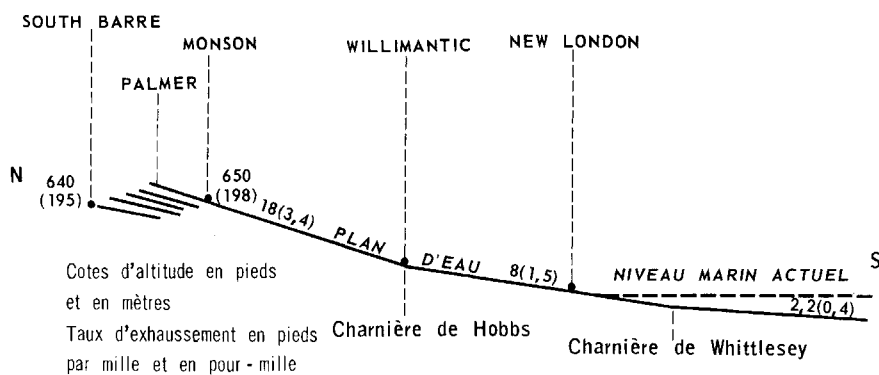
Niveau lacustre à 640 pieds (195 mètres)

Marqué par des deltas de 640p (195m) d'altitude (photo 4), il existe, à South Barre (angle sud-ouest de la feuille de Barre), un niveau lacustre dont l'origine correspond, croit-on, à un plan d'eau inférieur étudié plus au sud dans la vallée de la Willimantic River (Connecticut) par Lougee et Vander Pyl. Ces deux auteurs ont trouvé un niveau marin glaciaire qu'ils ont appelé le *Leverett Stage* et qui s'incline positivement à travers tout l'État du Connecticut, de New London (altitude zéro) jusqu'à Monson, Massachusetts, (altitude 650p (198,2m)) (figure 9).

Lougee et Vander Pyl montrent que le plan d'eau s'arrête à Monson parce que le mouvement de surrection du sol commença quand le front glaciaire fut parvenu à cet endroit. Le niveau de l'eau s'abaissait au fur et

Figure 9

**LE MOUVEMENT DE SURRECTION COMMENCE
QUAND LE FRONT GLACIAIRE A RECULE JUSQU'A MONSON**
(il s'ensuit une subsidence des niveaux lacustres)



D'après Lougee et Vander Pyl 1951

à mesure que la glace se retirait de Monson à Palmer vers le nord, et l'on pense qu'à un niveau inférieur, il devait correspondre à celui que nous avons étudié à South Barre à l'altitude de 640p (195m). Ainsi, il semblerait que le mouvement de surrection se soit largement développé avant que la glace ait libéré South Barre.

Lac Oakham

En remontant la Ware River, dans une région plus tôt libérée de glace, un niveau plus ancien a été repéré à 700p (213,5m) près du lieudit Coldbrook Springs. C'est un tel niveau que paraît indiquer le sommet aplati d'un esker situé immédiatement au nord de la route 122 et à l'est de la rivière. La présence d'un delta à 730p (222,6m) au sud de la route semble d'abord difficile à expliquer. Toutefois, d'autres deltas et des eskers qui furent examinés ultérieurement montrent qu'un lac proglaciaire, ici appelé Lac Oakham (du nom de la localité principale sur le territoire de laquelle il s'est développé), s'étendit pour un temps au sud-est de Coldbrook Springs. Ce lac, d'un niveau situé à 860p (262,3m), atteignait de grandes profondeurs (une trentaine de mètres par endroits) bien que les parties du lac situées au nord-est fussent peu profondes. Le premier émissaire de ce lac se trouve plus au sud, près de Muddy Pond (angle nord-est de la feuille de North Brookfield et figure 10).

LAC OAKHAM BARRÉ PAR LA GLACE ET NAISSANCE DU PLAN D'EAU DE LA WARE

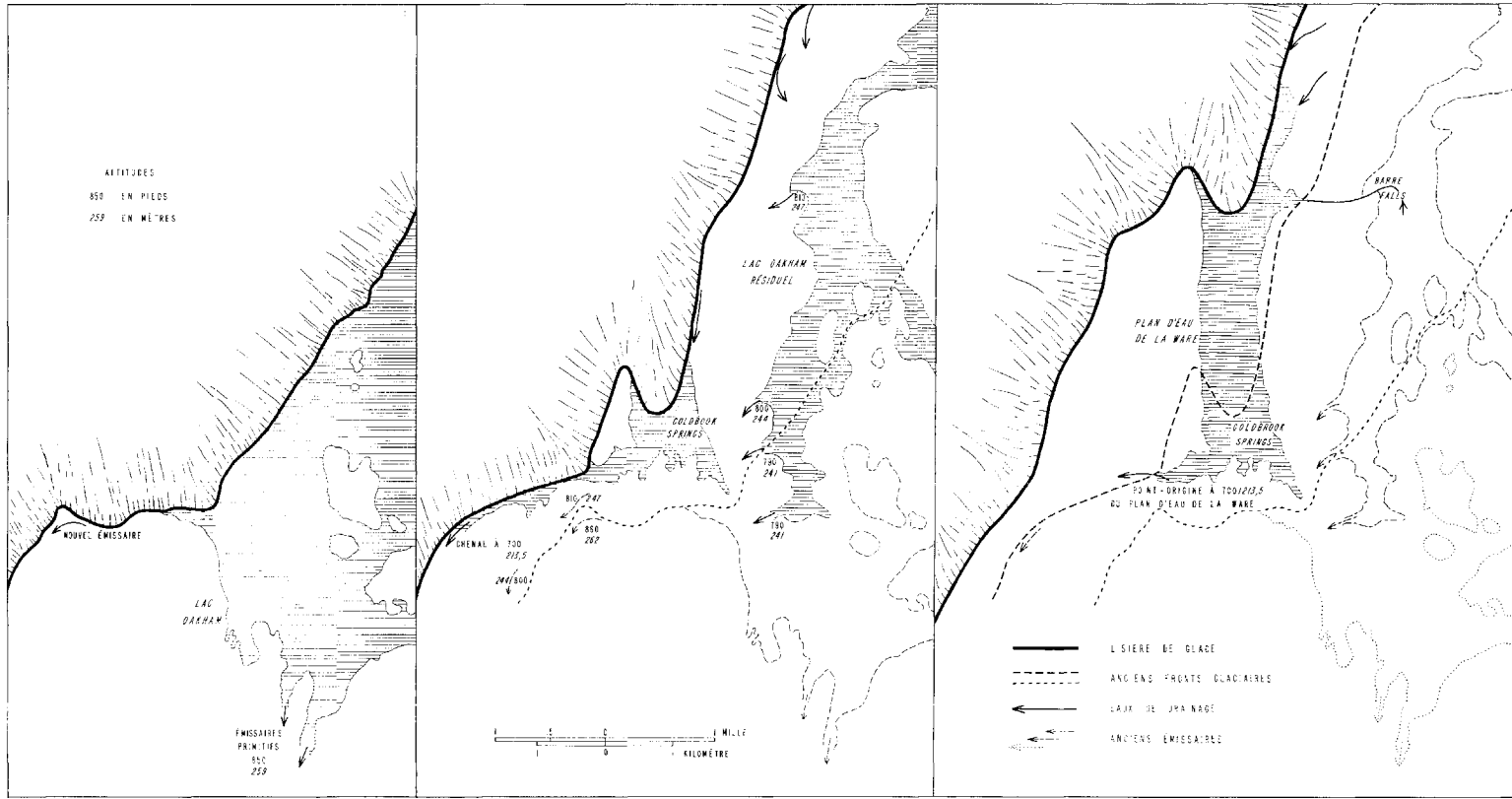
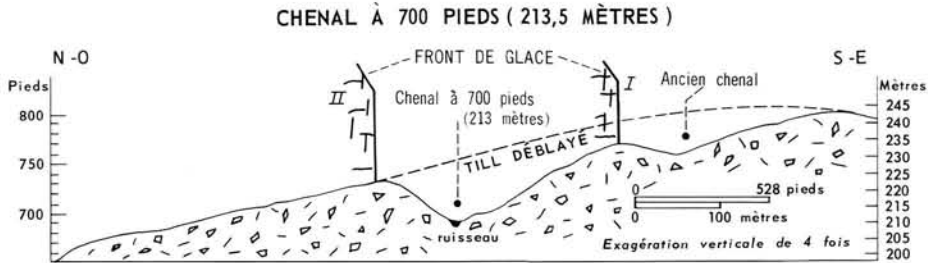


Figure 11 Ce chenal, en très forte échancre au flanc de la colline, est tout à fait typique des chenaux proglaciaires creusés le long du front de glace : c'est ce que paraît indiquer la dissymétrie des versants, elle-même due à la présence de la glace qui a permis le creusement du chenal en diagonale par rapport à la ligne de plus grande pente.



Tandis que le front de glace en recul découvrait le versant sud de la vallée de la Ware, près de l'aqueduc du Quabbin, l'eau du Lac Oakham devait s'échapper vers l'ouest en décharges successives le long du front de glace, comme semble bien le montrer l'existence d'un chenal proglaciaire marginal à 800p (244m), situé à quelque 1 750mètres à l'est du chenal à 700p (213,5m) (sud de la feuille de Barre et figure 10).

Aucun delta ne paraît témoigner du niveau de l'eau à 800p (244m), mais le chenal d'écoulement est clairement marqué, et une quantité d'eau considérable a dû se déverser par là. L'énorme masse d'eau allait finir par se décharger en creusant un chenal encore plus important dont la ligne d'écoulement a été abaissée jusqu'à l'altitude de 700p (213,5m) (figure 11).

La raison exacte pour laquelle le niveau du lac s'est maintenu temporairement à 750p (225,7m), puis à 730p (222,6m) (ainsi qu'en témoignent deux deltas situés au sud de la route 122), n'apparaît pas clairement, mais



Photo R. J. LOUGEE

Photo 5 *Chenal marginal à 700 pieds (213,5 mètres), vu de l'ouest; entaillé dans le till diagonalement à la ligne de plus grande pente.*



Photo R. J. LOUGEE

Photo 6 *Chenal marginal à 700 pieds (213,5 mètres), vu du nord. La lisière de glace se dressait parallèlement à la clôture tandis que s'incisait le chenal.*

Figure 12A

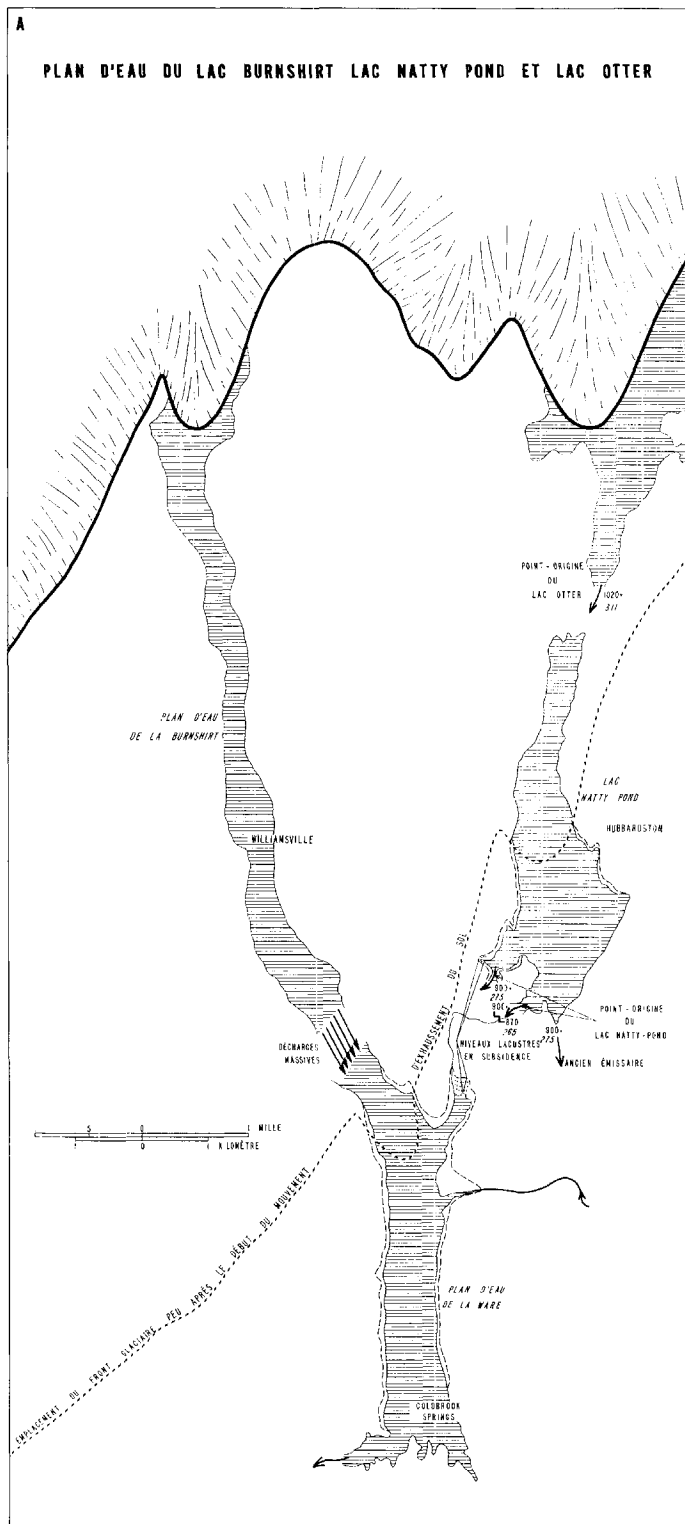


Figure 13

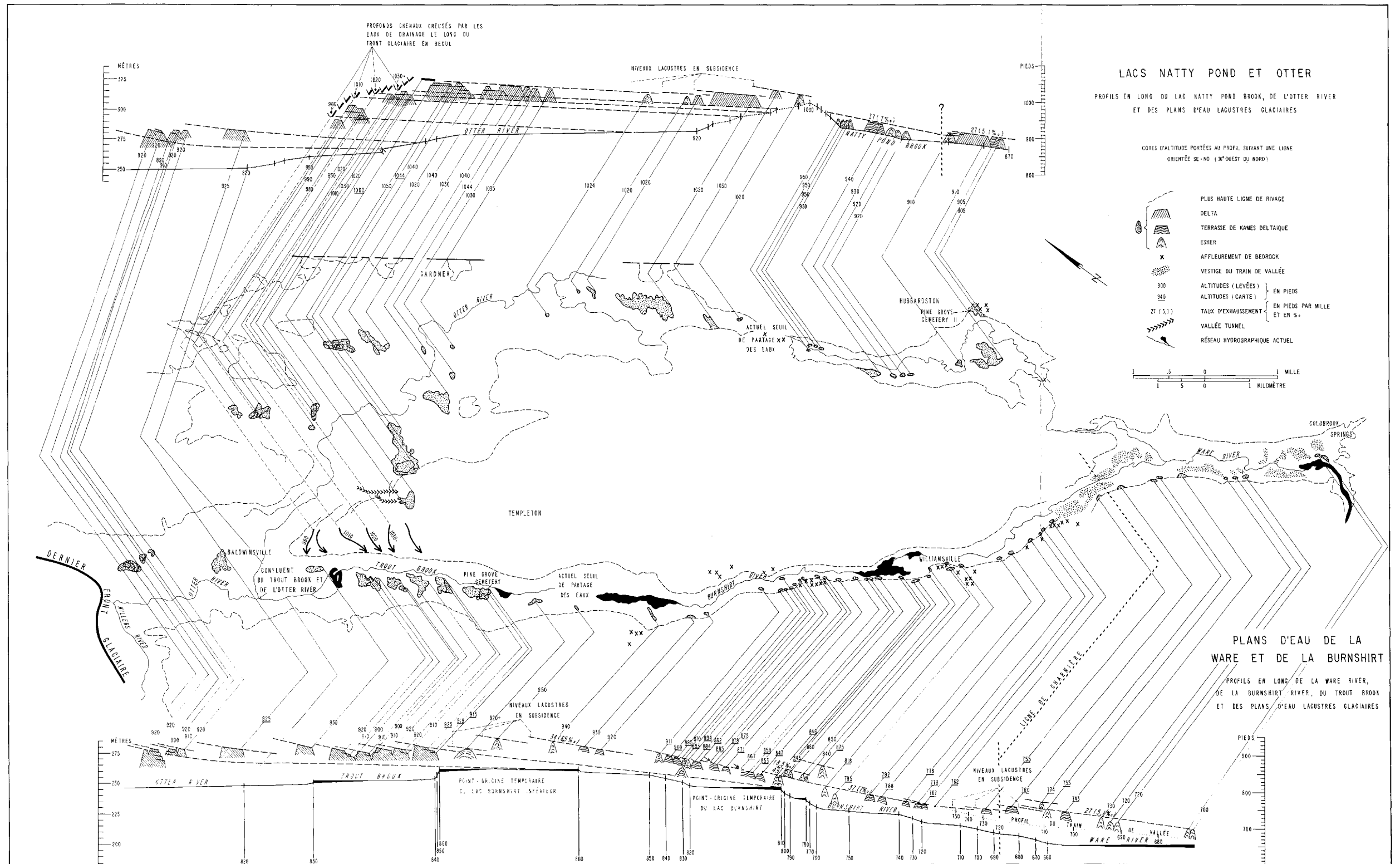
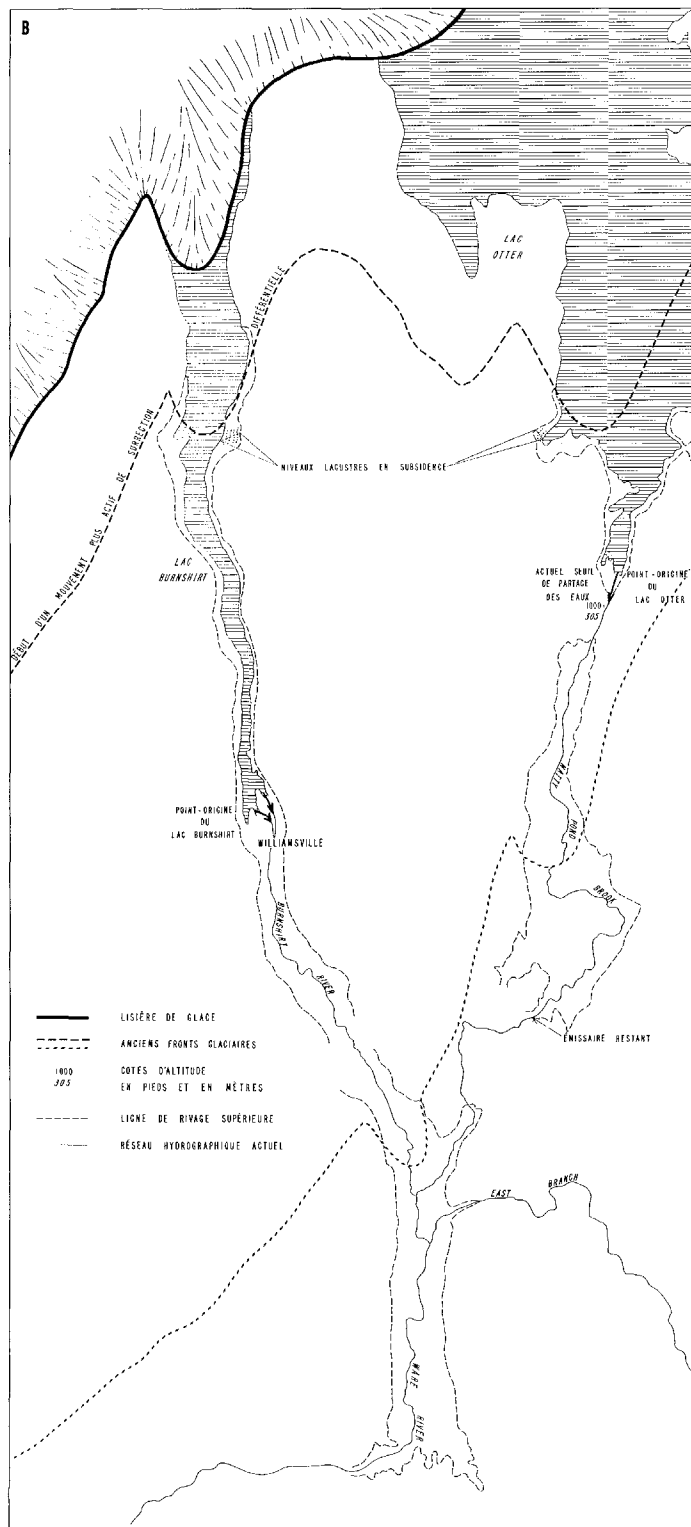


Figure 12B



il est permis de penser que la glace a pu faire obstruction à diverses altitudes. De toute manière, le recul devait être rapide étant donné l'enchevêtrement, en un même endroit, de kames, d'eskers, de deltas et de dolines glaciaires. Après un recul plus prononcé de la glace, les décharges du lac Oakham déblayèrent, jusqu'à 700p (213,5m), un profond chenal marginal (photo 5).

Chenal à 700pieds (213,5mètres)

Ce chenal (figure 11), long de 230m environ, a été soigneusement exploré à plusieurs reprises. Le fond est parsemé de blocs de granite, mais nulle part, le bedrock n'est apparent. Une épaisseur d'environ 15m de till a été déblayée et, d'après la forme asymétrique de ce chenal et son tracé en diagonale par rapport aux lignes de plus grande pente des versants recouverts de till, le front de glace devait se dresser le long de la bordure ouest (photo 6).

Ainsi qu'il a déjà été dit, cette région se trouvait à la lisière occidentale d'un espace interlobaire créé par les hauteurs du plateau du Massachusetts Central, et les chenaux proglaciaires dont nous venons de parler montrent comment la glace reculait ici en direction de l'ouest. Quand la glace s'éloigna du chenal à 700p (213,5m), le niveau du Lac Oakham avait atteint le bedrock de la ligne d'écoulement de la Ware près de la station de pompage. Cet endroit paraît être ainsi devenu le point-origine (ou niveau de base local) d'un nouveau lac qui allait noyer une partie de la vallée de l'actuelle Ware River.

La subsidence (l'acception de ce terme est ici celle qu'on trouve constamment sous la plume des géographes américains ; il signifie abaissement et s'applique aux lacs dont le drainage était causé par le surrection de l'écorce terrestre ou l'incision rapide de chenaux marginaux) du Lac Oakham, de 800p (244m) à 740p (225,7m) puis à 730p (222,6m), eut d'autres conséquences immédiates. La partie nord-est où le lac était peu profond (de 10 à 15 mètres) devint un lac séparé, de 3 à 4 mètres de profondeur au sud avec un nouvel émissaire à 790p (240,9m) à l'est de Coldbrook Springs. Cet émissaire temporaire a dû rester le point-origine du lac jusqu'à l'ouverture successive, vers le nord, de plusieurs autres canaux d'écoulement dont le dernier est celui de Barre Falls. Après le drainage du lac, l'East Branch de la Ware River établit là son cours post-glaciaire permanent, s'enfonçant d'environ 30 mètres à Barre Falls (figure 9).

III. PLANS D'EAU DES LACS BURNSHIRT

Quand la glace eut totalement disparu au sud de South Barre et que la vallée de la Ware fut ouverte entre South Barre et Coldbrook Springs, le fond de la vallée à cet endroit semble avoir été pour un temps le point-

origine pour les eaux d'un lac s'étendant vers le nord dans la vallée de la Burnshirt. Le témoignage de l'existence d'un Lac Burnshirt (figure 12), ou de plusieurs lacs, est fourni par les dépôts qu'on trouve disséminés de Coldbrook Springs au sud à Baldwinsville, 25 kilomètres plus au nord, tout au long des vallées de la Ware et de la Burnshirt. Kames, eskers, deltas et terrasses de kames deltaïques sont nombreux et se dressent au-dessus des lambeaux du fond de lac disséqué. L'érosion du fond du lac paraît s'être produite quand le lac s'est vidé et qu'une puissante rivière Burnshirt put épandre de gros galets et du gravier sur une épaisseur de 60 centimètres à 1 mètre par-dessus les sédiments fins avant de les disséquer en terrasses (photo 7).



Photo R. J. LOUGEE

Photo 7 Près du pont de la Hubbardston Road. Train de vallée avec superposition de gravier fluvial. À noter l'absence de stratification dans le dépôt majeur.

Abondance des dépôts proglaciaires

Comme les dépôts proglaciaires lacustres se succèdent pour ainsi dire sans interruption de Coldbrook Springs à Baldwinsville, et comme ils croissent en altitude, de 700p (213,5m) au sud à plus de 950p (289,7m) près de Templeton, à 19 kilomètres au nord, il semble probable que les plans d'eau du lac (ou des lacs) ont été fortement exhausés par un mouvement régional du sol. Les altitudes d'une série de dépôts marquant le niveau lacustre furent relevées et portées sur un profil pour en faciliter l'étude (figure 13). On comprendra que les mesures effectuées sur un antique plan d'eau ne peuvent pas toujours être obtenues avec une précision absolue, mais des différences de quelques décimètres ne sauraient changer le dessin général de l'évolution. Suit maintenant une description des principaux dépôts proglaciaires examinés ou mesurés.

Esker à 700 pieds (213.5 mètres)

Immédiatement au nord de la State Highway No 122, sur la rive gauche de la Ware, tout près du lieudit Coldbrook Springs ; un esker à sommet plat, d'altitude 700p (213,5m), marque les parties les plus méridionales du plan d'eau du lac. Un tel dépôt, véritable esker-delta comme en témoigne la mince strate de courant (environ cinquante centimètres d'épaisseur) dont son sommet est formé, paraît indiquer, en corrélation avec le chenal

de même altitude étudié plus haut, que le lac s'établit à la limite supérieure de l'action de creusement qu'on peut observer en aval, le long de la Ware au voisinage de la station de pompage. La Ware paraît avoir coulé sur la roche à cette altitude.

L'esker de Coldbrook Springs s'est révélé d'une importance exceptionnelle pour nos recherches, car son exploitation par une entreprise de travaux publics permettait d'en examiner la structure interne, dans l'axe, sur une cinquantaine de mètres. C'est ainsi que, sur les conseils de A. Cailleux, il fut procédé à une double étude : celle de l'inclinaison et de l'aplatissement des galets, lesquels montraient au premier abord, dans la partie la mieux dégagée de l'excavation, une imbrication intéressante, et celle de l'indice d'émoissé de galets et graviers de diverses grosseurs.

Mesure de l'inclinaison et de l'aplatissement des galets

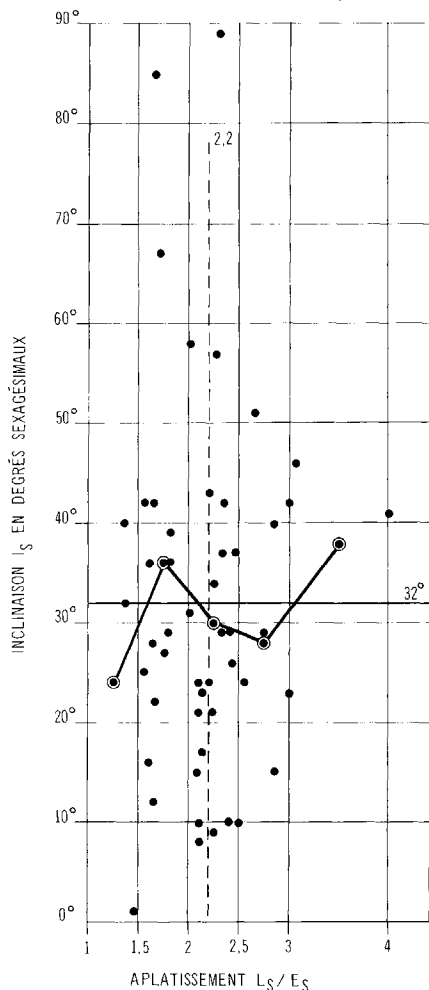
Au total, 69 blocs et galets furent étudiés *in situ*, dont 50 avec inclinaison vers l'amont (le terme amont désigne ici la direction d'où venait le courant du torrent sous-glaciaire) et 19 inclinés vers l'aval. L'étude a été faite en section perpendiculaire à la stratification, seule façon de procéder, eu égard aux dimensions respectables de la plupart des blocs (le plus gros atteint le mètre cube). Les mesures d'angles furent effectuées à l'aide d'un grand rapporteur transparent, gradué en degrés sexagésimaux et muni d'un fil à plomb. À noter qu'en dehors de l'imbrication relevée pour une série de galets bien orientés dans l'axe de l'esker, la stratification est des plus confuses, avec une énorme quantité de gravier et de sable colmatant parfaitement tous les espaces séparant les galets et les blocs. Rien de plus serré que le matériel dont est formé un esker ou un delta.

Le tableau ci-après donne les résultats obtenus ; L_s est la longueur, E_s l'épaisseur et I_s l'inclinaison des galets.

Blocs et galets de Coldbrook Springs		<i>Inclinés amont</i>		<i>Inclinés aval</i>	
		50	73%	19	27%
Médiane en centimètres	L_s	36,5		22,8	
Médiane en centimètres	E_s	18,1		12,9	
Médiane degrés sexagésimaux	I_s	32°		48°	
Aplatissement médian	L_s/E_s	2,1		1,8	

Les résultats ci-dessus sont à rapprocher de ceux publiés par A. Cailleux (1945, p. 383) mais la médiane d'inclinaison, avec 32°, semble au premier abord indiquer que nous avons affaire à une formation fluviale très inclinée.

ESKER DE COLDBROOK SPRINGS (Massachusetts)



Sur un graphique (figure 14), on a porté en abscisses l'aplatissement (L_s/E_s) et, en ordonnées, l'inclinaison en degrés sexagésimaux (I_s) des galets inclinés vers l'amont. À partir du nuage de points ainsi obtenu, une courbe a été construite reliant les aplatissements médians calculés de 1 à 1,49, 1,50 à 1,99, 2 à 2,49, 2,50 à 2,99, et au-dessus de 3. De plus, on a représenté la ligne médiane d'inclinaison en section (32°) et l'aplatissement médian (2,2), pour l'ensemble des points.

Figure 14 Mesure de l'inclinaison et de l'aplatissement des galets.

Galets inclinés vers l'amont : 73%

Inclinaison médiane : $I_s = 32^\circ$

Aplatissement médian : $L_s/E_s = 2,2$

L'allure anarchique de la courbe s'explique par l'influence de la gravité dans l'imbrication des galets de l'esker.

L'allure de la courbe appelle quelques commentaires. Même en éliminant le galet (aberrant ?) d'inclinaison 1, la courbe ne commence qu'à 36° , et de plus, ce n'est pas dans la section d'aplatissement 1-1,49 que nous trouvons les galets le plus inclinés. De même, pour l'autre extrémité de la courbe, 38° est une moyenne très élevée pour des galets d'aplatissement supérieur à 3. Devant de tels résultats, nous avons cherché à compléter les séries aux deux extrêmes d'aplatissement, mais les éboulements consécutifs à l'abandon de l'exploitation de l'esker n'ont pas permis d'effectuer ce travail de recherche. De toute façon, pour les raisons qui sont exposées plus loin, nous ne pensons pas qu'il eût été possible de changer radicalement l'allure de cette courbe, c'est-à-dire de la voir tendre vers 45° pour un aplatissement de 1, et vers 20° ou moins pour un aplatissement supérieur à 3. En effet, la forte inclinaison des galets très aplatis s'explique

probablement par une hydrodynamique très particulière ayant pour aboutissement la sédimentation de ce dépôt.

L'ordre dans lequel ont été observés et mesurés galets et blocs imbriqués de l'esker de Coldbrook Springs a été soigneusement noté et reproduit ci-après. On pourra regretter de n'avoir pu suivre l'axe de l'esker sur une plus longue distance, mais les résultats, tels qu'ils sont, paraissent déjà susceptibles d'interprétation. Les valeurs du haut indiquent le nombre des galets inclinés vers l'amont :

		<i>courant</i>													
N.E.		—————→												S.W.	
/	50	3	7	8	8	3	4	2	1	1	1	9	1	2	Tête de
\	19	2	2	2	1	1	1	1	1	1	3	2	1	1	l'esker

Vers le sud-ouest, l'excavation aboutissait à une vingtaine de mètres de l'extrémité (origine) de l'esker. Ainsi, en fin de recherches, nous arrivions au coeur même de la première kame, la plus tourmentée, celle où la stratification est le plus désordonnée. C'est, croyons-nous, la raison pour laquelle le nombre des galets inclinés vers l'aval est aussi grand que celui des galets inclinés vers l'amont (à l'exception de la série de 9), alors que précédemment, les séries étaient plus régulières avec des galets inclinés vers l'amont 3-4 fois plus nombreux que les autres.

Il semble bien que les constatations faites plus haut renforcent la théorie de la construction des eskers dans l'eau, à l'embouchure d'un tunnel sous-glaciaire parcouru par un torrent sous pression, lequel décharge violemment tous les éléments lavés et émoussés qu'il charrie. Le matériel éjecté avec force est projeté en direction de la surface de l'eau, puis, pour les éléments les plus grossiers, retombe sous l'effet de la gravité. Ainsi, au début de la formation d'une kame, les éléments s'entassent pêle-mêle sans stratification nette. Très vite cependant, les galets glissant le long des flancs du cône (kame) s'imbriquent les uns sur les autres sous l'influence de la gravité, d'où une imbrication due, non pas à la direction du courant mais à la gravité. Plus tard, dès que le recul de la glace permet la construction d'un esker allongé, l'imbrication de gravité indique en même temps le sens du courant (pourvu que les mesures soient faites dans l'axe de l'esker), et une nette majorité de galets est alors inclinée vers l'amont, c'est-à-dire dans la direction d'où vient le courant. Par ailleurs, un tel mode d'imbrication explique pourquoi les galets, quel que soit leur aplatissement, ont tous tendance à s'incliner fortement, le long d'une pente pouvant

atteindre un maximum de 37°. On conçoit, dans ces conditions, qu'un fort aplatissement ne soit nullement un obstacle, au contraire, à une position fortement inclinée vers l'amont.

Ainsi, l'esker de Coldbrook Springs a permis de vérifier :

1 – le sens du courant charriant les éléments dont est formé le dépôt ;

2 – la formation subaquatique des eskers dont la stratification est due pour une très large part à la gravité, laquelle s'exerce sur toutes les pentes du dépôt, d'où le caractère anarchique de cette stratification. Néanmoins, l'influence du courant redevient prépondérante au sommet de l'esker si ce dernier atteint la zone de turbulence des eaux près de la surface du lac. À Coldbrook Springs, notre esker se trouve coiffé d'une mince strate plus homogène, mieux ordonnée et, selon toute apparence, le résultat de l'action d'un violent courant. Il ne s'agit pas ici d'une surface deltaïque subaérienne proprement dite car l'aplatissement est peu marqué (une quinzaine de mètres de large) et, de plus, nulle part on n'a pu remarquer l'existence de couches frontales sous-jacentes ; néanmoins, seul un fort courant de surface a pu créer cette strate de sommet, étant entendu qu'un tel courant peut se faire sentir même à une certaine profondeur, variable selon la distance par rapport à l'embouchure du torrent sous-glaciaire et la puissance de celui-ci.

Mesure de l'indice d'émoissé

Formés comme il a été dit par de puissants torrents sous-glaciaires débouchant dans les lacs, les eskers ne contiennent que des éléments émoissés, jusqu'aux plus gros blocs de 1 mètre cube environ. À ce propos, il semble bien que, sauf exception que nous n'avons pas rencontrée, le mètre-cube représente le volume-limite approximatif qu'ait pu charrier un torrent sous-glaciaire. Il semble que ce soit moins une question de poids que de volume, et la raison de ce volume-limite résiderait dans l'usure extrêmement rapide à laquelle devaient être exposés les gros blocs morainiques. En effet, nous savons par ailleurs que la pression de l'eau pouvait, dans les tunnels sous-glaciaires, atteindre un chiffre phénoménal. Des blocs de 1, 2 ou 3 tonnes étaient projetés comme les plus petits et l'on en retrouve au beau milieu des eskers, à des mètres (environ 8 mètres, pour 3 tonnes, à Coldbrook Springs) au-dessus du niveau du torrent. C'est pourquoi, à la suite des mesures faites sur l'inclinaison, il a paru important de chercher à connaître l'indice d'émoissé des galets de l'esker de Coldbrook Springs.

Ont été étudiés, selon la méthode exposée par A. Cailleux dans le *Bulletin de la Société géologique de France* du 10 novembre 1947, p. 250-252, graviers et galets de granite et de gneiss mélangés (les premiers dans la proportion de 90% environ) de 5mm à 200mm de longueur L, répartis en six séries de 100 chacune, comme l'indique le tableau I. Ce tableau appelle quelques commentaires.

Tableau 1 *Indices d'éroussé moyens, Fluvioglacière : granite et gneiss*

		5 mm	10 mm	20 mm	50 mm	100 mm	200 mm	N
1 ^{er} Ordre	$\frac{2R_4}{L}$	304	316	358	390	653	452	100
2 ^e Ordre	$\frac{2R_2}{L}$	424	444	540	533	785	587	100
		600	595					100
3 ^e Ordre	$\frac{2R_3}{L}$			848	783			99
						1042		94
							761	98
		763						67
			694					54
4 ^e Ordre	$\frac{2R_4}{L}$			1120				20
					832			23
						1156		33
							896	49

Du premier au troisième ordre, l'indice d'éroussé a pu être mesuré pour chaque série de 100 galets à peu près complète. Seul, l'indice du quatrième ordre est plus rare et, fait à noter, le minimum en nombre est atteint pour les galets de 20mm (20) et de 50mm (23) de L. Ainsi, la plupart des galets et graviers sont du type à trois parties saillantes, mais 41% du total des six séries présentent un quatrième saillant, bien moins accusé que les autres. L'indice d'éroussé de ce quatrième arrondi (et même du troisième) est parfois supérieur à 1, ce qui parut d'abord surprenant, étant donné que nous obtenons ainsi un rayon de courbure plus grand que la moitié de la longueur du galet, soit :

$$r_4 > \frac{L}{2}$$

Néanmoins, de tels résultats sont possibles.

Dans l'ensemble, les variations de l'indice d'émoissé se produisent dans le même sens pour les quatre ordres. À ce sujet, remarquons, pour chaque ordre, que l'indice le plus fort est atteint dans la série des galets de 100mm de L. Une telle régularité n'est peut-être pas un fait d'exception. Dans un esker, le maximum d'émoissé se produirait sur des galets de 100mm de L alors que dans le fluviatile ou le marin, il est le plus souvent supérieur dans la série des 20mm et surtout des 50mm (*Bull. S.G.F.* 10-11/47, p. 252).

Il semble en aller de même pour le fluvioglacière, si l'on se réfère au petit tableau ci-après, réalisé à partir de renseignements empruntés au tome III de *l'Initiation à l'étude des sables et des galets*, par Cailleux et Tricart, 1959. Seules figurent les valeurs les plus élevées dans leur catégorie.

No de page	Localité	Nature du dépôt et de la roche	Médianes $2r_2/L$		Médianes $2r_1/L$	
			20 mm	50 mm	20 mm	50 mm
79	St-Vallier	Fluvioglacière gneiss		363		495
82	Wettolsheim	Fluvioglacière granite		345		

On sait que dans le fluviatile l'indice d'émoissé croît avec la puissance du cours d'eau ; c'est pourquoi il paraît normal de lier les hauts indices obtenus dans l'esker de Coldbrook Springs à la puissance du torrent sous-glaciaire et à l'érosion tourbillonnaire (cf. galets de marmites décrits dans Cailleux et Tricart, 1959, p. 242-43). L'usure des blocs charriés par le torrent devait se faire très rapidement, d'où le matériel parfaitement lavé et très émoissé d'un esker.

Il ne semble pas possible de tirer de ce fait des conclusions générales, d'autant plus que le maximum d'indice peut varier d'une série à l'autre selon les circonstances locales. De nombreuses autres études seraient nécessaires pour tenter d'établir ce qu'on pourrait appeler la loi du maximum d'émoissé dans les eskers et les dépôts proglaciaires. En fait, il semblerait que seuls, les eskers et les terrasses de kames contiennent des éléments assez variés pouvant fournir des mesures comparatives à l'intérieur d'un même dépôt. Les deltas par exemple sont généralement de formation trop homogène pour offrir une variété suffisante. D'où l'intérêt certain des eskers, kames et terrasses de kames. Il y aurait là toute une étude à faire.

De la double étude qui précède, on peut, semble-t-il, conclure à l'existence intermittente (les eskers ne sont pas très longs dans cette vallée) de puissants torrents sous-glaciaires qui n'ont cependant pas eu le temps d'ériger des deltas. Ce dernier fait tendrait à mettre l'accent sur la très grande rapidité du recul de la glace. Nous aurons à maintes reprises à constater cette rapidité. Ainsi, contrairement à la situation actuelle au Groenland ou dans l'Antarctique, notre région a vu la décharge, en surface ou sous la forme de torrents sous-glaciaires, d'énormes quantités d'eaux de fonte ; d'où l'existence éphémère d'innombrables lacs proglaciaires et l'accumulation de toutes les formes du bord de la glace que sont les deltas, les eskers et les terrasses de kames.

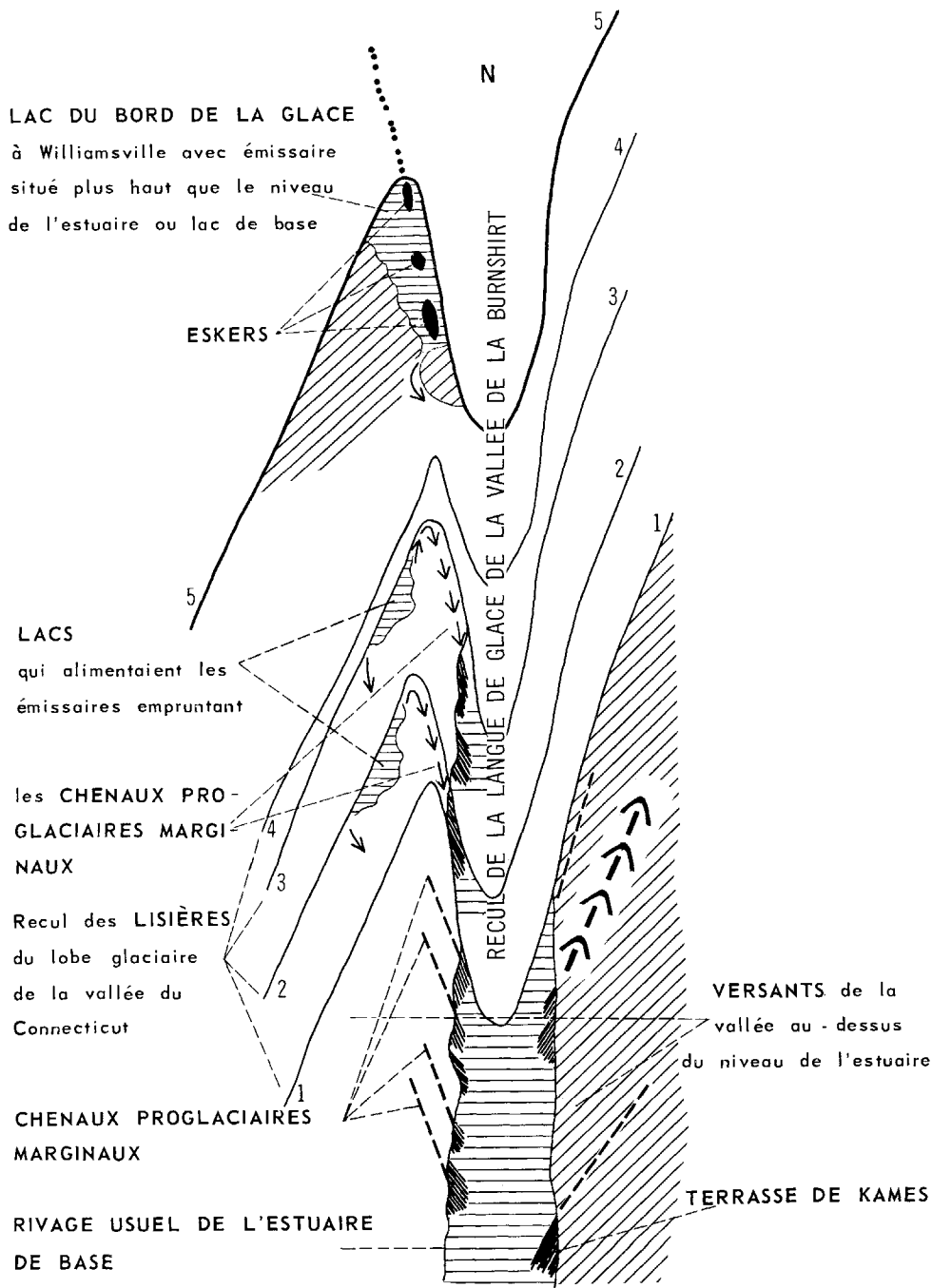
À l'ouest du confluent de la Burnshirt River avec le Canesto Brook (à 3,5 kilomètres au nord de Coldbrook Springs) et à l'ouest aussi de la voie ferrée, un esker qui se termine par une terrasse de kames deltaïque a été plus particulièrement étudié. Un levé topographique fut fait à partir d'une cote marquée sur la carte à 738p (225m) à l'angle de deux routes. Sur la petite route menant vers le nord et tracée sur la surface même de la terrasse, l'altitude moyenne du sommet plat est de 743p (226,6m). Cette altitude représente le niveau du lac proglaciaire à quelque 3 kilomètres au nord de Coldbrook Springs.

Un examen attentif de la carte topographique permet de constater que les terrasses de kames deltaïques et les eskers ont été surtout formés contre le versant ouest de la vallée. On peut expliquer ce fait par la direction dans laquelle reculait le front glaciaire, vers l'ouest en même temps que vers le nord. Néanmoins, de fréquentes recherches furent faites sur le versant est afin de s'assurer qu'il n'existait pas de terrasses de kames à des altitudes inférieures à celles trouvées du côté ouest. Aucune n'ayant jamais été découverte, ce fait détermina l'examen en détail du versant ouest de la vallée, là où pouvaient être étudiés plus aisément les témoins essentiels de la présence d'anciens lacs proglaciaires.

Hauts lacs du bord de la glace

Au nord de la terrasse deltaïque à 743p (226,6m), un esker à 774p (236m) se dresse au-dessus d'une terrasse de kames à 755p (230,2m). On apporta le plus grand soin à la mesure de ces altitudes car la présence de l'esker pose un problème en apparence difficile à résoudre. D'une part, les deux terrasses paraissent enregistrer le même niveau lacustre mais, d'autre part, cet esker à 774p (236m) est la preuve qu'un lac a existé au moins à ce niveau. Une situation analogue sera reconnue entre la voie ferrée et le versant de la vallée, de 5 à 6 kilomètres plus au nord, à l'ouest et au sud-ouest de Williamsville. Là, on trouvera des eskers à des altitudes diverses variant de 840p (256m) à 875p (226,8m).

Figure 15 Présentation schématique de plusieurs lisières de glace successives montrant comment eskers et terrasses de kames se formaient d'ordinaire au niveau d'un estuaire de vallée, mais parfois aussi étaient formés au niveau de lacs du bord de la glace à des altitudes plus fortes.



Chenaux proglaciaires marginaux

Des chenaux creusés diagonalement à la ligne de plus grande pente entaillent le flanc de vallée à de fréquents intervalles, et la carte ne les indique pas tous. Ils sont très généralement orientés vers le sud-est et ne peuvent être que le résultat de l'action érosive de torrents se précipitant le long de la lisière de glace. Ces torrents naissaient de la décharge des lacs proglaciaires situés à des altitudes supérieures et se vidant très rapidement. D'où l'importance de certains de ces chenaux, mais surtout la certitude que leur tracé en diagonale, malgré la formidable puissance érosive des eaux de décharge, est dû à l'existence d'un obstacle (ici la glace sans aucun doute) ayant empêché l'eau de suivre par gravité la ligne de plus grande pente du versant de la vallée. Ces masses d'eau lacustres finissaient par être drainées dans le lac de la vallée de base, mais, aussi longtemps qu'elles existaient, les dépôts proglaciaires tels que deltas, terrasses de kames et eskers pouvaient s'y former comme dans n'importe quel autre lac. Nous avons tenté de montrer comment des eskers pouvaient se former dans des lacs situés à un niveau supérieur à celui du lac principal (figure 15). L'existence de lacs barrés par la glace à des niveaux divers explique, en même temps que la formation d'eskers ou de terrasses de kames (le recul rapide de la glace sur les hauteurs ne permettant pas, en général, la formation de deltas), l'existence de kettles (dolines glaciaires) bien au-dessus du niveau du lac de base.

À plus de 800 mètres au nord de la State Highway 62 et après que furent effectués des levés pour déterminer l'altitude moyenne de la terrasse de kames (755p/230,2m), cette terrasse se termine en se confondant avec le fond de la vallée. Pendant près d'un kilomètre, toujours en remontant vers le nord, Gilbert Road et la voie ferrée sont établies sur un sol plat, de faible pendage vers le sud et formé de sable et de gravier. À une trentaine de mètres environ au sud de la cote 766p (233,6m) qui marque le croisement de la route et de la voie ferrée, une terrasse de kames, visible au nord, disparaît, noyée dans le fond de vallée.

Une tentative fut faite pour retrouver les restes d'une terrasse de kames sur la distance de 1 200 mètres séparant les altitudes 765p (232,4m) au nord et 755p (230,2m) au sud. Des recherches demeurées infructueuses furent menées surtout sur le versant ouest de la vallée. Nulle part on ne trouva trace d'une telle terrasse de kames ; la partie nord ne révéla que le till avec nombreux affleurements de bedrock, tandis qu'un marécage cache le fond de la vallée dans la moitié sud.

Il paraît possible de conclure que chaque terrasse de kames, au sud et au nord de la plaine de sable, marque un niveau lacustre différent. Aucun lac ne semble avoir existé dans l'intervalle compris entre les deux terrasses, et la plaine, aujourd'hui partiellement disséquée en terrasses fluviales, est

probablement le résultat d'un alluvionnement bord à bord de la vallée (train de vallée).

Train de vallée

Une indication essentielle fut trouvée immédiatement au sud de la State Highway 62, près du pont de la Burnshirt. Une sablière, creusée à environ 30 mètres de la route, permit un examen détaillé du dépôt sédimentaire (photo 7). Le matériel est du limon parsemé de gravier, de 5 à 7 mètres d'épaisseur et recouvert d'une couche de gravier épaisse de 0,9 m à 1,5 m. Nulle part n'étaient visibles des strates de gravité telles qu'on les trouve dans les deltas. De plus, l'idée qu'une telle formation pouvait représenter l'accumulation de sédiments d'un fond de lac dut être abandonnée car les matériaux ne présentent ni finesse homogène, ni varves, ni strates comprimées telles qu'il s'en forme d'ordinaire à la suite du dépôt subaquatique de limons et de sédiments fins.

Ce qui précède tendrait à indiquer que ce matériel non stratifié présente toutes les caractéristiques d'un train de vallée de pendage sud, dont on peut examiner les terrasses résiduelles jusqu'à Coldbrook Springs au sud. L'allure que prend sur un profil la transcription des cotes d'altitude de ces terrasses est révélatrice (figure 13).

Esker de Williamsville

À 500 mètres environ au nord de Williamsville, un impressionnant dépôt de matériaux remaniés a été accumulé en travers de la vallée. Des levés effectués au point le plus haut d'un esker fournirent l'altitude 830p (263m). Ce dépôt contient essentiellement de gros blocs et des galets très émoussés. Deux profondes entailles creusées dans l'esker sont aujourd'hui barrées pour retenir un petit lac artificiel. Ces brèches représentent le travail d'érosion de la Burnshirt, et celle qu'occupe encore la rivière a atteint et creusé la roche en place plus bas que l'esker. Il semble bien que, d'abord, cet esker ainsi que d'autres atteignirent presque la surface de l'eau. Plus tard, une puissante rivière incisa les deux gorges à travers le même esker. Sans vouloir tenter de donner de ces deux faits, accumulation puis dissection, une interprétation définitive, il semble permis de dire que, une fois l'esker construit, quelque phénomène nouveau déclencha simultanément l'abaissement du niveau du lac et le creusement des deux gorges.

À partir de Williamsville, la voie ferrée qui mène vers le nord permet un accès aisé au versant ouest de la vallée, là où furent effectués de nombreux levés topographiques.

Deltas du Trout Brook

Plus au nord, les eskers sont très nombreux, et certains atteignent plusieurs centaines de mètres de longueur. L'un d'entre eux, situé au sud

du Pine Grove Cemetery (à près de 9 kilomètres au nord de Williamsville), possède un sommet aplati à une altitude de 920p (280,6m). Cette cote paraît indiquer avec assez de précision le niveau du lac à cet endroit. Longeant ensuite un étroit esker de même altitude maximale, nous rencontrons une série de deltas formant une succession de surfaces planes. Pour la première fois depuis le point de départ à 700p (213m), tout contre Coldbrook Springs, de grands deltas sont disponibles pour étude.

Sur la carte, ces deltas paraissent être à la même altitude ou, en tout cas, à des altitudes très voisines (photo 8). Aucune augmentation notable d'altitude n'est visible entre le premier au sud et le dernier, à plus de trois kilomètres au nord. Néanmoins, par suite de l'existence reconnue de niveaux lacustres en subsidence plus au sud, il a paru intéressant de chercher à savoir si ces deltas appartiennent à un niveau lacustre horizontal ou bien s'ils ont été formés à différents stades du profil redressé d'un tel niveau. L'étude sur le terrain a fourni l'assurance que la bordure orientale de ces deltas est formée de lobes frontaux. La présence de dolines glaciaires sur les marges occidentales plus hautes paraît être une nette indication que le front de la glace se trouvait à l'ouest (et peut-être au nord) des deltas. De toute manière, la différence d'aspect entre le sud-est et le nord-ouest de ces deltas est frappante : d'un côté, festons bien dessinés, de l'autre, relief tourmenté et kettles caractéristiques (photo 9).

Delta du Pine Grove Cemetery

Cas très fréquent, le sommet plat d'un delta a été choisi pour être le site d'un cimetière. Il semble ainsi possible de désigner cette terrasse sous le nom de delta du Pine Grove Cemetery. Les cartes topographiques utili-



Photo G. CESTRE

Photo 8 Deltas du Trout Brook. Les pins donnent aux sommets des deltas l'allure d'une ligne sombre presque horizontale. Cette horizontalité serait le résultat d'un actif mouvement de surrection (cf. figure 17).



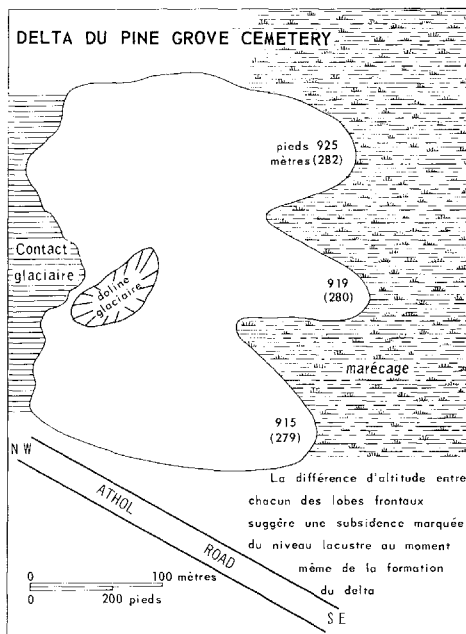
Photo G. CESTRE

Photo 9 Derniers nodes d'un esker nourricier de l'un des deltas du Trout Brook. Doline glaciaire à gauche de l'esker.

sées donnent des altitudes très précises, et ce fait s'est vérifié constamment au cours de nombreuses opérations de nivellement. Sur la carte, les lobes du delta du Pine Grove Cemetery paraissent être à deux niveaux différents : 910p (277,5m) et 920p (280,5m). Il a paru important de rechercher si les différences d'altitude pouvaient justifier la supposition d'une diversité de niveaux lacustres, ou si de telles différences étaient assez faibles pour être négligées. Chaque courbe de niveau sur la carte offre une latitude de 10p (3,05m) pour la lecture des cotes.

À partir de la cote 895 (271m), des levés furent alors effectués sur le delta et, sur trois lobes différents quoique adjacents, on repéra différentes altitudes en ordre décroissant du nord au sud. L'intervalle total entre les altitudes est de 10 pieds, soit environ 3 mètres : 925 p (282m), 919p (280,2m) et 915p (279m). Le front de glace en recul devait se tenir contre le côté ouest du delta (ou zone de contact avec la glace), et trois amples lobes ont été construits en direction de l'est. Le lobe à 925p (282m) fut créé le premier, après quoi le torrent glaciaire effectua une translation vers le sud et construisit le lobe à 919p (280,2m). Le même processus se répéta pour le lobe à 915p (279m). Ainsi, le niveau de l'eau dut s'abaisser de 10 pieds (3,05 mètres) pendant que se formait le delta. Il paraît probable que cette subsidence du niveau lacustre est due à un mouvement contemporain d'exhaussement du sol (figure 16). Si cette conclusion est correcte, elle peut

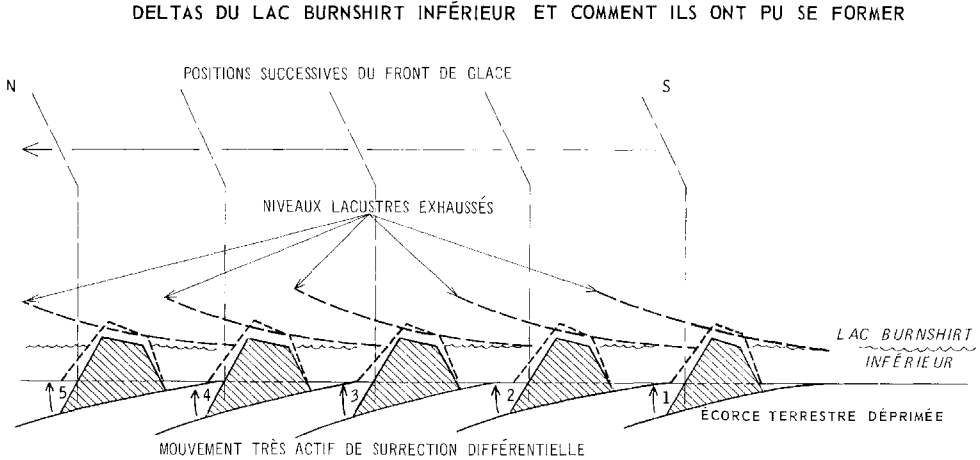
Figure 16



permettre de formuler une théorie sur la manière dont s'est effectué, à cet endroit-là du moins, le mouvement de surrection consécutif au retrait de la glace (figure 17).

On trouve encore quelques deltas au nord de la série des cinq de Templeton. Un d'entre eux au moins atteint l'altitude de 930p (283,6m). Des levés furent effectués sur le sommet tabulaire du grand delta situé immédiatement au nord de Baldwinsville (photo 10) ; l'altitude moyenne de ses lobes frontaux s'est établie à 925p (282m). Selon toute apparence, des fluctuations de niveau étaient toujours en cours au moment du recul de la glace, car on trouve une grande variété d'altitudes : 890p (271,4m) pour un delta situé au nord de Baldwinsville, et 920p (280,5m) pour le dernier

Figure 17 À la différence de la partie sud du plan d'eau, le Lac Burnshirt Inférieur a été affecté par un mouvement continu de gauchissement vertical positif. Ce fait paraît expliquer la subsidence régulière de niveaux lacustres semblables à ceux qui firent l'objet de nivellement topographique sur le delta du Pine Grove Cemetery.



delta étudié. Néanmoins, le profil plus aplati des deltas du nord est très probablement dû au fait que le niveau lacustre était contrôlé par l'actuel seuil de partage des eaux, à courte distance vers le sud. L'exhaussement d'un court plan d'eau a dû produire un abaissement du niveau de l'eau moindre que celui d'un long plan d'eau.

Après la disparition définitive des lacs glaciaires, une remarquable conséquence des dernières manifestations de surrection a été la réduction de la pente du fond de la vallée du Trout Brook, lequel coule en direction du nord. Le fond de cette partie du bassin de l'ancien lac est maintenant occupé par un marécage à tamaracks. Finalement, quand le retrait du front de glace eut ouvert un chenal d'écoulement vers la vallée de la Millers River (feuille de Winchendon, angle sud-ouest), le lac situé dans la partie supérieure de la vallée du Trout Brook se vida en direction du nord. L'exhaussement du sol a eu pour conséquence le déplacement du seuil de partage des eaux, de Williamsville vers le nord ; l'actuel seuil de partage est devenu permanent et l'eau n'y coule plus en direction du sud (photo 11).

Profils de la Ware-Burnshirt

Les recherches poursuivies conduisant à envisager la possibilité de trouver de nouvelles indications d'un exhaussement du sol, il parut nécessaire de tenter d'établir la direction du mouvement de surrection à son maximum. La région étudiée n'est pas très étendue et n'a guère qu'une trentaine de kilomètres du sud au nord, rendant ainsi difficile la tâche de déterminer

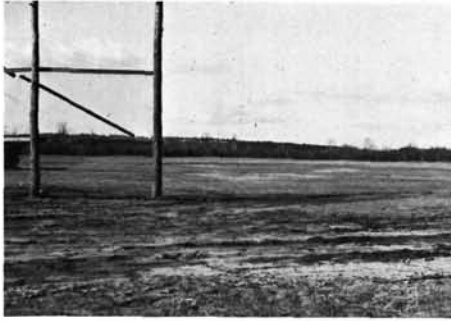


Photo G. CESTRE

Photo 10 Au nord de Baldwinsville : sommet plat (caractéristique) du delta à 925 pieds (282 mètres), vu de l'est.



Photo G. CESTRE

Photo 11 Vallée de l'ancien Lac Burnshirt. La longue tache blanche du milieu est le seuil de partage des eaux entre la Burnshirt vers la droite (sud) et le Trout Brook vers la gauche (nord). Au premier plan, terrasse de kames.

l'orientation du gauchissement vertical maximum. Il est permis de croire que la surrection maximale a dû se produire normalement aux axes de flexure de l'écorce terrestre. C'est pourquoi la direction choisie (soit 36° à l'ouest du nord) est approximativement perpendiculaire à la Hobbs Hinge Line (charnière de Hobbs) repérée par Lougee à Willimantic et Putnam, Connecticut, et Grafton, Massachusetts (Lougee et Vander Pyl, 1951, p. 283). L'exagération verticale du profil est égale à 53 fois l'échelle horizontale. Sur le profil ont été portées les mesures essentielles relatives aux vallées de la Ware et de son affluent la Burnshirt (figure 13).

L'actuel seuil de partage des eaux est situé à 870p (265,3m) d'altitude. Avant le mouvement d'exhaussement différentiel, le profil de la vallée devait accuser vers le nord une dépression d'une ampleur telle que le seuil de partage actuel ne remplissait pas du tout ce rôle à l'époque de l'extension maximale des lacs. Le point le plus élevé du profil de la ligne d'écoulement de la vallée se situait alors immédiatement au nord de Williamsville.

Afin d'obtenir une image globale de l'évolution postglaciaire de la région étudiée, deux profils longitudinaux ont été tracés, de part et d'autre d'une carte représentant les lacs proglaciaires reconstitués d'après les dépôts laissés comme témoins. Des deux profils (rassemblés à la figure 13), celui de la Ware-Burnshirt paraît permettre des conclusions de valeur certaine, car c'est sur lui qu'ont été portées la plupart des altitudes déterminées par levés topographiques. Le profil Natty-Otter est intéressant surtout à cause des chenaux proglaciaires qui marquent les stades successifs de la subsidence des niveaux des lacs supérieurs, tandis que les eaux de drainage suivaient la lisière de glace pour se déverser dans le Lac Burnshirt Inférieur.

Indications d'un mouvement de surrection

Il semble bien que la région ait été exhauscée très tôt après le retrait de la glace, car même le plan d'eau le plus méridional eut une existence très brève. Il est possible de tracer une ligne droite du sommet de l'esker à 700p (213,5m) (Coldbrook Springs) à la cote 755p (230,3m) au nord de la terrasse de kames à 743p (226,6m) (soit sur une distance d'environ 3 kilomètres). Les trois cotes s'alignent bien, ce qui plaide en faveur d'un plan d'eau maintenant redressé à raison d'une moyenne de 5,1‰ (27 pieds par mille).

Au fur et à mesure que le mouvement de surrection abaissait le niveau du Lac Burnshirt qu'il finissait par remplacer par une puissante Burnshirt River alimentée par les eaux glaciaires, la charge charriée sur le fond de la vallée de la Ware semble avoir érodé le point-origine du lac à l'endroit où se trouve la station de pompage de l'aqueduc du Quabbin. La rivière est maintenant encaissée dans la roche à cet endroit et suit un cours d'origine post-glaciaire certain.

Les cotes 760p (231,8m) et 755p (230,m) montrent que le niveau de l'eau s'abaissait au fur et à mesure que le front du glacier reculait vers le nord. La cote 762p (232,4m) est commune au fond de la vallée et à la terrasse de kames, enregistrant ainsi la disparition du Lac Burnshirt le plus méridional. La première conséquence du drainage de ce lac, le plus ancien sur notre profil, a été l'accumulation d'un important train de vallée par un véritable fleuve coulant sur le fond du lac récemment exondé. Les puissantes décharges responsables d'une telle accumulation de sable et de gravier sont représentées sur le profil au moyen de flèches pointant vers le sud-est. La rivière charriant la charge du train de vallée trouvait son origine dans un second lac dont l'existence est attestée par des terrasses de kames et des eskers situés entre la cote 767p (234m) et l'esker à 920p+ (280,6m+). Plus au nord, ce lac se réduira d'abord au Lac Burnshirt, puis au Lac Burnshirt inférieur.

À mi-distance des extrémités du profil, deux flèches indiquent la présence de chenaux proglaciaires particulièrement bien marqués sur le terrain. Des torrents dévalant le long du front de glace ont creusé ces chenaux, et les galets de toute grosseur qu'ils charriaient se sont accumulés pour former les deux terrasses deltaïques indiquées sur le profil. Ce processus de formation se répéta chaque fois que furent créées des terrasses de ce genre, mais les chenaux, quoique toujours visibles dans tous les cas, ne sont pas tous aussi impressionnants sur le terrain. Par crainte de rendre le profil exagérément confus, on n'a pas indiqué d'autres chenaux, à l'aide de flèches ou autrement. Il suffit de savoir qu'ils existent en grand nombre.

Quelques terrasses de kames, celles marquées par les cotes 853 (260), 859 (262), 867 (264,4), et 875 (266,8), 878 (267,8), 885 (269,9) en

particulier, possèdent à des niveaux plus élevés des parties non deltaïques dues à l'accumulation du matériel le plus grossier à la base des chenaux. Un tel processus de formation se rapproche de la situation telle qu'elle existe dans les deltas de toute origine. Le bord proximal est toujours à une altitude plus forte tandis que le bord distal, le dernier à être formé au front du delta, marque le niveau réel de l'eau. Quant aux terrasses de kames mentionnées plus haut, d'une part la pente rapide des chenaux, d'autre part la texture grossière du matériel charrié, sont l'une et l'autre responsables de la forte pente des parties non deltaïques.

Il paraît néanmoins nécessaire d'interpréter d'autre manière le taux élevé de surrection que montre le profil au niveau des terrasses de kames et des eskers situés entre les cotes 882 (269) et 911 (277,9). Si des eskers non aplatis n'enregistrent pas les niveaux aquatiques, ils sont l'indication que ces niveaux devaient être plus élevés. Si donc le tracé d'un profil passe par le sommet d'un esker, la seule correction possible doit se faire en direction d'altitudes plus élevées, ce qui tendrait à redresser d'autant plus le tracé de la ligne marquant le niveau lacustre, de la terrasse deltaïque la plus proche à l'esker.

Si les erreurs ont été évitées, et si ces dépôts proglaciaires sont réellement des terrasses de kames et des eskers, il paraît difficile de présenter plus d'une explication qui est la rapidité et l'ampleur du gauchissement vertical positif (upwarping) de l'écorce terrestre. Une telle solution sera exposée en détail pour expliquer la série de deltas situés au nord-ouest de Templeton (figure 16).

Une conséquence du mouvement actif de surrection a été l'abaissement constant du niveau lacustre, et c'est ce qui a conduit à la distinction entre le Lac Burnshirt et le Lac Burnshirt Inférieur, retenus en deux points marqués sur le profil. Un terrain inaccessible n'a pas permis d'effectuer des levés entre l'esker à 911p (277,8m) et le delta du Pine Grove Cemetery. Néanmoins, les cotes relevées sur la carte indiquent une subsidence continue, ce qui paraît logique. Bien que les eskers à 950p (289,7m) et à 920p+ (280,6m+) aient été formés sous l'eau, le sommet aplati du premier montre qu'il atteignait le niveau de l'eau, ainsi repéré à cet endroit. De plus, immédiatement au nord, se trouve le delta du Pine Grove Cemetery, avec des lobes frontaux à 925p (282,1m), 919 (280,3) et 915 (179). Ces cotes, soigneusement établies, permettent de repérer des niveaux de subsidence, confirmant ainsi les déductions précédentes.

Il faut ici faire une remarque spéciale concernant les trois niveaux successifs dont le plus élevé a été marqué 34 (6,5‰). Après les niveaux très redressés étudiés plus haut, nous sommes de nouveau en présence de niveaux de subsidence s'abaissant régulièrement comme le firent ceux du plan d'eau de la Ware. Si l'on met à part les apparences qui peuvent être trompeuses (il se peut que plus on a de détails sur le soulèvement, plus il semble rapide et brutal), le mouvement de gauchissement vertical a bien l'air d'être plus ou

moins rapide et plus ou moins ample selon les régions. Une telle irrégularité ne devrait pas surprendre, étant donné qu'elle est de règle pour l'ensemble des phénomènes de la géographie physique.

Formation des deltas du Trout Brook

Il est à présumer que l'explication trouvée dans le cas du Pine Grove Cemetery est vraie aussi pour les autres deltas situés plus au nord. Ce premier delta enregistre une phase extrêmement active d'exhaussement, cela à un degré tel que chaque delta s'est formé à plusieurs niveaux successifs. Le plus bas de chaque delta est au moins aussi haut sur le profil que le plus haut niveau du delta le plus proche au nord. Dans certains cas, la courbure est visible sur le profil, mais ce phénomène en apparence anormal est dû à l'exagération de l'échelle employée pour l'étude très en détail du grand mouvement d'ensemble du gauchissement vertical positif ayant affecté la région au moment du retrait de la glace quaternaire.

On a tenté de représenter, sous forme de schéma, la formation d'une série de deltas ayant leurs sommets plats à des altitudes à peu près uniformes (figure 17). Pour tracer ce croquis, on n'a fait que se servir des conclusions auxquelles on est parvenu après des études minutieuses sur le terrain.

Surrection d'inégale ampleur

Nous nous trouvons ainsi en présence de deux types de profil pour représenter les plans d'eau qui se sont succédé, de la cote 700 (213,5) au sud, à la cote 920 (280,6) au nord. En apparence, le mouvement de surrection se serait produit de trois manières, distinctes selon la rapidité et l'ampleur :

1. Lentement, avec pour résultat la subsidence très progressive des niveaux lacustres (cas du plan d'eau de la Ware) ;

2. Avec plus d'ampleur, et un taux d'exhaussement passant de 5,1‰ à 7‰, puis à 8,5‰, pour revenir ensuite à 6,5‰ (cas du début et de la fin du plan d'eau de la Burnshirt) ;

3. Deux fois avec un tel ressort qu'il n'est plus possible de parler de plans d'eau, pas plus qu'il n'est question d'enregistrer des taux d'exhaussement (cas du paroxysme au milieu du plan d'eau de la Burnshirt et des lacs Burnshirt et Burnshirt Inférieur).

En fait, seule la puissance du mouvement (et non pas sa rapidité) distingue 2 de 1. Si l'on prend en considération de tels résultats, il doit être possible d'accepter l'idée que le gauchissement vertical positif de l'écorce terrestre s'est réalisé à des allures très variables. De très longs plans d'eau, dont l'existence est attestée par des séries de deltas, ont été étudiés ailleurs (Lougee et Vander Pyl, 1951), et la conclusion habituelle semble être que le gauchissement s'est produit après de longues périodes de stabilité. Ces longs plans d'eau paraissent avoir été redressés régulièrement, suivant des taux d'exhaussement bien déterminés.

D'après la présente étude, très détaillée, on pourrait se convaincre que, parfois, la surrection pouvait être à la fois extrêmement rapide et d'une rare ampleur. Entre ces deux extrêmes, explicables sans doute par l'existence d'une longue stabilité après la formation des deltas étudiés par Lougee et Vander Pyl alors que, de notre côté, les deltas de Templeton se trouvaient formés contre la glace au moment même du soulèvement, il semble qu'il y ait place pour bien des combinaisons d'exhaussement lent et de surrection rapide. Comme la régularité des phénomènes physiques n'existe guère que dans les moyennes, et du moment où le gauchissement vertical positif est accepté comme conséquence de l'élimination de la calotte glaciaire, le mouvement de translation verticale peut logiquement être plus ou moins lent ou rapide, ou ample, selon les cas.

(à suivre) *

RÉSUMÉ

Plans d'eau glaciaires et isostasie dans les bassins de la Haute Ware et de la Rivière Otter, Massachusetts

Durant de longues années professeur de géomorphologie à Clark University, Richard J. Lougee s'était particulièrement intéressé à la morphologie glaciaire de la Nouvelle-Angleterre et de l'est du Canada. Parmi les projets de recherche qui furent menés à bien sous sa direction et qui sont restés inédits, figure la présente étude, semblable quant au fond à la thèse complémentaire du doctorat soutenue à Paris en 1963.

La publication, sans cesse retardée, de ce modeste essai, n'a d'autre ambition que de permettre aux chercheurs intéressés de voir en action les méthodes d'investigation dont la minutie d'emploi a permis d'obtenir les résultats exposés plus loin. La zone choisie pour cette recherche se situe non loin de la ville de Worcester, Massachusetts. Aujourd'hui, des lacs de retenue recouvrent en partie le territoire étudié.

L'existence d'anciens lacs glaciaires paraît évidente, ne serait-ce que par l'abondance des formations subaquatiques telles que kames, eskers et deltas qu'on retrouve dans les vallées. La méthode consiste à repérer puis à utiliser tous les types morphologiques associés à l'évolution des lacs glaciaires et parmi lesquels figurent aussi les terrasses de kames, les dolines glaciaires (kettle-holes), les chenaux creusés par les émissaires de ces lacs, en particulier les chenaux marginaux du bord de la glace, entaillés dans le till en diagonale par rapport à la ligne de plus grande pente. En inscrivant sur un profil les altitudes les plus caractéristiques (souvent soigneusement précisées par des

* La seconde et dernière partie de cet article paraîtra dans l'un des numéros de 1973 (volume 17). Plan :

IV - LACS DU NATTY POND BROOK ET DE L'OTTER RIVER

V - COMMENT A PU S'EFFECTUER LE RELÈVEMENT ISOSTATIQUE DANS LE SUD DE LA NOUVELLE-ANGLETERRE

CONCLUSION

Bibliographie sommaire

Abstract

levés topographiques), il est possible de reconstituer les plans d'eau des anciens lacs glaciaires.

Si l'on ajoute à ce qui précède les expériences faites à l'aide d'un bac de sédimentation ainsi que les mesures d'inclinaison et d'indice d'éroulé de galets et de graviers suivant la méthode d'A. Cailleux, on obtient tout un ensemble de résultats qui paraissent bien confirmer :

1 – l'existence d'un profond espace interlobaire dans la région étudiée, au moment où la zone centrale du Massachusetts actuel connaissait la déglaciation ;

2 – le recul rapide d'une calotte de glace restée épaisse à sa lisière même ;

3 – le rétablissement de l'équilibre isostatique par des mouvements, parfois très vifs, de redressement de l'écorce terrestre ;

4 – la manifestation précoce et irrégulière d'un gauchissement vertical positif, de taux variable et articulé sur des charnières, connu sous le nom de Surrection de Hubbard et ayant affecté le sud de la Nouvelle-Angleterre.

**MOTS-CLÉS : Déglaciation, Isostasie
Massachusetts Central**