

Dynamique glacielle à la pointe d'Argentenay, île d'Orléans, Québec

The dynamics of shore-ice at Pointe d'Argentenay, Ile d'Orléans, Québec

Die Dynamik des Küsteneises an der Pointe d'Argentenay, Ile d'Orléans, Québec

Michel Allard and Paul Champagne

Volume 34, Number 2, 1980

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/1000395ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/1000395ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Allard, M. & Champagne, P. (1980). Dynamique glacielle à la pointe d'Argentenay, île d'Orléans, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(2), 159–174. <https://doi.org/10.7202/1000395ar>

Article abstract

Observations made during the winters of 1977-1978 and 1978-1979 allows for the identification of 6 phases in the evolution of shore-ice at the downstream end of the Ile d'Orléans in the St-Lawrence river estuary. During phase I, at the beginning of winter, when temperature drops for the first time below the freezing point, ice-plates form on still waters and an ice-crust on the rocky stretches of the coast. At the same time, snowfalls mixed with the tidal flow result in the formation of ball-ice. During phase II, these initial ice cells fuse to form drifting composite ice-rafts. This second phase is also characterized by the dynamic accumulation of ice cells that form an ice-foot on the beaches at the high water line. At phase III composite ice-rafts agglomerate over the tidal marshes and flats. During phase IV the shore-ice is fixed on the flats. During phase V, at mid-winter, shore-ice reaches its maximum extension. Spring break-up constitutes phase VI and is more or less dramatic according to site location. A study of 219 ice rafted boulders at 5 sample sites of varying exposure demonstrates that icerafting is very effective in moving boulders at sites characterized by maximum wave exposure, while boulder movement is virtually nil in protected sites. Some evidence also indicates that boulder transport by ice-rafting can occur in fall and mid-winter as well as during spring break-up.

DYNAMIQUE GLACIELLE À LA POINTE D'ARGENTENAY, ÎLE D'ORLÉANS, QUÉBEC

Michel ALLARD et Paul CHAMPAGNE, respectivement, Département de géographie, université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4 et Les Consultants SOGEAM inc., 460 rue Saint-Charles ouest, bureau 303, Longueuil, Québec J4A 1G4.

RÉSUMÉ Les observations faites au cours des hivers 1977-1978 et 1978-1979 ont permis la détermination de six phases d'évolution de la glace sur les rives de l'extrémité aval de l'île d'Orléans, dans l'estuaire du Saint-Laurent. Les basses températures du début de l'hiver amorcent l'englacement (phase I) qui débute par la formation de plaquettes de glace en eaux calmes et d'une carapace de glace sur les rivages rocheux, tandis que les chutes de neige occasionnent la formation de boules de neige et de glace. L'assemblage des cellules de glace initiales en radeaux de glace constitue la 2^e phase; cet assemblage conduit aussi à la formation d'un pied de glace au haut de l'estran. L'englaçonnement, c'est-à-dire l'agglomération des radeaux de glace sur l'estran, constitue la 3^e phase qui est suivie de la fixation de la glace de rive (phase IV). Au pléni-glacial (phase V), au plus fort de l'hiver, l'extension de la glace est maximale. Enfin, intervient le déglacement printanier (phase VI) plus ou moins brutal selon l'exposition des sites. Une étude portant sur 219 blocs glaciels répartis en cinq sites d'exposition différente permet de constater que la mobilité des blocs glaciels est très grande dans les sites exposés aux vagues et très faible dans les sites protégés. Quelques observations permettent aussi de conclure que le transport de blocs glaciels peut aussi bien parfois s'effectuer à l'automne et pendant le pléni-glacial qu'au printemps.

ABSTRACT *The dynamics of shore-ice at Pointe d'Argentenay, Ile d'Orléans, Québec.* Observations made during the winters of 1977-1978 and 1978-1979 allows for the identification of 6 phases in the evolution of shore-ice at the downstream end of the Ile d'Orléans in the St-Lawrence river estuary. During phase I, at the beginning of winter, when temperature drops for the first time below the freezing point, ice-plates form on still waters and an ice-crust on the rocky stretches of the coast. At the same time, snowfalls mixed with the tidal flow result in the formation of ball-ice. During phase II, these initial ice cells fuse to form drifting composite ice-rafts. This second phase is also characterized by the dynamic accumulation of ice cells that form an ice-foot on the beaches at the high water line. At phase III composite ice-rafts agglomerate over the tidal marshes and flats. During phase IV the shore-ice is fixed on the flats. During phase V, at mid-winter, shore-ice reaches its maximum extension. Spring break-up constitutes phase VI and is more or less dramatic according to site location. A study of 219 ice rafted boulders at 5 sample sites of varying exposure demonstrates that icerafting is very effective in moving boulders at sites characterized by maximum wave exposure, while boulder movement is virtually nil in protected sites. Some evidence also indicates that boulder transport by icerafting can occur in fall and mid-winter as well as during spring break-up.

ZUSAMMENFASSUNG *Die Dynamik des Küsteneises an der Pointe d'Argentenay, Ile d'Orléans, Québec.* Beobachtungen in den Wintern 1977-1978 und 1978-1979 haben die Bestimmung von 6 Evolutionsphasen der Eisbildung am stromabwärts gelegenen Ufer der d'Orléans Insel, in der Mündung des St. Lorenz Stromes, ermöglicht. Die ersten Frosttemperaturen des Winters leiten die Vereisung (Phase I) ein, welche sich durch dünne Eisschichten in stillen Gewässern und Eiskrusten an den steinigten Ufern bemerkbar macht, während Schneefälle durch die Mischung mit Gezeitenwasser die Bildung von Eiskugeln verursacht. Die Sammlung der anfänglichen Eiszellen zu Eisflößen stellt die II. Phase dar. Diese Sammlung ist auch von der Bildung eines Eisfusses an der Hochwasserlinie auf dem Strand begleitet. Das Vereisen, d. h. die Ansammlung der Eisflöße auf dem Watt ist die III. Phase, welche von der Befestigung des Uferseises (Phase IV) gefolgt ist. Im Pleniglazial (Phase V), in tiefsten Winter, ist die Ausdehnung der Eisdecke am grössten. Schliesslich setzt die Frühjahrs-Eisschmelze ein (Phase VI), mehr oder weniger brutal, je nach der Lage des Ufers. Eine Forschungsarbeit die sich mit 219 Eisblöcken, auf fünf verschieden gelegene Plätze verteilt, lässt feststellen, dass die Mobilität der Eisblöcke in wellenreichen Gebieten sehr stark ist und in geschützten Gebieten minimal. Einige beobachtungen lassen darauf schliessen, dass der Transport der Eisblöcke manchmal im Herbst und Winter ebenso wie im Frühjahr stattfinden kann.

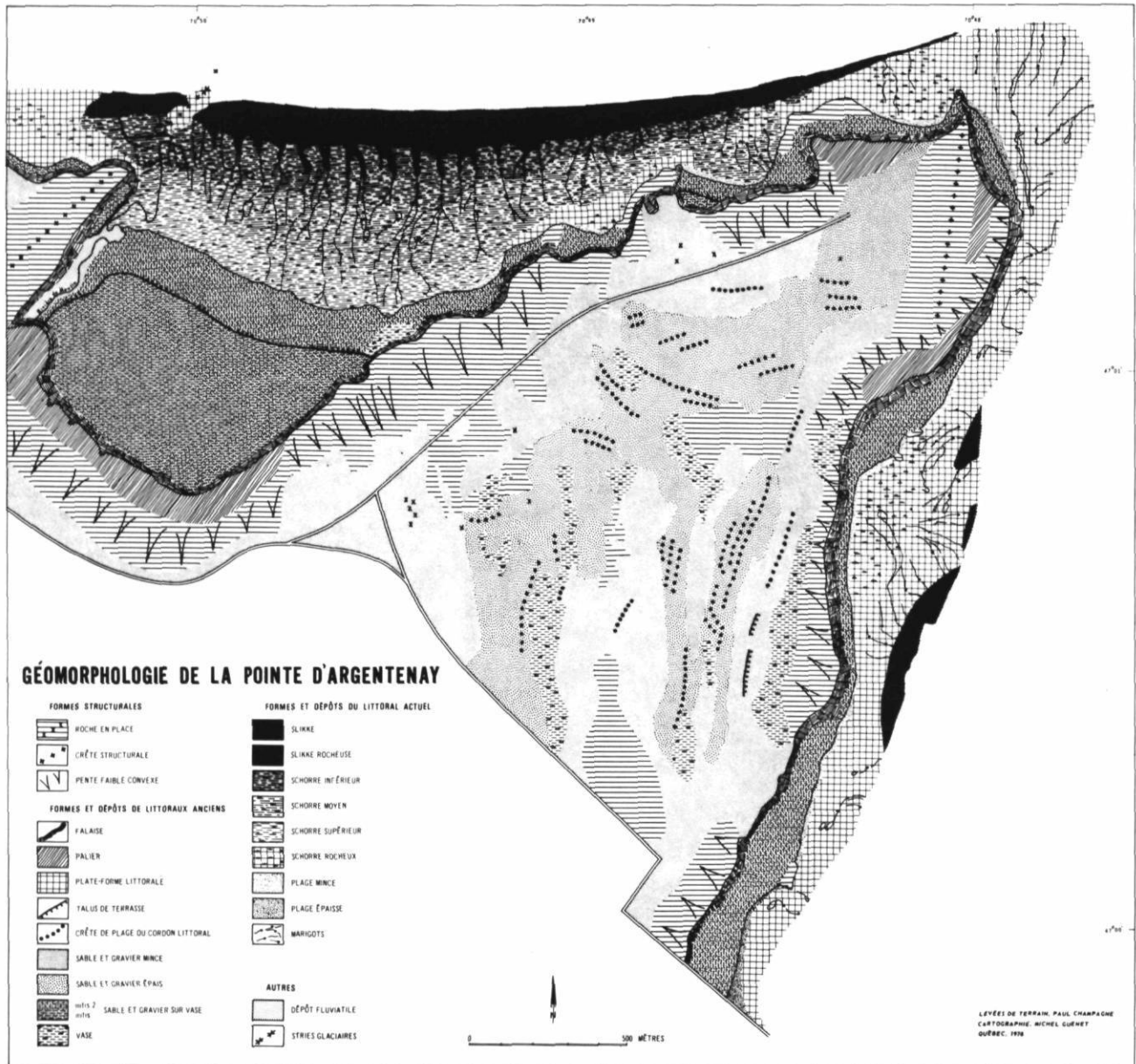


FIGURE 2. Carte géomorphologique de la pointe d'Argentenay. *Geomorphological map of the Pointe d'Argentenay.*

formations à dominance schisteuse offrent peu de résistance (BEAUBIEN, 1973). Sur la côte sud, la direction des couches parallèle à la côte engendre une falaise rectiligne dont le versant s'incline vers le fleuve selon une pente conforme au pendage des strates de grès massif.

La topographie locale des affleurements est aussi guidée par les différences lithologiques et par le réseau polygonal de diaclases qui les parcourent; les grès quartzeux forment des barres rocheuses en saillie sur la

plate-forme littorale. Ces barres, d'une largeur et d'une hauteur de l'ordre du mètre, ont un profil en dents de scie et on y observe de nombreux quartiers rocheux préfigurés par les fissures et susceptibles d'être pris en charge par les glaces.

Les estrans autour de la pointe d'Argentenay sont de trois types. Le premier est localisé sur la côte nord; il est caractérisé par une slikke d'environ 125 m de largeur dont la pente est inférieure à 1%. Elle est constituée de limons fins très mal classés comprenant une pro-

portion importante de sable et de cailloux. Cette vase estuarienne est entremêlée de gros blocs d'origine glacielle plus ou moins envasés. Son épaisseur varie entre 0,3 et 3 m dans l'anse aux Canards. Le contact entre la slikke et le schorre est graduel. On y observe pendant l'été un bourrelet de vase molle qui est généralement érodé à l'automne. C'est le plus jeune des types d'estrans des rives du Saint-Laurent, car il résulte de l'accumulation récente de vase dans les anses, suivant des conditions estuariennes similaires aux conditions actuelles.

Les plates-formes rocheuses sans dépôts, exception faite des blocs glaciels, constituent le second type d'estran. Ces plates-formes occupent la pointe extrême de l'île et une partie de la côte sud. Bien qu'elles subissent une retouche d'érosion, ces plates-formes rocheuses sont assimilables à la plate-forme de Micmac qui date du pré-Wisconsinien (DIONNE, 1963 et 1972c, LASALLE, 1972, LOCAT, 1977, 1978). Une plage étroite composée de sable grossier et de cailloux schisteux borde le haut de ces plates-formes.

Le troisième type d'estran, localisé dans les anses relativement exposées, est constitué par une plate-forme recouverte d'un placage discontinu de vase (10 à 30 cm) et correspond à un milieu de transition entre les deux autres types d'estran décrits. Lorsque la vase est colonisée par une végétation hydrophile, elle forme alors une unité distincte appelée schorre à substrat rocheux (DIONNE, 1972a, p. 136). De même on passe à la slikke à substrat rocheux à la limite des basses mers.

LE CONTEXTE CLIMATIQUE ET HYDRO-DYNAMIQUE

La pointe d'Argentenay connaît des conditions climatiques rigoureuses. Les alternances printanières, automnales et quelquefois hivernales de gel et de dégel occasionnent une activité périglaciaire littorale intense. La température moyenne annuelle est de 4,8°C et les précipitations totales représentent environ 1 155 mm. L'hiver 77-78 a été légèrement plus froid que la moyenne, particulièrement durant le mois de janvier alors que la température moyenne de -14,1° était de 2,5° inférieure à la moyenne des 30 dernières années. Quant aux précipitations neigeuses, elles ont été particulièrement faibles pour l'ensemble de l'hiver, bien que le mois de mars fut plus neigeux que la moyenne; le total des précipitations hivernales (310 cm) a été légèrement inférieur à la moyenne à long terme de 330 cm. D'autre part, l'hiver 1978-79 a été caractérisé par un bref réchauffement au début de décembre après un coup de froid de deux semaines à la fin de novembre. Les précipitations et le froid se répartirent ensuite de façon analogue à l'année précédente jusqu'à la seconde moitié de mars, caractérisée cette saison-là par des jours chauds,

ensoleillés et sans vent au cours desquels une forte proportion de la glace de rive a fondu sur place, sans se briser. Au printemps 1978, les rives étaient presque entièrement déglacées le 25 avril, tandis qu'en 1979 le même stade était atteint deux semaines plus tôt, soit le 12 avril.

Les vents dominants du sud-ouest alternent en automne et au printemps avec de forts vents de tempête en provenance de l'est et du nord-est. L'ouverture de la pointe d'Argentenay sur le moyen estuaire lui confère un fetch dépassant 50 km; il en résulte que la plate-forme rocheuse du bout de l'île et du côté sud-est est nettement plus exposée que le côté nord-ouest.

L'amplitude des marées est de 6,85 m lors des grandes marées de vive-eau, alors que le marnage des marées moyennes est de 4,54 m (Pêches et Environnement Canada, 1979). À l'amont de la pointe d'Argentenay, le chenal nord du fleuve gèle sur toute sa largeur en amont de Château-Richer, tandis que le chenal sud reste ouvert en son milieu tout en charriant de grandes quantités de glace flottante. À l'aval, sur le plan d'eau beaucoup plus vaste du moyen estuaire, le jeu combiné de la marée, des courants et du vent en milieu saumâtre empêche presque toujours la prise compacte des glaces (Lasserre dans LAVERDIÈRE *et al.*, 1970). Quant à la salinité, elle est très faible, parfois nulle, la pointe d'Argentenay marquant la limite amont de la zone de mélange de l'estuaire (OUELLET et CERCEAU, 1976).

Il est certain que la navigation exerce une influence sur la dynamique littorale. En effet, un chenal demeure navigable pendant l'hiver dans le Bras sud grâce au passage des cargos et des brise-glace; en toutes saisons, le passage des navires provoque la formation de vagues sur le côté sud de l'île.

LE CHOIX DES SITES

La localisation des sites d'échantillonnage est représentée à la figure 1 et les caractéristiques énergétiques de chacun sont résumées au tableau I. Le premier site est localisé à l'extrémité nord de la pointe d'Argentenay et correspond à une petite baie rocheuse ouverte sur le Bras nord du fleuve. La zone intertidale est délimitée par des barres de grès en saillie qui encadrent une plate-forme littorale légèrement envasée. Le site est exposé aux vagues provenant du moyen estuaire durant les vents du NE. Le second site, situé sur la côte sud près de la pointe d'Argentenay, se compare morphologiquement au premier. La plate-forme littorale y est large de quelque 200 m. Exposée à tous les vents, l'énergie des vagues et des courants y est maximale. Le troisième site est constitué par l'anse aux Canards. Une slikke et un schorre de pente faible forment la batture (terme local pour exprimer un estran étendu) qui mesure près de 400 m de largeur. À ce site, même l'éner-

TABLEAU I

Caractéristiques énergétiques des sites étudiés

Sites	Agents énergétiques					indice total
	No marée	courant fluvial	vagues du S.O.	vagues E.N.E.	navigation	
1	2	1	0	2	0	5
2	2	1	2	2	2	9
3	2	1	0	1	0	4
4	2	1	1	2	2	8
5	2	2	1	2	2	9

Légende : 0, aucune influence; 1, faible influence; 2, forte influence. Le total ne vise qu'à apprécier globalement les conditions de la dynamique des sites.

gie des vagues de tempête est amortie par la pente faible de l'estran. Le quatrième site, près du quai de Saint-François, est formé d'une plate-forme littorale irrégulière et étroite (100 m) à l'abri du quai. (Nous l'avons retenu surtout à cause de son accès facile.) Enfin, la plate-forme rocheuse de la pointe d'Argentenay (5^e site), à la toute extrémité de l'île, a été choisie pour la réalisation d'une expérience sur la mobilité des blocs glaciels.

LES PHASES D'ÉVOLUTION DE LA GLACE DE RIVE

Le mode de formation de la glace de rive (HAMELIN, 1959), aussi appelée «border ice» par l'Association internationale des recherches hydrauliques (1977), a été l'un des objets de notre étude. De nombreux auteurs ont abordé une description de ce processus, dont BRYAN et MARCUS (1972), DAVIS (1973), DIONNE (1973a), DOZIER *et al.* (1976), EVENSON (1973), KNIGHT et DALRYMPLE (1976), MARSH *et al.*, (1973), McCANN et OWENS (1969), MICHEL (1971) et SHORT (1976) pour ne nommer que les principaux. Ces travaux ont permis de définir de nombreux types de glace de rive, tantôt appelé pied de glace de haut et bas estran (DIONNE, 1973a), pied de glace et glace de batture (HAMELIN, 1959) et finalement «spray icefoot» et «tidal platform icefoot» (CHARLESWORTH, 1957).

Nos observations pendant des hivers de 1977-1978 et de 1978-1979 ont fait ressortir cinq phases d'englacement des rives à la pointe d'Argentenay. Sans prétendre proposer un modèle universel de l'englacement, nos données soulignent cependant le rôle important des variations locales de la dynamique littorale dans le façonnement des différents types de glace observés. Le tableau II résume les phases d'englacement reconnues.

PHASE I : L'ENGEL

À l'engel, les cellules de glace initiales apparaissent. Dès la première baisse importante de la température de l'air sous zéro, on observe la formation de trois types de glace sur le littoral : les plaquettes de glace, les boules et la carapace de glace.

En eau calme et dans les mares situées sur l'estran, se forme une pellicule de glace mince qui atteint rarement 1 cm d'épaisseur. Cette pellicule, bousculée par le va-et-vient de la marée et par les vagues, se fragmente en une multitude de plaquettes de glace dont la longueur varie entre 2 et 20 cm. Cette pellicule initiale soudée à la prairie riparienne, lorsqu'elle est soulevée par le flot, est partiellement responsable du fauchage progressif des herbes du schorre. Les plaquettes de glace sont formées de glace pure et transparente et sont quelquefois chargées de particules fines provenant de la congélation de l'eau boueuse ou de fragments organiques.

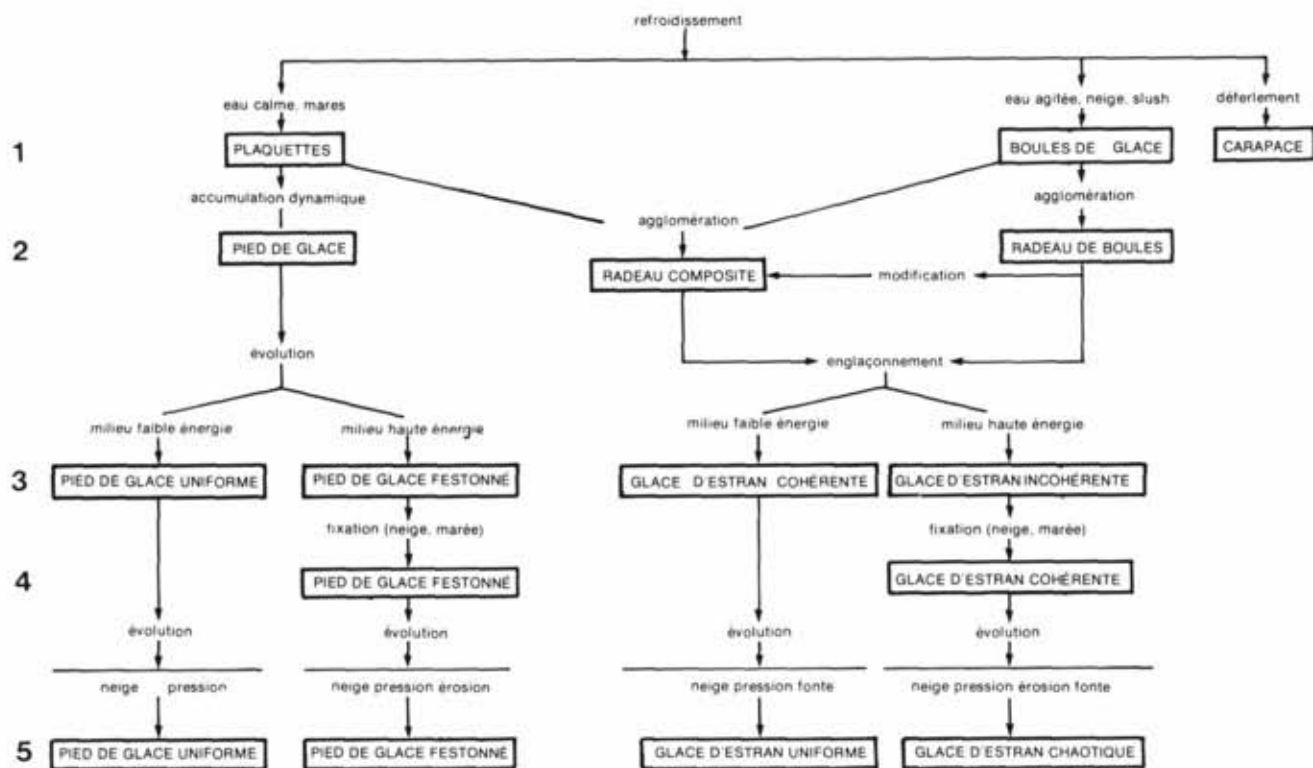
Si l'engel coïncide avec la première tempête de neige, le mélange de neige et de cristaux de glace forment une bouillie de glace : le slush. Sur le rivage, en eau turbulente, les vagues peuvent transformer cette bouillie informe en boules de glace en faisant rouler des amoncellements de slush. Le diamètre des boules varie entre 10 et 30 cm, la moyenne étant de 15 cm. Ces boules de glace contiennent une faible proportion de neige par rapport aux boules qui sont formées lors des mouvements de la marée sur l'estran. En effet, la pellicule de neige recouvrant le haut estran peut être disséquée par le jet de rive au flot ou au jusant, isolant des lambeaux de neige ayant la forme de piliers. Ces lambeaux de neige enrobés de glace forment alors des boules de glace à noyau de neige. Lorsque ces dernières sont soulevées par le flot, elles peuvent arracher les tiges des plantes littorales.

Enfin, le déferlement des vagues projette des embruns qui gèlent instantanément sur les affleurements rocheux formant une carapace de glace pouvant rapidement atteindre 1 à 2 cm d'épaisseur. La persistance de cette carapace est variable, saisonnière si elle est rapidement isolée par une couche de neige, éphémère si l'engel est suivi d'une journée ensoleillée dont la température est au-dessus de zéro.

PHASE II : L'ASSEMBLAGE DES CELLULES INITIALES

L'apparition des cellules de glace est immédiatement suivie par la formation d'unités plus élaborées dont la forme dépend surtout du mode d'assemblage. Le premier mode d'assemblage se fait par accumulation dynamique, c'est-à-dire par l'intermédiaire d'un agent qui transporte et amoncelle les cellules de glace. Ce sont surtout les plaquettes facilement transportables qui s'entassent sur la plage, au haut de l'estran. Soudées

TABLEAU II
Phases de l'englacement de la glace de rive



par l'eau projetée lors du déferlement, elles forment une mince lisière de glace cohérente le long du trait de côte. Nous avons restreint l'expression pied de glace à ce liséré construit au haut de l'estran, sur la plage.

Quatre facteurs influencent le rythme initial de développement du pied de glace : (1) la disponibilité de cellules de glace, selon la température de l'air, (2) l'intensité de l'agent de transport, soit le vent (et les vagues). (3) la présence d'une nappe d'eau libre permettant aux cellules d'atteindre le rivage et, enfin (4), les conditions du site littoral. En effet, l'accumulation des cellules de glace est d'autant plus rapide que le site est exposé. Un site protégé à pente douce favorise ainsi la formation d'un pied de glace peu épais et étendu, tandis qu'un site exposé connaîtra une croissance verticale rapide du pied de glace. Nous avons observé un amoncel-

lement de plaquettes de 10 m de largeur et de 1,5 m de hauteur réalisé en deux jours au quai de Saint-François (site n° 4).

Le deuxième mode d'assemblage des cellules de glace se fait par agglomération, c'est-à-dire par une soudure passive des cellules. En eau calme, l'agglomération des boules liées entre elles par de l'eau congelée forme un radeau de boules dont la taille peut atteindre 1 à 2 m de diamètre (fig. 3). Dans un milieu légèrement plus turbulent, la variété des types de cellules de glace initiales se traduit en l'élaboration de radeaux composites. En effet, les plaquettes de glace et les boules se retrouvent alors entremêlées dans une matrice complexe de slush et d'eau congelée.

Dès l'engel, un radeau peut déjà prélever des sédiments. L'analyse granulométrique de tels sédiments pré-



FIGURE 3. Radeau de boules de glace. Noter sa charge sédimentaire importante.

Raft composed mainly of ball-ice. Note the substantial sediment load.

levés dans la glace, indique qu'ils correspondent à des limons fins très mal classés, semblables aux sédiments d'estran. On observe également une forte proportion de particules fines qui correspondent vraisemblablement à un apport de particules en suspension congelées lors de la cimentation du radeau. La charge sédimentaire peut atteindre 15% du poids total, mais en général cette proportion est moindre.

PHASE III : L'ENGLAÇONNEMENT

Les radeaux de glace, qui échouent au fond des baies protégées, forment une couverture plus ou moins continue qui ralentit considérablement le développement du pied de glace. Ce processus d'agglomération des radeaux de glace, décrit comme étant l'englaçonnement par HAMELIN (1959), forme rapidement une plate-forme de glace cohérente sur le schorre supérieur du site n° 3, car les radeaux peu mobiles sont soudés entre eux par le gel de l'eau infiltrée dans les fissures; c'est le début de la formation de la glace d'estran, localement appelée glace de batture.

Plus tardif, l'englaçonnement du schorre moyen est retardé par le marnage qui bouscule les radeaux. Pendant une tempête, un empilement de radeaux atteignant 2,5 m de hauteur a été observé sur le schorre du site n° 3 (fig. 4).

Dans un site protégé, la cohésion de cette plate-forme de glace est rapidement réalisée. Elle empêche par ailleurs toute accumulation dynamique de cellules de glace sur le haut-estran, freinant et même arrêtant le développement du pied de glace. Ce dernier voit alors sa croissance verticale assurée uniquement par les apports nivaux. L'apparition de congères, qui s'alignent tant sur le pied de glace que sur la glace d'estran, confère finalement un relief uniforme à la glace de rive dans un milieu à faible énergie.



FIGURE 4. Ces radeaux, composés de boules et de slush congelés, empilés sur l'estran du site n° 3 seront soudés pour former la glace d'estran.

Rafts made of ball-ice and frozen slush stacked on the tidal flat at site No. 3. They will subsequently form the shore ice.

Dans un milieu à haute énergie, particulièrement dans les sites situés sur la côte sud de la pointe d'Argentanay, l'englaçonnement des bas estrans apparaît comme un phénomène beaucoup plus tardif. La turbulence de l'eau empêche l'accumulation de radeaux de glace, qui n'intervient que lorsqu'il y a eu englaçonnement de la surface de l'estuaire.

L'intervalle de temps qui s'écoule entre le début de l'englacement de la rive et l'apparition massive des glaces flottantes sur la nappe d'eau peut atteindre deux semaines. Ce délai permet une croissance très rapide du pied de glace sur le haut estran dans un site à haute énergie. La bordure extérieure du pied de glace prend alors la forme d'une succession de croissants de glace plus ou moins régulièrement espacés, les crêtes de glace en saillie étant surélevées d'environ 1 m par rapport aux dépressions qui forment les rentrants.

Le mode de formation de ce pied de glace festonné est complexe, car tels les mécanismes responsables de la formation des croissants de plage (KOMAR, 1976), leur évolution tient à la fois de l'accumulation dynamique du matériel et de son érosion mécanique et possiblement thermique. DOZIER *et al.* (1976) mentionnent avoir observé au lac Supérieur un pied de glace originellement rectiligne devenu festonné à la suite de l'augmentation de la puissance des vagues.

L'examen du mode de formation de mini-croissants de glace nous incite à favoriser une genèse par accumulation dynamique des cellules de glace. Nous avons cependant observé quelques formes d'érosion sur le pied de glace festonné, telles qu'une encoche à la base et des trous souffleurs au fond des dépressions. Ce type de pied de glace peut connaître une croissance phénoménale; en moins d'une semaine il a atteint 4 m de hauteur au site n° 4. Cette constatation laisse croire que la croissance du pied de glace est d'autant plus

forte que l'estran est étroit et sa pente forte, ce qui appuie l'hypothèse de KNIGHT et DALRYMPLE (1976) qui associent la hauteur et la largeur du pied de glace à la pente du littoral et au tracé de la côte. Tant que l'englaçonnement et la formation d'une glace d'estran cohésive n'a pas eu lieu, la croissance du pied de glace festonné se poursuit. Elle s'accompagne d'ailleurs d'une prise en charge de débris projetés par le déferlement.

PHASE IV : LA FIXATION DE LA GLACE DE RIVE DANS UN MILIEU À HAUTE ÉNERGIE

La turbulence des agents littoraux et la faible protection offerte par le site peuvent retarder de plus d'un mois la fixation de la glace d'estran. La glace forme alors une plate-forme disjointe dont la partie distale soumise à l'oscillation maximale des marées est très accidentée (fig. 5). L'illusion d'un englacement avancé et cohérent à marée haute s'éclipse à marée basse car les radeaux composites qui atteignent maintenant de grandes dimensions (1 à 4 m) se bousculent pour former un champ de glace très chaotique. La cohésion définitive des radeaux en glace d'estran ne se fera que lors des grands froids du début janvier, toujours par la congélation de l'eau qui s'infiltré entre les radeaux pour former des pellicules de glace mince qui soudent les radeaux entre eux. Cette évolution sera progressive, commençant dans la partie proximale au rivage et s'étendant lentement jusque dans la partie distale.

PHASE V : LE PLÉNI-GLACIEL

On définit le pléni-glaciel comme la période où la couverture de glace est maximale, tant sur l'estuaire que sur le littoral où elle varie en largeur de 140 m sur la rive sud à 700 m dans l'anse aux Canards. L'évolution de la glace de rive est alors surtout caractérisée par des réajustements de sa surface et par une certaine activité à sa bordure extérieure appelée frontière de glace. La glace de dérive peut se fixer à la frontière de glace par temps calme et favoriser ainsi la croissance de la glace d'estran, surtout au cours des grands froids. Cette croissance de la glace d'estran est ralentie considérablement à l'approche des courants turbulents du chenal. Ceux-ci empêchent la fixation de nouveaux radeaux composites et l'agrégation de cellules plus petites, comme les plaquettes de glace et le slush (MICHEL, 1971).

Le marnage bi-quotidien force la glace d'estran à se réajuster constamment. Il se développe un réseau de fissures parallèles au rivage de plus en plus dense à mesure que l'on s'approche de la frontière de glace. Si leur densité devient trop élevée, il se développe des fissures transversales. Le tout forme un réseau polygonal d'environ 2 m de côté.



FIGURE 5. Glace d'estran chaotique au site n° 2.
Chaotic tidal ice platform at site No. 2.

Sur la côte sud de la pointe d'Argentenay, la glace d'estran subit des pressions et des désarticulations particulièrement élevées à cause de la faible largeur de l'estran, de son exposition aux vents de tempête et de la circulation des navires à moins de 0,5 km de la côte. Son profil très accidenté lui vaut alors l'appellation de glace d'estran chaotique.

Indépendamment du site, l'enneigement assure finalement une certaine uniformisation entre les divers types de surfaces de glace de rive observées.

PHASE VI : LE DÉGLACEMENT

DIONNE (1970a) a résumé le mécanisme de déglacement des rives de l'estuaire du Saint-Laurent. Il identifie trois modes de déglacement distincts, soit 1) par détachements marginaux (fig. 6), 2) par détachements massifs et 3) par fonte sur place de la glace de rive. Nos observations montrent que ces processus sont régis localement par les conditions particulières de chaque site étudié.

Pendant le pléni-glaciel, la bordure externe de la glace d'estran d'un site exposé connaît des décollements marginaux. C'est cependant la combinaison de plusieurs facteurs, soit les grandes marées printanières, le réchauffement saisonnier et les vents de tempête, qui viendront soulever les eaux et casser la glace. La forme des fragments de glace ainsi libérés laisse supposer qu'ils ne sont pas toujours issus de blocs fracturés à partir d'une surface homogène, mais aussi de radeaux préfigurés lors de l'englaçonnement et dont les liens ont été brisés.

Au cours des deux périodes d'observation du déglacement, la rive sud de la pointe d'Argentenay a été rapidement libérée de sa glace. En 1978, le déglacement résulta de la « casse » de la glace d'estran, amorcée lors d'une tempête à la fin de mars. La violence des vagues alliée aux fortes amplitudes des marées de

vive-eau est à l'origine de cette destruction, tandis que les jusants et les vents du sud-ouest assurent l'évacuation vers l'aval des radeaux libérés.

Du côté nord, dans l'anse aux Canards surtout, mais aussi à un degré moindre dans les anses plus petites, seule la partie distale de la glace d'estran couvrant la slikke et les schorres inférieur et moyen, a été évacuée par les courants du jusant. La glace d'estran située sur le schorre supérieur ainsi que de nombreux gros radeaux échoués fondirent sur place au cours des deux débâcles que nous avons observées (fig. 7 et 8).

LA MOBILITÉ DES BLOCS GLACIELS

Depuis longtemps attribué au transport par les glaces flottantes (LYELL, 1843, 1845), le déplacement des blocs glaciels n'a fait l'objet que de peu d'observations quantitatives. Au Québec, BROCHU (1961) et HAMELIN et LETARTE (1966) ont cherché à vérifier la mobilité des blocs glaciels et à étudier leur comportement. Au Canada et à l'étranger, signalons les travaux récents de ADAMS et MATHEWSON (1976) sur le lac Gillies, en Ontario, de MANSIKKANIEMI (1976) sur la mer Baltique et de MACKAY et MACKAY (1977) sur le Mackenzie.

Nous avons tenté de faire une évaluation quantitative du transport de blocs erratiques sur les estrans de la pointe d'Argentenay durant la saison glacielle 1977-1978. Un plan d'échantillonnage précis portant sur 203 blocs et comportant trois phases distinctes a été suivi :

1) Nous avons rempli une fiche technique pour chacun des blocs, en décrivant la dimension (longueur L, largeur l, hauteur E,) l'orientation du grand axe, l'éroussé visuel, la profondeur d'envasement et la nature lithologique. Chacun des blocs a été numéroté à l'aide d'une peinture à base de polyéthylène très résistante. Une flèche pointant vers le nord a été peinte sur chaque bloc afin de déceler d'éventuels pivotements et renversements. Finalement, les blocs furent localisés à l'aide d'un théodolite (Wild T1) et d'un télémètre (Wild Distomat D-13SS). Cette technique permet une précision de localisation de l'ordre du centimètre.

2) Un croquis de localisation des blocs fut dressé par cartographie automatisée.

3) Les blocs échantillonnés ont été relocalisés après le déroulement d'un cycle glacielle.

L'échantillonnage a porté sur des blocs glaciels de la taille du mètre. Selon un relevé statistique de TREMBLAY (1967) au cap à l'Orignal et selon DIONNE (1972b), cette dimension semble être représentative de la taille moyenne des blocs des rives de l'estuaire du Saint-Laurent.

SITE N° 1 : RIVE NORD DE LA POINTE D'ARGENTENAY

Sur les 50 blocs dispersés sur l'estran à cet endroit, 39 étaient des grès anguleux locaux, 9 des blocs arron-



FIGURE 6. Décollements marginaux à la limite de la glace au moment du déglacement.

Ice-rafts detached from the ice-border at break-up.



FIGURE 7. Radeau, composé de glaçons agglomérés, échoué sur la plate-forme littorale au printemps.

Large ice-raft stranded on the rocky shore platform.



FIGURE 8. Le 23 mars 1979, par temps calme et exceptionnellement chaud (13,8°C), la glace de batture fond sur glace dans l'anse aux Canards.

On March 23, 1979, shore-ice melts in situ at Anse aux Canards under exceptionally warm (13,8°C), sunny and windless weather conditions.

dis précambriens et 2 des conglomérats calcaires. Les 9 blocs d'origine non locale étaient tous situés à la laisse des basses mers. La taille moyenne des blocs était de 113 cm de longueur (L), 103 cm de largeur (l) et 52 cm de hauteur (E). Nous n'avons pas relevé d'orientation préférentielle du grand axe des blocs échantillonnés. L'envasement des blocs était nul pour les blocs isolés sur la plate-forme rocheuse et pouvait atteindre 20 cm pour les blocs alignés à la laisse des basses mers.

Finalement, l'analyse de la mobilité des blocs n'a pu être faite que sur 25 blocs, car des 50 blocs initiaux, 7 n'ont pu être localisés avant l'englacement et 18 n'ont pu être relocalisés lors de la campagne de mesure au printemps parce que nous n'avons jamais pu profiter d'une marée aussi basse qu'à l'automne.

Parmi les 25 blocs qui ont été relocalisés, 7 ont bougé. Aucun de ces 7 blocs n'a été transporté sur une distance mesurable, les mouvements s'étant limités à des rotations et à des renversements. La taille des blocs bousculés (130 × 105 × 62 cm) est sensiblement égale à la moyenne, le plus gros bloc déplacé atteignant 220 × 177 × 97 cm. Les 7 blocs bousculés sont tous des grès anguleux peu ou pas envasés; l'un d'entre eux a été brisé en deux. Nous avons aussi observé l'arrivée d'un nouveau bloc sur l'estran; il s'agissait d'un bloc de ciment cubique de 30 cm d'arête.

SITE N° 2 : RIVE SUD DE LA POINTE D'ARGENTENAY

Au site n° 2, l'échantillonnage a porté sur 51 blocs dont 43 étaient des grès locaux anguleux. La figure 9 montre la disposition de ces blocs. Parmi les blocs situés au bas de l'estran, il y avait 4 blocs cristallins, 4 blocs de conglomérat et 7 blocs de grès dont 5 étaient arrondis. Plus de 50% des blocs du bas-estran provenaient donc de l'extérieur, peut-être plus si l'on inclut les grès arrondis. Enfin, la taille moyenne des blocs était de 112 × 86 × 58 cm et leur envasement de faible à nul dans 80% des cas.

Très exposés aux vagues de tempête, les blocs échantillonnés ont subi de nombreux déplacements. L'analyse, qui a porté finalement sur 41 blocs, a démontré que plus de 59% d'entre eux avaient bougé. Sept blocs avaient été transportés vers l'estuaire et sont disparus; 8 autres avaient été déplacés sur une distance mesurable alors que 7 blocs n'avaient subi qu'une simple rotation.

Si l'on se réfère à la figure 9, nous constatons que les déplacements sont multi-directionnels. Par exemple, les blocs n° 48 et 51, accolés l'un à l'autre au départ, avaient été déplacés dans des directions diamétralement opposées. Les déplacements les plus importants ont, été de 60 m pour le bloc n° 29 et de 25 m pour le bloc n° 32. Ces deux blocs furent déplacés vers l'amont

parallèlement au rivage. Le bloc n° 28 transporté sur une distance de 10 m au total montrait par une cicatrice de 1 m de largeur dans la vase un court déplacement final résultant probablement d'un échouage graduel à la fin d'un voyage après avoir été enchassé dans un radeau de glace.

Tous les blocs qui ont bougé ont des dimensions moyennes (86 × 57 × 40 cm) inférieures à la moyenne des blocs échantillonnés (112 × 86 × 58 cm). Il semble qu'il y ait une relation entre la taille du bloc déplacé et l'importance du déplacement. Ainsi, la dimension des blocs disparus (69 × 54 × 43 cm) est plus petite que celle des blocs déplacés localement (92 × 60 × 37 cm), elle-même plus petite que celle des blocs simplement retournés (100 × 57 × 42 cm). Tous les blocs déplacés étaient peu ou pas envasés et tous sont anguleux, à l'exception de deux blocs sub-anguleux.

Le déplacement des blocs au site n° 2 ne semble pas être fonction de leur position sur l'estran. Le transport des blocs n° 46, 47, 48, 49 et 51, fraîchement gélivés, démontre entre autres que les glaces sont un agent efficace pour évacuer les gélifracts locaux et contribuer ainsi à la destruction des barres de grès en saillie.

SITE N° 3 : ANSE AUX CANARDS

Les 51 blocs échantillonnés au site n° 3 formaient un alignement discontinu sur la slikke. L'échantillonnage comprenait 27 grès dont 75% étaient anguleux, 14 blocs cristallins arrondis, 7 blocs calcaires et 3 conglomérats sub-anguleux provenant d'un affleurement situé à 300 m du site. La taille moyenne des blocs (151 × 114 × 53 cm) et leur envasement variant entre 15 et 40 cm (un seul bloc, sur un affleurement, n'était pas envasé) en font les spécimens échantillonnés les plus gros et les plus envasés de l'étude. Cela explique probablement pourquoi un seul des 48 blocs retenus pour l'analyse a été déplacé; c'était d'ailleurs le seul bloc non envasé. Il s'agissait d'un conglomérat calcaire anguleux de 160 × 140 × 80 cm qui fut déplacé de 4 m et que nous avons retrouvé brisé en deux.

De nombreux indices nous incitent à croire que ces blocs, même certains grès arrondis, proviennent majoritairement d'une source extérieure au site et n'ont que peu ou pas bougé depuis leur délestage dans la slikke. En effet, la forme arrondie des blocs dans 50% des cas et leur origine allochtone dans 42% des cas militent en faveur d'un apport de l'extérieur. Enfin, la présence de nombreux blocs enfouis dans la vase appuie l'hypothèse d'une faible mobilité des blocs dans la slikke. Nous avons d'ailleurs observé que la plupart des blocs s'étaient envasés de 15 à 25 cm durant l'hiver, la moyenne se situant aux environs de 20 cm. Cette dernière observation prouve qu'il existe une sédimentation hivernale sous la glace d'estran.

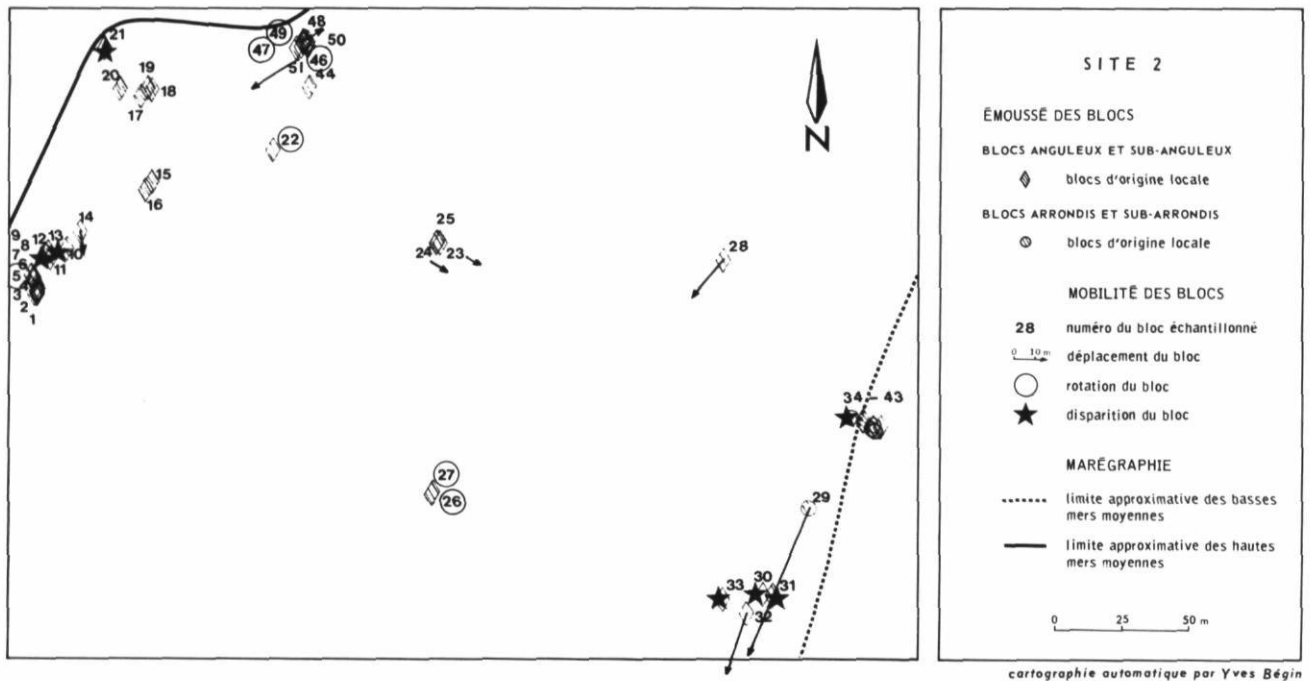


FIGURE 9. Croquis de localisation des blocs du site n° 2 et des déplacements qu'ils ont subis.

Sketch showing the original locations of the sampled boulders at site No. 4 and the shifts they were subjected to.

SITE N° 4 : CÔTÉ EST DU QUAI DE SAINT-FRANÇOIS

Au site n° 4, les 51 blocs échantillonnés se répartissent selon trois modes de disposition : on y trouve deux groupes de blocs (nos 6 à 17 et 45 à 48), un alignement de blocs (nos 22 à 44) sur le bas-estran (fig. 10) ainsi que des blocs dispersés. Les 7 blocs allochtones, dont 4 précambriens et 3 conglomérats, faisaient tous partie de l'alignement de blocs. Tous les blocs échantillonnés étaient en contact direct avec la plate-forme, sauf ceux qui, alignés dans le bas-estran, étaient légèrement envasés (au plus 10 cm).

Si tous les blocs ont pu être relocalisés avec précision, seulement 6 ont subi un déplacement, tous des grès anguleux et non envasés. De ces 6 blocs, 2 ont subi de faibles déplacements difficilement mesurables. Par exemple, le bloc n° 6 a été légèrement déplacé vers l'extérieur de son groupe. Quant aux blocs nos 1, 2, 4 et 5, ils se sont déplacés vers l'amont sur une distance variant entre 1 et 3 m. Le bloc 17 a pivoté sur lui-même.

Aucun des blocs alignés dans le bas-estran n'a été transporté. La position de l'alignement des blocs correspond à la frontière de la glace d'estran chaotique du site n° 4. Nous croyons que ces blocs sont quasi immobiles comme au site de l'anse aux Canards et qu'ils proviennent du délestage de blocs par les radeaux de glace accolés à la frontière de glace. Cet alignement

de blocs glaciels au bas de l'estran n'indiquerait donc pas un remaniement des blocs dispersés, mais plutôt une zone de délestage coïncidant avec la limite externe de la glace d'estran.

L'ENSEMENCEMENT DE BLOCS SUR LA PLATE-FORME DE LA POINTE D'ARGENTENAY

La plate-forme schisteuse de la pointe d'Argentenay fait face aux vents de l'est et du nord-est; par temps calme, les glaces à la dérive nous montrent l'activité importante des courants de marée; c'est le site le plus exposé de la région étudiée. Le 13 novembre 1978, nous y avons installé, selon une direction de 053°, un alignement de 16 blocs numérotés et orientés. Leurs dimensions moyennes étaient de 61 × 46 × 26 cm et ils étaient anguleux ou sub-anguleux. Les blocs étaient distancés de 35 m en moyenne. Dans ce milieu très dynamique, il s'agissait donc de blocs susceptibles d'être emportés.

La vague de froid du 20 novembre au 3 décembre eut pour effet de figer les blocs sur la plate-forme grâce à la formation d'une carapace de glace, puis d'amorcer l'englaçonnement. Les 4 et 5 décembre, un dégel comparable à un court épisode printanier a coïncidé avec les marées de vive-eau. Il est alors tombé 15,2 mm de pluie et le vent s'est maintenu de l'ENE à 18 km/h pendant 17 heures (Canada, env. atm., 1978). Treize blocs ont alors été emportés tandis que les 3

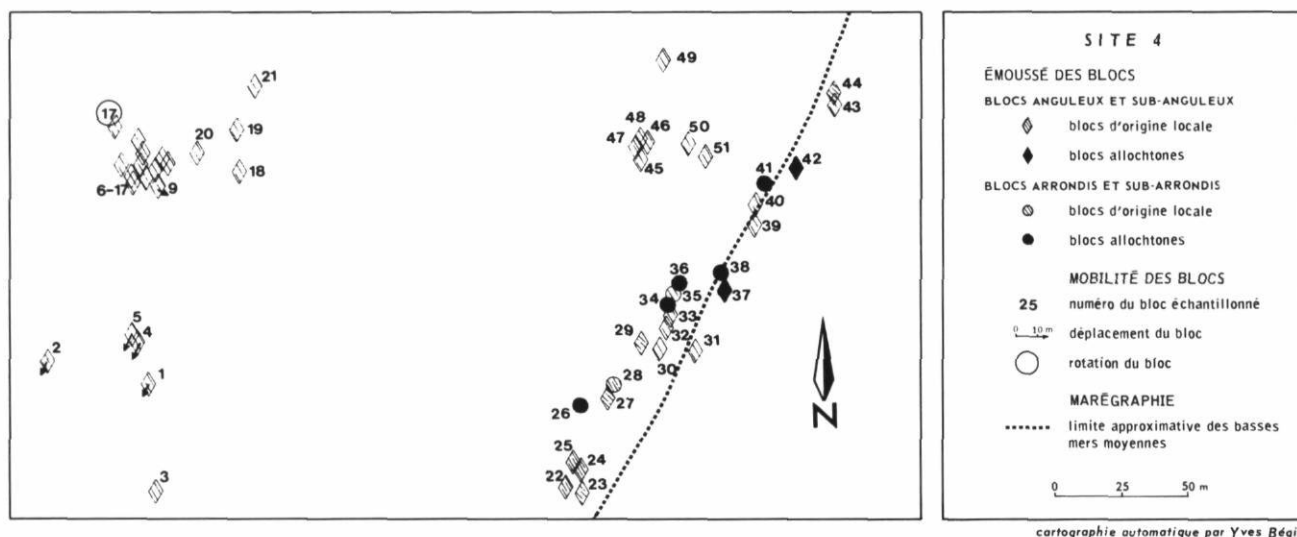


FIGURE 10. Croquis de localisation des blocs du site n° 4 et des déplacements qu'ils ont subis.

Sketch showing the original locations of the sampled boulders at site n° 4 and the shifts they were subjected to.

blocs restants ont été désalignés. Au printemps, la plate-forme était nettoyée de tous les blocs. Cette expérience démontre donc une très grande mobilité des blocs épars sur les plates-formes rocheuses fortement exposées.

SYNTHÈSE

Les observations suivies pendant les hivers 1977-1978 et 1978-1979 nous ont permis de mieux cerner les phases de l'englacement de la glace de rive et de déterminer son rôle sur la mobilité des blocs erratiques sur les estrans de la pointe d'Argenteau. Deux types associés de glace de rive ont été reconnus : le pied de glace qui désigne une bande étroite édifée sur le haut de l'estran et formée principalement par l'accumulation dynamique de cellules de glace et la glace d'estran, ou de batture, formée par la soudure de radeaux de glace dans la zone intertidale. On retrouve ici la distinction de DIONNE (1973a) entre le pied de glace de haut estran et le pied de glace de bas estran ; cependant, la difficulté de définir la limite morphologique entre le haut estran et le bas estran nous incite pour le moment à ne retenir que des termes descriptifs des formes glacielles elles-mêmes.

Une deuxième distinction dans les modalités d'englacement tient de la dynamique des processus responsables du façonnement du pied de glace et de la glace d'estran. Dans un milieu à faible énergie, la croissance dynamique du pied de glace est rapidement interrompue par l'englaçonnement de l'estran. L'enneigement vient rapidement régulariser la surface de la plate-forme de glace où le pied de glace et la glace d'estran forment un tout d'apparence uniforme. Par contre, dans un

milieu à haute énergie, la croissance rapide du pied de glace lui confère un relief ondulé dont la bordure extérieure est festonnée. Quant à la glace d'estran, sa genèse est marquée par des bouleversements fréquents et sa surface est très chaotique.

La fréquence et l'intensité des agents littoraux liés à l'englacement, les vagues surtout, apparaissent donc comme déterminants dans la morphologie des divers types de glace de rive observés à l'extrémité aval de l'île d'Orléans. Or, c'est en fonction de l'exposition du site que ces agents varient. Cette constatation est aussi valable pour le déglacement car, malgré des conditions hydrographiques, marégraphiques et climatiques semblables, divers sites littoraux pourtant voisins ont connu un rythme de déglacement fort différent ; ce rythme semblant dépendre de l'exposition du site.

Par ailleurs, les conditions météorologiques peuvent varier d'un hiver à l'autre. Par exemple, sauf pour une tempête importante le 21 janvier, l'hiver a été moins violent en 1978-79 que l'année précédente. L'englacement a été amorcé le 20 novembre par un coup de froid qui provoqua la formation de plaquettes et d'une carapace de glace. Les vents ont été assez actifs pour permettre l'accumulation d'un pied de glace sur les sites exposés, mais pas suffisamment pour en permettre l'édification au fond de l'anse aux Canards (site n° 3). À ce dernier site, la glace de batture se forma par les alternances des inondations tidales, du gel et de la neige (fig. 11) ; il en est résulté une glace d'estran d'environ 1 m d'épaisseur, interstratifiée de neige congelée et de glace boueuse car chaque flot apporte sa charge de vase qui se dépose sur la glace d'estran lorsqu'elle est submergée (fig. 12). Ainsi, un hiver moins venteux comme celui de 1978-79 a eu pour consé-



FIGURE 11. La glace d'estran uniforme est submergée à la marée montante. Quelques radeaux délaissés par une marée antérieure reposent sur la glace de batture. Les eaux boueuses laissent une couche de vase sur la glace après leur retrait. *Uniform shore ice is submerged by the incoming tide. Note rafts abandoned on the shore ice platform by a previous tide. A layer of mud is left on the ice at low tide.*



FIGURE 12. Glace d'estran interstratifiée d'herbes fauchées, de neige congelée et de glace boueuse au site n° 3 à la suite du temps relativement calme de l'automne 1978 et de l'hiver 1979. *Layers of mown grass, refrozen snow and muddy ice in the shore-ice at site n° 3, the result of the relatively calm weather of Fall 1978 and Winter 1979.*

quence la formation d'un pied de glace moins développé sur les sites exposés et son absence dans les baies protégées. Donc, bien que les mêmes phénomènes glaciologiques se produisent tous les ans, les variations climatiques sont susceptibles de modifier leur intensité.

Par ailleurs, l'analyse de la mobilité des blocs, compte tenu des difficultés inhérentes au milieu, n'a porté que sur 181 individus de la taille du mètre, soit un nombre infime par rapport au milliers de blocs qui jonchent les rives du Saint-Laurent. Néanmoins, les résultats obtenus expriment certaines tendances qui méritent d'être retenues :

1) L'échantillonnage des blocs montre que les blocs de grès d'origine locale sont dispersés partout sur l'estran, tandis que les blocs glaciels allochtones, représentés par les blocs précambriens et quelques blocs calcaires, se retrouvent exclusivement dans les alignements de blocs situés à la limite des basses mers.

2) Les blocs déplacés ont en commun leur taille moyenne plus petite que la moyenne des blocs échantillonnés, leur forme anguleuse et leur envasement nul ou presque.

3) Les blocs sont transportés dans des directions variées, celles-ci pouvant même être diamétralement opposées dans un site de superficie restreinte. La mobilité des blocs semble indépendante de leur position sur l'estran. Seuls les blocs alignés au niveau des basses mers semblent immobiles ou presque. BROCHU (1969) a déjà fait les mêmes constatations en amont de Québec.

4) Comme la dynamique glacielle d'un site est reliée à son exposition et à l'intensité des agents littoraux, la mobilité des blocs apparaît comme étant directement influencée par l'énergie réelle du site. Rappelons que

dans un site à haute énergie (site n° 2), plus de 50% des blocs ont été déplacés tandis que dans un site protégé (site n° 3), à peine 2% des blocs ont bougé. MAN-SIKKANIEMI (1976) mentionne d'ailleurs dans une étude sur la glacielle aux îles de l'archipel Turku que le mouvement des blocs glaciels dans les endroits abrités demeure très limité, sauf lorsque le vent souffle directement vers ces endroits.

5) Dépendant des conditions météorologiques, certains blocs sont susceptibles d'être déplacés par les glaces flottantes dès l'englacement. D'autre part, comme les alignements de blocs observés à la laisse des basses mers s'étirent le long de la frontière de glace du pléni-glacielle, on peut logiquement en déduire qu'il y a des transports et des délestages au cours de l'hiver. En effet, lors de périodes de dégel hivernal, qui durent quelques jours, une grande quantité de radeaux peut se détacher à la bordure externe de la glace d'estran et partir à la dérive sur le fleuve, surtout si ce dégel temporaire coïncide avec les vives-eaux. BROCHU (1960, p. 45), entre autres, a déjà fait remarquer ce phénomène. Des transports sont susceptibles alors de se produire et des radeaux peuvent alors venir heurter une frontière de glace dans un secteur distant du lieu de décollement. Ceci n'exclut pas cependant la formation de cordons par un remaniement printannier des champs de blocs comme l'a suggéré le même auteur (BROCHU, 1961).

Une observation ponctuelle vient appuyer cette affirmation. Au printemps 1979, le 23 mars, alors que la glace d'estran fondait sur place par jour ensoleillé et sans vent (17°, le 24 mars), nous avons relevé 9 blocs emprisonnés dans la glace de batture aux abords du site n° 1 (fig. 13). (En ayant dégagé quelques-uns, nous nous sommes assurés qu'ils étaient bien enchassés dans la glace et qu'ils ne reposaient pas sur le fond.)



FIGURE 13. Petit bloc progressivement dégagé par la fonte sur glace de la glace entre le site n° 1 et le site n° 5.
Progressive release of a small boulder resulting from ice melting in situ, near site n° 1.

Il faut donc en déduire qu'ils étaient arrivés là soit au moment de l'englaçonnement, au début de l'hiver, soit au cours d'une période de dégel temporaire au cours de l'hiver.

CONCLUSION

Les analyses effectuées à la pointe d'Argentenay sur des sites différemment exposés aux vagues laissent donc entrevoir une dynamique glacielle fort différente d'un site à l'autre.

La plupart des travaux sur le glacier font état du rôle complexe et encore mal défini des glaces littorales en ce qui a trait à l'érosion, au transport, à la sédimentation et à la protection qu'elles offrent aux rivages. Les observations de la présente étude viennent préciser ce rôle en fonction des divers sites étudiés. Dans un milieu protégé, la croissance rapide de la glace de rive forme rapidement une plate-forme uniforme et cohérente en quelques semaines. Par contre, dans un milieu exposé, la turbulence de la nappe d'eau et la faible protection offerte par le site retardent la formation de la glace de rive de plus d'un mois.

De même, les observations sur la mobilité des blocs glaciels montrent que le nombre de déplacements augmente selon l'exposition du site. Cette attaque vigoureuse par le gel et les glaces des estrans exposés se traduit par la destruction des barres de grès sur la plate-forme littorale, comme elle est aussi en partie responsable de la dégradation du quai de Saint-François.

Ce rôle des glaces comme agent destructeur des barres rocheuses n'a été que peu étudié jusqu'à maintenant. LAGAREC (1976) en mentionne la possibilité en Hudsonie. Tout récemment, NIELSEN (1979) a abordé cette question près de Disko, au Groenland. On a pu observer à l'île d'Orléans des vides laissés dans ces

barres à la suite de l'extraction de blocs. Nous avons aussi remarqué la présence de blocs anguleux emballés dans la glace et dont une ou deux faces étaient encore enduites de la calcite remplissant les fissures observées dans les affleurements de grès. L'importance des processus périglaciaires, gélivation et actions glacielles, dans l'évolution des plates-formes littorales du Saint-Laurent, déjà suggérée par GUILCHER (1976), mériterait certainement d'être évaluée plus à fond dans des recherches futures.

REMERCIEMENTS

Les auteurs ont bénéficié lors de leurs travaux de subventions du budget spécial de recherches de l'université Laval. De nombreux étudiants ont participé au marquage des blocs. M. Denis Tremblay, arpenteur-géomètre, a fourni gracieusement temps et équipement pour les relevés. À titre expérimental, une peinture spécialement résistante a été produite et gracieusement fournie par la Compagnie Sico inc. M. Yves Bégin a procédé à la cartographie automatisée des blocs tandis que M. Michel Guénette a dessiné la carte géomorphologique. Toutes les figures ont été finalisées pour publication par le laboratoire de cartographie du département de Géographie de l'université Laval. MM. Serge Payette et Germain Tremblay ont critiqué la toute première version du texte qui fut dactylographié par M^{mes} Thérèse Lambert et Line Simoneau.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, W. P. et MATHEWSON, S. A. (1976) : Approaches to the study of icepush features, with reference to Gillies Lake, Ontario, *Rev. Géogr. Montr.*, 30 (1-2) : 187-196.
- ASSOCIATION INTERNATIONALE DE RECHERCHES HYDRAULIQUES (1977) : *Multilingual Ice Terminology*, Budapest, Centre des recherches pour les ressources de l'eau, section des glaces, 40 p.
- BEAUBIEN, P. (1973) : *Contribution à la géographie physique de l'île d'Orléans, co. Montmorency*. Québec, univ. Laval, dép. de Géogr., thèse de maîtrise non publ. 130 p.
- BROCHU, M. (1954) : Un problème des rives du Saint-Laurent : blocs erratiques observés à la surface des terrasses marines, *Rev. Géomorph. dyn.*, 5 (2) : 76-82.
- (1957) : Dynamique actuelle de la glace sur les rives du Saint-Laurent (érosion et sédimentation), *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 244 : 2534-2536.
- (1960) : *Dynamique et caractéristiques des glaces de dérive de l'estuaire et de la partie nord-est du Golfe du Saint-Laurent, hiver 1957-1958*. Ottawa, étude géogr. n° 24, 93 p.
- (1961) : *Déplacements de blocs par la glace le long du Saint-Laurent*, Ottawa, étude géogr. n° 30, 27 p.

- (1963) : Commentaire à la note de M. Jean-Claude Dionne sur l'estuaire du Saint-Laurent, *Zeitsch Geomorph.*, 7 (1) : 44-47.
- BRYAN, M. L. et MARCUS, M. G. (1972) : Physical characteristics of nearshore ice ridges, *Arctic*, 25 (3) : 182-192.
- CANADA (Environnement atmosphérique) (1977, 1978, 1979) : *Sommaires météorologiques mensuels à l'aéroport de Québec*, Pêches et Environnement Canada.
- CANADA (Pêches et Environnement) (1979) : *Table des marées et courants du Canada. Volume 3, Fleuve Saint-Laurent et rivière Saguenay*, Service des pêches et de la mer, 39 p.
- CHAMPAGNE, P. (1978) : *Évolution littorale et dynamique glacielle. Pointe d'Argentenay île d'Orléans*, Québec, Univ. Laval, dép. de Géogr., thèse de maîtrise non publ., 124 p.
- CHARLESWORTH, J. K. (1957) : *The Quaternary Era (with special reference to it's glaciation)*, Londres, Arnold, 2 vol., 1 700 p.
- DAVIS, R. A. (1973) : Coastal Ice Formation and it's Effects on Beach Sedimentation, *Shore and Beach*, 41 (1) : 3-9.
- DAWSON, J. W. (1868) : *Acadian geology*, Londres, Macmillan, 694 p. 2^e édit.
- (1893) : *The Canadian Ice Age*, Montréal, W. V. Dawson, 301 p.
- DIONNE, J.-C. (1962) : Note sur les blocs d'estran, littoral sud du Saint-Laurent, *Can. Geogr.*, 7 (2) : 69-77.
- (1963) : Le problème de la terrasse et de la falaise Mic Mac. *Rev. can. Géogr.*, 17 (1-2) : 9-25.
- (1968a) : Schorre morphology on the south shore of the St-Lawrence Estuary, *Amer. J. sci.*, 266 (5) : 380-388.
- (1968b) : Morphologie et sédimentologie glacielle, littoral sud du Saint-Laurent, *Zeitsch. Geomorph.*, Sp. Bd., 7 : 56-84.
- (1968c) : Action of shore ice on the tidal flats of the St-Lawrence Estuary, *Maritime Sediments*, 4 (3) : 113-115.
- (1969a) : Érosion glacielle littorale, estuaire du Saint-Laurent, *Rev. Géogr. Montr.*, 23 (1) : 5-20.
- (1969b) : Tidal flat erosion by ice at La Pocatière St-Lawrence Estuary, *J. Sed. Petrol.*, 39 (3) : 1174-1181.
- (1970a) : *Aspects morpho-sédimentologiques du glacier, en particulier des côtes du Saint-Laurent*, Québec, Env. Canada, Rapp. infor. Q-9, 324 p.
- (1970b) : Exotic pebbles in Quaternary deposits from the south coast of the St-Lawrence Estuary, Québec, *Maritime Sediments*, 6 (3) : 110-112.
- (1971a) : Érosion glacielle de la slikke, estuaire du Saint-Laurent, *Rev. Géomorph. dyn.*, 20 (1) : 5-21.
- (1971b) : Polygonal patterns in muddy tidal flats, *J. Sed. Petrol.*, 41 (3) : 838-839.
- (1972a) : Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent, *Zeitsch. Geomorph.*, Sp. Bd., 13 : 131-162.
- (1972b) : Caractéristiques des blocs erratiques des rives de l'estuaire du Saint-Laurent, *Rev. Géogr. Montr.*, 26 (2) : 125-152.
- (1972c) : Sur l'origine des estrans rocheux du Saint-Laurent, *Ann. ACFAS*, 39 : 76.
- (1972d) : Micro-craters in muddy tidal flats of cold regions, *Cah. Géogr. Qué.*, 16 (39) : 495-498.
- (1972e) : *Vocabulaire du glacier*, Québec, Env. Canada, Rapp. infor. Q-F-X-34, 47 p.
- (1972f) : Ribbed grooves in mud tidal flats of cold regions, *J. Sed. Petrol.*, 42 (4) : 848-851.
- (1973a) : La notion du pied de glace (icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent, *Cah. Géogr. Qué.*, 17 (41) : 221-250.
- (1973b) : Distinction entre stries glacielles et stries glaciaires, *Rev. Géogr. Montr.*, 27 (2) : 190-196.
- (1974a) : *Bibliographie annotée sur les aspects géologiques du glacier*, Québec, Env. Canada, Rapp. IAU-X-9, 122 p.
- (1974b) : Polished and striated mud surfaces in the St-Lawrence tidal flats, Québec, *Can. J. Earth Sci.*, 11 (6) : 860-866.
- (1974c) : Mud cracks and polygons on ice push ridges in lower tidal flats of the St-Lawrence Estuary, *Can. J. Earth Sci.*, 11 (3) : 489-494.
- (1977) : La mer de Goldthwait au Québec, *Geogr. phys. Quat.*, 31, 1-2, 61-80.
- DOZIER, J., MARSH, B. D. et MARSH, W. M. (1976) : Ice cups formation on Lake Superior icefoots, *Rev. Géogr. Montr.*, 30 (1-2) : 161-169.
- EVENSON, E. B. (1973) : The Ice-foot Complex : It's Morphology, Classification, Mode of Formation, and Importance as a Sediment Transporting Agent, *Michigan Academician*, 6 (1) : 43-57.
- GUILCHER, A. (1976) : Introduction au premier colloque international sur l'action géologique des glaces flottantes, *Rev. Géogr. Montr.*, 30, 1-2 : 5-7.
- HAMELIN, L.-E. (1959) : *Dictionnaire franco-anglais des glaces flottantes*, Québec, univ. Laval, Inst. de géographie, 64 p.
- (1960) : Classification générale des glaces flottantes, *Naturaliste can.*, 87 (10) : 209-227.
- (1961) Périglaciaire du Canada : idées nouvelles et perspectives globales, *Cah. Géogr. Qué.*, 10 : 141-203.
- HAMELIN, L.-E. et LETARTE, J. (1966) : Glace de rive et haut-estran, île d'Orléans. Évolution depuis 1957, *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 3 (7) : 112-119.
- KNIGHT, J. R. et DALRYMPLE, R. W. (1976) : Winter conditions in a macrotidal environment, Cobequib Bay, Nova Scotia, *Rev. Géogr. Montr.*, 30 (1-2) : 65-85.
- KOMAR, P. D. (1976) : *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs (New Jersey), 429 p.

- LAGAREC, D. (1976) : Champs de blocs actuels et anciens au golfe de Richmond, Nouveau-Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, 30, 1-2, 221-226.
- LASALLE, P. (1972) : *Interglacial sediments in the Quebec city area* 24^e Congr. inter. Géol., Résumés, p. 372-373.
- LAVERDIÈRE, C., DIONNE, J.-C., HAMELIN, L.-E., BRUNEL, P. et LASSERRE, J.-C. (1970) : les grandes divisions du Saint-Laurent. *Rev. Géogr. Montr.*, 24 (3) : 283-303.
- LOCAT, J. (1977) : L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec, *Géogr. phys. Quat.*, 31 (3-4) : 297-306.
- (1978) : *Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables-Trois-Pistoles*, Qué., min. Rich. nat., DPV-605.
- LYELL, C. (1843) : *On the ridges, elevated beaches, inland cliffs and boulder formations of the Canadian Lakes and Valley of the St-Lawrence*, Londres, Philo. Mag. & Journ. Sc., 23, 183-186.
- (1845) : *Travels in North America in the years 1841-2*, New York, Wiley & Putman, vol. 2, 221 p.
- MACKAY, R. J. et MACKAY, D. K. (1977) : The stability of ice-push features, Mackenzie River, Canada, *Can. J. Earth Sci.*, 14 (10) : 2213-2225.
- MANSIKKANIEMI, H. (1976) : Ice action on the seashore, Southern Finland : observations and experiments, *Fennia*, 143 : 1-17.
- MARSH, W. M., MARSH, B. D. et DOZIER, J. (1973) : Formation, structure and geomorphic influence of lake Superior icefoots. *Amer. J. Sci.*, 273 (1) : 48-64.
- MCCANN, S. B. et OWENS, E. H. (1969) : The Size and Shape of sediments in three Arctic beaches. Southwest Devon Island, N.W.T. Canada. *Arctic and Alpine Research*, 1 (4) : 267-278.
- MICHEL, B. (1971) : *Winter regime of rivers and lakes*, U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover (New Hampshire), Publ. AD-724-121, 129 p.
- NIELSEN, N. (1979) : Ice-foot processes. Observations of erosion of a rocky coast, Disko, West Greenland, *Zeitsch. Geomorph.*, 23 (3) : 321-331.
- OUELLET, Y. et CERCEAU, J. (1976) : *Mélange des eaux douces et salées du Saint-Laurent; circulation et salinité*, Cahiers de Centreau, univ. Laval, 1, (4) 57 p.
- RIVA, J. (1972) : *Géologie des environs de Québec. Excursions B-19*, Congrès géologique international, vingt-quatrième session, Montréal, 120 p.
- SAINT-JULIEN, P. et OSBORNE, F. F. (1973) : *Géologie de la région de la ville de Québec*, min. des Richesses naturelles, Rapp. DP-205, 30 p., 9 cartes.
- SHORT, A. D. (1976) : Observations on ice deposited by waves on Alaskan arctic beaches, *Rev. Géogr. Montr.*, 30 (1-2) : 115-122.
- TREMBLAY, G. (1967) : Observations et mesures sur les blocs glaciels du cap à l'Original, *Cah. Géogr. Qué.*, 23, 402-411.