National Library of Canada
Collections Development Branch

Canadian Theses on
Microfiche Service

Bibliothèque nationale du Canada
Direction du développement des collections

Service des thèses canadiennes
sur microfiche

NOTICE

The quality of this microfiche is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us a poor photocopy.

Previously copyrighted materials (journal articles, published tests, etc.) are not filmed.

Reproduction in full or in part of this film is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30. Please read the authorization forms which accompany this thesis.

THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED

AVIS

La qualité de cette microfiche dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de mauvaise qualité.

Les documents qui font déjà l'objet d'un droit d'auteur (articles de revue, examens publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

La reproduction, même partielle, de ce microfilm est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30. Veuillez prendre connaissance des formules d'autorisation qui accompagnent cette thèse.

LA THÈSE A ÉTÉ
MICROFILMÉE TELLE QUE
NOUS L'AVONS REÇUE

Ottawa, Canada
K1A 0N4

NL-339 (Rev. 8/80)

UNIVERSITÉ D'OTTAWA
DÉPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE

ENVIRONNEMENTS QUATERNAIRES ET ÉVOLUTION POSTGLACIAIRE D'UNE ZONE CÔTIÈRE EN ÉMERSION EN BORDURE SUD DU BOUCLIER CANADIEN: LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT, QUÉBEC

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION DU GRADE DE
Ph. D. EN GÉOGRAPHIE

JEAN-MARIE M. DUBOIS

DÉCEMBRE 1979

© J.-M. Dubois, Ottawa, Canada, 1980.

CÔTE NORD

Espace vital de ma terre Québec

Port-Cartier Escoumins

espace par toute vie que j'empoigne avec avidité dans le constant battement de ses vaisseaux au faible pouls de générosité partagée avant que ne se renferment sur ses groupes d'hommes ténus les rives ébouleuses par va-et-vient de son inexorable marée d'eau laurentienne

Espace chanté Natachecouan

trop longtemps coupé de mes activités d'agir essentielles aux doux noms accusés de Romaine de Pigou dans son mince liséré bordier qui par éveil se cambre sous la robustesse à n'en plus finir de ses muscles meurtris du littoral à jamais battu par la mer au plein golfe désertique dans ses promesses prisonnières que frange la montagne trop lointaine dans son insensibilité des temps

Au-delà de Tadoussac aux mamelons des Montagnais aux affleurements de crans de gneiss rubané et de terrasses coquillères au nouvel homme Québec retrouvé apparaît la Côte Nord en sommeil plus loin que l'écran granitique des Grandes Bergeronnes formant barrière bosses de rondeurs aux flancs de brûlés sous le roussi comme tout compagnon Colombien rivière au Tonnerre d'hommes à la ferveur tenace

mais en d'autres siècles monta par tribord dénudée la côte
moite toute terre de roc balayé du détroit de Belle-Isle
à la brume d'accalmie à la Minganie de nom calcaire jusqu'à
Moisie à l'eau douce du large quand vint du pays vieux d'outre les mers de froidure le Maloin bourlingueur

Côte nord ronde dans ses Sept-Îles Basque de Terre et de Mer avant
d'être un temps d'hiver dans sa rigueur glacée sa sèche
mélancolie un temps d'été par tiédeur de Blanc Sablon est
cruel isolat qui ne laisse pas l'homme d'errer mais le
confine à son maigre désert de sable quartzeux à la monotonie
sans cesse renouvelée sur sa tête le règne incontesté des
flèches sans nombre des résineux aux tremblotants peupliers
pour compères

côte isolée côte à l'inlassable déroulement à mourir de sable plein vent par plaines étagées côte à l'épinette dure
à l'épinette noire marée conifèrienne de toute puissance
sans fin mer si peu présente absence de la montagne qui
tourne le dos de la montagne au nouveau métal

Ma terre Côte Nord dans ses hommes oubliés par meurtrissures que
je panse pour que le réveil l'agite à l'heure de tout espoir

Camille Laverdière
Québec Nord/Américain
Les éditions du Nouveau-Québec
1971, pp. 57-59

REMERCIEMENTS

Cette étude fut réalisée grâce au concours d'organismes dont la contribution est soulignée avec gratitude. L'Université de Sherbrooke a fourni la majeure partie du support matériel et des équipements de laboratoire alors qu'une autre partie ainsi que les salaires des assistants étaient défrayés principalement par la Commission géologique du Canada, le Ministère des Travaux Publics du Canada, dans le cadre de l'Étude des Rives du Saint-Laurent, et le Ministère de l'Éducation du Québec, par le truchement de ses bourses de perfectionnement; les autres organismes qui ont contribué financièrement sont la Woods Hole Oceanographic Institution et Québec Iron and Titanium. Dans les organismes précités, je remercie particulièrement Robert Fulton, Douglas Grant, Nelson Gadd et Jamie Bourne de la C.G.C. pour leurs judicieux conseils scientifiques, René Vincent du M.T.P.C. et Michel Bergeron de Q.I.T. pour leur appui ainsi que John Gibson de la W.H.O.I. qui m'a facilité la tâche en mettant à ma disposition les facilités de la station de recherche de Matamek.

Au niveau des services, des remerciements vont à Pierre La Salle du Laboratoire de géochronologie du Ministère des Richesses Naturelles du Québec et à Georgette Délibrias du Laboratoire des faibles radioactivités du C.N.R.S. français qui m'ont permis de faire faire de nombreuses datations ^{14}C dans leur laboratoire, ainsi qu'à Pierre Ri-

chard du Laboratoire de paléobiogéographie de l'Université de Montréal qui m'a fait faire deux diagrammes polliniques. Au niveau des données inédites dont j'ai pu me servir, des remerciements vont à Germain Tremblay de l'Université Laval, à Daniel Chevrier d'Archéotec, à Marcel Ouellet d'INRS-Eau, et à Claude Hillaire-Marcel de l'UQAM pour des datations ^{14}C ainsi qu'à Jean Vézina et à Yvon Plante du Ministère des Transports du Québec pour des données de forage et de sondage.

Au niveau scientifique mes premiers remerciements vont à mon directeur de thèse, Denis Saint-Onge, vice-doyen de l'École des Études Supérieures de l'Université d'Ottawa; ses conseils avertis furent particulièrement appréciés dans la préparation finale de l'étude. D'autres remerciements s'adressent à Jean-Claude Dionne d'Environnement Canada pour ses conseils avisés, à Yvon Martel d'Agriculture Canada et à Pierre Grondin et Michel Mélançon de l'Université Laval au niveau de la pédologie, à Daniel Lagarec de l'Université d'Ottawa au niveau du pergélisol ainsi que Michel Parent et Pierre Clément de l'Université de Sherbrooke au niveau de la sédimentologie. Je remercie aussi Benoît Dumont d'Agriculture Québec et Camille Laverdière pour leurs précieux renseignements et leur intérêt pour mes travaux.

Au niveau des travaux de terrain et de laboratoire mes équipes ont été vraiment formidables; la plupart des assistants étaient étudiants au Département de géographie de l'Université de Sherbrooke: Yves Carignan, Daniel Clavet, Guy Desmarais, Léonard Favreau, Michel Groulx, Marie-Rose Grenier, Mariette Lambert, Bruno Landry, Michel Parent et Christian Prévost. Tous ces travaux n'auraient pu être réa-

lisés sans la participation des résidants de Longue-Pointe-de-Mingan, de Mingan, de Sheldrake, de Rivière-au-Tonnerre, de Rivière-Saint-Jean et de Maliotenam, principalement les familles Arthur Chiasson et Marilda Rock, Arthur Beaudin de la Société de conservation de la Côte Nord, Mme John Paquette, maire de Longue-Pointe-de-Mingan, Walter Bond de la Société Rexfor, Renaud Touzel, Gordon Chambers et nos guides à la réserve de Mingan, Jean-Marie Mollen et Alexandre Napes.

Enfin, un dernier merci à Françoise Lebrun, Rachèle Charron et Yvan Deshaies qui ont dessiné la majorité des figures, à François Charron, Marc Lacroix et Rose-Yvette Martin qui m'ont donné un sérieux coup de main pour la confection des cartes, à Andrée Beauchamps qui s'est offerte pour corriger la syntaxe et la linguistique du texte et à mon épouse, Lise, qui a eu le courage de déchiffrer mon écriture et de dactylographier toutes les étapes de cette thèse. Il est indéniable que sans son soutien moral et sa patience, tant pour mes longues absences que pour le caractère souvent irascible que soulevait chez moi la rédaction du texte, cette thèse n'aurait pas vu le jour.

Je suis aussi reconnaissant aux membres du jury, messieurs André Guilcher de l'Université de Bretagne Occidentale, Jean-Claude Dionne d'Environnement Canada et Hugues Gagnon de l'Université d'Ottawa ainsi que mademoiselle Marie-Anne Geurts également de l'Université d'Ottawa.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
- CÔTE NORD (C. Laverdière)	i
- REMERCIEMENTS	iii
- TABLE DES MATIÈRES	vi
- LISTE DES TABLEAUX	xvi
- LISTE DES FIGURES	xvii
- LISTE DES APPENDICES	xxxi
1. INTRODUCTION	1
1.1 Les objectifs de l'étude et l'intérêt du secteur d'étude	1
1.1.1 L'objectif général de l'étude	1
1.1.2 L'intérêt scientifique général du secteur d'étude	4
1.1.3 Les objectifs secondaires de l'étude	4
1.1.4 L'intérêt scientifique secondaire du secteur d'étude	6
1.1.5 Les étapes de l'étude	7
1.2 La localisation géographique et l'accessibilité	9
1.3 Un écoumène littoral d'économies fragiles	14
1.4 Des explorations très anciennes mais aussi des études très récentes du milieu	17
1.4.1 Quatre cents ans d'exploration (1539-1935): les pionniers	17
1.4.2 La période minière et le désenclavement de la Haute Côte Nord (1935-1965)	19

Page

1.4.3 La période de désenclavement complet depuis 1965..... 21

1.5 La terminologie de la zone côtière et la définition de la mer de Goldthwait..... 26

2. LE CADRE PHYSIQUE RÉGIONAL..... 30

2.1 Le Saint-Laurent: son origine et ses subdivisions..... 30

2.1.1 Une origine composite..... 30

2.1.2 Ses subdivisions..... 36

2.2 Le relief..... 40

2.2.1 Les bassins hydrographiques..... 40

2.2.2 Les régions physiographiques..... 43

2.2.3 Les secteurs altimétriques..... 45

- La plate-forme continentale..... 45

- La plaine côtière..... 52

- Le piémont.. 58

- Le plateau..... 62

2.2.4 Le profil des cours d'eau..... 66

2.3 Le substratum rocheux..... 73

2.3.1 L'histoire géologique et structurale..... 73

2.3.2 Les ensembles lithologiques..... 81

2.3.3 Les relations relief-substratum rocheux..... 85

2.4 Les sols..... 99

2.4.1 Les ordres de sols..... 100

Page

2.4.2 La cuirasse ferrugineuse (ortstein)..... 102

2.4.3 Le pergélisol..... 110

2.5 Le climat atmosphérique..... 121

2.5.1 Le zonage climatique régional..... 121

2.5.2 Les températures..... 122

2.5.3 Les précipitations..... 122

2.5.4 Les vents..... 123

2.6 L'hydrologie et l'englacement sur la côte..... 126

2.6.1 Les débits spécifiques régionaux..... 126

2.6.2 Les débits journaliers et les crues..... 131

2.6.3 L'englacement des rivières, des lacs et des baies..... 134

2.7 Le climat marin:..... 135

2.7.1 La circulation générale des masses d'eau..... 135

2.7.2 Les températures et les salinités..... 138

2.7.3 Les concentrations de glace..... 138

2.7.4 Les marées et les courants de marée..... 141

2.7.5 Les vagues..... 141

3. LES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES..... 144

3.1 La méthodologie..... 145

3.1.1 Les travaux de terrain..... 145

3.1.2 Les analyses granulométriques..... 145

3.1.3 La cartographie des formations meubles..... 147

3.2 La description des formations selon leur environnement..... 149

		Page
3.2.1	Le glaciaire	149
	a) le till de logement	149
	b) Le till de logement remanié et le till d'ablation	157
	c) Le till associé au complexe morainique de Manitou-Matamek	160
	d) Le till d'ablation ou remanié associé au complexe morainique de Manitou-Matamek.	162
	e) Les sédiments glacio-marins	166
	f) Le diamicton glaciel	169
3.2.2	Le fluvioglaciaire	171
	a) Les sédiments juxtaglaciaires	171
	b) Les sédiments proglaciaires	175
3.2.3	Le lacustre	183
	a) Les sédiments glacio-lacustres	184
	b) Les sédiments fluvio-lacustres	188
	c) Les sédiments littoraux lacustres	191
3.2.4	Le marin	192
3.2.5	L'estuarien ou le prodeltaïque	203
3.2.6	Le deltaïque marin	219
3.2.7	Le littoral et le glaciel	233
3.2.8	L'éolien	249
3.2.9	Le fluviatile	252
3.2.10	Le gravitaire	254
3.2.11	Le paludéen	258

Page

3.3 La coupe lithostratigraphique généralisée 262

4. LE ZONAGE GÉOMORPHOLOGIQUE ET LES PROFILS STRATIGRAPHIQUES..... 268

4.1 La méthodologie..... 269

4.2 Les grands ensembles géomorphologiques..... 271

4.2.1 Le plateau rocheux: le milieu continental..... 275

a) Le glaciaire: principal agent de modification de la surface du plateau..... 276

- Les formes d'érosion..... 276

- Les formes d'accumulation: les moraines. 280

- L'efficacité de l'érosion glaciaire..... 282

b) Le fluvioglaciaire: principal agent de remblaiement des vallées..... 285

c) Le fluviatile: principal agent d'érosion dans les vallées..... 287

d) Le gravitaire: principal agent d'érosion des versants de vallées..... 287

4.2.2 Le piémont: la zone de transition entre les domaines marin et terrestre..... 288

a) Le glaciaire: principal agent de modification des interfluves..... 289

- Les moraines frontales..... 289

- Les moraines d'ablation..... 290

b) Le fluvioglaciaire et le marin: principaux agents de remblaiement des vallées..... 291

c) Le glacio-lacustre: modification mineure des grandes vallées..... 292

d) Le fluviatile: principal agent d'érosion dans les vallées..... 296

Page

4.2.3 La plaine côtière: le milieu marin ancien... 296

a) Les plaines rocheuses vallonnées..... 297

- Le glaciaire..... 297

- Le marin et le fluviatile..... 298

- Le paludéen..... 302

b) Les deltas et les terrasses..... 302

- Le marin et le fluviatile..... 303

- Le paludéen et le gravitaire..... 305

- L'éolien..... 316

c) Un essai de correspondance altimétrique des niveaux de deltas et de terrasses..... 327

4.2.4 La côte et la plate-forme continentale: le milieu marin actuel..... 334

a) Les zones homogènes..... 335

- L'archipel de Mingan et l'origine des terrasses rocheuses..... 335

b) Les environnements côtiers..... 358

- La côte deltaïque (D)..... 359

- La côte à tombolos associée à un delta (Dt)..... 362

- La côte morainique (M)..... 366

- La côte à écueils (E)..... 368

- La côte à rias sableuses (Rs)..... 368

- La côte à rias (R)..... 372

- La côte fortement tectonisée (T)..... 374

- La côte accore rocheuse (A)..... 376

- La côte à cuestas (C)..... 376

Page

c) La relation entre les côtes insulaires et les côtes de terre ferme..... 378

4.3 Conclusion partielle en fonction du littoral actuel..... 380

a) La représentativité de la côte étudiée..... 380

b) L'origine et la mobilité des sédiments sableux..... 381

5. LE CADRE RÉGIONAL DES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES, GLACIAIRES ET MARINES..... 384

5.1 Le problème des datations..... 384

5.1.1 Les datations relatives..... 384

5.1.2 Les datations absolues historiques et au ^{14}C.. 385

5.1.3 La fiabilité des résultats des datations ^{14}C.. 386

a) Les coquillages..... 386

b) Le charbon de bois..... 387

c) Les sols, la tourbe et les autres sédiments organiques lacustres..... 388

d) Le bois et les os..... 389

5.2 Les fluctuations paléo-climatiques..... 390

5.2.1 La courbe de référence de l'hémisphère nord... 390

5.2.2 Les données palynologiques régionales..... 392

5.2.3 Les données dérivées de l'étude et de la datation des faunes marines..... 395

5.2.4 Les données géomorphologiques régionales..... 399

5.2.5 Conclusion..... 403

Page

5.3 Les glaciations et le retrait du dernier inlandsis..... 403

5.3.1 Les glaciations wisconsiniennes..... 403

5.3.2 La dernière glaciation..... 404

a) L'âge et l'origine de l'englacement..... 404

b) Les limites d'englacement..... 405

c) Le schéma d'écoulement glaciaire de la Côte Nord..... 412

5.3.3 Le retrait de l'inlandsis laurentidien..... 414

a) Les événements pré-Saint-Narcisse (> 11 200 BP)..... 417

b) L'épisode de Saint-Narcisse (11 200 - 10 800 BP)..... 420

c) La fin du stade Algonkien (10 800 - 10 000 BP)..... 421

d) L'épisode de Manitou-Matamek (9 700 - 9 500 BP)..... 423

e) Les événements post-Manitou-Matamek et le déglacement final (9 500 - 5 700 BP)..... 425

5.4 Les fluctuations du niveau marin..... 427

5.4.1 La limite marine maximale..... 429

a) Les critères de détermination et les problèmes d'altimétrie..... 429

b) La détermination sur la Côte Nord et les relations avec l'ensemble de la mer de Goldthwait..... 432

5.4.2 L'émersion des terres..... 436

a) La construction et les limites des courbes d'émersion..... 438

Page

b) Les courbes d'émersion de la Moyenne Côte Nord..... 439

c) Les courbes d'émersion de la Basse Côte Nord, du sud du Labrador et du nord de Terre-Neuve..... 444

d) Les courbes d'émersion de la Haute Côte Nord et de la Gaspésie..... 444

e) Les courbes de variation du rivage du sud du golfe du Saint-Laurent..... 448

f) Les taux d'émersion et l'âge des terrasses..... 452

5.4.3 L'isostasie et l'eustatisme..... 458

a) Le rebondissement isostatique..... 458

b) L'eustatisme et les variations des niveaux marins..... 459

5.4.4 Le cadre chronologique de la Moyenne Côte Nord..... 473

6. LA CHRONOSTRATIGRAPHIE ET L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE POSTGLACIAIRE..... 475

6.1 La transgression et la régression marine..... 475

6.1.1 La méthodologie..... 475

6.1.2 La déglaciation et la transgression marine.... 477

6.1.3 Les étapes de la régression marine..... 479

a) La limite marine maximale de 131 m vers 9 500 BP..... 481

b) Le niveau de 106 m vers 9 100 BP..... 483

c) Le niveau de 75-76 m vers 7 700 BP..... 485

d) Le niveau de 45-46 m vers 7 200 BP..... 487

Page

e) Le niveau de 15 m (Mic Mac) vers 5 200 BP..... 489

f) Le niveau actuel..... 493

g) Conclusion sur la régression marine..... 502

6.2 L'évolution récente de la côte..... 505

6.2.1 Les enseignements des travaux antérieurs..... 505

a) Les tendances séculaires au moyen des cartes historiques..... 505

b) Les tendances décennales par la photographie aérienne..... 512

c) Les résultats et les causes..... 513

6.2.2 L'évolution actuelle des rivages sableux de la Côte Nord par photo-interprétation (1948-1976)..... 519

a) La méthodologie..... 519

b) Les résultats..... 521

6.3 La prospective d'évolution des côtes..... 525

6.3.1 Les tendances millénaires..... 525

6.3.2 Les tendances séculaires et décennales..... 527

7. CONCLUSIONS..... 531

7.1 La lithostratigraphie et la géomorphologie..... 531

7.2 La chronostratigraphie et la paléogéographie..... 538

8. RÉFÉRENCES..... 547

LISTE DES TABLEAUX

page

1 - Versant nord de l'estuaire maritime et du golfe: région 07..... 42

2 - Géotectonique du Précambrien..... 76

3 - Géotectonique de l'éon Phanérozoïque..... 78

4 - Formations géologiques..... 83

5 - Valeurs de marées sur la Côte Nord..... 142

6 - Variabilité moyenne des textures et des paramètres sédimentaires..... 153

7 - Épaisseurs maximales des séquences sédimentaires dans les zones deltaïques..... 221

8 - Valeurs de surcreusement glaciaire..... 279

9 - Caractéristiques des dunes et provenance du vent sur la Côte Nord..... 319

10 - Estimé de l'âge de déglacement complet des bassins de la Côte Nord..... 428

11 - Âge des terrasses majeures de la Moyenne Côte Nord et essai de corrélation avec des niveaux semblables dans d'autres régions..... 453

12 - Évolution post-glaciaire des environnements côtiers et de la ligne de rivage de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent..... 480

13 - Estimé des gains et pertes de terrain de la ville des Sept-Îles par l'action littorale entre 1934 et 1961.... 509

LISTE DES FIGURES

		page
1 -	Zones d'étude	10
2 -	La Côte Nord:carte de localisation	11
3 -	Localisation régionale	Hors Texte
4 -	Terminologie de la zone côtière	28
5 -	Grands axes de fracture liés au trait de côte	32
6 -	Rift du Saint-Laurent	33
7 -	Réseau hydrographique préglaciaire du Saint-Laurent	35
8 -	Écoulement de la glace au Quaternaire dans le Saint-Laurent	35
9 -	Subdivisions du Saint-Laurent	37
10 -	Circulation des eaux de surface dans le golfe du Saint-Laurent en été	39
11 -	Bassins hydrographiques	41
12 -	Régions physiographiques	44
13 -	Bathymétrie	46
14 -	Secteurs altimétriques	47
15 -	Une partie de l'archipel des Sept-Îles	49
16 -	L'île aux Perroquets	49
17 -	l'île aux Perroquets en 1897	51
18 -	L'île Nue de Mingan	51
19 -	Une terrasse de la plaine côtière	54
20 -	Une tourbière de la plaine côtière	54
21 -	La plaine vallonnée de Rivière-Pigou	56

Figure		page
22 -	Les axes de fracture de la plaine vallonnée de Magpie.....	56
23 -	La chute de la Sault-Blanc (Boucane) sur la côte.....	57
24 -	La chute de la (grande) Manitou.....	57
25 -	Les basses collines de Matamek.....	59
26 -	La cuvette du lac Matamek.....	59
27 -	La plaine alluviale de la Matamek.....	60
28 -	Une plaine alluviale de la Sheldrake.....	60
29 -	Le couloir de la Sheldrake.....	61
30 -	Le couloir de la Saint-Jean.....	61
31 -	Le plateau.....	63
32 -	La première chute de la Tchinicamau.....	63
33 -	La gorge de la Saint-Jean.....	65
34 -	Profils en long.....	67-69
35 -	Les provinces structurales.....	74
36 -	Formations géologiques.....	82
37 -	Un dyke de diabase au cap Cormoran.....	88
38 -	Le débitage d'un dyke de diabase.....	88
39 -	Le cours principal de la rivière aux Loups-Marins dans un axe de fracture.....	91
40 -	La rivière aux Loups-Marins vers sa troisième chute...	91
41 -	L'estuaire de la rivière aux Loups-Marins.....	92
42 -	L'embouchure de la rivière au Bouleau.....	92
43 -	Le cours moyen de la rivière au Bouleau.....	93
44 -	Le cours inférieur de la rivière Tortue.....	93

Figure		page
45 -	L'embouchure de la (grande) Manitou.....	94
46 -	Un réseau de diaclases orthogonales.....	94
47 -	Des réseaux de diaclases sub-orthogonales.....	96
48 -	Le détail de la fracturation des calcaires.....	96
49 -	Une diaclase majeure exploitée par l'érosion marine.....	97
50 -	Formes trapézoïdes dégagées par l'érosion marine.....	97
51 -	L'érosion en boules d'un estran calcaire.....	98
52 -	Répartition des cuirasses ferrugineuses (ortstein).....	104
53 -	Une cuirasse (ortstein) sur le delta de la Pentecôte..	106
54 -	Une cuirasse (ortstein) au nord-est du lac Brézel.....	106
55 -	Pergélisol.....	111
56 -	Les polygones de tangel de l'île Nue de Mingan.....	115
57 -	L'agencement au sol des polygones de tangel de l'île Nue de Mingan.....	115
58 -	Détail du réseau de fissures des polygones de tangel de l'île Nue de Mingan.....	117
59 -	Détail de la végétation sur les polygones de tangel de l'île Nue de Mingan.....	117
60 -	Une fente de contraction thermique récente sur l'île Nue de Mingan.....	119
61 -	Saison de couverture nivale et saison sans glace.....	124
62 -	Direction, fréquence et vitesse du vent.....	125
63 -	Débits spécifiques.....	127-130
64 -	Circulation des eaux de surface du golfe du Saint-Laurent en juin.....	136
65 -	Circulation des eaux de surface en hiver.....	137

Figure		page
66 -	Concentrations de glace.....	140
67 -	Chronostratigraphie des environnements quaternaires de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	148
68 -	Géomorphologie et formations meubles quaternaires de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent (1: 100 000^{e}).	Hors Texte
69 -	Diagramme des textures de la fraction sableuse des diamictons glaciaires, glacio-marins et glaciels ainsi que des sédiments fluvioglaciaires.....	152
70 -	Courbes granulométriques de la fraction sableuse des diamictons glaciaires, glacio-marins et glaciels.....	154
71 -	Répartition approximative du till: golfe du Saint-Laurent.....	158
72 -	Till non stratifié d'une crête morainique.....	161
73 -	Matériaux glaciaires sub-arrondis à sub-anguleux d'une crête morainique au lac des Eudistes.....	161
74 -	Crête morainique de gros blocs sur le versant est de la Matamek.....	164
75 -	Vue au sol de la crête morainique de gros blocs de la Matamek.....	164
76 -	Absence de matrice même grossière dans la crête morainique de gros blocs de la Matamek.....	165
77 -	Till d'ablation dans le lit de la (petite) Manitou.....	165
78 -	Concentration de blocs due au délavage littoral au sommet d'une crête morainique à Îlets-Caribou.....	167
79 -	Concentration de blocs due au délavage littoral au sommet d'une crête morainique près de la rivière de la Trinité.....	167
80 -	Diamicton glaciel ancré sur une crête rocheuse à l'ouest de la rivière Matamek.....	170
81 -	Détail du diamicton glaciel de la rivière Matamek.....	170
82 -	Courbes granulométriques de la fraction sableuse des sédiments fluvioglaciaires.....	174

Figure		page
83 -	Exemple de variabilité des structures dans un épandage proglaciaire de la (grande) Manitou.....	177
84 -	Exemple de variabilité des structures et des textures dans l'épandage proglaciaire de la Magpie.....	177
85 -	Matériaux grossiers déposés en vrac au sommet d'un épandage proglaciaire de la Sheldrake-Est.....	178
86 -	Exemple de répartition des gravillons dans une séquence deltaïque fluvioglaciaire de la Matamek.....	178
87 -	Discordance entre les strates deltaïques obliques et les sédiments sus-jacents d'un delta fluvio-glaciaire de la Matamek.....	180
88 -	Discordance entre les strates deltaïques obliques et les sédiments grossiers fluvioglaciaires sus-jacents sur la Sheldrake-Est.....	180
89 -	Diagramme des textures de la fraction sableuse des sédiments lacustres, marins, estuariens ou prodeltaïques, deltaïques marins, littoraux, éoliens et fluviatiles.....	185
90 -	Courbes granulométriques des sédiments glacio-lacustres, fluvio-lacustres et littoraux lacustres.....	187
91 -	Les sédiments fluvio-lacustres du lac Brézel.....	189
92 -	Lentille de sable à stratifications entrecroisées dans les silts lacustres feuilletés du lac Brézel.....	189
93 -	Strate fluviatile dans les sédiments fluvio-lacustres du lac Brézel.....	190
94 -	Bloc glaciel déformant les stratifications fluvio-lacustres du lac Brézel.....	190
95 -	Sédiments marins de la rivière Moisie dont les stratifications ne sont décelables qu'avec un certain recul.....	194
96 -	Passage entre sédiments marins et prodeltaïques sur la rivière Moisie.....	194
97 -	Courbes granulométriques des sédiments marins typiques.....	197

Figure		page
98 -	Fissure de retrait de direction N85°E dans les sédiments marins de la rivière Saint-Jean.....	199
99 -	Parallélisme des lèvres de la fissure de retrait de la rivière Saint-Jean.....	199
100 -	Courbes granulométriques du sédiment deltaïque d'une fissure dans les sédiments marins de la rivière Saint-Jean.....	201
101 -	Bouchon de sédiments marins flués au sommet de la fissure de retrait de la rivière Saint-Jean.....	202
102 -	Sédiments du golfe du Saint-Laurent.....	204
103 -	Sédiments prodeltaïques surmontés de sédiments deltaïques en discordance sur la rivière Saint-Jean.....	206
104 -	Stratifications prodeltaïques sub-horizontales près de Rivière-Saint-Jean.....	206
105 -	Stratifications prodeltaïques obliques reflétant la topographie du substratum rocheux sous-jacent près de la (grande) Manitou.....	208
106 -	Stratifications prodeltaïques millimétriques basales sur la rivière au Tonnerre.....	208
107 -	Stratifications prodeltaïques décimétriques sommitales près de la rivière Moisie.....	210
108 -	Courbes granulométriques des sédiments estuariens ou prodeltaïques.....	212
109 -	Structures d'entraînement formées de plis couchés ou déversées vers l'aval sur la Saint-Jean.....	210
110 -	Structures de charge en assiettes dans les sédiments prodeltaïques du delta de la rivière aux Rochers.....	216
111 -	Structures de charge en assiettes et en volutes dans les sédiments prodeltaïques du delta de la rivière aux Rochers.....	216
112 -	Structures de charge ou de fluage en volutes sur la rivière Saint-Jean.....	217

Figure		page
113 -	Structures de charge ou de fluage en volutes sur la rivière Saint-Jean.....	217
114 -	Structures de charge ou de fluage en volutes érodées par la rivière Saint-Coeur.....	218
115 -	Volute sans pédoncule dans les sédiments prodeltaïques de la Moisie.....	218
116 -	Sédiments prodeltaïques truffés de blocs glaciels près de la rivière au Bouleau.....	220
117 -	Déformation du litage prodeltaïque sous un paquet de sédiments glaciels.....	220
118 -	Lits frontaux deltaïques déformés par rupture d'équilibre lors d'une sédimentation trop rapide.....	224
119 -	Granoclassement des particules grossières vers la base dans des stratifications entrecroisées deltaïques.....	224
120 -	Exemple de stratifications entrecroisées deltaïques près de la (grande) Manitou.....	225
121 -	Chenal dans les sédiments deltaïques de la Moisie.....	225
122 -	Chenal dans les sédiments deltaïques de la Moisie vers Matamek.....	226
123 -	Laminations de ferro-magnésiens dans les stratifications du delta de la rivière au Tonnerre.....	226
124 -	Détail des laminations de ferro-magnésiens dans les stratifications du delta de la rivière au Tonnerre.....	227
125 -	Brèche de matériaux estuariens ou prodeltaïques dans les sédiments deltaïques de la Magpie.....	227
126 -	Brèche de matériaux estuariens ou prodeltaïques dans les sédiments deltaïques de la Magpie.....	229
127 -	Brèche et lits déformés de sédiments estuariens ou prodeltaïques dans les sédiments deltaïques de la Saint-Jean.....	229

Figure		page
128 -	Courbe granulométrique d'un galet de sédiments estuariens ou prodeltaïques dans une formation deltaïque.....	230
129 -	Courbes granulométriques de la fraction sableuse des sédiments deltaïques marins.....	232
130 -	Vase et sédiments fluviaux de l'ancienne embouchure de la Saint-Jean.....	235
131 -	Courbes granulométriques de la fraction sableuse des sédiments littoraux et éoliens.....	236
132 -	Stratifications d'une levée de plage de tempête à Rivière-à-la-Chaloupe.....	235
133 -	Coupe longitudinale dans les sédiments littoraux du delta de la Moisie.....	238
134 -	Concentration de sable ferrifère sur la haute-plage près de Rivière-Pentecôte.....	238
135 -	Gravier calcaire littoral sur l'île Nue de Mingan.....	240
136 -	Blocs au pied d'une falaise près du cap Cormoran.....	240
137 -	Blocs littoraux dérivés d'une falaise et plage de type becevnik près du cap Cormoran.....	244
138 -	Becevnik perché à environ 15 m d'altitude près de la rivière Sault-Plat.....	244
139 -	Champs de blocs glaciels à la Caye du Loup à l'ouest de la pointe Saint-Charles.....	245
140 -	Levée de plage de galettes calcaires sur l'île aux Bouleaux.....	245
141 -	Blocs calcaires basculés sur la petite île au Marteau.....	247
142 -	Blocs glaciels cristallins à l'est de l'île à Samuel.....	247
143 -	Diamicton coquillier près de la rivière des Anglais au nord de Baie-Comeau.....	248

Figure		page
144 -	Paléosols et stratifications sub-horizontales dans une cuvette de déflation à Pointe à la Baleine à l'ouest de Sheldrake	248
145 -	Sédiments fluviaux discordants sur les sédiments prodeltaïques de la Saint-Jean	253
146 -	Sédiments d'un chenal fluvial entaillé dans les sédiments prodeltaïques de la Saint-Jean	253
147 -	Courbes granulométriques de la fraction sableuse des sédiments fluviatiles	255
148 -	Cône d'éboulis d'environ 15 m de hauteur dans la vallée de la Saint-Jean	257
149 -	Diamicton sableux de glissement près du pont de la Moisie	257
150 -	Courbe granulométrique d'un sédiment fin gravitaire à Rivière-Saint-Jean	259
151 -	Tourbière structurée au nord-ouest de Matamek	261
152 -	Détail d'une tourbière structurée au nord-ouest de Sheldrake	261
153 -	Coupe lithostratigraphique généralisée de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent	263
154 -	Coupes stratigraphiques des vallées de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent	Hors Texte
155 -	Classification de la zone côtière	273
156 -	Physiographie de la zone côtière	274
157 -	Vue aérienne des cannelures géantes à l'est de la rivière Sault-Plat	299
158 -	Cannelure géante dégagée au bélier mécanique à l'est de la rivière Sault-Plat	299
159 -	Cascades de la rivière Sault-Plat sautant d'une cannelure à l'autre	300
160 -	La cannelure principale qui a donné son nom à la rivière Sault-Plat	300

Figure		page
161 -	Cannelures dans le granite sur le littoral en face de l'île Jésus	301
162 -	Delta actuel de la rivière Mingan à marée basse	305
163 -	Coulée en ravin dendritique de 2 km de longueur à l'est de la Moisie	308
164 -	Vue oblique du ravin principal de la coulée de la Moisie	310
165 -	Une des têtes de glissement de la coulée en ravin de la Moisie	310
166 -	Vue au sol du ravin principal de la coulée de la Moisie	311
167 -	Paysage de désolation dans la coulée en ravin de la Moisie	311
168 -	Paysage de glissements de terrain à l'embouchure de la Saint-Jean	314
169 -	Glissements de terrain récents sur la terrasse de 30 m à l'ouest de la grande plaine de la Saint-Jean	315
170 -	Zone de bourrelets d'arrivée d'un glissement au nord de Rivière-Saint-Jean	317
171 -	Dunes paraboliques en V à l'assaut de la falaise sur le littoral à l'ouest de la Magpie	317
172 -	Dunes aux Sept-Îles et à pointe des Monts	320
173 -	Dunes du delta de la Magpie	321
174 -	Dunes dans la vallée de la Romaine au sud du bassin des Murailles	322
175 -	Dunes longitudinales et obliques à l'ouest de la Magpie	323
176 -	Cuvette de déflation sur le littoral actuel à l'ouest de Longue-Pointe-de-Mingan	323

Figure		page
177 -	Éléments grossiers concentrés au fond d'une cuvette de déflation.....	325
178 -	Entaille de déflation exposant un paléosol à Rivière-aux-Graines.....	325
179 -	Alignements de billes de bois pour prévenir la déflation au pont de la Moisie.....	326
179a-	Détail des alignements de billes de bois pour prévenir la déflation au pont de la Moisie.....	326
180 -	Niveaux de deltas et de terrasses de dépôts meubles de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	330
181 -	Niveaux de deltas et de terrasses de dépôts meubles au nord du golfe du Saint-Laurent d'après les principaux chercheurs.....	331
182 -	Niveaux de terrasses rocheuses des îles de Mingan et d'Anticosti.....	333
183 -	Les zones homogènes et les environnements côtiers....	336
184 -	Le delta Manicouagan-aux Outardes.....	337
185 -	La côte de Mistassini-Godbout.....	338
186 -	La côte de Pointe-aux-Anglais.....	339
187 -	Les deltas Moisie/Sainte-Marguerite.....	340
188 -	La côte de Manitou-Magpie.....	341
189 -	Les deltas Magpie/Saint-Jean/Mingan.....	342
190 -	Le delta de la Romaine.....	343
191 -	Le delta Nabisipi-Aguanus.....	344
192 -	La région de Natashquan-Kégashka.....	345
193 -	Le delta Nétagamiou-Petit Mécatina.....	346
194 -	Une falaise au nord-ouest de l'île Saint-Charles en 1924.....	348

Figure		page
195 -	La même falaise de l'île Saint-Charles en 1975	348
196 -	Très beaux monolithes d'érosion au sud de l'île à la Proie (Quarry)	349
197 -	Monolithes d'érosion à sommets tangents au nord de l'île Nue de Mingan	349
198 -	Cannelures sur l'estran rocheux au sud de l'île du Havre de Mingan	351
199 -	Détail d'une cannelure au sud de l'île du Havre de Mingan	351
200 -	Cannelure au sud de l'île à la Chasse	352
201 -	Micro-falaise d'érosion actuelle tronquant la surface cannelurée au sud de l'île du Havre de Mingan	352
202 -	Exemple d'une côte deltaïque à l'ouest de la Sainte-Marguerite	360
203 -	Evidence de dérive littorale vers l'ouest à l'embouchure de la Moisie	361
204 -	Action éolienne transportant le sable de plage vers l'intérieur à l'est de Magpie	363
205 -	Une partie des dunes littorales à Natashquan	364
206 -	Exemple d'une côte à tombolos dans la région de Sheldrake	365
207 -	Détail d'une côte à tombolos à Rivière-au-Tonnerre	367
208 -	Exemple d'une côte à écueils à Matamek	369
209 -	Exemple d'une côte à écueils au cap Cormoran	369
210 -	Une slikke et un schorre à cicatrices glacielles au Petit Havre	370
211 -	Détail des cicatrices glacielles dans la slikke et le schorre du Petit Havre	370

Figure

		page
212 -	Exemple d'une côte à écueils à pointe Jambon.....	371
213 -	Exemple de côte à rias.....	373
214 -	Exemple de côte fortement tectonisée.....	375
215 -	Les falaises "cannelurées" par l'action glaciaire près de la Sault-Plat.....	377
216 -	La région de la baie de Brador.....	379
217 -	La courbe paléo-climatique de DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971).....	391
218 -	La courbe statistique des datations au ^{14}C des faunes marines de l'est du Canada.....	398
219 -	Les courbes statistiques améliorées des datations au ^{14}C des faunes marines de l'est du Canada...	400
220 -	Une fente de gel de la région de Baie-Comeau.....	402
221 -	Une forme de cryoturbation à Rivière-Saint-Jean.....	402
222 -	Les limites d'englacement du golfe du Saint-Laurent au Wisconsinien supérieur selon GRANT.....	407
223 -	Les limites d'englacement de l'est de l'Amérique du Nord au maximum du Wisconsinien selon IVES.....	408
224 -	Les systèmes morainiques du Québec.....	415
225 -	Corrélations hypothétiques entre les systèmes morainiques de la Côte Nord du Saint-Laurent.....	416
226 -	Isolignes de la limite maximale de la mer de Goldthwait selon GRANT (1978).....	435
227 -	Isolignes proposées de la limite maximale de la mer de Goldthwait.....	437
228 -	Courbes statistiques d'émersion et de rebondissement isostatique pour les Sept-Îles.....	440
229 -	Courbe intuitive d'émersion de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	442

Figure		page
230 -	Courbe intuitive d'émersion de la Basse Côte Nord du Saint-Laurent.....	445
231 -	Courbe d'émersion du nord de Terre-Neuve.....	446
232 -	Courbe d'émersion de Hamilton Inlet.....	447
233 -	Courbe intuitive d'émersion de la Haute Côte Nord du Saint-Laurent.....	449
234 -	Courbes d'émersion de la Gaspésie et d'autres régions du Québec.....	450
235 -	Courbes de variation du rivage du golfe du Saint-Laurent.....	451
236 -	Courbe eustatique des derniers 130 000 ans.....	461
237 -	Courbes des niveaux marins au Postglaciaire.....	464-468
238 -	Hausse du niveau marin sur les côtes atlantiques des États-Unis depuis 1910.....	472
239 -	Évolution paléogéographique postglaciaire de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	Hors Texte
240 -	Évolution de l'orientation des cordons littoraux et des flèches à l'est des Sept-Îles depuis 7 200 BP.....	488
241 -	Évolution de l'orientation des cordons littoraux entre les rivières au Tonnerre et Jupitagon depuis 7 200 BP.....	490
242 -	Évolution de la Longue Pointe depuis 6 000 BP.....	492
243 -	Évolution du site de Moisie de 1866 à 1933.....	507
244 -	Interaction des facteurs pouvant provoquer des variations de la ligne de rivage.....	515
245 -	Couvertures aériennes de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent et hauteurs de marée lors de la prise de vue (m).....	520
246 -	Évolution actuelle du littoral de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent (1948-1976).....	522-522a

LISTE DES APPENDICES-

		page
I -	Composition des roches ignées et métasédimentaires de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	636
II -	Description des profils types des sols de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	641
III-	Sites de cuirasse ferrugineuse (ortstein) sur la Moyenne Côte Nord, de l'ouest à l'est.....	646
IV -	Méthodologie de terrain et de laboratoire.....	650
V -	Forages et sites stratigraphiques représentatifs de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	656
VI -	Liste des datations ^{14}C de la Côte Nord du Saint-Laurent.....	690
VII-	Les limites de l'englacement wisconsinien dans l'est du Canada (moins la Côte Nord et le golfe du Saint-Laurent).....	719
VIII-	Altitudes maximales de la mer de Goldthwait, principalement sur la Côte Nord du Saint-Laurent.....	728
IX -	Détail de l'évolution de la ligne de rivage et des environnements côtiers en fonction de l'altitude sur la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent.....	733

1. INTRODUCTION

Cette recherche trouve ses sources dans des travaux qui ont débuté en 1972 : essai de classification de la zone côtière (DUBOIS, 1973a) et compilation bibliographique des travaux traitant de la Côte Nord du Saint-Laurent (DUBOIS, 1972) dans le cadre de l'Étude des rives du Saint-Laurent du Ministère des Travaux Publics du Canada. Ces travaux démontrent que pour la Côte Nord, spécialement la Moyenne et la Basse Côte Nord, il existait très peu de travaux consacrés à la géomorphologie et aux formations meubles. Autrement dit cette côte est très peu connue malgré le grand nombre d'explorations ou de travaux sectoriels qui y ont été faits. Il y avait donc là une vaste région à étudier, il ne restait qu'à préciser la nature du problème qui ferait l'objet de cette thèse.

1.1 Les objectifs de l'étude et l'intérêt du secteur d'étude

1.1.1 L'objectif général de l'étude

L'objectif majeur est d'établir un schéma d'évolution post-glaciaire d'une zone côtière en émersion en bordure sud du Bouclier canadien.

Ce schéma peut être caractérisé à partir de quelques grands principes qui régissent les études littorales. Le premier est de définir les sources majeures de sédiments à la côte et d'identifier les

principaux agents de transport de ces sédiments. Le deuxième est d'établir la distribution spatiale en fonction du temps et de la nature des sédiments disponibles à la côte. Le troisième enfin est de déduire une prospective d'évolution du littoral.

Les moyens utilisés pour atteindre cet objectif sont la cartographie détaillée au 1: 25 000^{e} des formations meubles et des formes qui les affectent, l'étude de quelques couvertures récentes de photographies aériennes, l'étude des diverses positions stratigraphiques des formations meubles à partir de coupes et de quelques forages, ainsi que la datation relative et absolue au ^{14}C des événements.

La représentation sera alors réalisée sous forme d'une séquence de cartes ou de coupes paléogéographiques et chronostratigraphiques caractérisant les événements, soit les étapes de déglaciation et de transgression marine jusqu'à la limite marine maximale, les étapes de récession marine et enfin l'évolution actuelle et la prospective de la côte.

L'originalité de cette étude réside dans le fait qu'aucune étude de l'évolution paléogéographique d'une zone côtière alliant paléolittoraux, littoral actuel et prospective du littoral n'a encore été entreprise dans un milieu semblable et dans une mer ouverte.

Deux études se rapprochent de la nôtre. La première est celle de DUPLANTIER (1977) sur la côte sud du golfe de Gascogne en France. L'idée directrice est la même, transposée dans une zone d'épandages éolisés des landes de Gascogne; cependant DUPLANTIER oriente surtout son étude du côté sédimentologique et ne prête qu'une attention

secondaire à l'analyse géomorphologique, de la même façon qu'il axe trop son étude sur l'évolution de la plate-forme littorale et de la côte au détriment de l'arrière-côte. On n'y trouve aucune stratigraphie établie et il ne se préoccupe pas de l'origine première des sédiments.

La deuxième est celle de KRAFT, ALLEN & MAURMEYER (1978) au Delaware. Même si elle ne porte que sur un petit système de flèche littorale cette étude allie sédimentologie et géomorphologie et présente une évolution paléogéographique qui mène jusqu'à l'Actuel.

D'autres études méritent cependant d'être mentionnées. D'abord HAMELIN & CAILLEUX (1972) ont inspiré cette recherche avec leur séquence cartographique de la ligne de rivage de Poste-de-la-Baleine à la Baie d'Hudson depuis 5 850 BP. Cette étude très sommaire ne donne pas l'expression géomorphologique des lignes de rivage successives. Les deux seules études des paléolittoraux en bordure sud ou sud-ouest du Bouclier Canadien sont celles de McPHERSON (1966) et FRENCH & HANLEY (1975). Ces travaux se situent cependant dans une mer éphémère, la mer de Champlain, et, tout comme HAMELIN & CAILLEUX, ces auteurs ne se sont pas préoccupés de l'expression géomorphologique exacte des littoraux. FRENCH & HANLEY s'intéressent surtout à la phase initiale de la mer de Champlain d'un secteur de l'Outaouais tandis que McPHERSON étudie principalement la phase terminale dans le centre sud du Québec. En bordure est du Bouclier Canadien, la seule recherche effectuée est celle de PIPER & IULIUCCI (1978) sur la côte centrale du Labrador, Ces auteurs ont étudié la tête d'un fjord sur une base paléostratigraphi-

que de sorte qu'il y manque la description du littoral actuel.

1.1.2 L'intérêt scientifique général du secteur d'étude

La Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent se prête bien au type d'étude envisagée puisqu'elle est sise en bordure sud du Bouclier Canadien, au contact des roches paléozoïques des basses-terres du Saint-Laurent. Ce contact se traduit dans le paysage par un plateau cristallin résistant surmontant une plate-forme sédimentaire moins résistante.

L'avantage de la Côte Nord comparée au rebord des Laurentides sis plus à l'ouest est que la première a toujours été une zone côtière d'une mer ouverte, la mer de Goldthwait (Section 1.5), tandis que le second n'a été que la zone côtière d'une mer éphémère, la mer de Champlain. Dans le premier cas, on peut donc montrer une évolution continue, ce qui s'avère impossible dans le second cas.

À un autre niveau, le choix s'est porté sur la Moyenne Côte Nord parce qu'à une diversité d'environnements côtiers (Section 1.1.4), il est possible d'allier une unité dans un mode de déglacement identique grossièrement parallèle à une côte rectiligne (Section 5.3.3). Cette unité se traduit aussi par une limite marine maximale identique (Section 5.4.1) de sorte que cette région peut être prise à priori comme une entité.

1.1.3 Les objectifs secondaires de l'étude

Ces objectifs peuvent être d'ordre scientifique autant que

d'ordre pratique.

Le premier objectif scientifique est de produire une première étude géomorphologique détaillée d'une zone côtière en bordure sud du Bouclier Canadien. Ses enseignements pourront donc servir de base conceptuelle à d'autres études de secteurs avoisinants.

Le deuxième objectif scientifique est de produire une courbe d'émersion des terres qui puisse dater les événements locaux et servir d'étalon pour une prospective d'évolution.

Le troisième objectif scientifique est d'acquérir les connaissances suffisantes des événements de la Moyenne Côte Nord afin de pouvoir les mettre en relation avec ceux des régions avoisinantes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent et d'essayer de la replacer dans le contexte général des fluctuations climatiques, glaciaires, isostatiques et marines.

Le dernier objectif scientifique est de retracer l'évolution géomorphologique très récente du littoral à partir de séquences de photographies aériennes entre 1948 et 1976 et d'essayer d'en tirer des enseignements prospectifs.

Quant aux objectifs pratiques, le premier est de produire une carte géomorphologique au 1: 25 000^{e} à partir de laquelle on puisse dériver les données pertinentes aux études d'aménagement de cette côte en voie de désenclavement; par exemple: étude d'impact sur l'environnement de la route 138 (Roy, Bergeron, Gariépy, Leroux, Dupont & Ass., 1977) ou, sur le littoral actuel, étude d'impact et de nettoyage des épandages d'huile (Owens, 1977).

Le deuxième objectif pratique est d'établir une continuité vers l'est à partir des travaux de Lynda Dredge (1976b) dans le secteur de Godbout à Sept-Îles.

Le dernier objectif pratique est de faire oeuvre de pionnier et de démontrer le très grand avantage d'une photo-interprétation détaillée pour l'exploration d'un secteur entièrement boisé, difficile d'accès, d'altimétrie imprécise ou douteuse, où il y a très peu de bonnes coupes stratigraphiques, où la tarière est inutile à cause de l'induration des formations meubles en surface et où il n'y a aucune étude antérieure dans l'axe de recherche.

1.1.4 L'intérêt scientifique secondaire du secteur d'étude

Le premier intérêt porte sur la représentativité du secteur d'étude dans l'ensemble de la Côte Nord. Dans ce secteur on retrouve en effet les trois grands environnements côtiers qui caractérisent toute la Côte Nord: une côte échancrée ou régulière de nature quasi complètement rocheuse, une côte régulière de dépôts meubles érigés principalement en de vastes deltas fini-glaciaires, et une côte peu échancrée où, à un substratum rocheux, se superpose une mince couverture de dépôts marins qui évoluent principalement par tombolos entre les aspérités de ce substratum rocheux.

Le deuxième intérêt porte sur la diversité des superficies et des longueurs des bassins-versants ainsi que sur les diverses positions des trappes à sédiments par rapport aux embouchures des rivières. Il est alors possible, vu l'unité mentionnée plus haut (Section

1.1.2), de mettre en relation ces caractéristiques et le temps de déglacement des bassins avec la quantité de sédiments apportés à la côte et la position altimétrique des deltas et des principales terrasses.

1.1.5 Les étapes de l'étude

Après avoir défini les objectifs et l'intérêt du secteur d'étude, nous verrons dans quel cadre s'insère l'étude à partir d'une revue des travaux antérieurs et du contexte actuel (Chap. 1).

Au chapitre 2, nous ferons une mise au point sur le cadre physique régional de la Côte Nord: relief, substratum rocheux, sols, climat atmosphérique, hydrologie et climat marin. Dans un premier temps nous verrons les interrelations entre le réseau hydrographique, le relief et la structure rocheuse ainsi que l'évolution géologique qui a façonné le bâtit rocheux actuel. Dans un deuxième temps, nous verrons les principaux types de sols de la Côte Nord avec une mise au point sur deux problèmes particuliers: la cuirasse ferrugineuse (ortstein) et le pergélisol. Dans un troisième temps, nous mentionnerons qu'elles sont les principales caractéristiques des éléments atmosphériques, hydrologiques et marins qui peuvent influencer le modelé d'une zone côtière.

Le chapitre 3 sera consacré à la description, à l'analyse et à la stratigraphie des formations meubles. L'étude détaillée des textures et des paramètres sédimentaires permettent de distinguer les diverses formations selon leur environnement et l'étude des diverses

coupes stratigraphiques permettra d'établir une coupe lithostratigraphique généralisée de toute la zone côtière tant dans le domaine terrestre que dans le domaine marin.

Au chapitre 4, nous caractériserons des grands ensembles géomorphologiques en intégrant à l'étude des formes de terrain les résultats des études antérieures sur le relief, la structure et les environnements sédimentaires. Plusieurs profils stratigraphiques permettront de mieux saisir cette intégration le long des principales vallées. Une attention spéciale sera portée à l'analyse de la côte actuelle afin de pouvoir mieux étudier les paléolittoraux dans les prochains chapitres; dans ce cadre, une mise au point sera faite sur un essai de correspondance altimétrique des niveaux de deltas et de terrasses littorales ainsi que sur l'origine des terrasses rocheuses des îles de Mingan.

Au chapitre 5, nous poursuivrons trois buts. Le premier vise à faire une mise au point sur les fluctuations paléo-climatiques et leurs relations avec les fluctuations glaciaires wisconsiniennes; cette première étape aboutit à l'élaboration d'un schéma d'englacement et de retrait du dernier inlandsis. Le deuxième but vise à faire une mise au point sur les fluctuations du niveau marin à partir des données de la limite marine maximale, des courbes de variation du rivage et des données isostatiques et eustatiques. L'ensemble de ces mises au point permettra en dernier lieu de tracer le cadre chronologique dans lequel s'insère la Moyenne Côte Nord au Wisconsinien.

Enfin, les données des chapitres 4 et 5 permettront d'élaborer dans un sixième chapitre la chronostratigraphie et l'évolution paléogéographique postglaciaire en terminant, en guise de conclusion, par un essai de prospective d'évolution des côtes.

1.2 La localisation géographique et l'accessibilité

Pour atteindre les objectifs définis dans cette recherche, les travaux portent d'une façon extensive sur toute la Côte Nord du Saint-Laurent mais d'une façon intensive sur la Moyenne Côte Nord (Fig. 1).

La longueur estimée à l'échelle du 1: 50 000^{e} de la Côte Nord est de 5 500 km incluant les îles et on peut la subdiviser en trois secteurs selon l'usage en vigueur chez ses résidants. Le premier, la Haute Côte Nord, possède 755 km de côtes et est situé entre Tadoussac sur le Saguenay et la rivière Moisie. Le deuxième, la Moyenne Côte Nord, possède 515 km de côtes et s'insère entre la rivière Moisie et Havre-Saint-Pierre. Le troisième, la Basse Côte Nord, correspond au secteur non encore désenclavé par la route et se prolonge jusqu'à la frontière du Labrador près de Blanc-Sablon, soit sur plus de 4,000 km (Fig. 2).

Avant juin 1976, la Moyenne Côte Nord n'était accessible que par bateau ou par avion. Par eau, le transporteur régulier permet une fois par semaine d'accoster à Mingan et à Havre-Saint-Pierre à partir des Sept-Îles. En affrétant de petits bateaux, on peut aussi se rendre aux quais de Sheldrake, Rivière-au-Tonnerre, Magpie et Rivière-

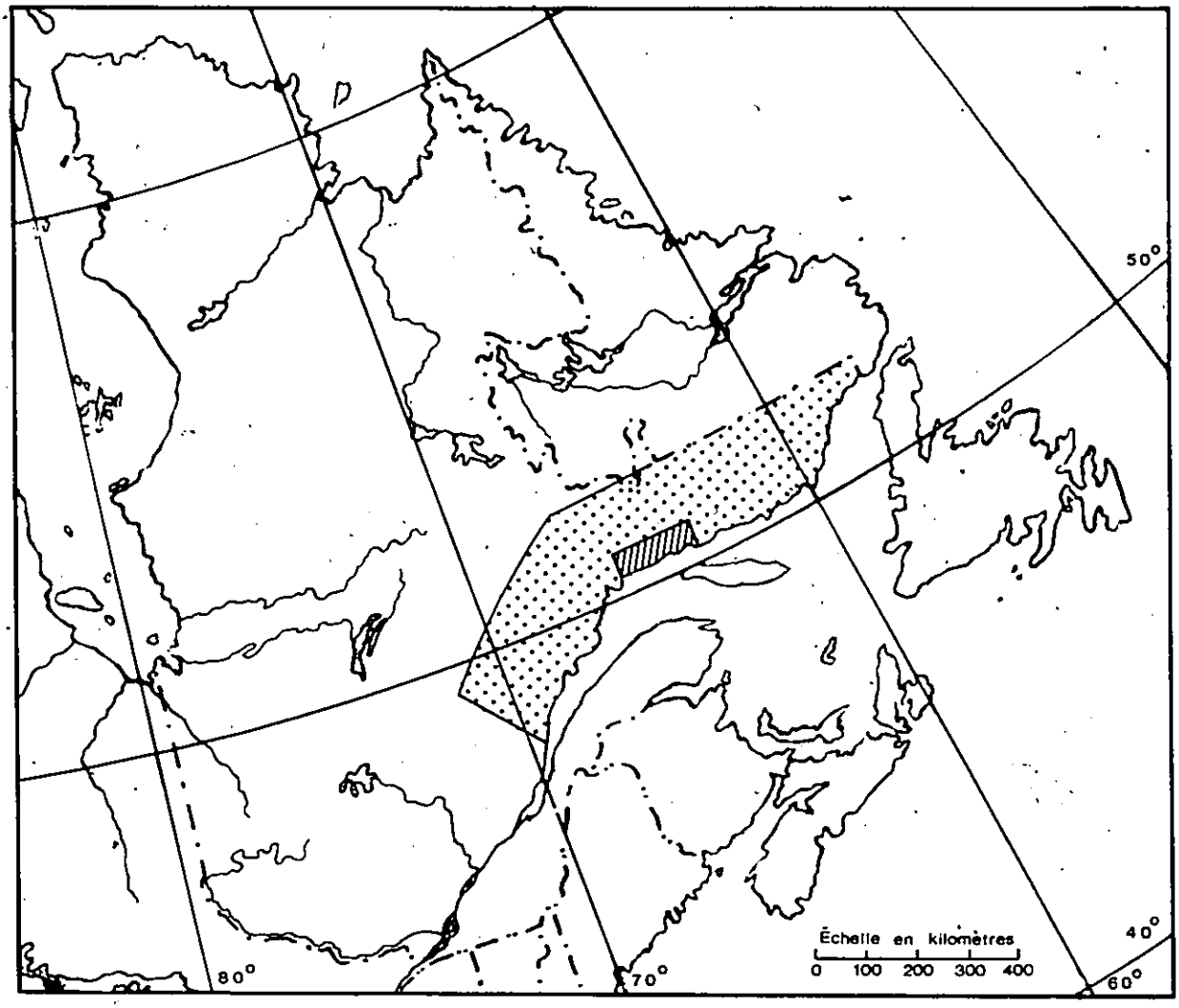

50°
40°
80°
70°
60°
Échelle en kilomètres
0 100 200 300 400
ZONES D'ÉTUDE
Zone d'étude intensive
Zone d'étude extensive

Fig. 1

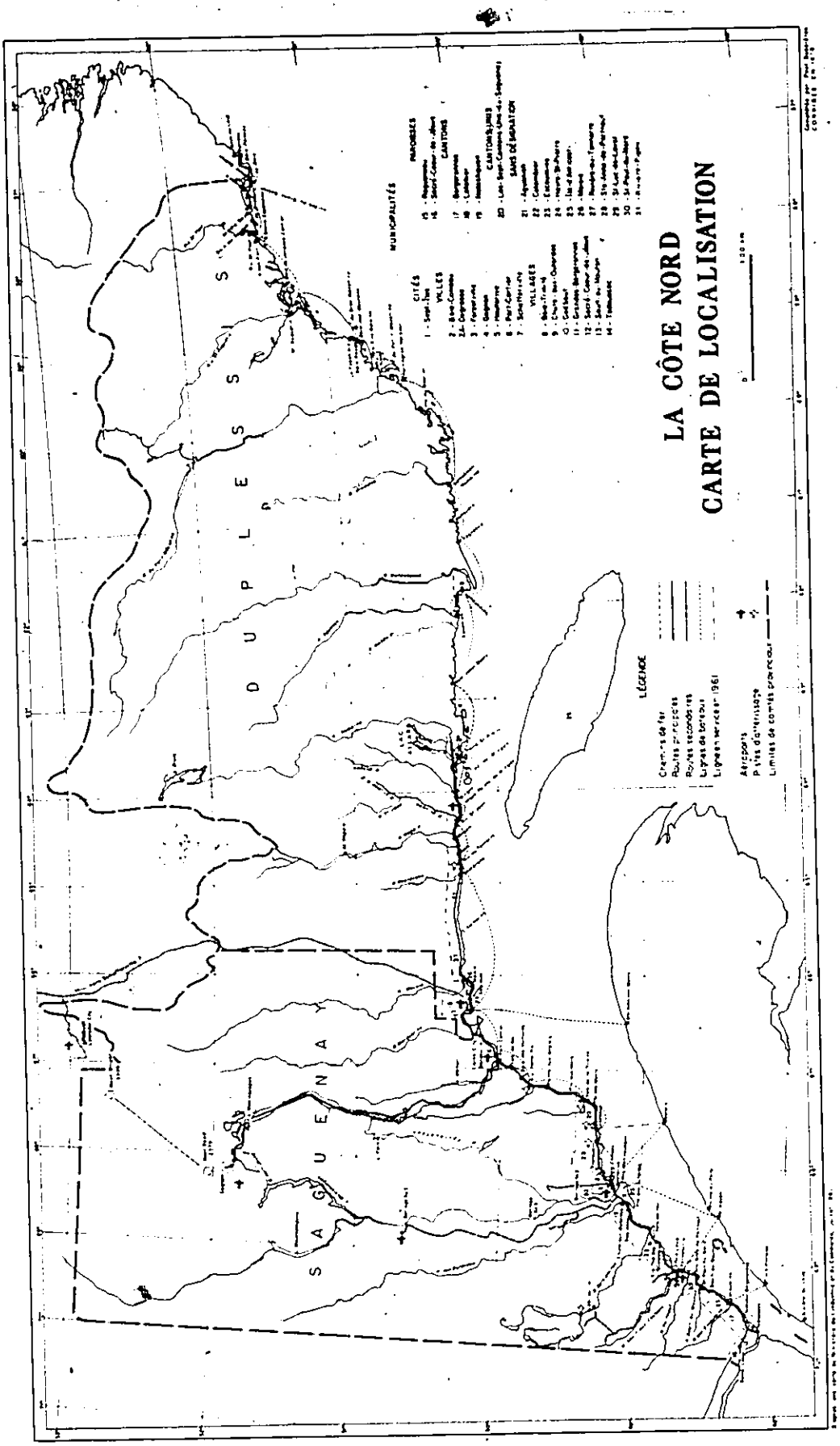


Fig. 2

Saint-Jean. Par air, le transporteur régulier effectue plusieurs voyages par jour à Rivière-au-Tonnerre, à Longue-Pointe-de-Mingan et à Havre-Saint-Pierre toujours à partir des Sept-Îles. Il est aussi possible d'affréter un hydravion et de se poser sur le lac Patterson près de la piste de Longue-Pointe-de-Mingan ou au lac Maloney près de Rivière-au-Tonnerre.

Depuis l'ouverture, en juin 1976, de la route 138 qui longe le littoral jusqu'à Havre-Saint-Pierre, les transports par eau sont demeurés les mêmes, mais par air, il n'est plus possible de se rendre à Rivière-au-Tonnerre, ni à Havre-Saint-Pierre, car toutes les opérations sont centralisées à Longue-Pointe-de-Mingan où deux excellentes pistes bétonnées ont été construites par l'armée américaine en 1942.

Les problèmes d'accessibilité de la Moyenne Côte Nord sont donc résolus, mais non les problèmes de pénétration à l'intérieur des terres (Fig. 3). Les moyens de transport les moins coûteux sont le chemin de fer, la route et le canot. Les deux extrémités du secteur d'étude sont desservis par le chemin de fer, le Quebec North Shore and Labrador qui suit la rivière Moisie et qui joint Sept-Îles à Shefferville et celui de Québec Iron and Titanium qui joint Havre-Saint-Pierre au lac Allard. Les quelques routes carrossables de pénétration ont toujours moins de 10 km de longueur et se localisent à Rivière-au-Tonnerre, Dock, Magpie, Rivière-Saint-Jean et Longue-Pointe-de-Mingan. C'est donc le canot qui reste le moyen de transport le plus utilisé malgré les très nombreuses chutes et les grands rapides sur toutes ces rivières qui dévalent le rebord du plateau laurentidien et malgré les

crues dangereuses de même que les très bas étiages en été. Six rivières peuvent être navigables en canot-moteur sur des distances variables: la rivière Moisie sur 25 km, la rivière Sheldrake sur 5 km à marée haute, la rivière Saint-Jean sur 40 km avec un guide, la rivière Mingan sur 7 km, la rivière Romaine sur au moins 65 km avec quelques courts portages, ainsi que la rivière Puyjalan sur 40 km. Le reste se fait à l'aviron avec de nombreux mais excellents portages. Les autres rivières facilement navigables en canot sont: aux Rats-Musqués, Matamek, (Grande) Manitou, au Tonnerre, Jupitagon, Magpie et (Petite) Manitou. Des portions de certaines autres rivières peuvent parfois être navigables mais ce n'est pas à conseiller.

Cependant, sur la majorité des rivières de la Côte Nord, il est préférable pour économiser temps et énergie de se faire déposer à l'endroit voulu en amont au moyen d'un hydravion ou, à défaut de lacs adéquats, au moyen d'un hélicoptère.

Un dernier problème d'ordre biologique rend les prises de données ou de notes très ardues. Un excellent résumé de ce problème a été fait par STEWART (1977, p. 119) dans un ouvrage sur le Labrador:

> Mais la nature labradorienne n'est pas sans ironie, car en fin de compte les petites bêtes dominent le système. De minuscules parasites peuvent tuer un loup, un glouton ou un caribou. Un microbe mortel qui se développe parmi les lièvres variables peut finir par décimer tous les lynx dont le lièvre est l'aliment essentiel. Nous voici donc avec le scénario suivant: la libellule mange la simulie, l'omble mange la libellule, la loutre mange l'omble, le renard mange la loutre, le lynx tue le renard, l'homme tue le lynx. Mais la simulie s'alimente au dépens de la loutre, du renard, du lynx et de l'homme qu'elle empêche, à moins de très puissantes raisons, d'envahir son territoire en nombre suffisant pour mettre en danger le reste de la vie sauvage. Finalement, qui donc est le roi de la nature?

Ces difficultés de tout ordre mais principalement de pénétration et de financement nécessitent de grands travaux de photo-interprétation non seulement pour localiser les voies d'accès, les sites d'échantillonnage et les sites d'interprétation litigieuse, mais aussi pour extrapoler ou interpoler de très nombreuses données.

1.3 Un écoumène littoral d'économies fragiles

BUSSIÈRES (1962 et 1963-1964) a fait ressortir dans ses travaux la fragilité de l'écoumène littoral. Cette section résume l'essentiel de ses arguments.

Jusqu'en 1825, la Côte Nord n'a servi que de zone de chasse et de pêche au profit de grandes compagnies qui géraient tout le territoire. La perte de privilèges exclusifs d'occupation par ces dernières amorça le mouvement de sédentarisation des populations de pêcheurs; de sorte, qu'entre 1850 et 1865 furent définitivement établis Sept-Îles, Moisie, Sheldrake, Rivière-au-Tonnerre, Magpie, Rivière-Saint-Jean, Longue-Pointe-de-Mingan et Pointe-aux-Esquimaux (Havre-Saint-Pierre). Ces villages et ceux qui suivront s'installent évidemment dans tous les meilleurs havres de pêche de la côte de sorte qu'on se retrouve avec un écoumène linéaire côtier.

Cependant entre 1865 et 1945, on abandonne progressivement la pêche toujours faite sur une base artisanale à cause d'une part de la très forte compétition des pêcheurs terre-neuviens et gaspésiens et d'autre part, à cause de la mainmise progressive des compagnies jerseyaises, principalement de la maison Le Bouthillier et Frères, sur

les pêches de morue. En l'absence d'industrie de remplacement, on s'adonne de plus en plus à la trappe et à l'exploitation extensive de la forêt ainsi qu'à la drave. La seule exception, prélude au véritable essor de la Moyenne Côte Nord, est l'exploitation du sable magnétique à Moisie entre 1867 et 1875 par la Moisie Iron Co. dirigée par W.M. Molson, date à laquelle les États-Unis instituèrent des droits de douane prohibitifs pour les importations de fer, ce qui amena la fermeture du Village des Forges.

Depuis la dernière guerre mondiale, les besoins accrus de minerais de fer amenèrent les gouvernements et les compagnies à accentuer l'exploration géologique de la Côte Nord et du Nouveau-Québec-Labrador ce qui aboutit à la découverte des riches gisements de la fosse du Québec-Labrador.

Dès 1950, on vit donc l'économie de fonctions traditionnelles se "sédentariser" brusquement en une économie minière basée sur des sites portuaires aux deux extrémités de la Moyenne Côte Nord: Sept-Îles avec l'Iron Ore et la Wabush Iron et Havre-Saint-Pierre avec la Quebec Iron and Titanium. Ces exploitations fournirent du travail à la majeure partie de la population active dont une partie dut s'implanter à Sept-Îles puisqu'il n'y avait aucune route vers l'est. Sept-Îles devint donc la plaque tournante de toute la Côte Nord puisqu'elle offrait les services essentiels à la population en plus d'être le centre de transbordement routier, aérien et maritime. Sept-Îles est aussi la seule porte vers l'arrière-pays ainsi que la meilleure porte pour la zone du centre du Labrador en voie de développement.

Les grandes préoccupations actuelles avec la conservation de l'environnement et l'exploitation des ressources énergétiques renouvelables ajoutent une nouvelle dimension dans l'évolution de ce territoire.

La consession en 1971, par le gouvernement du Québec du dizième du territoire québécois à l'I.T.T. (Rayonnier Québec), la "onzième province canadienne" selon KEABLE (1974) de la revue Mac Lean, sensibilise une grande partie de la population aux problèmes de ce secteur.

En fonction d'une exploitation forestière intensive, on a procédé au désenclavement routier de la Moyenne Côte Nord à l'été 1976. On l'a aussi fait en tenant compte du potentiel hydroélectrique de ses rivières qui constitue une réserve exploitable à court terme, tel le bassin de la rivière Romaine. Et il va sans dire qu'un désenclavement routier va de pair avec un afflux touristique et avec une prolifération de résidences secondaires et de services parfois anarchiques et non esthétiques.

Ainsi, pendant que certains tendent à s'adapter à ces nouvelles économies, d'autres y verront la détérioration des forêts domaniales, des rivières à saumon, des paysages côtiers, du cachet pittoresque des villages et de l'accueil chaleureux de ses résidants. En 1975 HAMELIN avait associé la Moyenne Côte Nord (excepté Sept-Îles) au Moyen Nord, à peine quelques années plus tard, cette côte se retrouve certainement dans le Pré-Nord avec cette évolution accélérée.

Ce cadre humain et économique se reflète nécessairement dans les écrits dont on dégagera le cadre physique.

1.4 Des explorations très anciennes mais aussi des études très récentes du milieu

Les travaux relatifs au milieu physique de la Moyenne Côte Nord sont très nombreux mais de valeur très inégale, principalement en géologie du Quaternaire et en géomorphologie. Les quelques 450 années depuis les premiers écrits peuvent être subdivisées en trois périodes distinctes: la période pionnière de 1534 à 1935, la période minière de 1935 à 1965 et la période de désenclavement depuis 1965.

1.4.1 Quatre cents ans d'exploration (1534-1935): les pionniers

Les travaux de cette période joignent, sous une volonté commune d'exploration du pays, quatre intérêts principaux: la navigation, la description des paysages, la botanique et la recherche de gîtes minéraux. On est très souvent obligé de se reporter à ces excellents travaux dans lesquels sont consignées des observations d'une rare acuité.

Dans l'établissement des routes navigables, les premiers écrits sont ceux de CARTIER (1534-35-36), CHAMPLAIN (1603) et COOK (1775). On doit d'ailleurs à CARTIER le premier aperçu général de la côte. L'étude des courants et des marées débute longtemps après (DRUMMOND, 1893; DAWSON, 1898, 1901, 1913a, b, 1916, 1920a, b et 1922; ANDERSON, 1934) et la confection des premières cartes marines (Min. Énergie, Mines et Ress.) date de 1919 à 1929.

Les études physiographiques se sont d'abord traduites par des rapports d'explorations (BELLIN, 1758; HIND, 1863, 1864a, b; COMEAU, 1884; PACKARD, 1887) mais ont finalement abouti à certaines bonnes synthèses telles celles de WILSON (1903), ROUILLARD (1908), SIMARD (1917), COLEMAN (1918) et COOKE (1929).

On peut faire la même constatation pour les études botaniques. On a herborisé pendant plus de 75 ans (abbé FERLAND en 1858 in BRUNET, 1863; VERRILL, 1862; SAINT-CYR, 1886; LEMAY, 1896 et 1923; SAINT-JOHN, 1922; FERNALD, 1925; MARIE-VICTORIN, 1928; LEWIS, 1931-32; BOWMAN, 1932; STEBBINS, 1932; ROUSSEAU, L.Z. (1935) avant d'aboutir à un premier ouvrage de compilation (MARIE-VICTORIN, 1935).

En géologie, il n'y a réellement eu aucun ouvrage de synthèse pendant cette période, excepté une concentration de travaux sur la Minganie par TWENHOFEL (1926, 1928 et 1931) et SCHUCHERT & TWENHOFEL (1910) et sur les gisements de fer et sables ferrifères par DULIEUX (1912a, b, c, 1915, 1916). Les autres travaux ont principalement consisté en des rapports d'explorations: BAYFIELD (1834, 1846), RICHARDSON (1857, 1870), BILLINGS (1859), CAYLEY (1863), HUNT (1871), de PUYJALON (1882, 1884, 1899, 1900a, b), GAGNON (1889), OBALSKI (1889, 1901, 1902), ELLS (1890), SELWYN (1890), LOW (1895, 1897) et CLARKE (1910).

Les seuls travaux sur le Quaternaire se résument à des levés de terrasses postglaciaires et à des estimés de submersion marine (TWENHOFEL & CONINE, 1921; KINDLE, 1922; COOKE, 1930) ainsi qu'à une première étude palynologique à Matamek (BOWMAN, 1931). FERNALD (1925) fait

une première mise au point de l'état des connaissances autour du golfe du Saint-Laurent.

1.4.2 La période minière et le désenclavement de la Haute Côte Nord (1935-1965)

Cette période se caractérise d'abord par un engouement pour les monographies à la suite de Raoul BLANCHARD (1935) avec TANNER (1944), BROUILLETTE (1947), BRUET (1949), DUMONT (1952a), BUSSIÈRES (1962) et BIAYS (1964). La plupart de ces monographies présentent d'excellents chapitres sur le milieu physique, principalement BUSSIÈRES.

Une deuxième caractéristique de cette période est la diversification des études liées directement ou indirectement à la découverte et à l'exploitation des gisements miniers: géologie, topographie, études techniques et océanographie.

Les études géologiques se limitent à la cartographie à grande échelle de la géologie avec un souci constant de recherche de gîtes minéraux. La majeure partie de la Moyenne Côte Nord a été étudiée de cette façon par TWENHOFEL (1938), FAESSLER (1939a, b, c, 1941, 1942a, b, 1945), GREIG (1940, 1945), RETTY (1942, 1944), LONGLEY, (1944, 1950), BOURRET (1949), HAMMOND (1949, 1952), WADDINGTON (1950), BÉLAND (1950), GRENIER (1952, 1953), HOGAN (1952, 1953), KLUGMAN (1954, 1955a, b), BLAIS (1955), JENKINS (1956a, b, 1957), Olivier Iron & Steel (1957), EMO (1957), HENDRICKS (1957), HARGRAVES (1959, 1962) et BOLTON (1961). Ces levés géologiques ont été appuyés entre 1958 et 1963 par le levé des premières (et parfois les dernières) cartes topographiques au 1: 50 000 et au 1: 250 000 du Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

L'exploitation des gisements miniers a rendu nécessaire des études relatives au transport par chemin de fer et par mer. Diverses études techniques pour le chemin de fer Quebec North Shore & Labrador et le port des Sept-Îles sont ainsi disponibles: LIVINGSTON (1954), MONAGHAN (1954, 1962), PRYER & WOODS (1958), WOODS, PRYER & EDEN (1959), C.D. Howe Co. Ltd. (1961) et MICHIE (1956 ou 1957). L'essor des transports maritimes a contribué aussi aux premières études en océanographie physique: LAUZIER (1940a, b, 1941, 1957, 1958, 1962), LAUZIER, TRITES & HACHEY (1951, 1957), BEAUGÉ (1956), LAUZIER & GRAHAM (1958), LAUZIER & BARTLET (1961), FARQUHARSON (1962) et BLACKFORD (1965). Un autre problème primordial a été abordé, c'est celui des glaces sur le Saint-Laurent. Les deux organismes qui se sont partagés la tâche sont le Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada (Min. Mines & Rel. Tech., 1937-39, 1939, 1941-51; FORWARD, 1952, 1954; FRASER & FORWARD, 1952; BLACK & FORWARD, 1956; BLACK, 1957a, b, c, d, 1958, 1960a, b, 1962, 1963) et le Ministère des Transports du Canada (Min. Transp., 1940, 1940-52, 1953-54, 1964; ARCHIBALD, MONSINGER & KILPATRICK, 1960, 1961, 1962a, b; BEATON, 1962; BEATON & MARKHAM, 1964; MARKHAM & BEATON, 1963; MARKHAM,1964).

Une troisième caractéristique de cette période est la prévision du potentiel hydroélectrique par le début d'études hydrologiques: Comm. Eaux Courantes (1948a, b, 1951a, b), Min. Ress. Dév. Econ. (1952, 1953), Min. Nord Can. (1953, 1959, 1960, 1962a, b, 1963, 1964, 1965a, b, 1966), MINGASSON (1957), Min. Rich. Nat. (1964, 1965).

Les études botaniques, elles, se poursuivent (BRUNEL, 1939;

MARIE-VICTORIN, 1939; DRUMMOND, 1950; LASH & DRUMMOND, 1950; RAYMOND, 1950a, b; ROUSSEAU, J., 1952; GRAYSON, 1956; HAMEL, 1958; DESMARAIS, 1960; GRANDTNER & LEMIEUX, 1961; PARROT, 1963; LEMIEUX, 1963; DUTILLY, 1964; DUTILLY & LEPAGE, 1964) et aboutissent à la deuxième édition de l'ouvrage de synthèse de MARIE-VICTORIN en 1964.

Quant aux travaux en géomorphologie et Quaternaire, ils ne font que débuter. FAESSLER (1942b, 1947 ou 1948), LAVERDIÈRE (1952a, b, d, 1954, 1955a, b) et DUMONT (1952a et b) en sont les pionniers dans le secteur des Sept-Îles et de Moisie avec des descriptions précises des formations meubles et de la géomorphologie liée à la mer de Goldthwait. Par la suite, ROBITAILLE (1954) donne un aperçu de la géomorphologie des cuestas de Mingan tandis que BOLTON & LEE (1960) étudient l'invasion marine sur l'île Anticosti. Enfin, SCOTT (1939) de Baie-Comeau à Havre-Saint-Pierre, LAVERDIÈRE (1952a, c, 1954) dans la région de Sept-Îles-Matamek, DUMONT (1952b) sur la Moyenne et Basse Côte Nord et ROUSSEAU, L. (1963) sur les îles de Mingan sont les premiers à déterminer la nature des sols de la région. Un seul s'est intéressé au Quaternaire de la région de la Bersimis (KENNEY, 1964).

1.4.3 La période désenclavement complet depuis 1965

Cette dernière période se caractérise par une très grande diversification des études physiques ou à base physique dans un but de compréhension globale du milieu; ceci pourra permettre un aménagement rationel de la Moyenne Côte Nord avec son désenclavement routier. Une dizaine de thèmes traditionnels et nouveaux se dégagent de cette période.

La géologie locale a encore quelques adeptes (HOGAN, 1971; BOLTON, 1972; KLUGMAN, 1977; HIGGINS & DOIG, 1977; DOIG & HIGGINS, en prép.) mais un effort de synthèse est fait, d'abord dans le cadre de la carte géologique du Québec (Min. Rich. Nat. Qué., 1969a), puis avec le projet Grenville pour l'ensemble du Bouclier Canadien (FRANCONI & SHARMA, 1969; FRANCONI, SHARMA & LAURIN, 1971, 1975; SHARMA & FRANCONI, 1973, 1975; SHARMA, CLARK, FRANCONI & LAURIN, 1978). Cette étude se poursuit présentement entre Havre-Saint-Pierre et le Labrador par BOURNE de la Commission géologique du Canada (BOURNE, STOTT, BORDUAS & LALONDE, 1977; BOURNE, ASHTON, GOULET, HELMSTAEDT, LALONDE & NEWMAN, 1978; BOURNE, 1978).

En océanographie, on dénombre quelques travaux localisés dans le secteur des Sept-Îles (THOM & MOIGN, 1970; OUELLET, 1972) et un peu de Rivière-au-Tonnerre (NEU & JORDAN, 1977) mais l'accent est donné maintenant sur l'océanographie physique générale du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent. Se côtoient dans ces études l'Institut Océanographique de Bedford, principalement avec W.D. FORRESTER depuis 1967, et le Marine Science Centre de Mc Gill avec DUNBAR (1966), MATHESON (1967), TRITES (1971) et surtout, depuis 1968, O.M. JOHANNESSEN, D.M. FARMER et M.I. EL-SABH. Dans ce domaine, un effort de compilation a été fait à Environnement Canada par LORING & NOTA (1973). Quant aux études sur les glaces, les levés sont poursuivis par le Ministère des Transports du Canada (1967, 1968, 1969, 1970 et 1971) et par Environnement Canada depuis 1972. Le Marine Science Centre de Mc Gill a aussi fait quelques levés (INGRAM, 1967; INGRAM, JOHANNESSEN & POUNDER, 1968;

1969) ainsi que le Ministère des Travaux Publics du Canada avec LEMIRE & LAROSE (1972a, b).

En hydrologie, le Ministère des Richesses Naturelles du Québec a entrepris des levés permanents des principales rivières, levés qui sont publiés régulièrement dans les annuaires hydrologiques. Ce Ministère a aussi produit des synthèses sur la superficie des bassins-versants (1964, 1970), les profils en long (1965) et les débits spécifiques (1975). En climatologie, le même Ministère a aussi entrepris des levés systématiques à plusieurs stations. WILSON (1971) a synthétisé ces données sous forme d'atlas climatique du Québec et SAINT-JACQUES (1975) l'a fait pour la station des Sept-Îles.

En botanique, outre l'inventaire forestier que le Ministère des Terres et Forêts du Québec a débuté en 1965, quelques chercheurs ont herborisé (ROUSSEAU, C., 1968 et 1974; MORISSETTE, 1971; GRANDTNER, 1976) mais les contributions majeures sont l'ouvrage de synthèse de MARIE-VICTORIN & ROLLAND-GERMAIN (1969) sur la flore de l'Anticosti-Minganie et les études systématiques de quelques îles de Mingan par GRONDIN & MÉLANCON (1977a, b, et 1978).

En géomorphologie et Quaternaire, c'est le début des études et de la cartographie systématiques de vastes zones depuis 1971: Rel. Géotech. Champlain (1971), DREDGE (1971, 1972, 1973, 1975, 1976a, b, c), Min. Trav. Publ. Can. (1972, 1973), DUBOIS (1973a, b, 1975, 1976a, b, c, 1977a, b, 1978b, 1979a, b), LORING & NOTA (1973), TREMBLAY (1974, 1975), O.P.D.Q. (1975), BROWN (1975, 1976), DUBOIS, DESMARAIS & CLAVET (1975), DESMARAIS (1979). Plusieurs autres travaux

touchent des secteurs restreints ou des problèmes particuliers: géomorphologie du site du village de Moisie (DE ROQUEFEUIL, 1965), aperçu du glaciel de la région des Sept-Îles (LAVERDIÈRE, 1970), géomorphologie d'une plage des Sept-Îles (THOM & MOIGN, 1970; MOIGN, 1972), cartographie de Rivière-à-la-Chaloupe (LEMAY, 1975) et de la région de Mingan (ALLIE, 1976; LANDRY, 1975, 1976), exploration des karsts (BEAUPRÉ, CARON & ROBERGE, 1974; BEAUPRÉ, 1976-77; CARON, 1976, 1976-77; ROBERGE, 1976-77, 1977, en prép.), expertise du glissement de la rivière Moisie (FRENETTE & HÉROUX, 1972; BARABÉ, 1972, 1973; HÉROUX, 1976), étude des sols et de la tourbe (SIMARD, 1970; MOORE, 1976; GRONDIN & MÉLANCON, 1977b et 1978; LANDRY & DUBOIS, 1977), et enfin, les premiers diagrammes polliniques complets sur la Côte Nord (POULIN, 1975; MOTT, 1976; RICHARD & DUBOIS, en prép.).

C'est pendant cette période qu'on procède aussi aux premiers travaux archéologiques (BERNARD, 1966a, b, 1967; LÉVESQUE, 1971) et que le Ministère des Affaires Culturelles du Québec entreprend, depuis 1973, une exploration systématique et le sauvetage de sites en relation avec les travaux de la route 138 (CHEVRIER, 1974, 1976, 1977, 1978; GOULET & DEMERS, 1975; CHEVRIER & CASTONGUAY, 1976).

Outre le sauvetage archéologique, la route 138 a aussi demandé des études de reconnaissance de la part du Ministère des Transports du Québec (1973a, b, 1974, 1979) et plusieurs études de forage aux diverses structures (Cie nat. for. & sondage Inc., 1971, 1972a, b, c, 1973a, b, c; Lab. Ste-Foy Inc., 1965; Contrôle tech. appl. ltée., 1972a, b; Technisol Inc. 1971; Sondage & Lab. du Québec Enrg., 1963,

1971). On a aussi entrepris l'étude d'impact sur l'environnement du nouveau tracé entre Sheldrake et Havre-Saint-Pierre (DUBOIS, 1977c; ROY, BERGERON, GARIEPY, LEROUX, DUPONT & ASS. 1977).

Cette période a aussi vu naître un des premiers projets multidisciplinaires du Québec: les études écologiques du bassin d'une rivière à saumon, la rivière Matamek. En plus des études strictement biologiques depuis 1967, la Woods Hole Oceanographic Institution y a entrepris des études sur la végétation (CENTREAU, 1976), sur l'hydrologie (FRENETTE, PLAMONDON, PETITCLERC & JULIEN, 1975; CENTREAU, 1976; FRENETTE, 1978; FRENETTE, JULIEN, CARON, GAGNON & CARON, 1978); sur l'hydromorphologie et le potentiel en frayères (DUBOIS, CLAVET & DESMARAIS, 1975; CLAVET, DUBOIS & DESMARAIS, 1976b; DUBOIS & CLAVET, 1976, 1977; DUBOIS, 1978), sur la géomorphologie et le Quaternaire (DUBOIS, DESMARAIS & CLAVET, 1975; DESMARAIS, 1976b et 1979), et sur la paléolimnologie (JONES, LECLERC, OUELLET, ROUSSEAU, VAN COILLIE & VISSER, 1974; OUELLET & POULIN, 1974, 1975, 1976, 1977; POULIN, 1975; BACHAND, LECLERC & JONES, 1976). Dans le même ordre, mais à une échelle plus vaste, se prépare l'étude écologique de toute la côte par Environnement Québec en vue de définir l'impact des futurs aménagements hydroélectriques des principales rivières dont la Romaine.

Nous sommes enfin dans l'ère des plans d'aménagement. Les événements récents sur la Moyenne Côte Nord ont poussé le gouvernement à produire diverses études tels les schémas d'aménagement de l'île Anticosti (Min. Terres et Forêts, 1974) et de la Moyenne Côte Nord

(Min. Terres et Forêts, 1975), le schéma régional du tourisme et des loisirs de plein air (Min. Tour., Chasse et Pêche, 1976) et le plan d'urbanisme (PLURAM, 1976). De plus, la redécouverte des îles de Mingan par la population et la crainte que leur environnement ne soit détérioré par l'extraction du calcaire ont conduit à des propositions d'aménagement de la part de l'O.P.D.Q. (DUMONT, 1976). Enfin, Environnement Canada et Environnement Québec ont conclu une entente pour effectuer entre 1978 et 1982 les inventaires écologiques des rivières de la Côte Nord afin de faciliter les évaluations futures des incidences écologiques des aménagements hydroélectriques.

Cette rétrospective des travaux édités traitant de la Moyenne Côte Nord conjointement avec les quelques idées précédemment émises sur les milieux humain et économique permettent de mieux situer notre cadre général d'étude.

1.5 La terminologie de la zone côtière et la définition de la mer de Goldthwait

Afin d'éviter toute ambiguité, il importe de préciser dès maintenant la terminologie côtière qui sera utilisée dans ce travail ainsi que la définition de la mer de Goldthwait.

Selon RESIO, VINCENT, FISHER, HAYDEN & DOLAN (1973), la zone côtière "is defined as extending from the inland point of influence of marine processes to the edge of the continental shelf". Dans le domaine terrestre, les masses d'air maritime peuvent s'étendre sur des centaines de milles de la côte si elles ne sont pas bloquées par une

barrière orographique. Dans les cas où il n'y a pas de barrière orographique évidente, les auteurs suggèrent que la zone côtière soit délimitée par un type de végétation côtière ou par des sols dont la pédogénèse est influencée par le littoral ou par tout autre facteur. Ces auteurs suggèrent de limiter le domaine marin à la plate-forme continentale.

Cette conception de la zone côtière nous agrée parfaitement et elle pourrait se définir ainsi: c'est la zone comprenant la plage au sens large, la côte et l'arrière-côte jusqu'à la limite d'interdépendance des facteurs hydrologiques, atmosphériques, biologiques et géomorphologiques. Comme cette zone d'interactions peut être très large dans le cas qui nous préoccupe, nous suggérons de limiter le domaine marin à la partie de la plate-forme continentale qui se trouve en replat au-dessus des sillons du paléo-Saint-Laurent, soit une limite approximative de 200 m. Quant au domaine terrestre, il devrait s'arrêter au maximum à la limite des bassins-versants puisque les cours d'eau ont une très forte influence sur le littoral. En pratique, il est rare qu'il soit possible d'aller chercher l'information adéquate sur toute cette zone. Dans la présente étude la zone côtière inclut tous les paléolittoraux.

La terminologie de la zone côtière est très complexe tant sous sa forme zonale que sous sa forme géomorphologique. La figure 4 résume la terminologie employée ici à partir des éléments fournis principalement par KING (1959), SHEPARD (1963b), OTTMAN (1965), OWENS (1977) et ELLIS (1978).

TERMINOLOGIE DE LA ZONE CÔTIÈRE

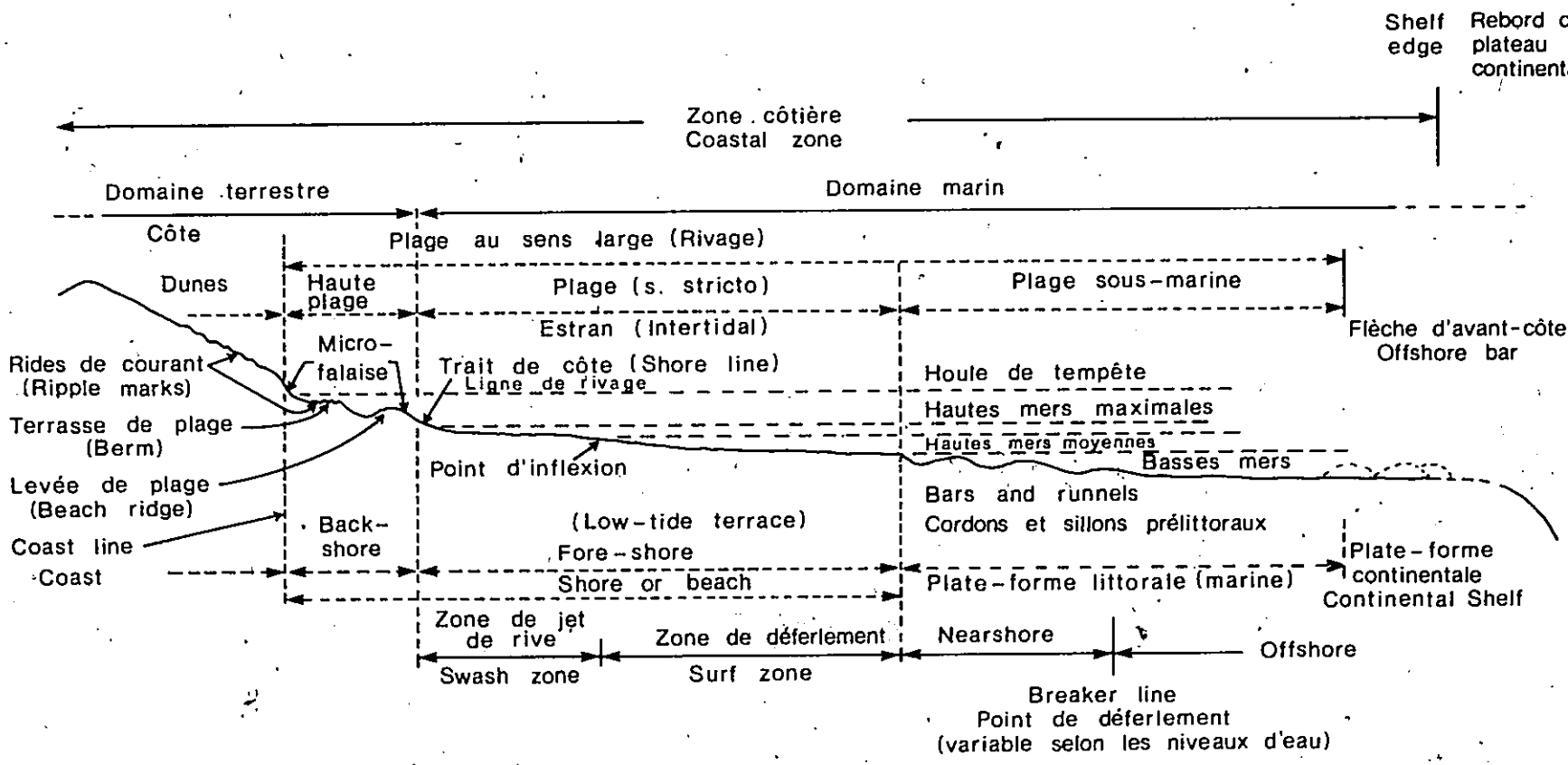


Fig. 4

Dans un cadre un peu plus paléogéographique, il reste maintenant à définir la mer de Goldthwait. DIONNE (1972b) propose la définition suivante. Le nom de mer de Goldthwait a été donné par ELSON en 1969 à la mer postglaciaire qui a baigné l'est du Québec à partir de Québec et les Maritimes dans le secteur du golfe du Saint-Laurent. Outre cette limite géographique, elle se distingue de la mer de Champlain par le fait qu'elle lui est antérieure, concomitante et postérieure. La mer de Champlain est éphémère et intérieure tandis que la mer de Goldthwait a toujours été une mer ouverte et, à la rigueur, toujours présente.

Les objectifs et le cadre général de référence étant précisés, notre étude sera subdivisée en six parties. Les trois premières sont une description des données régionales comme le cadre physique de la zone d'étude, les unités lithostratigraphiques et le zonage géomorphologique. La quatrième partie donne le contexte général dans lequel doit se situer la Côte Nord au niveau du rebondissement isostatique et des fluctuations climatiques, glaciaires et marines. Enfin, les cinquième et sixième parties constituent la thèse elle-même c'est-à-dire l'évolution postglaciaire régionale.

2. LE CADRE PHYSIQUE RÉGIONAL

L'étude d'une zone côtière doit comprendre non seulement des aspects physiographiques, mais aussi des aspects atmosphériques, océaniques et hydrologiques, car c'est de l'interaction de tous ces éléments que résulte le complexe côtier actuel.

2.1 Le Saint-Laurent: son origine et ses subdivisions

La zone côtière de la Côte Nord est une partie d'un appareil fluvial d'origine composite dont la complexité se reflète au travers de nombreux essais de subdivision.

2.1.1 Une origine composite

Dans son analyse des travaux de BLANCHARD (1960), RITCHOT (1964a, b) et surtout de KUMARAPELI & SAULL (1966), LASSERRE (1973) a qualifié de composite l'origine du Saint-Laurent. Quelques autres chercheurs y apportent cependant des précisions: KING & MacLEAN (1970), LORING (1973) et LORING & NOTA (1973). Selon ces auteurs, le Saint-Laurent serait avant tout un appareil fluvial très ancien mis en place dans un fossé tectonique remblayé et ayant été peu modifié par l'érosion glaciaire et la sédimentation glaciaire et post-glaciaire.

Les brusques déviations et le caractère rectiligne des segments qui forment le Saint-Laurent militent en faveur d'un tracé d'o-

rigine tectonique qui semble axé en grande partie (de Québec à la pointe sud-ouest de Terre-Neuve) sur la faille de Logan et sur les systèmes de fracture qui l'encadrent. Cependant aucune preuve n'a été apportée jusqu'à maintenant pour relier directement le graben du Saint-Laurent à la faille de Logan. Ces systèmes de fractures sont particulièrement remarquables sur la Côte Nord où ils commandent le trait de côte actuel (Fig. 5).

KUMARAPELI & SAULL (1966) approfondissent le sujet en comparant cet appareil au rift de l'est africain (Fig. 6). Leurs points de comparaison sont la morphométrie, la géomorphologie et la structure, la séismique et la gravimétrie. Au niveau de la morphométrie, il semble que les rifts soient presque toujours d'environ 50 ± 15 km de largeur et qu'ils présentent de brusques déviations. Au niveau de la géomorphologie et de la structure, les rifts sont encadrés d'escarpements de faille sinon de lignes de fracture. On y retrouve généralement l'effondrement d'énormes clés de voûte délaissant de part et d'autre des blocs basculés tels la Gaspésie basculée vers le sud ou le parc des Laurentides basculé vers le nord. Ces fosses tectoniques se caractérisent souvent par des intrusions de roches alcalines, telles les montérégiennes et le pluton de baie des Moutons. Au niveau de la séismique, on observe une certaine fréquence des tremblements de terre avec épicentre le long des rifts, tandis qu'au niveau de la gravimétrie, on remarque que les rifts présentent des anomalies de Bouguer négatives. Dans le cas du Saint-Laurent cependant FORSYTH (en prép.) a démontré que les épicentres de tremblements de terre ne sont nullement reliés

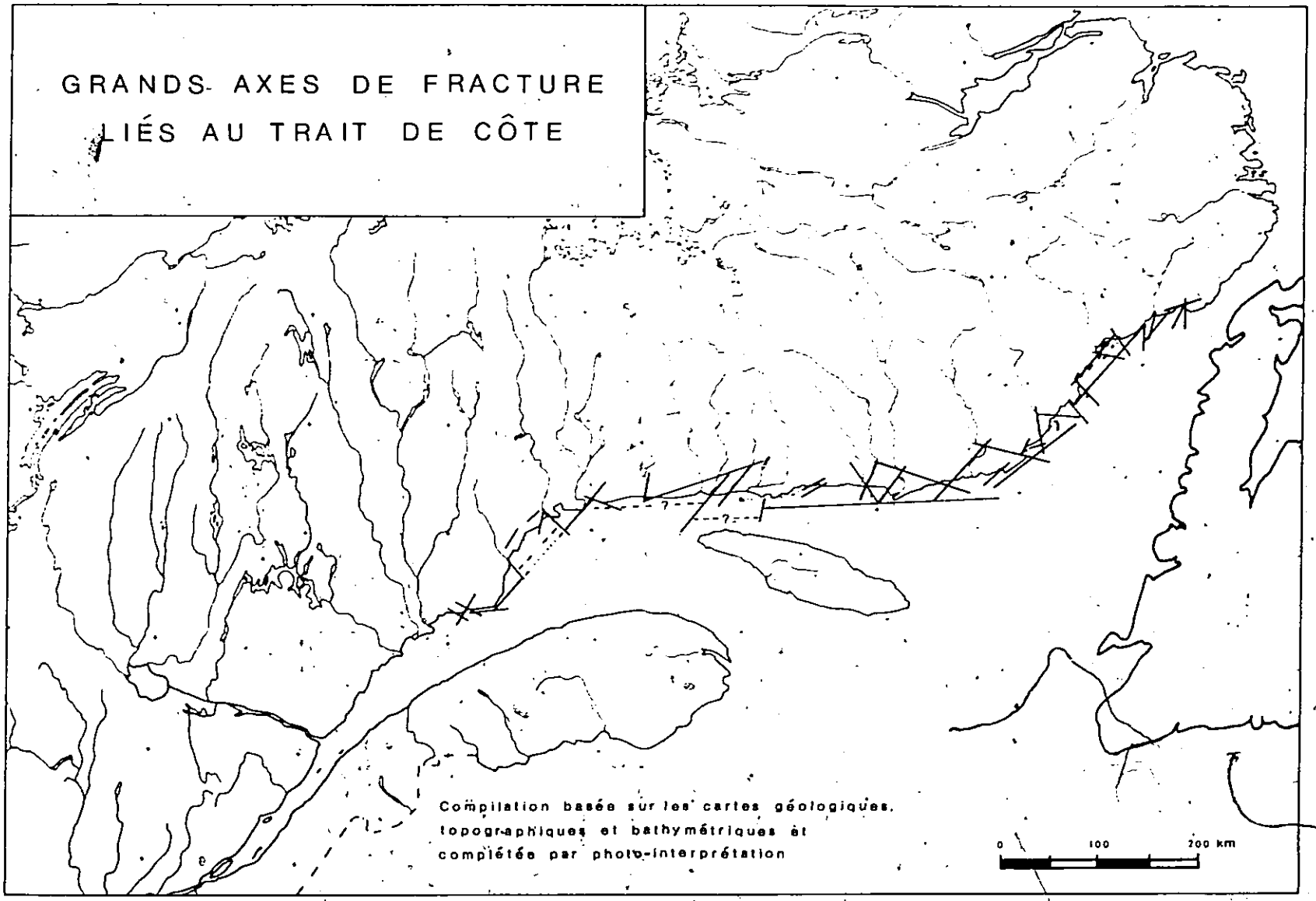

GRANDS AXES DE FRACTURE
LIÉS AU TRAIT DE CÔTE
Compilation basée sur les cartes géologiques, topographiques et bathymétriques et complétée par photo-interprétation
0
100
200 km

Fig. 5

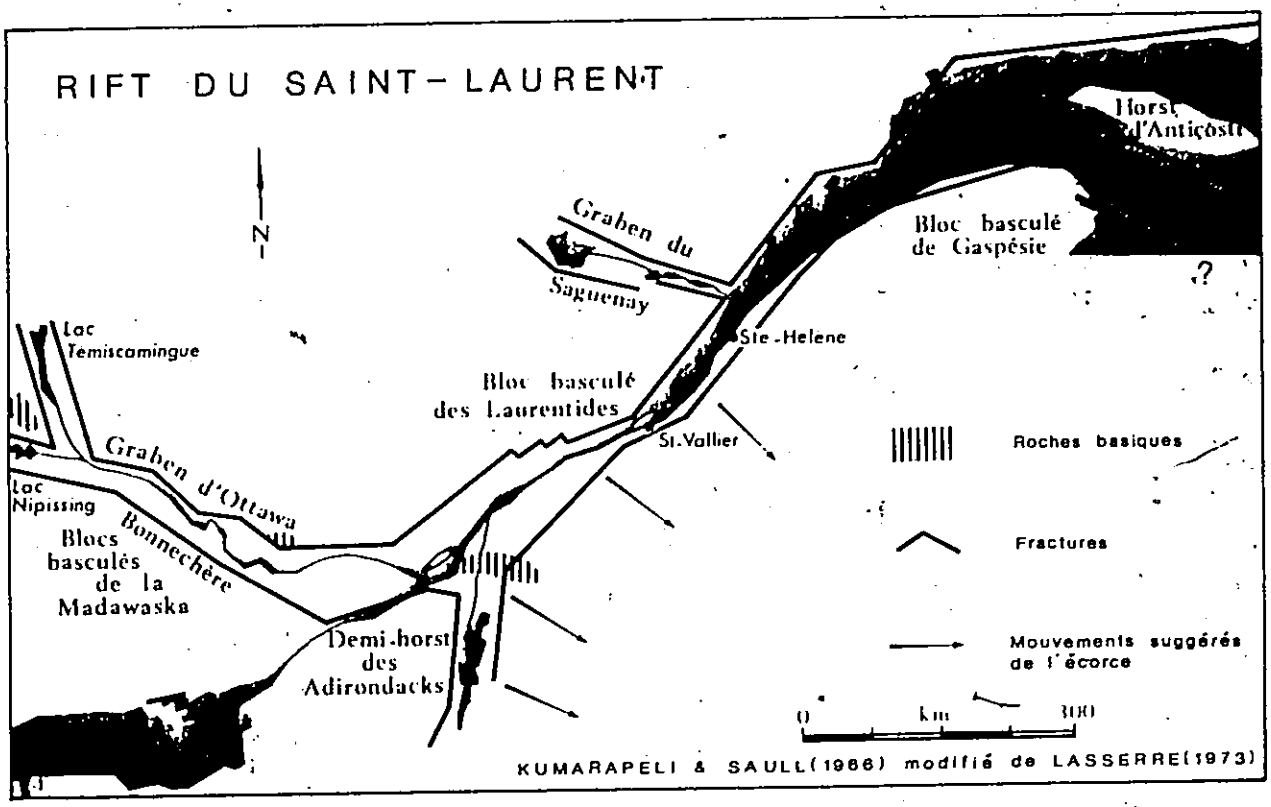

RIFT DU SAINT-LAURENT
N
Horst d'Anticosti
Graben du Saguenay
Bloc basculé de Gaspésie
?
Lac Temiscamingue
Ste-Helene
Bloc basculé des Laurentides
St-Vallier
Graben d'Ottawa
Lac Nipissing
Bonnechère
Blocs basculés de la Madawaska
Demi-horst des Adirondacks
Roches basiques
Fractures
Mouvements suggérés de l'écorce
0
km
300
KUMARAPELI & SAULL(1966) modifié de LASSERRE(1973)

Fig. 6

au graben mais qu'ils suivent plutôt une tendance vers le nord-ouest entre Montréal et Noranda.

Cependant, contrairement aux autres rifts, le rift du Saint-Laurent serait caractérisé depuis longtemps par une évolution très ralentie. En effet, il se serait formé avant l'orogénie Grenville puisqu'il existe près d'Ottawa et un peu partout le long du rift, des carbonatites associées à ce dernier, qui ont été métamorphisées pendant cette orogénie (HOGARTH, 1970). Dès la fin du Cambrien et pendant les ères Ordovicienne et Silurienne, ce fossé se transforme par sédimentation en une charnière géosynclinale reliée aux Appalaches. Enfin, la dernière phase intensive d'érosion au Jurassique et au Crétacé a permis au réseau hydrographique du Saint-Laurent d'entailler profondément le socle précambrien et sa couverture sédimentaire paléozoïque (JONES, 1962) et ce, jusqu'à 450 m de profondeur dans le rebord du plateau continental (Fig. 7). Un delta est d'ailleurs identifiable à partir des cartes bathymétriques sur le rebord du plateau continental à l'embouchure du chenal laurentien. La partie aval de ce chenal, entre le rebord du plateau et l'île Anticosti, est probablement uniquement d'origine fluviale selon KING & MacLEAN (1970), car des levés séismiques n'ont décelé aucun contrôle structural.

Lors des glaciations quaternaires (peut-être pas lors de la dernière cependant), la glace se serait écoulée selon les axes prédéterminés par le réseau hydrographique (Fig. 8), certaines formes d'érosion et de sédimentation le confirment (LORING, 1973; LORING & NOTA, 1973). Les principaux chenaux du Saint-Laurent ont des formes d'auges

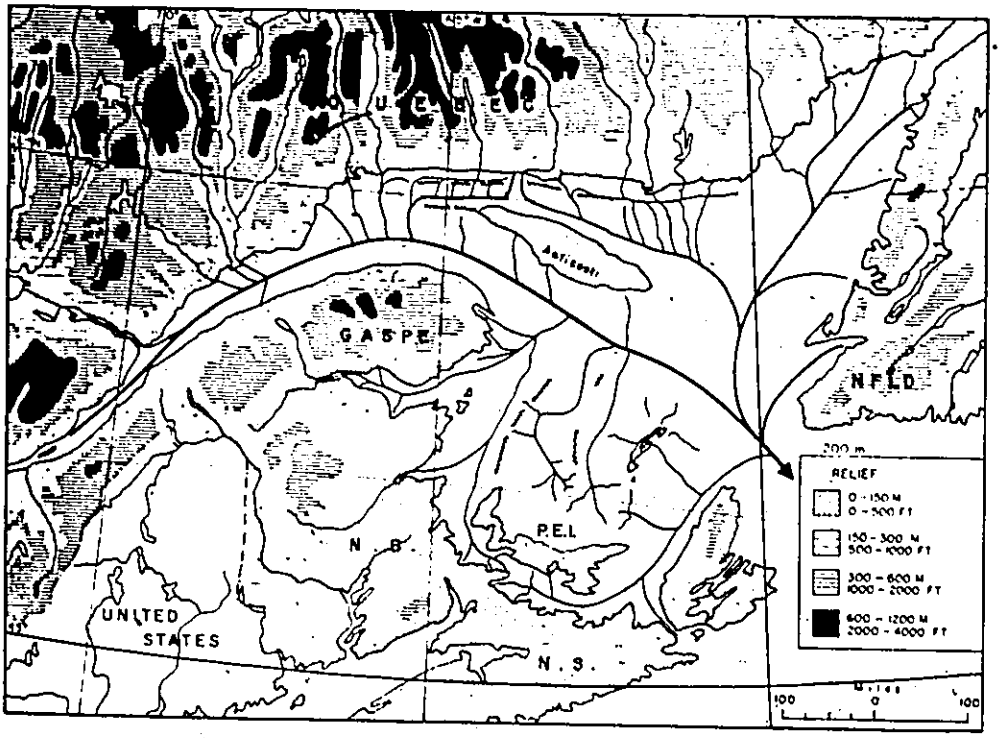


Fig. 7 – RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE PRÉGLACIAIRE DU SAINT-LAURENT (LORING & NOTA, 1973)

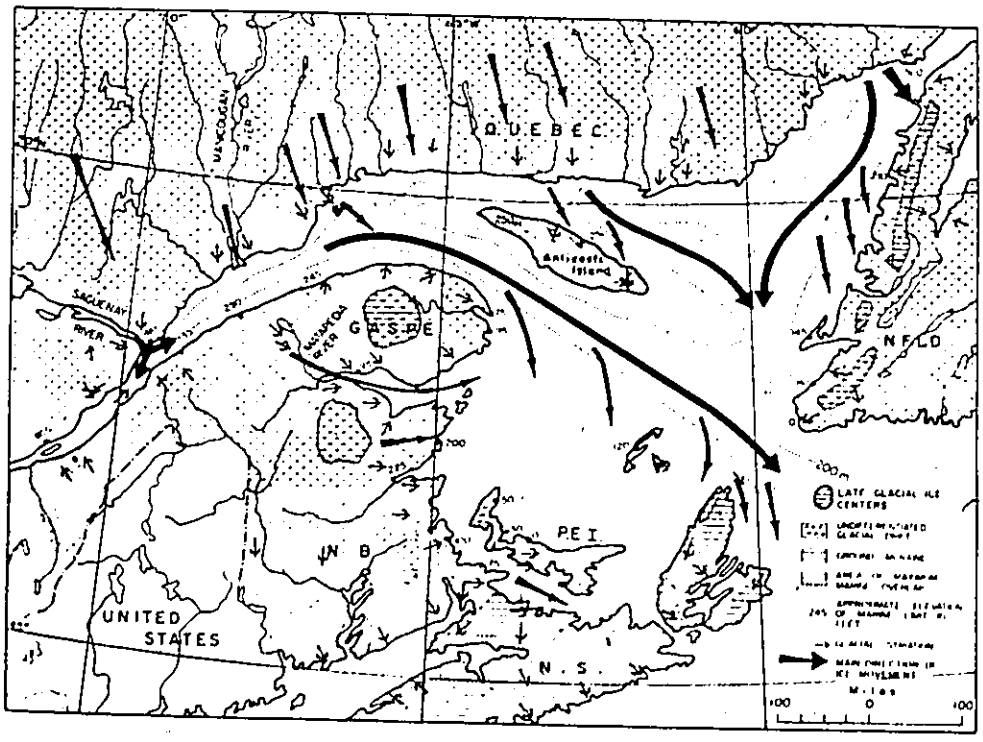


Fig. 8 – ÉCOULEMENT GLACIAIRE AU QUATERNAIRE DANS LE SAINT-LAURENT (LORING & NOTA, 1973)

relativement droites, bordées de vallées suspendues et dont le plancher est ponctué de dépressions fermées allongées allant jusqu'à 100 m de profondeur. Des profils séismiques et des prises d'échantillons confirment la présence de cônes d'épandage de sédiments glacio-marins et de moraines à divers endroits par 120 à 180 m de profondeur (LORING & NOTA, 1973; SHEARER, 1973). Ces mêmes levés indiquent que les chenaux sont tapissés de sédiments glaciaires, glacio-marins ou postglaciaires de 5 à 30 m de puissance, dépassant rarement les 100 m.

2.1.2 Ses subdivisions

Nombre de personnes ont essayé de subdiviser ou ont contribué à subdiviser le Saint-Laurent qui est, rappelons-le, un appareil composite. Un essai de synthèse a été fait par LAVERDIÈRE, DIONNE, HAMELIN, BRUNEL & LASSERRE (1970) dont on peut tirer les subdivisions suivantes: le fleuve, l'estuaire et le golfe (fig. 9).

Le fleuve comprend une section lacustre de la tête du lac Supérieur à Kingston en Ontario et une section fluviale de Kingston à Trois-Rivières, en aval du delta actuel du Saint-Laurent et à la limite des marées d'eau douce.

L'estuaire comprend trois sections. L'estuaire fluvial ou haut estuaire correspond à la zone de marée d'eau douce de Trois-Rivières à Québec, zone d'ailleurs qui possède une morphométrie propre, chenal étroit de moins de 50 m de profondeur, et un biotope propre, organismes d'eau douce tolérant des exondations journalières. L'estuaire moyen, de Québec au Saguenay, correspond à un chenal d'une largeur

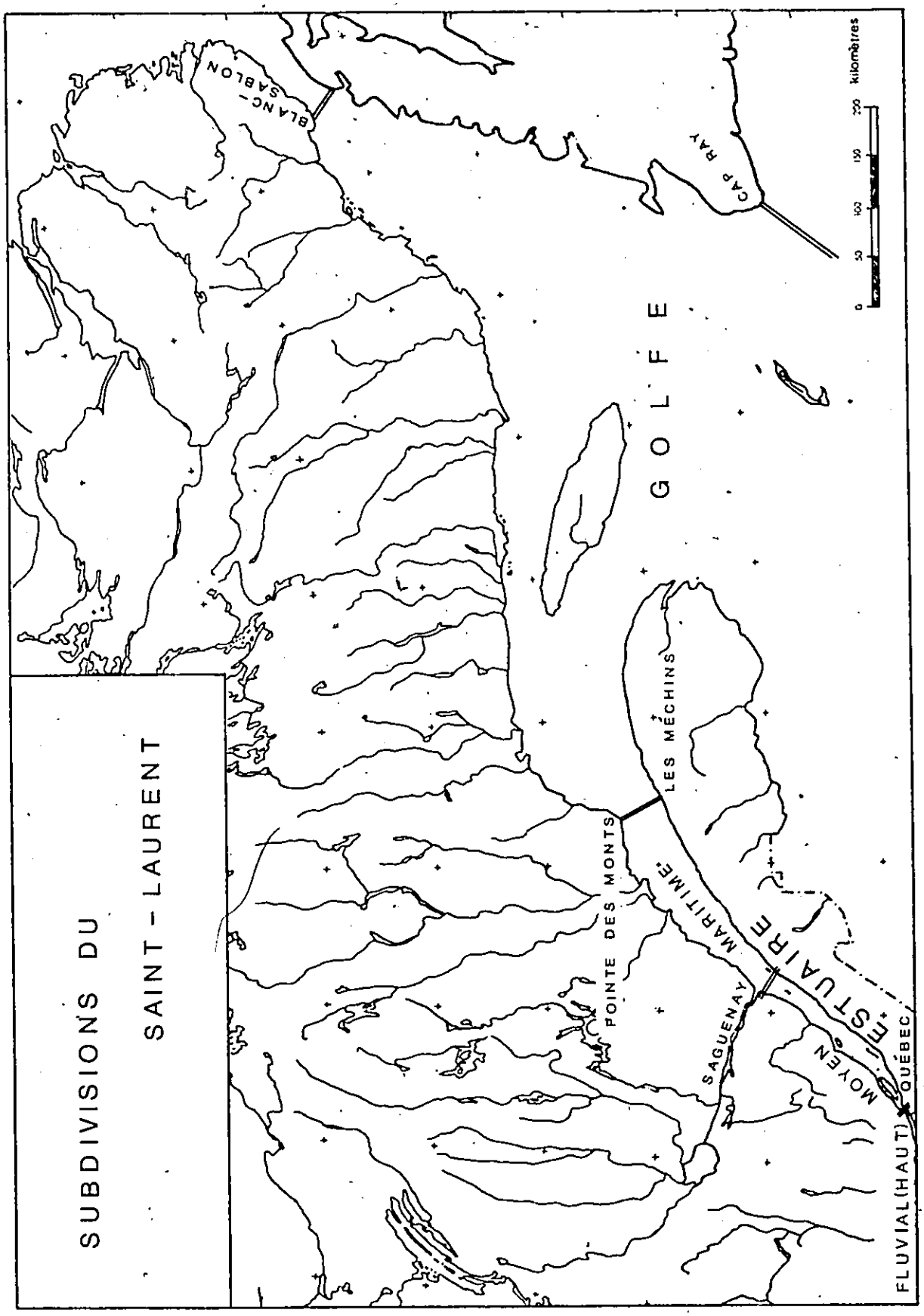

SUBDIVISIONS DU
SAINT-LAURENT
BLANC-SABLON
CAP RAY
GOLFE
LES MÉCHINS
POINTE DES MONTS
MARITIME
SAGUENAY
ESTUAIRE
MOYEN
FLUVIAL (HAUT)
QUÉBEC
kilomètres
0
50
100
150
200

Fig. 9

moyenne de 20 km et d'une profondeur de moins de 100 m; les eaux y sont saumâtres (0-25%) et accusent de fortes dénivellations de marée. L'estuaire maritime, du Saguenay à Pointe des Monts, est un large chenal de 25 à 55 km et d'une profondeur de 300 à 350 m en continuité avec la fjörd du Saguenay. En plus de cette morphométrie, l'estuaire maritime présente des caractéristiques de salinité (32 à 34%) quasi équivalentes au golfe et à l'Atlantique (35%) et des caractéristiques de stratification dans la température, la salinité et la circulation des eaux qui indiquent une continuité avec le golfe.

Quant au golfe, il est délimité par les étranglements de Pointe des Monts, du détroit de Cabot entre Terre-Neuve et l'île du Cap Breton et du détroit de Belle-Isle entre le Labrador et Terre-Neuve. Ses caractéristiques morphométriques sont évidentes en dimension et en profondeur (350 à 500 m) de sorte qu'il peut être qualifié de mer. En plus de former une entité avec ses caractéristiques morphométriques, il constitue aussi une entité avec ses caractéristiques de circulation des eaux (Fig. 10) qui démontrent bien une circulation générale anti-horaire avec des zones de discontinuité aux étranglements précités. Il y a donc homologie naturelle entre les deux entrées du golfe vers l'Atlantique et son entrée vers l'estuaire maritime. Notre secteur d'étude se situe donc dans le golfe du Saint-Laurent, plus précisément sur la Moyenne Côte Nord du golfe.

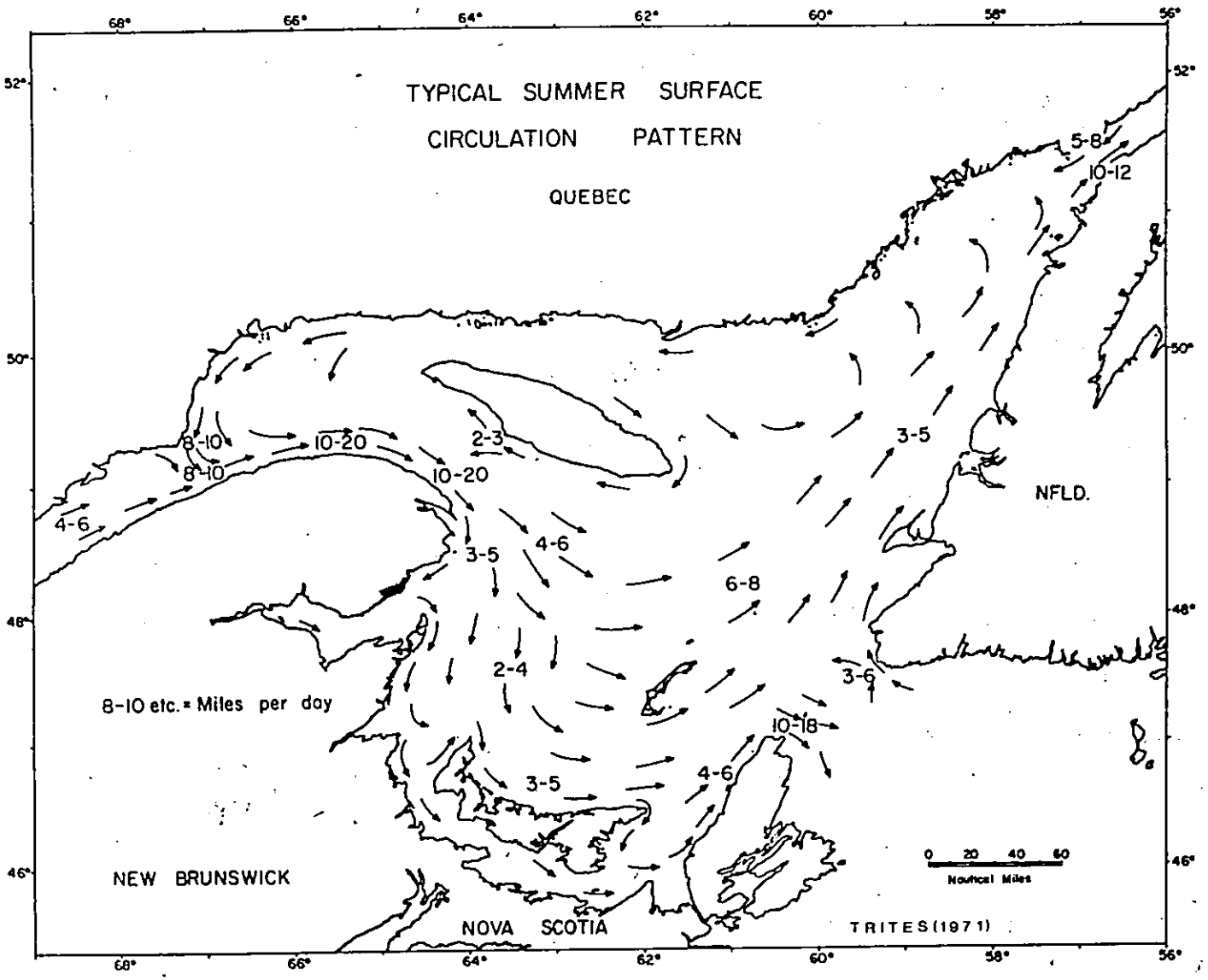


Fig. 10 – CIRCULATION DES EAUX DE SURFACE DANS LE GOLFE DU SAINT LAURENT EN ÉTÉ

2.2 Le relief

La délimitation de régions physiographiques reflète généralement le type de substratum rocheux, tandis que la délimitation de secteurs homogènes permet d'évaluer l'entropie et les grands processus responsables de la formation de ce type de relief. Le principal agent d'érosion et souvent de sédimentation étant les cours d'eau, il est aussi nécessaire de montrer l'organisation spatiale par bassins.

2.2.1 Les bassins hydrographiques

Les bassins de la Moyenne Côte Nord (Fig. 11) drainent environ 58 200 km carrés (Tableau 1). Cette région est encadrée de deux grands bassins de plus de 400 km de longueur, celui de la Moisie à l'ouest et celui de la Romaine à l'est; ces bassins drainent à eux seuls 58% des terres, soit 33 670 km carrés. Avec les deux autres grands bassins de la Magpie et de la Saint-Jean, on constate que quatre rivières drainent 80% du territoire, soit 46 775 km carrés.

Tous les cours d'eau sont orientés dans le sens de la pente régionale, vers le sud, et leur lit est ponctué de nombreux rapides et chutes qui débutent généralement dès la côte.

On peut aussi différencier les bassins par la présence ou l'absence et la position des lacs. Dans les deux plus grands bassins, ceux de la Moisie et de la Romaine, les lacs se situent tous à la tête du bassin et des sous-bassins, de sorte que les sédiments ne sont pas piégés en chemin. Les deux autres grands bassins sont différents: celui de la Saint-Jean est pratiquement libre de lacs, tandis que celui

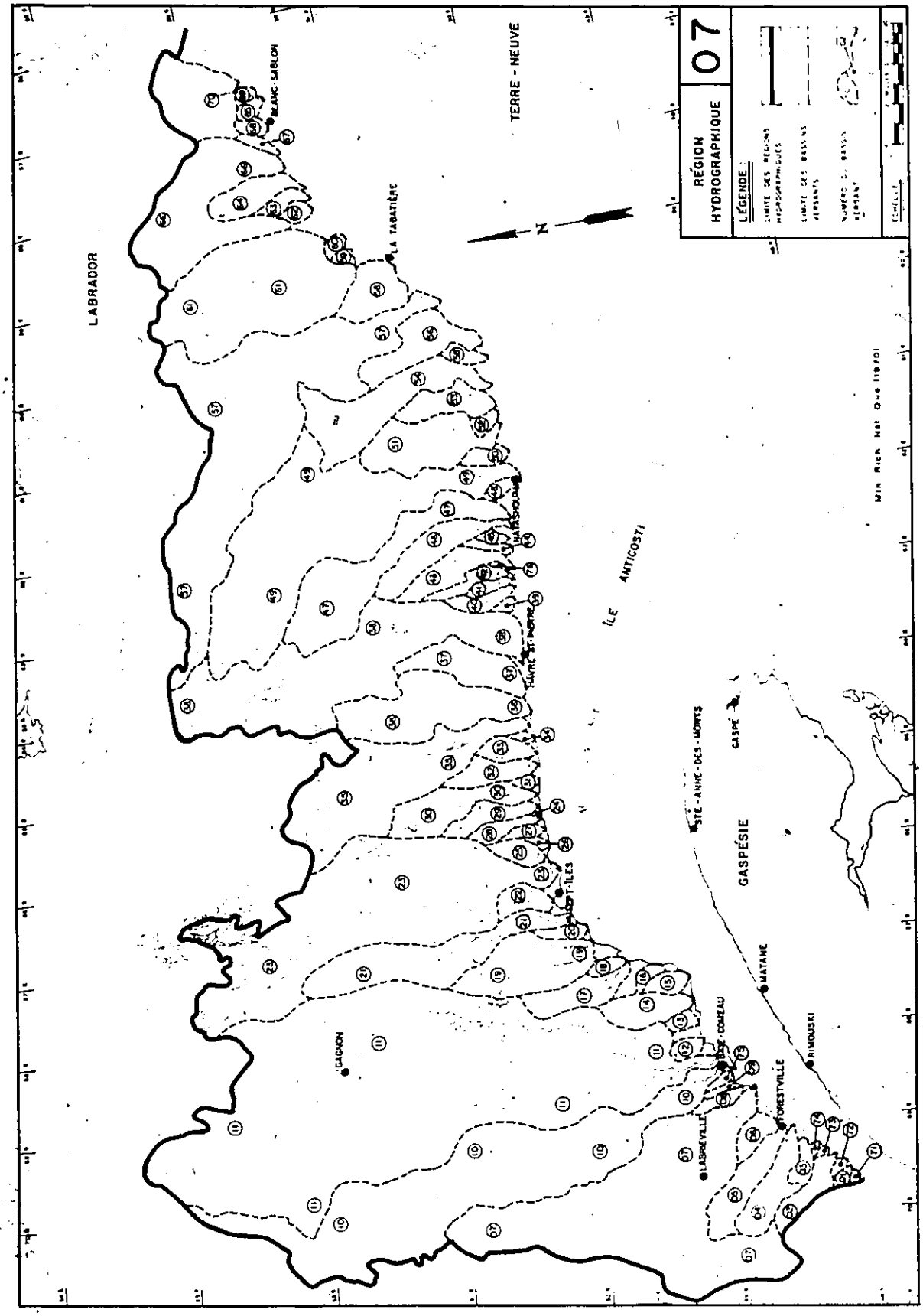

RÉGION HYDROGRAPHIQUE 07
LÉGENDE
LABRADOR
TERRE - NEUVE
ÎLE ANTICOSTI
GASPÉSIE
BLANC-SABLON
LA TABATIÈRE
GAGNON
LABRIEVILLE
FORESTVILLE
RIMOUSKI
MATANE
GASPÉ
STE-ANNE-DES-MONTS
BAIE-COMEAU
HAVRE-ST-PIERRE
ÉCHELLE

Fig. 11

TABLEAU 1

VERSANT NORD DE L'ESTUAIRE MARITIME ET DU GOLFE

RÉGION 07

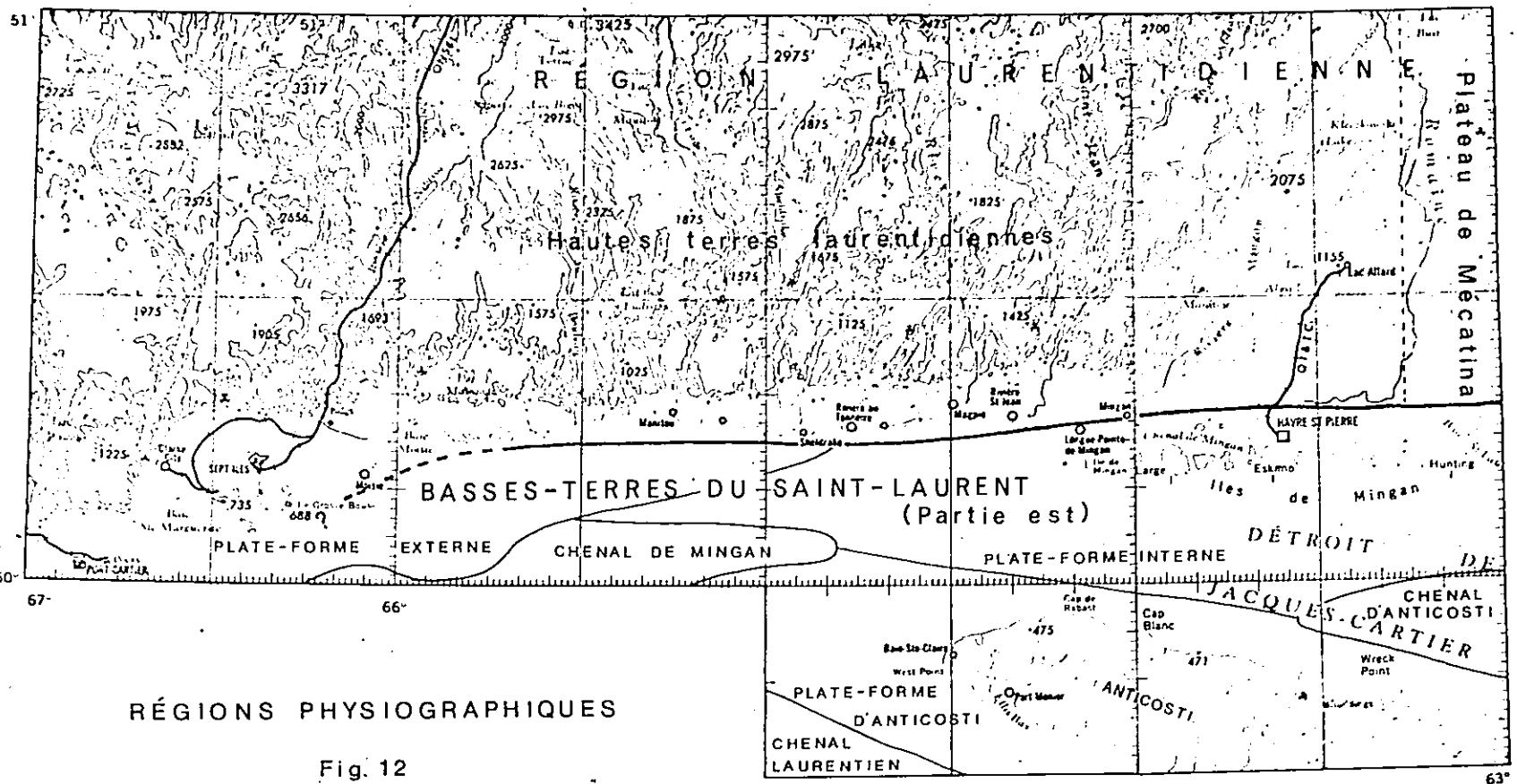
RIV. NO.	NOMS	SUPERFICIE (mi.ca.)	RIV. NO.	NOMS	SUPERFICIE (mi.ca.)
71	RIVIERE DU MOULIN A BAUDE	54.5	31	RIVIERE A LA CHALOUPE	79.2
01	RIVIERE DES PETITES BERGERONNES	89.1	32	RIVIERE SHELDRAKE	599
72	RIVIERE DES GRANDES BERGERONNES	44.2	33	RIVIERE AU TONNERRE	268
02	RIVIERE DES ESCOUMAINS	308	34	RIVIERE JUPITAGON	84.3
73	RUISSEAU MOREAU	10.0	35	RIVIERE MAGPIE	2950
74	RIVIERE DES PETITS ESCOUMAINS	53.7	36	RIVIERE SAINT-JEAN	2160
03	RIVIERE DU SAULT AU MOUTON	178	37	RIVIERE MINGAN	905
04	RIVIERE PORTNEUF	1020	38	RIVIERE ROMAINE	5540
05	RIVIERE DU SAULT AUX COCHONS	785	39	RIVIERE A L'OURS	99.9
06	RIVIERE LAVAL	250	40	RIVIERE DE LA CORNEILLE	216
07	RIVIERE BETSIAMITES (BERSIMIS)	7220	41	RIVIERE PIASHTI	149
08	RIVIERE DE PARINACHOIS	108	42	RIVIERE QUETACHOU	392
09	RIVIERE AUX ROSIERS	70.6	76	RIVIERE VERONIQUE	42.6
75	RIVIERE RAQUENEAU	40.1	43	RIVIERE WATSHISHOU	411
10	RIVIERE AUX OUTARDES	7360	44	PETITE RIVIERE WATSHISHOU	157
11	RIVIERE MANICOUAGAN	17700	45	RIVIERE PASHASHIBOU	62.7
12	RIVIERE DES ANGLAIS	172	46	RIVIERE NABISIPI	796
13	RIVIERE FRANQUELIN	225	47	RIVIERE AGUANUS	2230
14	RIVIERE GODBOUT	608	49	RIVIERE NATASHQUAN	6220
15	RIVIERE DE LA TRINITE	217	50	RIVIERE KEGASHKA	283
16	PETITE RIVIERE DE LA TRINITE	76.6	51	RIVIERE MUSQUARO	1400
17	RIVIERE PENTECOTE	761	52	RIVIERE MUSQUANOUSSE	128
18	RIVIERE RIVERIN	85.1	53	RIVIERE WASHICOUTAI	593
19	RIVIERE AUX ROCHERS	1610	54	RIVIERE OLOMANE	2100
20	RIVIERE DOMINIQUE	104	55	RIVIERE COACOACHOU	164
21	RIVIERE SAINTE-MARGUERITE	2390	56	RIVIERE ETAMAMIOU	1170
22	RIVIERE DES RAPIDES	221	57	RIVIERE DU PETIT MECATINA	7560
23	RIVIERE MOISIE	7410	58	RIVIERE DU GROS MECATINA	383
25	RIVIERE MATAMEC	264	61	RIVIERE SAINT-AUGUSTIN	3820
26	RIVIERE AUX LOUPS MARINS	75.6	62	RIVIERE COXIPI	641
27	RIVIERE PIGOU	66.6	63	RIVIERE CHECATICA	77.3
28	RIVIERE AU BOULEAU	264	64	RIVIERE NAPETIPI	482
24	RIVIERE DU SAULT PLAT	33.4	66	RIVIERE SAINT-PAUL	2730
29	RIVIERE TORTUE	306	67	RUISSEAU DES BELLES AMOURS	115
30	RIVIERE MANITOU	1020			

de la Magpie présente une grappe de lacs vers la tête et une immense trappe à sédiments, le lac Magpie, à 50 km de l'embouchure. Les deux bassins moyens, ceux de la Mingan et de la (grande) Manitou, sont aussi dissemblables: alors que le cours de la Mingan est libre de lac, le cours de la (grande) Manitou est entravé par de nombreux lacs, dont celui des Eudistes à 32 km de l'embouchure. Les petits bassins peuvent aussi être divisés en bassins sans lac (au Tonnerre), avec un lac de tête de bassin (Sheldrake, au Bouleau et Tortue) et avec un lac près de l'embouchure (Matamek avec le lac Matamek à 10 km de la côte). Quant aux très petits bassins, les exemples de ces trois catégories sont la rivière à la Chaloupe dans le cas d'une rivière sans lac, la Pigou qui possède un lac de tête de bassin et la Jupitagon qui possède un lac à moins de 35 km de la côte.

Ces caractéristiques des bassins hydrographiques serviront entre autres à expliquer au chapitre 6 la dimension et l'altitude des deltas.

2.2.2 Les régions physiographiques

La presque totalité de la Côte Nord se situe dans la région laurentidienne (Fig. 12). Celle-ci se subdivise en deux sous-régions à partir de la rivière Romaine: le plateau de Mécatina à l'est et les hautes terres laurentidiennes à l'ouest (BOSTOCK, 1970). Ces deux sous-régions sont généralement caractérisées de la côte vers l'intérieur, par trois secteurs altimétriques que FAESSLER (1942b) avait désigné sous d'autres noms: une plaine côtière, un piémont de basses collines



RÉGIONS PHYSIOGRAPHIQUES

Fig. 12

Modifié d'après LORING & NOTA (1973) et BOSTOCK (1970)

et un plateau de collines et de hautes collines.

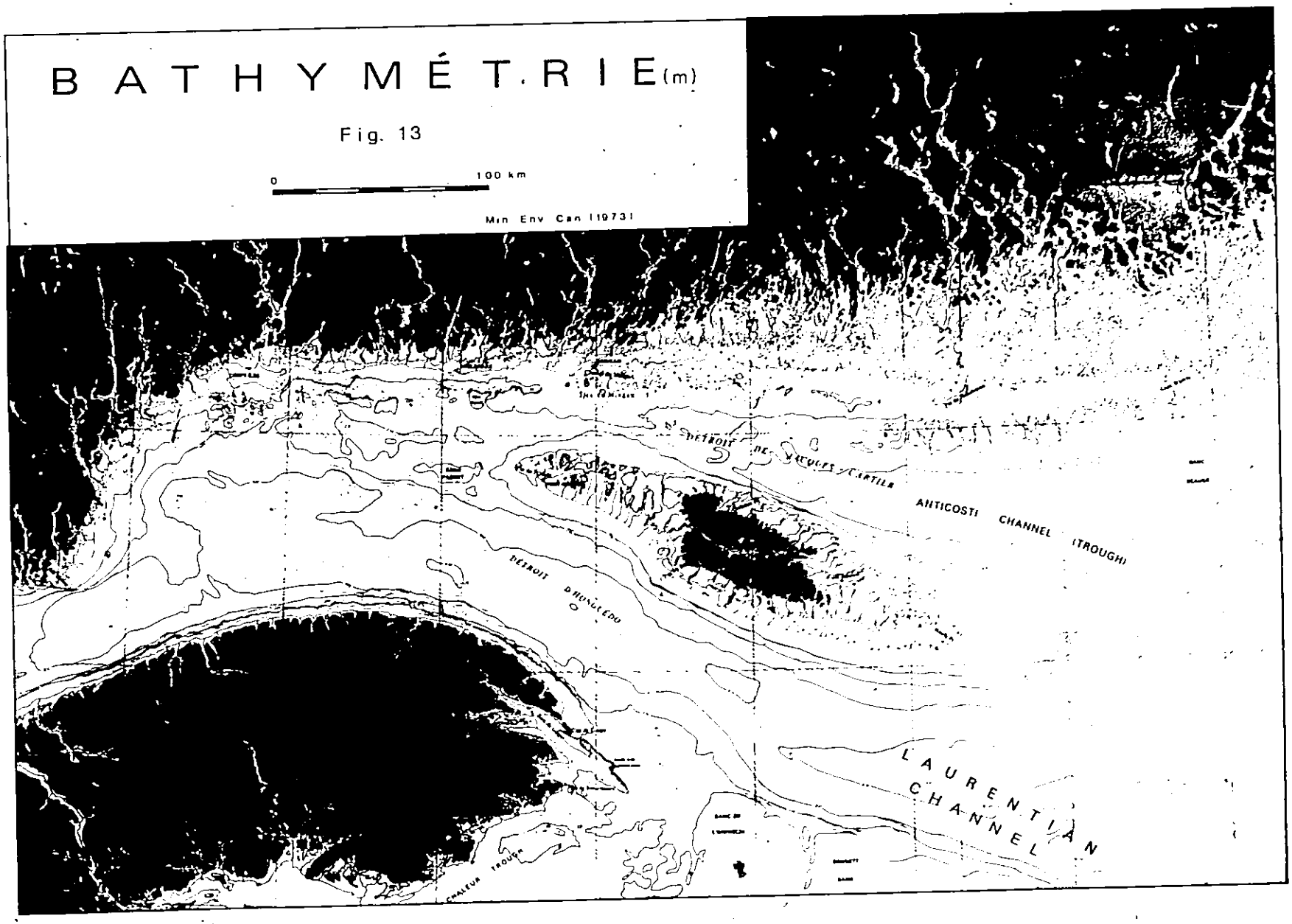
La deuxième région physiographique est représentée par la partie est des basses terres du Saint-Laurent (BOSTOCK, 1970) dont la majeure partie est ennoyée et forme toute une série de plate-formes le long de la côte jusqu'à 200 m de profondeur. Le long de la Moyenne Côte Nord, on distingue ainsi trois plate-formes (interne et externe de la Côte Nord et celle d'Anticosti) entaillées par les chenaux d'Anticosti et de Mingan qui se raccordent au chenal laurentien (Fig. 13).

2.2.3 Les secteurs altimétriques

- La plate-forme continentale

Le premier secteur (Fig. 14) chevauche les deux grandes régions physiographiques, la région laurentidienne et les basses-terres du Saint-Laurent, dont le contact est encore mal connu dans la partie immergée à l'ouest des îles de Mingan. Elle a une largeur de 25 km en moyenne, entre la côte elle-même et son rebord de 200 m de profondeur (LORING & NOTA, 1973), le long des chenaux de Mingan et d'Anticosti ou jusqu'à la limite de la plate-forme d'Anticosti (Fig. 12 et 13). Selon LORING (1973), elle se subdivise en plate-forme interne à l'est de Moisie et à l'abri de l'île d'Anticosti et en plate-forme externe, à l'ouest de Moisie. Ces plate-formes sont très disséquées et l'énergie du relief (dénivellation entre thalwegs et lignes de faîte) y est de 80 à 120 m.

D'une façon générale, on peut y distinguer quatre unités longitudinales à la côte, de cette dernière vers le large. La première


BATHYMÉTRIE (m)
Fig. 13
0
100 km
Min Env Can (1973)
ANTICOSTI CHANNEL (TROUGH)
LAURENTIAN CHANNEL

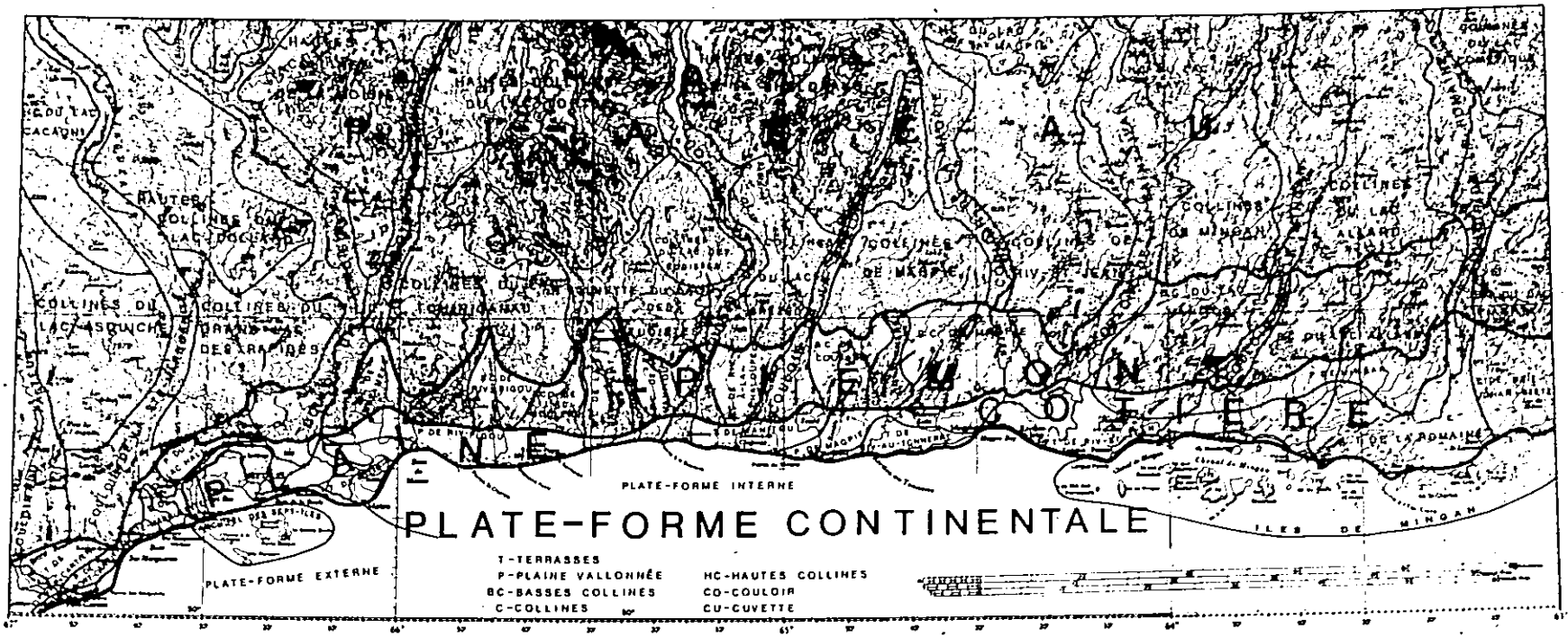


Fig. 14 – SECTEURS ALTIMÉTRIQUES

unité est un plan incliné régulier d'environ 10 km de largeur qui plonge jusque vers 120 m de profondeur. La deuxième unité est un couloir d'environ 5 km de largeur et de 180 m de profondeur qui sépare le plan incliné d'un plateau de 5 à 10 km de largeur et de 80 à 120 m de profondeur. Ce couloir, tout comme les autres chenaux du golfe du Saint-Laurent, est tapissé de cuvettes fermées, reliquats de l'action glaciaire. La dernière unité est un autre plan incliné vers le large qui joint le rebord de la plate-forme à 200 m de profondeur.

De cette plate-forme émergent deux archipels, l'archipel des Sept-Îles et celui de Mingan.

L'archipel des Sept-Îles est réellement formé de sept îles et de quelques îlots et écueils. On peut y inclure à la suite de LAVERDIÈRE (1954) la presqu'île de Marconi qui a été rattachée à la terre ferme par un tombolo. Ces îles rocheuses, en grande partie bordées de falaises, font partie de la région laurentidienne et hormis leur situation, elles se rattacheraient, comme le souligne LAVERDIÈRE (1954), au piémont. Elles émergent jusqu'à 224 m d'altitude mais présentent une énergie de relief de plus de 400 m par rapport à la plate-forme littorale (Fig. 15).

Quant à l'archipel de Mingan, il est formé d'une trentaine d'îles et d'une multitude d'îlots et d'écueils. On peut aussi y associer le secteur rocheux de terre ferme entre la pointe aux Morts sise à l'ouest de Havre-Saint-Pierre et la baie Saint-Laurent, ainsi que le mont Sainte-Geneviève. Formé entièrement dans les séries sédimentaires des basses terres du Saint-Laurent, l'archipel de Mingan ne

Fig. 15 - Une partie de l'archipel des Sept-Îles. Cette photographie est prise du fond de la baie des Sept-Îles près de l'embouchure de la rivière des Rapides. La fumée blanche indique les installations de la Wabush Iron sur la presqu'île de Marconi. Photo 72-1-95.

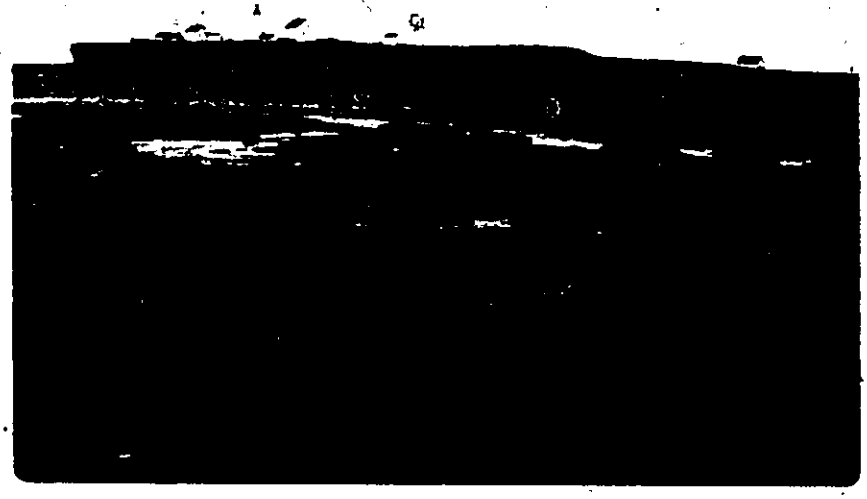


Fig. 16 - L'Île aux Perroquets. Cette île est la plus à l'ouest parmi les îles de Mingan. On y remarque très bien la structure tabulaire caractéristique et la surface d'abrasion affectée au premier plan par un réseau de diaclases orthogonal. Photo 76-21-17.

dépasse 46 m d'altitude qu'au mont Sainte-Geneviève qui culmine à 61 m d'altitude. L'énergie de relief par rapport à la plate-forme littorale est de moins de 130 m.

Les îles sont tabulaires et forment deux rangées, trois si on y inclut l'île d'Anticosti (TWENHOFEL, 1926) à laquelle se rattacherait probablement le banc Parent à l'ouest de cette dernière. La rangée sud, qui va des Perroquets à l'ouest (Fig. 16 et 17) à l'île Sainte-Geneviève à l'est, se maintient entre 50°11' et 50°15' de latitude; elle comprend aussi le secteur de terre ferme entre le cap Ferré (Clearwater) et la pointe de la Tête de Perdrix (Partridge), à l'est de Havre-Saint-Pierre. D'ailleurs cette rangée se dédouble, comme le démontre bien par exemple l'île aux Bouleaux dans le secteur qui nous intéresse particulièrement. La rangée nord, qui se maintient entre 50°15' et 50°18' de latitude, comprend les îles du Havre de Mingan, de Grande Romaine (Moutange) et de Petite Romaine (Moniac), ainsi que les secteurs de terre-ferme de pointe aux Morts, à l'ouest de Havre-Saint-Pierre, et du mont Sainte-Geneviève. Selon l'allure des courbes bathymétriques, il est évident que ces reliefs se prolongent vers l'ouest, par le plateau immergé mentionné précédemment, probablement jusqu'à l'archipel de Sept-Îles dont un des îlots, la Caye à Chaux, est de même nature géologique. Vers l'est, l'allure des courbes bathymétriques suggèrent leur prolongement au moins jusqu'à Natashquan; il est même probable que ce soit un système semblable qui joigne le banc Beaugé, au large du cap Whittle, à la région de Blanc-Sablon et au nord de Terre-Neuve en se basant encore une fois sur l'allure des

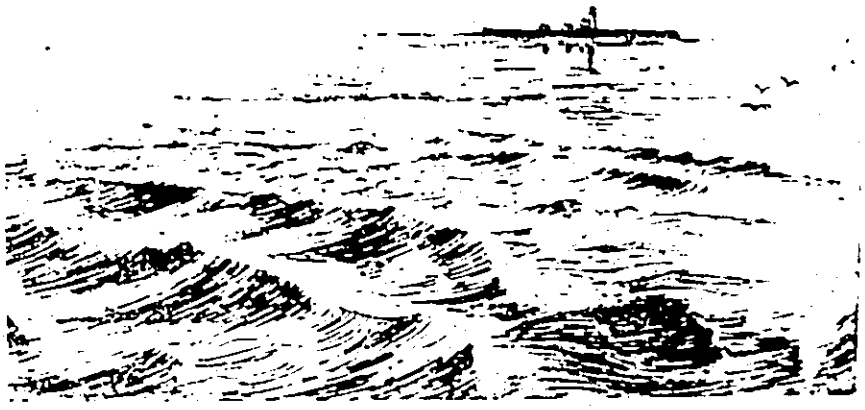


Fig. 17 - L'Île aux Perroquets en 1897. Cette reproduction est tirée de HUARD (1897, p. 253) et montre l'aspect inusité de vieux bateau de guerre qu'évoque cette île. Photo 75-20-10.

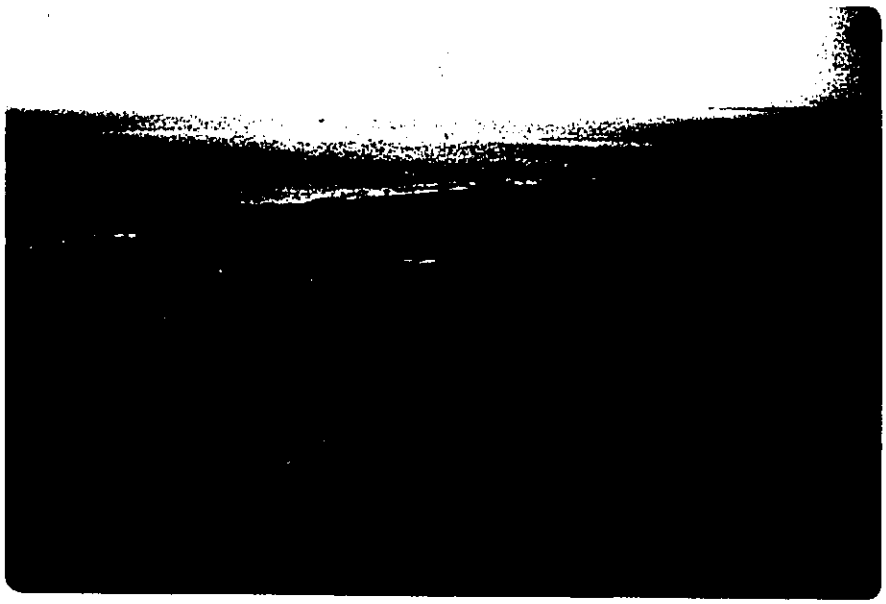


Fig. 18 - L'Île Nue de Mingan. Seule grande île non boisée de l'archipel, elle nous indique quand même l'allure des îles de Mingan avec les falaises vers le nord (à gauche) et les plate-formes d'abrasion vers le sud. Photo 77-8-2.

courbes bathymétriques et sur les limites des séries paléozoïques telles que définies par SHEARER (1973) et HAWORTH & SANFORD (1976).

Ces reliefs presqu'entièrement rocheux sont tous des plans très légèrement inclinés vers le sud, de sorte qu'ils présentent des falaises au nord et des grandes plate-formes d'abrasion au sud (Fig. 18). Contrairement aux petites îles, les grandes îles présentent un drainage imparfait dû à leur quasi absence de pente et au grand nombre de cuvettes léguées par leur substratum karstique.

La représentation topographique de la plate-forme continentale de la Côte Nord, jointe à celle de la côte elle-même, nous démontre bien que la dissection du relief est en majeure partie due à l'action d'un réseau hydrographique pré-glaciaire que HIND soupçonnait déjà en 1863 et que COOKE a précisé en 1929. En examinant la figure 13, on peut très facilement prolonger sous les eaux les rivières Sainte-Marguerite et Moisie qui se rattachent directement au chenal laurentien; on peut aussi retracer deux réseaux hydrographiques, drainant la Moyenne Côte Nord, dont la ligne de faîte se situe au large de la Grande Île et dont les cours principaux sont le chenal de Mingan vers le sud-ouest et le chenal d'Anticosti vers le sud-est.

- La plaine côtière

Ce deuxième secteur altimétrique est un plan incliné de moins de 150 m d'altitude et presqu'entièrement submergé lors de la transgression marine holocène. Sa largeur est très variable: d'une moyenne de 10 km, on peut passer à 2 km à peine dans les saillants

rocheux du plateau laurentidien, comme c'est le cas dans la région des rivières Sault-Plat et Tortue, à une largeur de 15 km (Moisie ou Saint-Jean) et même de 30 km (Romaine) dans les rentrants à couverture deltaïque. L'énergie du relief y est faible, moins de 30 m, excepté aux environs des grandes incisions d'une dizaine de vallées préglaciaires qui s'encaissent de 40 à 120 m dans le substratum rocheux, la plupart du temps à l'endroit des premières ruptures de pente importantes du lit: 120 m par exemple pour les Moisie, Matamek et Sault-Plat, 90 m pour les au Bouleau, à la Chaloupe et Saint-Jean, 75 m pour les des Rapides, Tortue et Jupitagon, 60 m pour les (grande) Manitou, Magpie et Mingan, et 45 m pour les Sainte-Marguerite, Sheldrake, au Tonnerre et Romaine.

La plaine côtière se subdivise en des zones de terrasses et des zones de plaine vallonnée; les premières se situent d'une façon générale en-dessous de 105 m d'altitude, tandis que les secondes atteignent les 150 m.

Les zones de terrasses sont essentiellement les surfaces sablonneuses des grands deltas façonnées en gradins de largeurs très variables (Fig. 19) par la régression marine postglaciaire; les principaux sont, par ordre décroissant, ceux de la Romaine, Moisie, Saint-Jean, Sainte-Marguerite, Sheldrake, Magpie, au Tonnerre et (grande) Manitou. S'y rattachent des lisérés de terrasses dues à la dérive littorale comme on peut le remarquer entre Dock et Magpie ou entre Sheldrake et Rivière-au-Tonnerre. Contre toute attente, les principales terrasses possèdent un mauvais drainage. En-dessous de 15 à 20 m d'al-

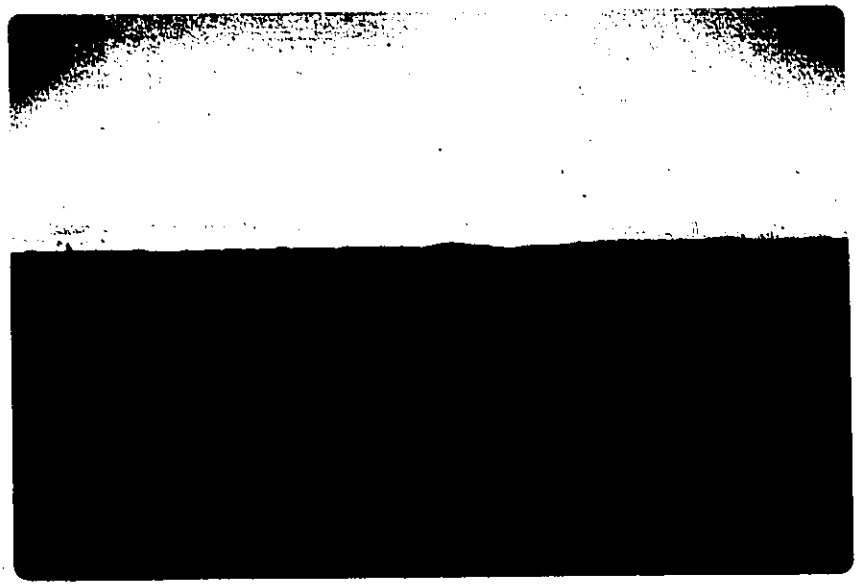


Fig. 19 - Une terrasse de la plaine côtière. Cette terrasse de 60 m d'altitude se situe entre la rivière Saint-Jean et le lac Hatché, lac de tourbière dont on soupçonne l'existence à droite de la photographie. La surface, ridée de levées de plage, se raccorde par la plaine rocheuse de Mingan aux basses collines du lac Manitou à l'arrière plan. Photo 77-2-6.

Fig. 20 - Une tourbière de la plaine côtière. Cette tourbière contenue par une carapace ferrugineuse se situe entre 15 et 30 m d'altitude sur le delta de la Romaine. Au premier plan la baie des Trilobites, à gauche le cap Ferré (Clearwater), au centre Havre-Saint-Pierre et l'île d'Anticosti à l'arrière plan à plus de 45 km au large. Photo 75-17-42 (B. Landry).

titude, une nappe phréatique trop haute permet la présence d'une multitude de petits lacs allongés dans les sillons entre les levées de plage; le plus bel exemple se situe entre Rivière-Saint-Jean et Mingan. Au-dessus de ces altitudes par contre, une cuirasse ferrugineuse imperméable (section 2.4.2) permet l'édification d'immenses tourbières peu profondes dont le plus bel exemple est celui du delta de la Romaine (Fig. 20).

Entre ces zones de terrasses, des zones de plaine vallonnée viennent faire le contact avec le piémont. Cette plaine est essentiellement rocheuse (Fig. 21), excepté le long des cours d'eau principaux où se sont développés des couloirs de terrasses de même origine que celles de la zone précédente. Outre les vallées de ces cours d'eau, le vallonnement est dû à la présence de nombreux axes de fractures évidés puis tapissés de matériaux marins (Fig. 22). Le drainage est excellent, excepté dans quelques cuvettes comme celle du lac Hall ou lorsque la plaine vallonnée s'élargit à plus de 13 à 18 km, comme c'est le cas de l'est de l'unité de Mingan et de l'unité de Baie-Johan-Beetz, ce qui donne une pente très faible et donc une plus grande aptitude à maintenir des réservoirs d'eau.

Dans la plaine côtière, les grandes rivières sont généralement exemptes de ruptures de pente importantes telle la Moisie, la Saint-Jean et la Romaine. Le profil des autres rivières se brise au contact de la plaine vallonnée, et parfois même sur le littoral, comme c'est le cas de la Sault-Blanc (Fig. 23), ou sur des ressauts du substratum sous les séquences deltaïques comme c'est le cas de la

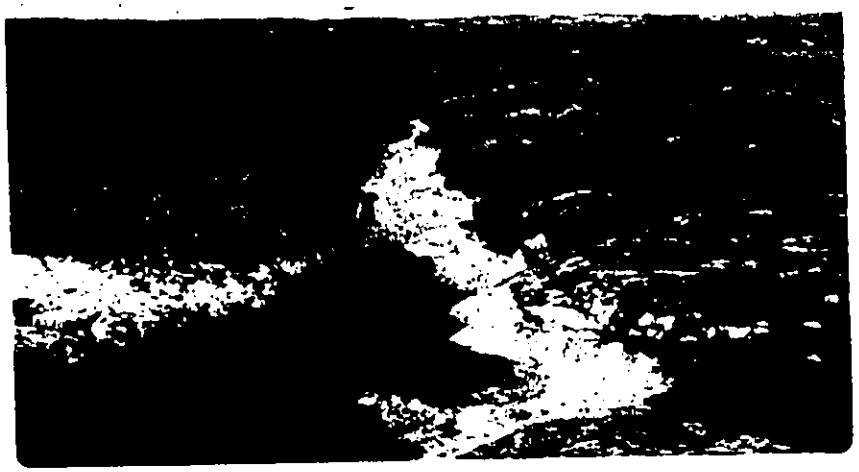


Fig. 21 - La plaine vallonnée de Rivière-Pigou. Sise à l'est de l'anse à la Baleine entre les rivières Pigou et aux Loups-Marins. Cette plaine rocheuse monte graduellement sur une distance de 7 km jusqu'aux basses collines de la rivière aux Loups-Marins à l'arrière plan. Au premier plan, un des axes de fracture à l'origine du vallonnemnet. Photo 74-10-16.

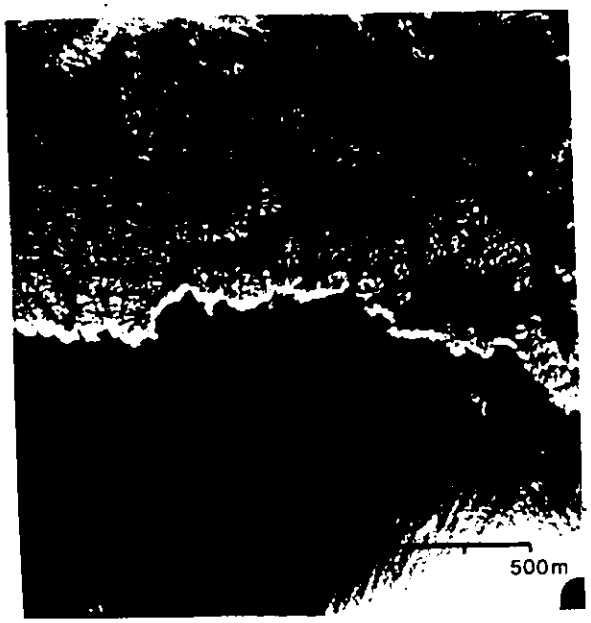


Fig. 22 - Les axes de fracture de la plaine vallonnée de Magpie. Cette région de 2 km de largeur se situe aux Grosses Échoueries à Loups-Marins entre les rivières à la Chaloupe et Sheldrake dont on remarque les terrasses en haut de la photographie. Photo 77-13-40 (min. Transp. Qué., 1971).

Fig. 23 - La chute de la Sault-Blanc (Boucane) sur la côte. Cette chute d'une quinzaine de mètres de hauteur se prolonge par une série de rapides et de chutes jusqu'à la surface de la plaine vallonnée de Rivière-Pigou à 90 m d'altitude. Photo 74-9-33.

Fig. 24 - La chute de la (grande) Manitou. Cette chute de 37 m de hauteur se situe sur un ressaut du substratum rocheux près de la route 138; la surface deltaïque adjacente est à 75 m d'altitude à droite et 90 m à gauche. Photo 76-3-21.

(grande) Manitou (Fig. 24).

- Le piémont

Ce troisième secteur altimétrique a aussi une largeur variable puisqu'il est pratiquement inexistant à l'ouest, aux environs du lac Hall, tandis qu'il s'élargit jusqu'à 25 km à l'est de la Romaine, pour une moyenne d'environ 13 km. C'est un secteur de transition qui s'élève en pente régulière ou en gradins entre l'altitude maximale de la plaine côtière qui est de 150 m jusqu'au rebord du plateau vers 300 m d'altitude. Selon la classification de l'Union Géographique Internationale (DEMEK, 1972), ces altitudes correspondent à de basses collines dont l'énergie de relief est de 30 à 75 m en moyenne (Fig. 25). Ces basses collines rocheuses sont identifiées aux interfluves entre des couloirs de grands cours d'eau qui sont communs avec le plateau, ou des cuvettes lacustres ou de cours d'eau de plus petite dimension (Fig. 26).

Les couloirs et les cuvettes ont parfois un plancher à basse altitude: 30 m pour la Moisie et la Saint-Jean, 75 m pour la Mingan, 90 m pour la Romaine et 105 m pour la Tortue, la (grande) Manitou et la Sheldrake. En plus d'être tapissés de sédiments grossiers fluviaux, ils ont donc aussi été soumis à la sédimentation fine marine; c'est ainsi qu'entre des secteurs de rapides et de chutes, on commence à trouver fréquemment de grandes plaines alluviales tout comme sur le plateau (Fig. 27 et 28). Ces unités s'encaissent de 90 à 200 m dans la surface des basses collines: 200 m pour la Sheldrake (Fig. 29),

Fig. 25 - Les basses collines de Matamek. Elles font environ 300 m de hauteur et l'on aperçoit au premier plan la baie Saguenay, une des baies du lac Matamek. Photo 75-16-41.

Fig. 26 - La cuvette du lac Matamek. Au pied des basses collines de Matamek, s'étend une cuvette dont le niveau de base est environ 120 m. Photographie prise en direction du golfe du Saint-Laurent. Photo 77-3-1.

Fig. 27 - La plaine alluviale de la Matamek. Cette plaine se situe vers 125 m d'altitude dans la cuvette du lac Matamek, sur un contact faillé avec le plateau à l'arrière plan. Photo 76-4-9.

Fig. 28 - Une plaine alluviale de la Sheldrake. Cette plaine d'environ 1 à 1,5 km de largeur est entaillée dans la surface des basses collines d'une altitude de 230 à 275 m. Photo 76-22-4.

Fig. 29 - Le couloir de la Sheldrake. Ce couloir s'encaisse de 200 m dans les basses collines de la Chaloupe et de la Couture. Photo 76-22-1.

Fig. 30 - Le couloir de la Saint-Jean. L'encaissement dans les basses collines de Magpie et du lac Manitou est de 180 m. Photo 75-11-21.

180 m pour la Tortue et la Saint-Jean, 150 m pour la rivière au Bouleau, la (grande) Manitou et la Romaine, 140 m pour la Matamek et 90 m pour la Moisie.

Les pentes fortes de ce secteur favorisent un bon drainage, mais la très grande fracturation du substratum rocheux permet l'existence d'une multitude de petits lacs et de quelques grands lacs, tels les lacs Manitou, des Eudistes, du XXII^{e} Mille, Allard, Puyjalon, Matamek, des Rapides. Ces lacs sont parfois très profonds: le fond du lac Matamek par exemple, dont la surface est à 120 m d'altitude, atteint presque le niveau de la mer.

- Le plateau

Ce dernier secteur altimétrique est large de plus de 60 km, mais il dépasse les cadres de cette étude de l'examiner jusqu'au plateau lacustre (HARE, 1959) du Québec-Labrador qui débute à 80 ou 100 km plus au nord. La surface de ce plateau est gauchie vers les bordures de sorte que l'on retrouve des altitudes plus élevées vers le centre sous forme de hautes collines et une couronne de collines. Les collines et les hautes collines sont arrondies et rocheuses. Les collines sont d'une altitude de 300 à 750 m avec une énergie de relief de 75 à 150 m (Fig. 31) tandis que les hautes collines sont d'une altitude de 750 à 900 m avec une énergie de relief de 150 à 200 m. Les seules altitudes dépassant les 900 m sont celle de 1011 m dans les hautes collines de la Moisie et celle de 1044 m dans les hautes collines du lac Tortue.

Fig. 31 - Le plateau. Il vaut la peine de noter la tangence des sommets arrondis des collines du lac Tchinicamau d'une altitude de 500 à 550 m. Photo 78-1-17.

Fig. 32 - La première chute de la Tchinicamau. Cette chute marque le contact entre le piémont et le plateau laurentidien. Photo 76-4-36.

Comme dans le piémont, les collines et les hautes collines sont identifiées aux interfluves, lesquels sont séparés par les couloirs de 5 à 15 km de largeur des principaux cours d'eau et par une cuvette lacustre, celle du lac des Eudistes. Ces dépressions sont aussi en majeure partie tapissées de dépôts fluviaux et certaines, dont les niveaux de base sont situés sous la limite marine maximale, ont certainement subi une influence marine: ce sont les couloirs des Sainte-Marguerite, Moisie, Sheldrake, Magpie et Saint-Jean dont les niveaux de base sont respectivement de 57, 30, 107, 122 et 130 m d'altitude. Celui de la Mingan possède aussi un niveau de base de 91 m, mais un blocage glaciaire semble avoir interdit l'invasion marine.

Le contact piémont-plateau est généralement insensible mais dans plusieurs cas de rivières, ce passage est marqué par de fortes dénivellations. La rivière Tchinicamau par exemple (Fig. 32) dévale le plateau sur un contact fracturé et les rivières Saint-Jean et Romaine y présentent les premières ruptures de pente importantes dans des gorges; la gorge de la Saint-Jean (Fig. 33) fait 75 m malgré une rupture de pente du lit d'au moins d'une dizaine de mètres, mais celle de la Romaine fait de 105 à 180 m avec une rupture de pente de l'ordre de 75 m ce qui lui a valu l'appellation de "les Murailles".

Comme dans le piémont également, les pentes fortes favorisent un bon drainage mais un grand nombre de lacs y sont prisonniers des grands axes de fracture du substratum rocheux. Les plus importants de ces axes orientés dans le sens de progression des glaciers, soit nord-sud, ont permis la formation de grands lacs de plusieurs dizaines de

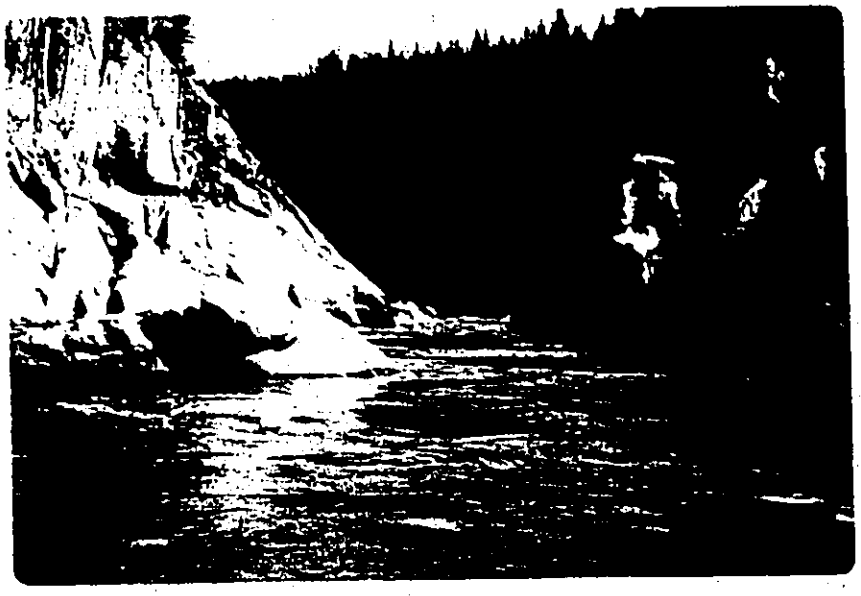


Fig. 33 - La gorge de la Saint-Jean. Cette entaille de 75 m de profondeur à 45 km de l'embouchure de la rivière localise la première rupture de pente importante de son lit. Cette rupture de pente est d'ailleurs infranchissable pour le saumon qui s'entasse dans la fosse à ses pieds. Photo 75-11-19.

kilomètres de longueur, tels les lacs Nipisso, Manitou et Magpie.

2.2.4 Le profil des cours d'eau (Fig. 34)

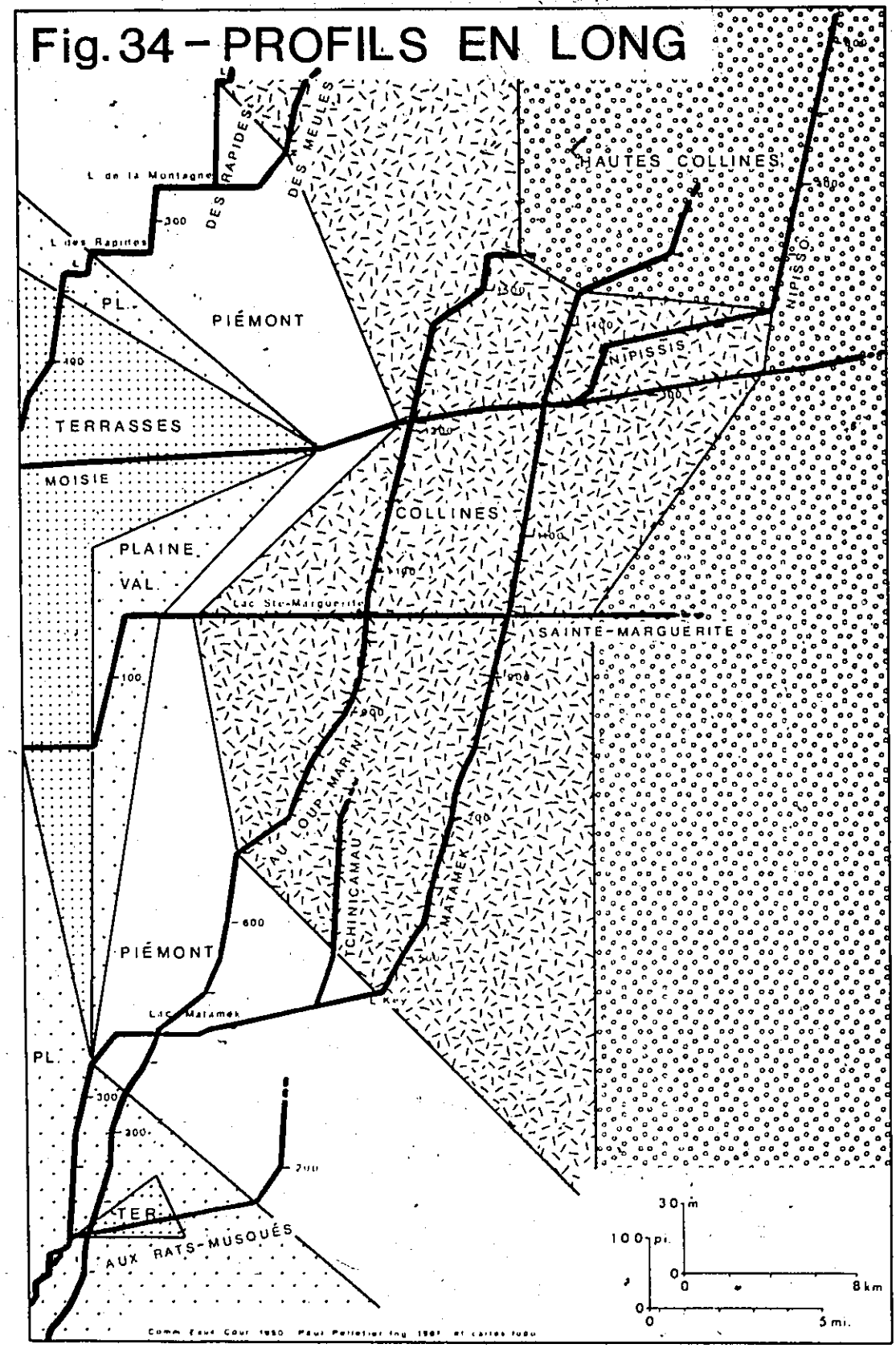
En conclusion à cette section sur la physiographie de la Moyenne Côte Nord, il est intéressant de faire le point sur les relations déjà amorcées précédemment entre le profil des cours d'eau et les secteurs altimétriques sur la terre ferme.

Dans la majorité des cas, le passage d'une région physiographique à une autre et le passage d'un secteur altimétrique à un autre sont marqués par une rupture de pente ou une série de ruptures de pente, phénomène remarqué particulièrement par DESMARAIS (1979) dans le bassin de la Matamek.

A l'intérieur de la plaine côtière par exemple, le passage entre les terrasses et la plaine vallonnée est marqué par des ruptures de pente très importantes dans 85% des cas, la seule exception étant la Jupitagon: 72 m pour la (petite) Manitou, 62 m pour la Mingan, 59 m pour la Sainte-Marguerite, 49 m pour la Sheldrake, 38 m pour la des Rapides et 23 m pour la Magpie.

Le passage entre la plaine côtière et le piémont est marqué par des ruptures de pente dans 75% des cas lorsque l'on passe de la plaine vallonnée au piémont et dans 60% des cas lorsque l'on passe des terrasses au piémont. Dans le premier cas, les dénivellations varient beaucoup, entre moins d'une dizaine de mètres jusqu'à près d'une centaine de mètres; les seules rivières qui font exception à la règle sont les Sainte-Marguerite, aux Loups-Marins, à la Chaloupe et Mingan.

Fig. 34 – PROFILS EN LONG



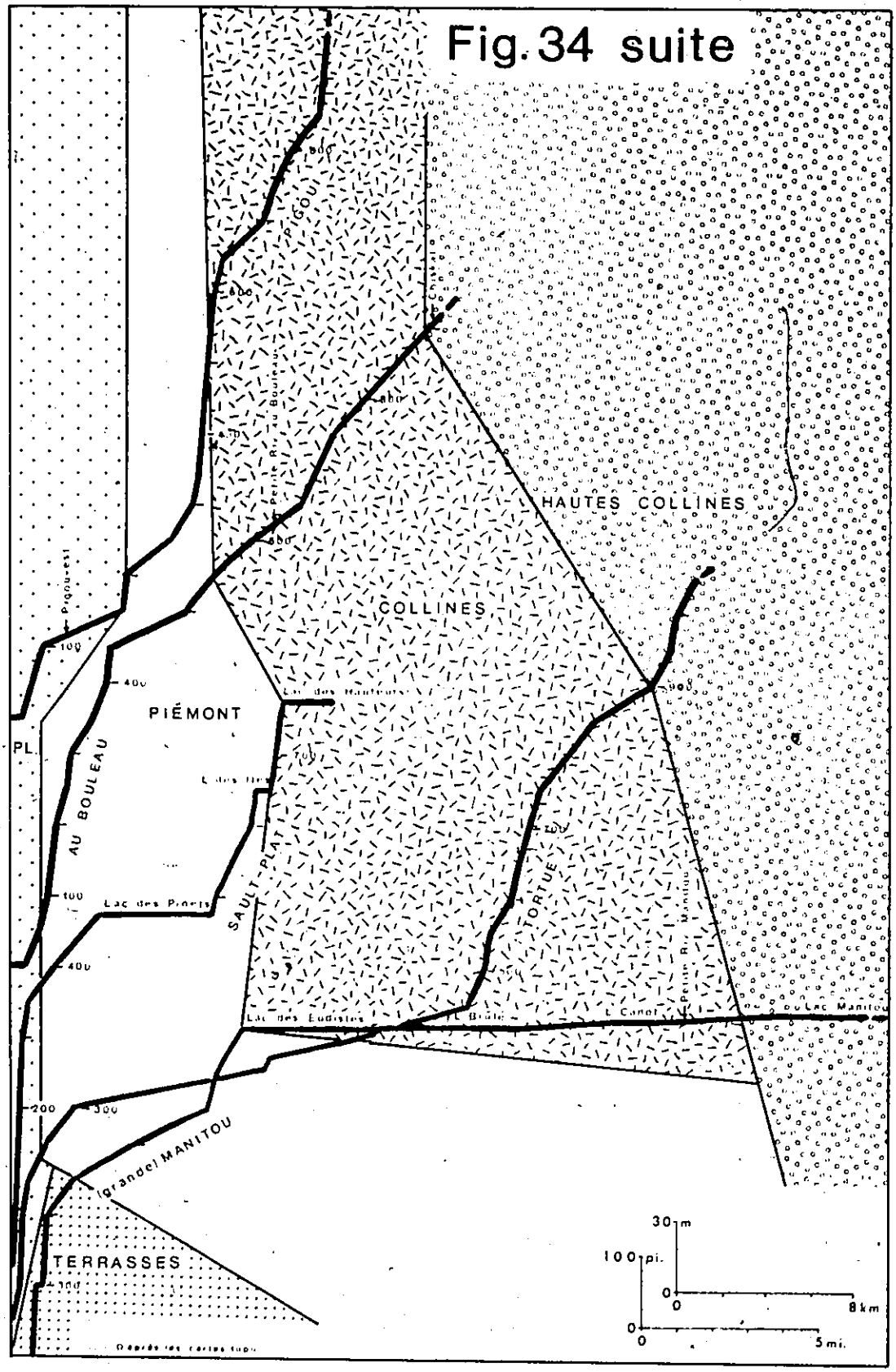
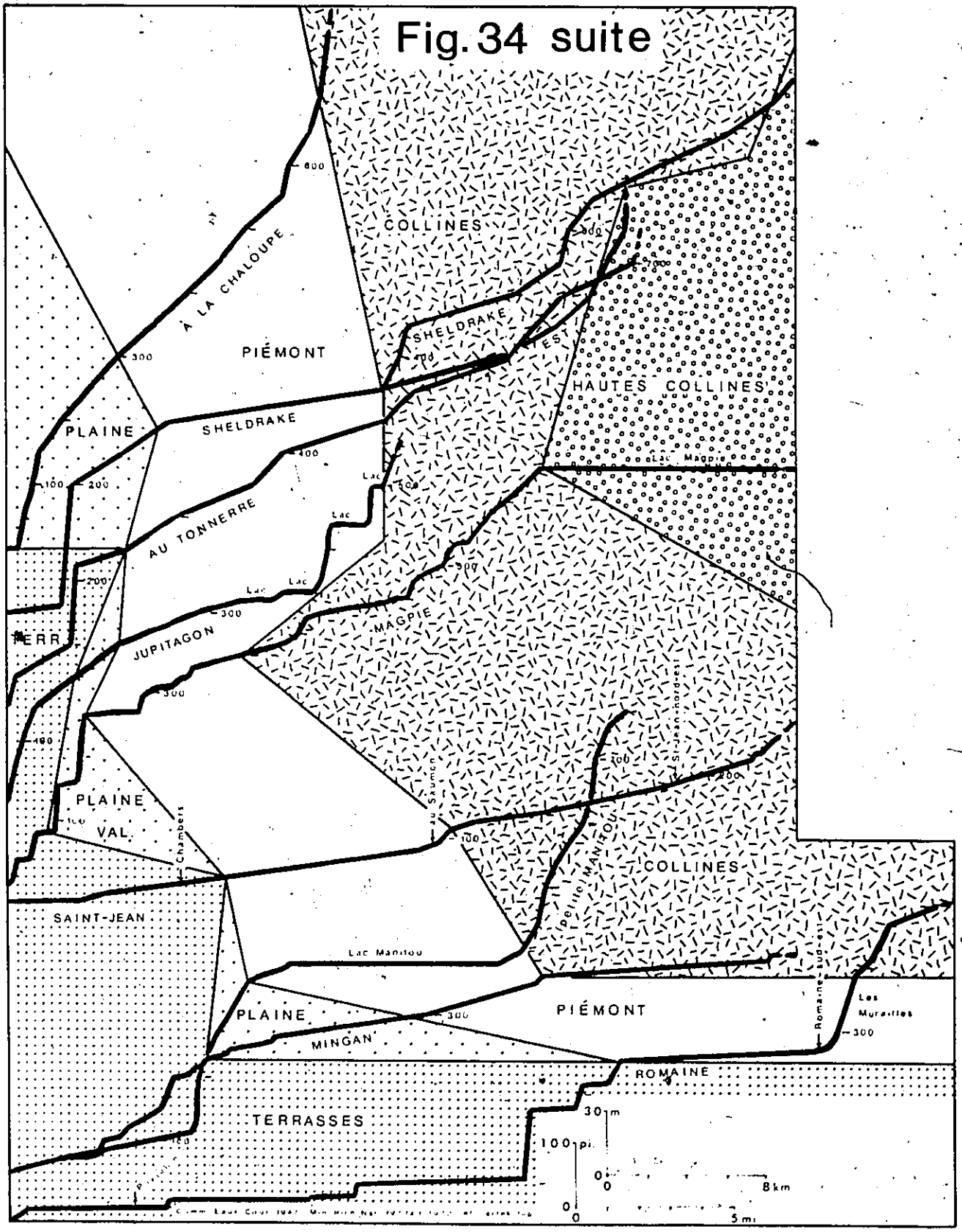


Fig. 34 suite
HAUTES COLLINES
COLLINES
PIÉMONT
TERRASSES
PL
AU BOULEAU
SAULT-PLAT
TORTUE
Petite R. du Bouleau
Petite R. Manitou
Lac des Prairies
Lac des Eudistes
L. Canot
Lac Manitou
Grand Manitou
Chemin
Piquet-est
100
200
300
400
500
600
700
800
900
30 m
100 pi.
0
8 km
5 mi.

Fig. 34 suite


COLLINES
À LA CHALOUPE
PIÉMONT
SHELDROAKE EST
HAUTES COLLINES
PLAINE
SHELDROAKE
AU TONNERRE
JUPITAGON
MAGPIE
PLAINE
VAL
SAINT-JEAN
Lac Manitou
COLLINES
PLAINE
MINGAN
PIÉMONT
ROMAINE
TERRASSES
Les Murailles
Romaine
Chambers
300
200
100
400
600
30 m
100 pi.
0
8 km
5 mi

Dans le deuxième cas, à l'exception des rivières Saint-Jean et au Tonnerre, les dénivellations sont généralement faibles, soit de 10 à 12 m pour les grandes rivières, comme les Moisie et Romaine, alors que les petites rivières, comme la (grande) Manitou, exposent des dénivellations de l'ordre de 76 m.

Le passage entre le piémont et le plateau est marqué par des ruptures de pente extrêmement fréquentes, soit de l'ordre de 90%; la seule exception est la rivière Sainte-Marguerite dont le profil est masqué par le lac Sainte-Marguerite. Encore là, les dénivellations sont très variables puisqu'elles peuvent passer d'à peine quelques mètres, comme c'est le cas de la Mingan, de la Saint-Jean ou de la Moisie, à 75 m, comme c'est le cas de la Romaine à l'endroit que l'on nomme "Les Murailles". Comme on a pu l'observer dans les deux secteurs altimétriques de la plaine côtière, il y a des ruptures de pentes marquées dans 67% des cas à l'intérieur du plateau, entre les collines et les hautes collines, bien que ce passage semble assez graduel. Les seules exceptions sont les rivières Moisie et (grande) Manitou ennoyées à cet endroit dans une immense plaine alluviale et la Sainte-Marguerite dont le profil est encore masqué par le lac Sainte-Marguerite.

Au niveau des types de profils, il est possible de les subdiviser en deux grandes catégories: les profils surbaissés sans rupture de pente forte près du rivage, comme c'est le cas des grandes rivières certainement préglaciaires, et les profils redressés avec ruptures de pentes fortes près du rivage, comme c'est le cas des rivières jeunes ou très rajeunies, parce qu'elles n'ont pas retrouvé leur lit préglaciaire.

Dans la première catégorie entrent des profils concave régulier, concave en escalier et en escalier.

Le profil concave régulier est représenté par les grandes rivières de la Moisie et de la Saint-Jean au lit très régularisé avec de vastes zones de terrasses passant immédiatement sans plaine vallonnée au piémont. La première petite rupture de pente se situe au niveau du piémont. Le profil concave en escalier est représenté par une grande rivière aussi, la rivière Romaine. Comme les rivières précédentes, on passe immédiatement des terrasses au piémont sans plaine vallonnée mais la rivière, en s'encaissant dans les terrasses, bute tout au long de son parcours sur des aspérités du substratum rocheux qui sont parfois d'importance, telle la zone de chutes de 33,5 m à 26 km de son embouchure. Le profil en escalier est représenté par les grandes rivières Mingan et Sainte-Marguerite. Dans les deux cas, une plaine valonnée joint la zone de terrasses au piémont et le passage est marqué par un ou des gradins. Le cas de la Sainte-Marguerite est moins évident parce que perturbé par le barrage de retenu du lac Sainte-Marguerite.

Dans la deuxième catégorie des profils présentant des ruptures de pentes fortes sur le rivage, il y a des profils convexo-concave, irrégulier en escalier, irrégulier convexe et irrégulier composite.

Le profil convexo-concave est représenté par les rivières aux Rats-Musqués, Tortue, Sheldrake - Sheldrake-Est et (petite) Manitou. Le profil de ces rivières est convexe dans la plaine côtière et devient concave dans le piémont et les collines. Le passage d'un sec-

teur altimétrique à l'autre est bien marqué par des ruptures de pente. Les plus grandes de ces rivières possèdent une zone de terrasses de 2,5 à 10 km à partir de leur embouchure, ce sont les Sheldrake - Sheldrake-Est et (petite) Manitou. Le profil irrégulier en escalier est représenté par les rivières des Rapides, au Tonnerre et Magpie. Ces rivières présentent une alternance continue de ruptures de pente et de secteurs de plaines alluviales. Leurs ruptures de pente les plus fortes se situent généralement au contact entre les secteurs altimétriques. Le profil irrégulier convexe est représenté par les rivières au Bouleau, (grande) Manitou et Sheldrake tandis que le profil irrégulier composite est représenté par les rivières Matamek, aux Loups-Marins, Pigou, Sault-Plat, à la Chaloupe et Jupitagon. Ces deux derniers types de profils ne se différencient que par l'allure convexe du premier type par rapport à l'absence d'allure définie du second. Ici aussi, les contacts entre les différents secteurs altimétriques sont bien marqués de ruptures de pente.

L'examen de tous ces profils permet de conclure que la majorité des rivières de la Moyenne Côte Nord sont très jeunes à cause de leur profil redressé très brisé, mais que quelques rivières à profil surbaissé un peu plus régulier coulent peut-être, en partie du moins, dans leur cours préglaciaire: ce sont les rivières Sainte-Marguerite, Moisie, Saint-Jean, Mingan et Romaine. En deuxième lieu, les ruptures de pente évidentes que présentent presque tous les cas de contact entre les secteurs altimétriques prouvent le bien fondé de la localisation qui a été faite de ces contacts et le comportement

souvent différent des rivières d'un secteur altimétrique à l'autre démontre qu'il est justifié de les étudier séparément.

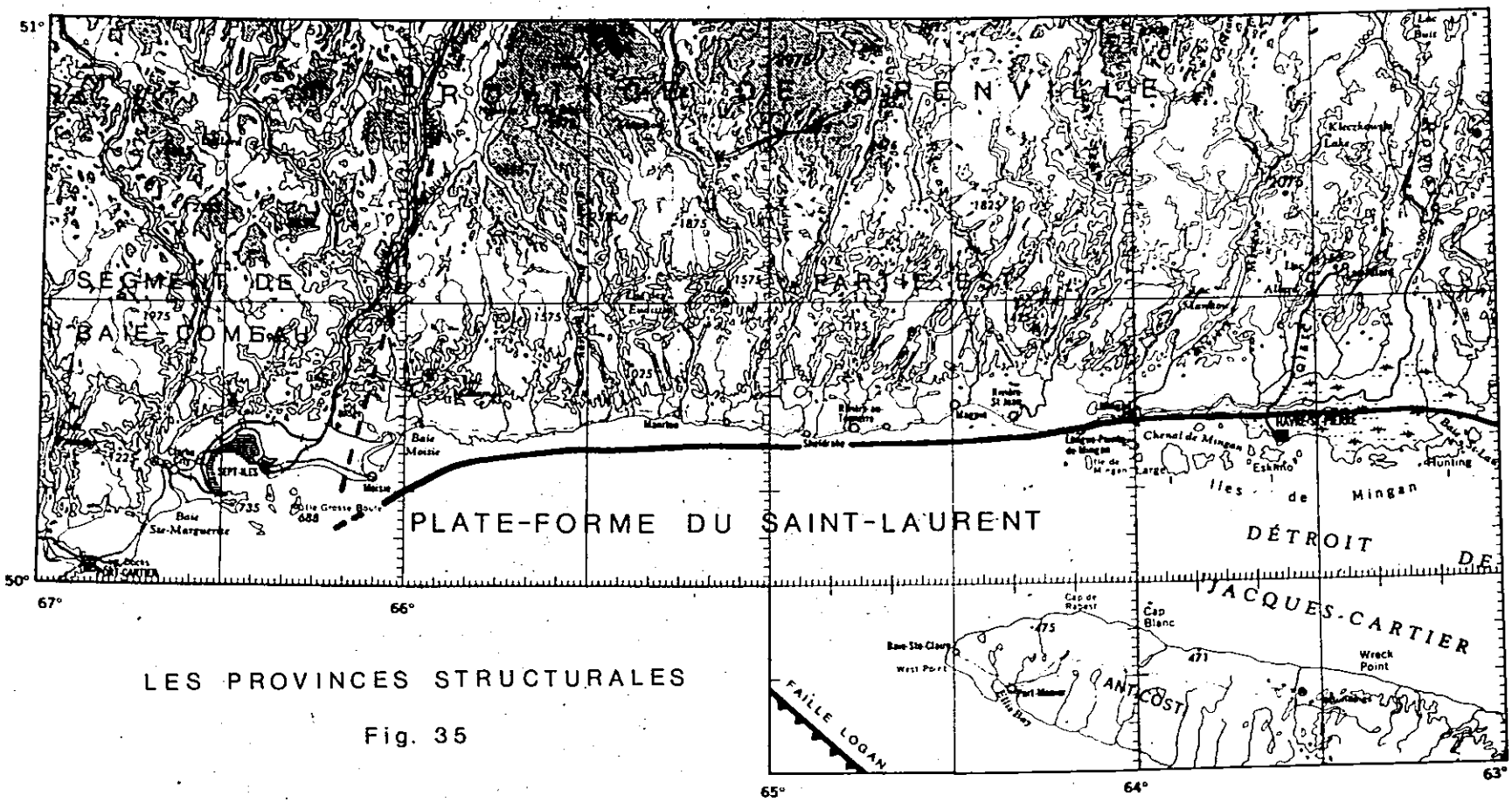
2.3 Le substratum rocheux

Il a été précisé auparavant (Section 2.2) que l'étude du relief est la base de l'étude géomorphologique. Ce relief est sous-tendu par un bâti rocheux qui lui imprime au moins ses grandes expressions lorsqu'il est recouvert par des formations meubles et qui va même jusqu'à lui donner son expression topographique propre lorsqu'il affleure. C'est ce dernier cas qui prévaut sur presque toute la Côte Nord.

Cette section de chapître sera donc consacrée à l'histoire géologique et structurale et à la description des ensembles lithologiques. Nous terminerons par une synthèse des relations entre le relief et le substratum rocheux.

2.3.1 L'histoire géologique et structurale (Fig. 35)

Aux deux grandes régions physiographiques de la Côte Nord correspondent deux provinces structurales: la province de Grenville et la plate-forme du Saint-Laurent (STOCKWELL, 1970). La province de Grenville y est représentée par deux subdivisions, soit sa partie orientale à l'est de la Moisie et le segment de Baie-Comeau à l'ouest, le contact étant constitué par le passage entre des roches de métamorphisme homogène à l'ouest et des roches de métamorphisme non homogène à l'est (WYNNE-EDWARDS, 1972). Ces roches, tant métasédimentaires



LES PROVINCES STRUCTURALES

Fig. 35

Modifiée de STOCKWELL, McGHYNN et al (1970) et WYNNE-EDWARDS (1972)

qu'ignées, forment l'assise régionale, le Bouclier Canadien, sur laquelle reposent en discordance les strates sédimentaires subhorizontales de la plate-forme du Saint-Laurent.

L'histoire géologique de la région débute dès le Précambrien (Tableau 2). Selon STOCKWELL, Mc GLYNN et al. (1970), la première orogénèse connue, l'orogénèse Kénoranienne, aurait plissé et métamorphisé faiblement à la fin de l'Archéen des roches volcaniques acides et basiques accompagnées d'intrusions granitiques. Replissées, parfois cataclasées et recristallisées à l'Hudsonien, métamorphisées à l'Elsonien et surtout au Grenvillien, ces roches forment présentement le complexe de base de la région: un complexe gneissique, des gneiss granitiques dans le faciès amphibolite, des amphibolites et des gneiss charnockitiques dans le faciès granulite. Un autre groupe de roches, le supergroupe de Grenville, formé de roches métasédimentaires de type paragneiss et amphibolites, a été mis en place au Néohélikien.

Un troisième groupe de roches, la série de Morin, a été aussi mis en place au Néohélikien à l'intérieur du supergroupe de Grenville et, fortement plissé et métamorphisé, a donné des roches granulées cataclastiques représentées par des anorthosites ou des gabbros anorthositiques, des gabbros, des mangérites et des monzonites. Un quatrième groupe de roches a été mis en place pendant le Grenvillien, ce sont les roches ignées intrusives et d'anatexie représentées par les granites avec pegmatite et les migmatites. Enfin, les dernières roches précambriennes qui ont été mises en place sont les dykes de diabase et de carbonatite à l'Hadrynien. C'est pendant cette ère que

TABLEAU 2: GÉOTECTONIQUE DU PRÉCAMBRIEN

(modifié de STOCKWELL, McGLYNN et al., 1970; STOCKWELL, 1972; WYNNE-EDWARDS, 1972)

Éon	Ère	Sous-ère	Orogénèse	Âge X 10^6	Événements
PROTÉROZOÏQUE	HADRYNIEN			570	Pénéplanation du Bouclier Canadien et mise en place d'un réseau hydrographique de base Mise en place de dykes de diabase et de carbonatite
	HÉLIKIEN	NÉOHÉLIKIEN	Grenvillien	1000	Intense plissement et métamorphisme des roches précédentes avec mise en place des pegmatites et intrusion de roches ignées et d'anatexie dont la série de Morin (1 100) Mise en place du supergroupe de Grenville (1 310 à 1 050) Âge probable du rift du Saint-Laurent
		PALÉOHÉLIKIEN	Elsonien	1400	Métamorphisme des roches précédentes Mise en place d'anorthosites au Labrador
	APHÉBIEN		Hudsonien	1650	Replissement, cataclasement et recristallisation des roches précédentes Mise en place de sédiments clastiques (arkose, grauwacke, etc.)
ARCHÉEN			Kénoranien	2560	Plissement et métamorphisme avec intrusions granitiques Mise en place de roches volcaniques acides et basiques avec des intrusions granitiques
				4500	Âge présumé de la Terre

s'élabore la pénéplaine dont il reste des fragments importants et le réseau hydrographique ancestral (WYNNE-EDWARDS, 1972).

L'ère Paléozoïque (Tableau 3) débuta par des gauchissements de la pénéplaine (Section 2.2.3 - Le plateau) avec érosion accélérée aux endroits soulevés et avec invasion marine des secteurs surbaissés (JONES, 1962).

Selon POOLE, SANFORD et al. (1970), sur les rebords immergés de la pénéplaine et dans le rift il y eut sédimentation au Cambrien supérieur des dolomies et des grès de la formation de Romaine, base des îles de Mingan et d'Anticosti. Cette sédimentation fut suivie d'un soulèvement et d'une période d'érosion qui tronqua la surface de la formation de Romaine. A l'Ordovicien inférieur, une subsidence accompagnée d'une nouvelle invasion atlantique fut à l'origine de la sédimentation des calcaires, shales et conglomérats de la formation de Mingan en discordance sur celle de Romaine. L'Ordovicien moyen et supérieur ainsi que le début du Silurien furent marqués par le début de la révolution appalachienne. Pendant que l'orogénèse Taconienne affectait le géosynclinal des Appalaches, sur la partie est de la plateforme du Saint-Laurent sédimentaient des formations de calcaire et quelques formations de shales visibles présentement sur l'île d'Anticosti. Une lente érosion affecta la région du Dévonien au Triassique. Pendant ce temps, l'orogénèse Acadienne affecta les Appalaches au Dévonien et mit en place la faille Logan et la fin de cette révolution fut principalement marquée au Permien par une tectonique cassante.

TABLEAU 3: GÉOTECTONIQUE DE L'ÉON PHANÉROZOÏQUE

(selon POOLE, SANFORD et al., 1970; JONES, 1962; HIGGINS & DOIG, 1977)

Ère	Période		Âge X10	Événements
CÉNOZOÏQUE	Quaternaire		1,8	Érosion glaciaire, puis fluviale superficielle
	Tertiaire		65	
MÉSOZOÏQUE	Crétacé		130-136	Mise en place de dykes de diabase dans la formation de Vauréal (Ordovicien supérieur)
	Jurassique		190-195	Soulèvement avec tectonique cassante et érosion activée; formation des cuestas; la plate-forme paléozoïque érodée jusqu'à sa configuration actuelle
	Triassique		225	
PALÉOZOÏQUE	Permien		280	Fin de la révolution appalachienne marquée principalement par une tectonique cassante
	Mississipien & Pennsylvanien		345	Érosion lente
	Dévonien		395	Orogenèse Acadienne dans les Appalaches; mise en place de la faille Logan
	Silurien		430-440	Mise en place de calcaires et de quelques formations de shales visibles sur l'île d'Anticosti
	Ordovicien	Moyen et supérieur	500 ?	Orogénèse Taconienne qui affecte le géosynclinal des Appalaches
		Inférieur	50	Mise en place sur la formation de Romaine de la formation de Mingan Subsidence et nouvelle invasion atlantique
	Cambrien	Supérieur	515	Soulèvement et érosion. Mise en place sur les rebords de la pénéplaine de la formation de Romaine, base des Iles de Mingan et d'Anticosti
		Inférieur & moyen	570	Gauchissements de la pénéplaine précambrienne; érosion activée des endroits soulevés et invasion atlantique des endroits surbaissés

Le soulèvement Jurassique provoqua une tectonique cassante et une érosion activée qui affecta toute la région. C'est surtout pendant cette période et aussi au Crétacé et au Tertiaire que se formèrent les cuestas des îles de Mingan et d'Anticosti (Section 2.2.3 - La plate-forme littorale) et que la plate-forme paléozoïque s'érodâ jusqu'à sa configuration actuelle (JONES, 1962) selon un système reflétant le réseau actuel de vallées tant émergées que submergées; certaines grandes vallées, comme celle du chenal laurentien, se retrouvent maintenant sous 450 m d'eau.

Les chercheurs qui ont étudié la question s'accordent pour dire qu'au moins le rebord du plateau laurentidien est une surface d'érosion pré-paléozoïque exhumée et que le système principal de vallées est préglaciaire. Déjà en 1863, HIND soupçonnait que la vallée de la Moisie était une vallée préglaciaire surtout à cause de son ampleur. Par la suite, COOKE (1929, 1930 et 1931) confirma les dires de HIND dans sa vaste étude physiographique du Bouclier Canadien; il y affirme que les traits généraux de la physiographie sont contrôlés entièrement par la structure. Des sondages sismiques (Min. Transp. Qué. 1979) laissent deviner un chenal qui peut atteindre au moins 107 m de profondeur sous le niveau actuel pour la Moisie (Fig. 154, coupe E-E'). Comme autre possibilité de vallée préglaciaire, il mentionne aussi la Saint-Jean. COOKE (1929) observa aussi que certains traits du relief ne correspondaient pas à la structure du Précambrien de sorte qu'il en déduit que ces traits seraient hérités de la structure des roches paléozoïques présentement érodées. De leur côté, TWENHOFEL & CONINE

(1921) déduisent également que certaines vallées de l'île d'Anticosti, telles celles des rivières Caplin, Vauréal, Jupiter, Fox, Otter et Salmon, étaient préglaciaires à cause de leur apparente maturité et que leur cours d'eau était disproportionné par rapport à leur vallée. Pour sa part, FAESSLER (1934, 1942a, b) démontre qu'il y a eu érosion de la couverture paléozoïque du Précambrien en trouvant sur ce dernier de petits affleurements calcaires, tels ceux de la Caye à Chaux dans l'archipel des Sept-Îles (déjà mentionné par HIND en 1863), ceux de la pointe Carrier au sud de la baie des Homards et ceux de la pointe Saint-Gilles à l'ouest de Baie-Comeau. FAESSLER (1942a, b, 1945) démontre aussi que toute une série de grandes rivières coulent dans des vallées préglaciaires: les Bersimis, Manicouagan, Godbout, Trinité, Pentecôte, Sainte-Marguerite et Moisie. Ces rivières coulent toutes dans une large vallée sur le plateau mais non sur le rebord de ce dernier où se localisent chutes et rapides. Selon FAESSLER, les rivières n'auraient pas retrouvé leur lit préglaciaire dans le piémont envahi par la mer de Goldthwait de sorte qu'elles possèdent toutes un segment épigénique comme celui de la Saint-Jean (Fig. 33). L'auteur donne comme exemple les rivières Moisie et Desmeules. La Moisie coule dans un lit épigénique à une trentaine de kilomètres de son embouchure, alors que son lit préglaciaire est remblayé de sédiments marins et occupé présentement par le ruisseau Daigle. La rivière Desmeules possède un large lit préglaciaire. Elle se jette dans le lac de la Montagne tout comme la rivière des Rapides. Mais la rivière des Rapides, exutoire actuel de ce lac, est une rivière jeune tandis qu'il

existe une large vallée remblayée, où coule actuellement la rivière Deschênes, qui a dû être l'ancien cours de la Desmeules.

Les faits que rapportent les auteurs pré-cités confirment indéniablement l'origine préglaciaire des grandes rivières de la Côte Nord, ce qui vient appuyer l'étude bathymétrique faite plus haut (Section 2.2.3 - La plate-forme littorale). Ces faits amènent aussi AMBROSE (1964) à dire que l'on est en présence d'une surface pré-paléozoïque exhumée et que cette surface a été recouverte d'au moins 200 à 300 pieds (60 à 90 m) par les sédiments paléozoïques et dont les 345 millions d'années d'érosion depuis le Silurien n'ont pas réussi à abaisser de beaucoup la surface de la plate-forme cambro-silurienne. Par exemple, le lambeau de terrasse le plus élevé de la Moyenne Côte Nord est la colline Sainte-Geneviève de 69 m d'altitude.

Pendant la période Quaternaire, le relief n'a pas été modifié de beaucoup. Le principal agent de cette période a été de multiples glaciers qui n'a pas eu le pouvoir d'érosion que certains croyaient (Section 4.2.1a).

2.3.2 Les ensembles lithologiques

Quatre types de roches se rencontrent dans la région: ignées volcaniques, métasédimentaires, ignées intrusives et sédimentaires (Fig. 36 et tableau 4). On ne verra ici que les formations et la répartition; les détails de composition et de distinction peuvent être consultés en appendice I.

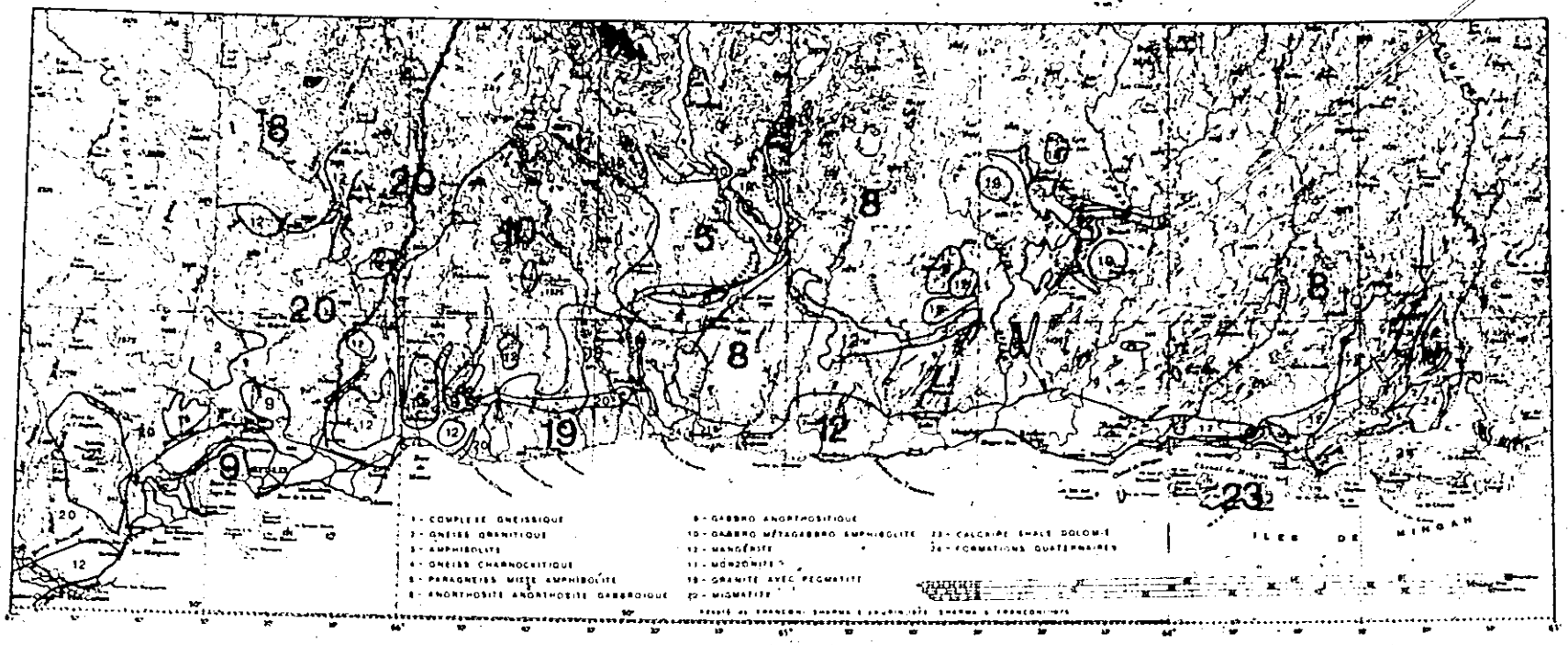


Fig. 36 – FORMATIONS GÉOLOGIQUES

TABLEAU 4: FORMATIONS GÉOLOGIQUES

(modifié de SHARMA & FRANCONI, 1975)

ÉON	ÈRE ou PÉRIODE	TYPE	FORMATION
PHANÉROZOÏQUE	Paléozoique (Ordovicien inf. à Cambrien sup.)	Sédimentaire	Calcaire et shales Dolomie
PROTÉROZOÏQUE	Hadrynien ?	Ignée intrusive: Dykes	Diabase, granite-pegmatite, carbonatite
	Néohélikien ?	Ignée intrusive ou d'anatexie	Migmatite à trame de gneiss gris et de paragneiss Granite avec pegmatite
	Paléohélikien ?	Ignée intrusive	Monzonite Mangénite Amphibolite Métagabbro Gabbro Gabbro anorthositique Anorthosite gabbroïque Anorthosite
	Aphébien ?	Métasédimentaire	Paragneiss mixtes, amphibolite
ARCHÉEN		Ignée volcanique, acide ou basique	Gneiss charnockitiques Amphibolite, gneiss riches en hornblende et/ou biotite et schistes Gneiss granitique Complexe gneissique comprenant des gneiss gris à quartz-plagioclase-biotite et/ou hornblende, homogènes à bien rubanés Gneiss associés riches en hornblende et/ou biotite et amphibolites

Les roches ignées volcaniques acides ou basiques sont représentées par un complexe gneissique de base, des gneiss granitiques, des amphibolites et des gneiss charnockitiques. Ce sont des roches qui affleurent très peu mais que l'on retrouve dispersées dans toute la région.

Les roches typiquement métasédimentaires sont surtout des paragneiss mixtes et certains faciès d'amphibolites. On les retrouve principalement au nord du lac des Eudistes, à l'embouchure de la Matamek et au nord-est de Havre-Saint-Pierre.

Les roches ignées intrusives sont constituées des anorthosites de Havre-Saint-Pierre et des roches associées, des migmatites et des granites et de différents dykes. Elles occupent presque tout le territoire. La série de Havre-Saint-Pierre est la mieux représentée avec principalement des anorthosites, des gabbros, des mangérites et des monzonites. Les anorthosites forment les principaux massifs de la région tandis que les gabbros ne forment qu'un seul massif entre les rivières Moisie et Tortue; on retrouve cependant certains gabbros comme produit de ségrégation à l'intérieur des anorthosites.

Les mangérites sont étroitement associées aux anorthosites car elles forment le plus souvent la zone périphérique des massifs d'anorthosite ou bien de petits massifs individuels; vers l'est, dans la région de la Romaine, les mangérites passent insensiblement aux monzonites. Enfin, on retrouve des granites avec pegmatite surtout dans un massif entre les rivières aux Loups-Marins et à la Chaloupe. Les dykes ne sont pas cartographiés ici mais ils sont de trois types:

granite - pegmatite, diabase et carbonatite.

Le dernier type de roches mis en place dans la région est le type sédimentaire représenté par la formation de Mingan en discordance sur la formation de Romaine (TWENHOFEL, 1938). La formation de Romaine, principalement exprimée par l'alignement île du Havre de Mingan et île Grosse Romaine jusqu'à la colline et l'île Sainte-Geneviève, est exprimée par 80 à 520 m de dolomie à base de grès tendre associée à la formation de Beekmantown plus à l'ouest. La formation de Mingan, exprimée par l'alignement des îles aux Perroquets et île Nue jusqu'à l'île Saint-Charles, est représentée par 50 à 215 m de calcaire fin gris pâle crémeux à gris brun sur une base de shales ou de grès conglomératiques associés plus à l'ouest à la formation de Chazy.

Ces roches à structure tabulaire possèdent un léger pendage vers le sud de l'ordre de 1,3 à 1,5% selon TWENHOFEL (1938) mais pouvant atteindre 3,5% selon WADDINGTON (1950) et même 5,2% selon DÉPATIE (1967).

2.3.3 Les relations relief-substratum rocheux

L'allure générale du relief est sous le contrôle de la topographie du substratum rocheux. Cette topographie est bien plus issue, surtout dans la province de Grenville, de la tectonique cassante que de l'érosion différentielle.

La véritable contribution de l'érosion différentielle due à la lithologie s'est faite dans les roches paléozoïques de la plate-

forme du Saint-Laurent et a abouti à la formation des deux séries de cuestas des îles de Mingan et de celle d'Anticosti. Selon TWENHOFEL (1938), le front de la première série de cuestas en partant du Bouclier Canadien est un contact érodé entre le Précambrien et le Paléozoïque dû à la zone de faiblesse des grès tendres à la base de la formation de Romaine. Le front de la deuxième série de cuestas est dû à la faiblesse des shales à la base de la formation de Mingan. Mais personne n'a encore précisé le type de front de l'île d'Anticosti quoiqu'il soit permis de penser qu'il soit de faille (Fig. 5) et que l'île soit un horst, comme le suggèrent KUMARAPELI & SAULL (1966), à cause de l'altitude élevée (312 m) des formations paléozoïques qui s'y trouvent, si l'on compare avec l'altitude maximale de celles de la terre ferme à la colline Sainte-Geneviève (61 m). Les revers de cuestas de la région de Mingan sont ainsi formés de dolomie et de calcaire plus résistants.

Dans les roches cristallines précambriennes, il n'y a généralement aucune différence topographique que les roches soient bien foliées ou bien rubanées, comme les roches métasédimentaires et volcaniques, ou que les roches soient massives ou très massives, comme les roches intrusives (KLUGMAN, 1954; LAVERDIÈRE, 1954; SHARMA & FRANCONI, 1973). Cependant, dans la région de la Romaine à l'est et des rivières Nipissis, Nipisso et Wacouno au nord-ouest, on a relevé des différences importantes. LONGLEY (1948, 1950), COOPER (1957), GRENIER (1957), BLAIS (1960) et HOGAN (1971) s'accordent presque tous pour dire que les roches intrusives, principalement les roches granitiques et les

gabbros, forment des reliefs moins disséqués que les roches volcaniques, principalement les gneiss, les paragneiss et les quartzites, qui sont en dépression ou qui sont plus sujettes à former des dépressions et qui sont plus disséquées à cause de leur structure non homogène. Ces chercheurs mentionnent même que les gabbros forment des monadnocks ou des crêtes (LONGLEY, 1948 et 1950; COOPER, 1957; GRENIER, 1957) au-dessus des granites et des autres roches parce que plus massifs ou moins diaclasés (BLAIS, 1960). LONGLEY (1948) et CLAVEAU (1949) ont remarqué dans la région de la Romaine que les collines de gneiss, de granite ou de gabbro ont des formes irrégulières et angulaires alors que les collines d'anorthosite sont rondes, massives et à flanc abrupt. COOPER (1957) rapporte aussi qu'à l'ouest de la rivière Corneille on a un rivage assez droit, dû à la structure massive des granites, alors qu'entre cette dernière et Baie-Johan-Beetz, le rivage est moins régulier à cause de la foliation et des diaclases des granites gneissiques. Enfin, les dykes de diabase sont plus sujets à l'érosion, surtout littorale, que les autres roches parce que plus fracturés; ils sont souvent évidés sur quelques mètres dans la région du cap Cormoran (Fig. 37 et 38).

Ces faits nous amènent très rapidement à la structure interne des roches qui est responsable de certaines expressions topographiques à échelle locale dans toute la région. Les roches qui sont ainsi affectées sont les roches volcaniques et métasédimentaires, surtout les gneiss. De Matamek au cap Cormoran, SHARMA & FRANCONI (1975) ont remarqué que l'origine et l'orientation de plusieurs baies et de plu-

Fig. 37 - Un dyke de diabase au Cap Cormoran. Ce dyke est inséré dans le granite et son érosion rapide par l'action littorale fait écrouler le granite sus-jacent pour ne laisser que la plate-forme granitique sous-jacente. Photo 74-6-19.

Fig. 38 - Le débitage columnaire d'un dyke de diabase. La diabase est très fracturée et probablement très gélive. Photo 74-6-17.

sieurs caps sont dues au rubanement et à la foliation des roches gneissiques. KLUGMAN (1955 et 1977) a noté la même chose entre les rivières (grande) Manitou et Sheldrake ainsi que LONGLEY (1950) et COOPER (1957) à l'est de la région de la Romaine. Vers l'intérieur des terres, plusieurs alignements de relief ou vallonnements et plusieurs thalwegs sont orientés de la même façon (RETTY, 1944; LONGLEY, 1950; GRENIER, 1952; BLAIS, 1954; KLUGMAN, 1955 et 1977; COOPER, 1957 et HOGAN, 1971). GREIG (1945) fait même remarquer que le réseau de drainage au nord-est de la baie de Moisie suit les mêmes lignes concentriques que le rubanement des gneiss du complexe gneissique autour d'une intrusion circulaire de mangérite.

Mais c'est la tectonique cassante qui est le principal agent de façonnement du relief tant régional que local.

Au niveau régional, on a déjà exposé son rôle (Section 2.1.1) et la figure 5 indique les grands axes de fracture liés au trait de côte. D'autres grandes fractures, parmi lesquelles plusieurs failles, sont responsables de l'orientation des principaux cours d'eau et des lacs ainsi que de leurs brusques changements de direction. FAESSLER (1942a) soutient que l'archipel des Sept-Îles est une région où des failles longitudinales et transversales sont soulignées par de profonds chenaux et où les principales îles sont des horsts. FRANCONI, SHARMA & LAURIN (1975) pour leur part affirment que le tracé en dents de scie des rivières Sainte-Marguerite et Moisie est dû au fait que ces cours d'eau empruntent un réseau de grandes failles suborthogonales. Un peu plus à l'est, GREIG (1945) affirme que le lac à la Croix est dû à la

rencontre de deux failles. Ce dernier ne mentionne pas le lac Matamek qui a certainement dû être formé de la même façon, ni le grand escarpement que l'on peut suivre à l'ouest du lac et de la vallée de la Matamek jusqu'au nord du lac Key et qui se prolonge de toute évidence à l'ouest de la baie de Moisie (Fig. 5) jusqu'aux premières îles de l'archipel des Sept-Îles, selon la carte bathymétrique (Fig. 13). DESMARAIS (1979) mentionne que la Matamek possède un tracé en dents de scie typique dans son cours inférieur, comme les grandes rivières mentionnées plus haut et que son cours supérieur suit sur de grandes distances de fractures importantes. D'autres exemples typiques sont les rivières aux Loups-Marins (Fig. 39 et 40) jusqu'à son estuaire (Fig. 41), la rivière au Bouleau (Fig. 42 et 43), la rivière Tortue (Fig. 44), la rivière (grande) Manitou (Fig. 45), la rivière Sheldrake ou la rivière Saint-Jean. Parmi les très beaux escarpements de fracture, il faut mentionner celui qui va de la Pointe Sainte-Marguerite au lac des Rapides en passant par le lac Hall, celui qui longe la côte entre les rivières au Bouleau et (grande) Manitou ainsi que celui qui forme le côté est de la baie de Moisie jusqu'à la Matamek.

Au niveau local maintenant, tous les chercheurs qui ont oeuvré sur la Côte Nord reconnaissent unanimement que les systèmes de diaclases commandent tout le relief (Fig. 22 et 41), parfois conjointement avec les foliations ou le rubanement des roches gneissiques (RETTY, 1944; GREIG, 1945; LONGLEY, 1950; GRENIER, 1952 et 1957; BLAIS, 1954 et 1960; KLUGMAN, 1955 et 1977; COOPER, 1957; HOGAN , 1971). En plein centre de la région, KLUGMAN (1955) a remarqué que la plupart

Fig. 39 - Le cours principal de la rivière aux Loups-Marins dans un axe de fracture. Photo 74-6-6.

Fig. 40 - La rivière aux Loups-Marins vers sa troisième chûte. Chenal très étroit dans une fracture des granites. Photo 74-6-2.

Fig. 41 - L'estuaire de la rivière aux Loups-Marins. Il est évident que sa morphologie est contrôlée par de grands axes de fracture. Photo 77-13-17 (Min. Transp. Qué., 1971).

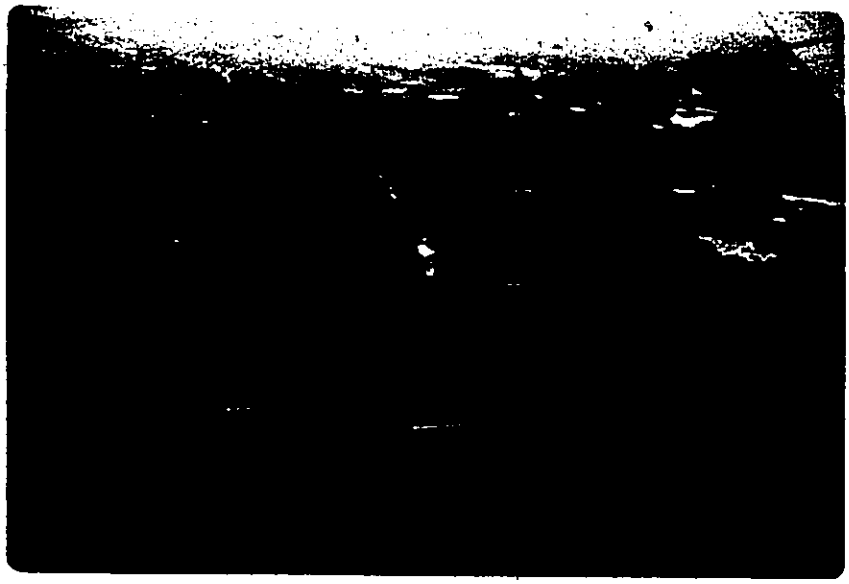


Fig. 42 - L'embouchure de la rivière au Bouleau. Brusque déviation du cours attribuée à un réseau orthogonal de fracture. Photo 78-1-18.

Fig. 43 - Le cours moyen de la rivière au Bouleau. Photo 74-9-15.

Fig. 44 - Le cours inférieur de la rivière Tortue au sommet de ses premières grandes chûtes. Photo 74-9-22.

Fig. 45 - L'embouchure de la (grande) Manitou. Le tracé en dents de scie typique au premier plan et le lac des Eudistes à l'arrière plan. Photo 78-1-20.

Fig. 46 - Un réseau de diaclases orthogoanles. Ce réseau a été mis en place dans les calcaires de la formation de Mingan à la pointe nord de l'Île Nue. Photo 76-16-19.

des diaclases observées sont parallèles à la structure gneissique mais qu'il y en a qui sont perpendiculaires à cette structure surtout dans les paragneiss. Dans les anorthosites, les diaclases ont deux orientations qui se reflètent dans la topographie: N30°E et N50°W. Dans les roches sédimentaires des îles de Mingan, les réseaux orthogonaux (Fig. 46) ou suborthogonaux (Fig. 47) de diaclases sont importants même dans le détail (Fig. 48). Sur les estrans, l'abrasion et la corrosion littorales évident les principales diaclases (Fig. 49) et dégagent des formes trapézoïdales (Fig. 50) qui s'arrondissent (Fig. 51) graduellement (LANDRY , 1975).

La grande activité dont sont sujets les littoraux des îles de Mingan a cependant sa contrepartie à l'intérieur des îles comme on le voit par l'allure tabulaire et la faible évolution des micro-reliefs. ROBITAILLE (1954) attribue ce phénomène au fait que la roche est moins diaclasée, que dans la région de Québec par exemple, qu'elle est donc moins perméable et qu'elle donne moins de prise à la dissolution karstique. Les observations précédentes sur les réseaux de diaclases semblent contredire cet argument, mais il se pourrait qu'effectivement les sommets de revers de cuestas soient moins diaclasés. Cette hypothèse reste à vérifier.

Dans les roches cristallines, l'altération a encore moins de prise. Les roches granitiques et les gabbros ne s'altèrent que sur quelques millimètres (DREDGE, 1976a) et les mangérites sur quelques centimètres (FRANCONI, SHARMA & LAURIN, 1975). Ces auteurs ont aussi

Fig. 47 - Des réseaux de diaclases sub-orthogonales. Ces réseaux se sont formés dans les calcaires des îles aux Perroquets. Photo 76-21-16.

Fig. 48 - Le détail de la fracturation des calcaires. Cette photo a été prise par B. Landry à l'ouest de l'île du Fantôme (Quin). Photo 75-17-37.

Fig. 49 - Une diaclase majeure exploitée par l'érosion marine. Cette photo a été prise par B. Landry dans les calcaires du sud-est de l'île du Fantôme. Photo 75-17-55.

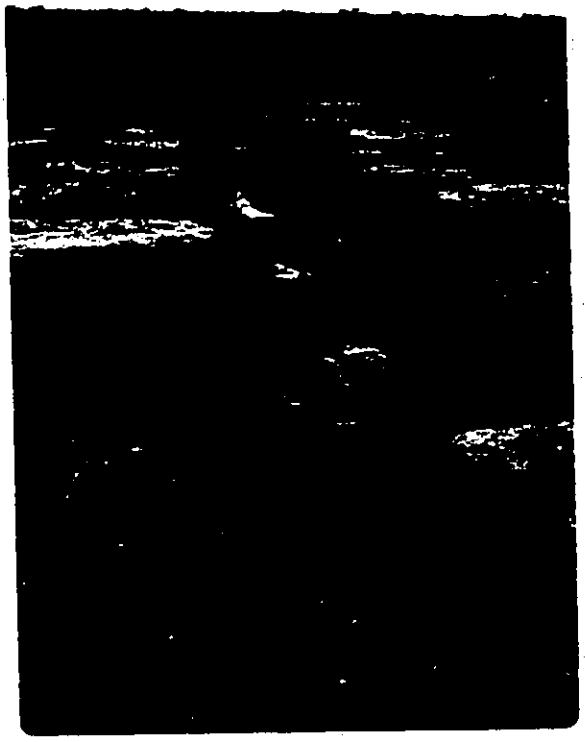


Fig. 50 - Formes trapézoïdales dégagées par l'érosion marine à partir d'un réseau orthogonal de diaclases dans les calcaires de l'île aux Perroquets. Photo 76-21-12.

Fig. 51 - L'érosion en boules d'un estran calcaire. L'érosion marine a peu à peu arrondi les formes trapézoïdes dégagées à partir des diaclases. Cette photo a été prise par B. Landry au sud-est de l'île du Hâvre (Eskimo). Photo 75-17-44.

remarqué que les gneiss charnockitiques s'altèrent facilement sur quelques centimètres à quelques décimètres et qu'ils prennent alors une couleur jaune cassonade avec une couleur blanchâtre sur les 2 ou 3 premiers millimètres. Les altérations les plus importantes ont été observées par FAESSLER (1945), DESMARAIS (1979) et DREDGE (1975 et 1976a). Le premier mentionne une amphibolite altérée sur plus de 30 cm près du ruisseau Daigle au nord des Sept-Îles, le deuxième mentionne une altération de 0,6 m de l'anorthosite à la baie Saguenay alors que la troisième mentionne une altération des anorthosites dans les diaclases pouvant aller jusqu'à 4,5 m de profondeur au lac Caché, à l'ouest de la Sainte-Marguerite entre le lac Pentecôte et la rivière Vachon. Cette dernière pense que la majeure partie de cette altération est préglaciaire. Cependant, G. RITCHOT (Rel. Géotech. Champlain, 1972) affirme que dans la région entre Port-Cartier et Moisie, il a relevé des altérations des granites pouvant aller jusqu'à un mètre de profondeur.

2.4 Les sols

En 1962, BUSSIÈRES déplorait ne pouvoir présenter même une classification sommaire des sols de la Côte Nord. Aucune recherche systématique n'a encore été entreprise depuis ce temps, mais cette classification se précise avec les travaux d'une poignée de chercheurs.

SCOTT (1939) a été le seul à faire un cheminement pédologique sur la Côte Nord de Baie-Comeau à Havre-Saint-Pierre alors qu'il était à la recherche de sols à pommes de terre; tandis que seul LAVER-

DIÈRE (1952a) avait réalisé, jusqu'à tout récemment, une carte pédologique, celle de la baie Sainte-Marguerite à la baie de Moisie. Le Ministère de l'Agriculture du Québec (1977) s'est d'ailleurs basé sur cette carte pour produire sa carte au 1: 50 000. Les autres contributions majeures sont très récentes avec MOORE (1976, 1978) qui examine les sols à horizons indurés par une traverse nord-sud de Clyde River (terre de Baffin) à Sept-Îles et GRONDIN & MÉLANCON (1977b et 1978) qui ont débuté la pédologie des îles de Mingan.

Un autre chercheur s'est préoccupé du pergélisol d'une façon générale (BROWN, 1973 et 1976), quoique l'incidence de cette étude ne soit pas très importante pour la région étudiée.

2.4.1 Les ordres de sols

Cinq grands ordres de sols ont été identifiés sur la Moyenne Côte Nord, ce sont les ordres podzolique, brunisolique, gleysolique, organique et régosolique. Les profils types sont détaillés en appendice II.

L'ordre podzolique est de loin le plus important. Il est représenté par ses trois grands groupes: humique, ferro-humique et humo-ferrique. Les podzols humiques et ferro-humiques ont été décrits par GRONDIN & MÉLANCON (1977b et 1978) sur deux des îles de Mingan: l'île à Samuel (Niapisca) et la Grosse île au Marteau (Sea Cow). ROUSSEAU, L. (1963) avait déjà mentionné ces sols tant sur les formations de Romaine que de Mingan de sorte qu'ils peuvent être considérés comme caractéristiques de l'ensemble des îles. Certains podzols humo-ferri-

ques possèdent une induration de l'horizon B et parfois C qui forme une véritable cuirasse dont la signification sera abordée dans la section 2.4.2: ces podzols sont dits du sous-groupe à ortstein (Comm. Can. Pédol., 1978).

La présence de brunisols à Sept-Îles est aussi rapportée par MOORE (1976). Ces brunisols sont plus spécifiquement du grand groupe dystrique et du sous-groupe dégradé. Aux Sept-Îles, MOORE (1976) rapporte que ces sols sont dérivés de sables grossiers sur les terrasses de moins de 20 m d'altitude et qu'ils possèdent entre 10 et 20 m d'altitude un début de concrétionnement (Bmcj) qui évolue probablement en type ortstein.

Les sols organiques sont assez répandus sur la Côte Nord et ils représentent le second ordre en importance, après les podzols, sur la Grosse île au Marteau selon GRONDIN & MÉLANCON (1977b). Sur l'île Nue de Mingan enfin, une étude des macro-restes (RICHARD & DUBOIS, en prép.) nous a amenés à conclure que les épaisseurs de 0,3 à 1,5 m de matières organiques qui avaient été prises pour de la tourbe étaient en réalité un tangel (KUBIENA, 1953) ou un mor calcique que DUCHAUFOUR (1970) définit comme un humus brut formé sur calcaire en conditions défavorables mais avec une activité biologique assez forte de sorte qu'il fait la transition avec le moder.

L'ordre des régosols a été identifié par LAVERDIÈRE (1952a et 1954) dans la région des Sept-Îles, par DESMARAIS (1979) dans le bassin de la Matamek et par GRONDIN & MÉLANCON (1977b et 1978) sur la Grosse île au Marteau et l'île à Samuel. Sur le continent, LAVERDIÈRE

(1952a et 1954) les identifie aux affleurements rocheux, aux alluvions récentes, aux plages sablonneuses et vaseuses et aux sables dunaires actuels. Quant à GRONDIN & MÉLANCON (1977b), ils les identifient aux falaises rocheuses et aux landes.

L'ordre des gleysols enfin y est peu important; il a été identifié par LAVERDIÈRE (1952a et 1954) sur les argiles autour de la baie des Sept-Îles, par DESMARAIS (1979) dans la plaine alluviale de la Matamek et par GRONDIN & MÉLANCON (1978) sur les littoraux vaseux de l'île à Samuel.

2.4.2 La cuirasse ferrugineuse (ortstein)

MOORE (1976) a précédemment discuté de l'origine de cette cuirasse formée de l'induration, sous forme d'ortstein, principalement des podzols humo-ferriques (Section 2.4.1) dont le profil type est décrit en appendice II.

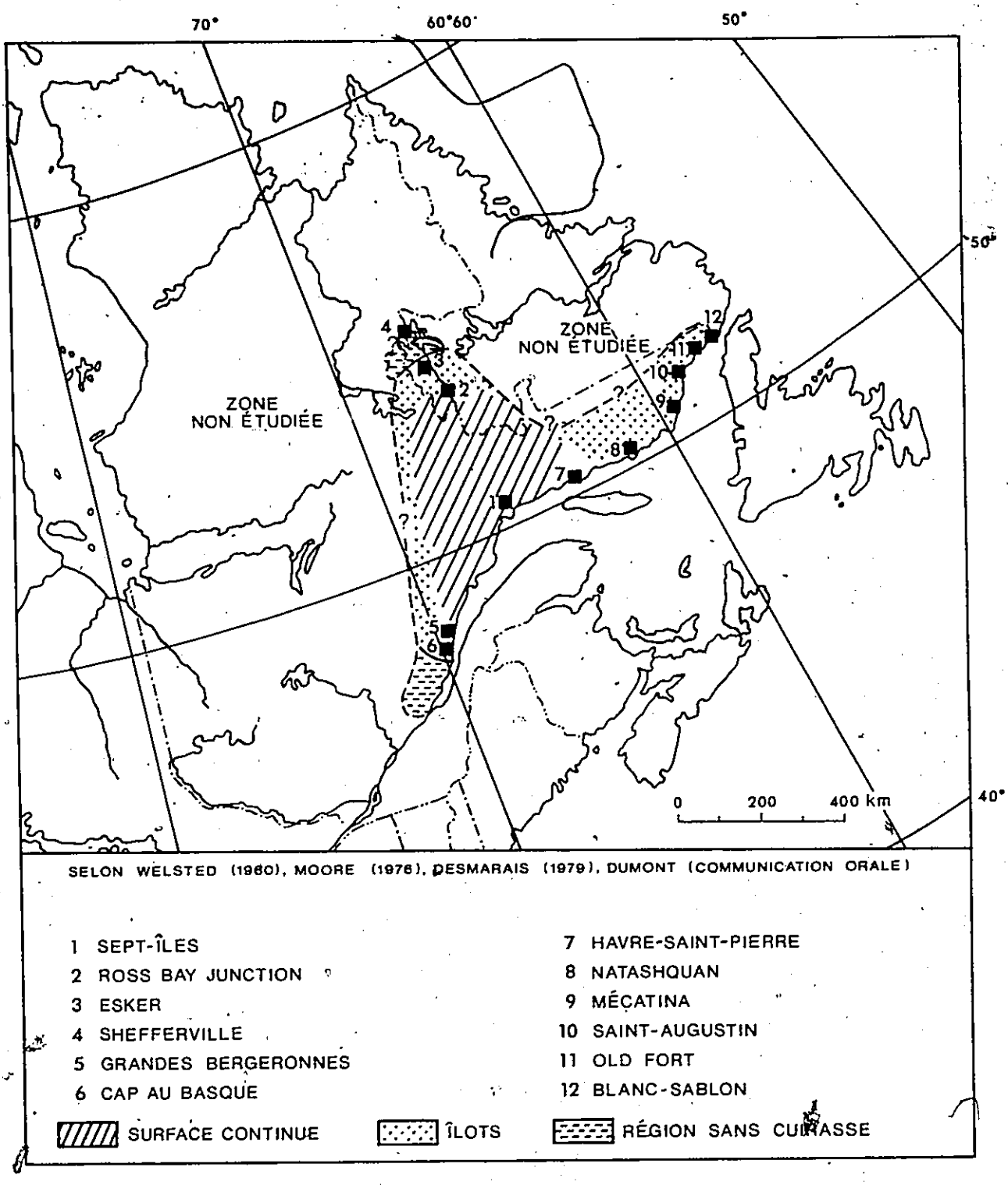
Cette cuirasse a d'abord été identifiée par LAVERDIÈRE (1952a et 1954) dans ses séries de sables des Rapides et de Moisie. Par la suite, WELSTED (1960) la mentionne sur le delta de la Natashquan et les Rel. géotech. Champlain (1972), FRENETTE & HÉROUX (1972) et TREMBLAY (1975) dans la région de Port-Cartier - Sept-Îles. Par contre, même si LÉVESQUE (1976) ne la mentionne pas dans la région de Blanc-Sablon, DUMONT (Comm. orale) observe sa présence sous forme d'îlots sur les terrasses de Mécatina, les dunes de Blanc-Sablon et possiblement dans les régions d'Old Fort et de Saint-Augustin. Enfin, MOORE (1976) l'a levée vers le nord, le long du Quebec North Shore and La-

brador Railway jusqu'à Esker vers le 54e parallèle, tandis que nous avons noté sa présence le long du littoral des Grandes-Bergeronnes, vers le méridien 69°35', jusqu'au méridien 63° à l'est de Havre-Saint-Pierre et que DESMARAIS (1979) l'a constaté jusqu'au méridien 69°50' près du cap du Basque à l'ouest du Saguenay. Ce dernier mentionne qu'elle dégénère jusqu'à cette limite (Fig. 52). Il faut enfin noter que nous lui avons trouvé une répartition latitudinale semblable à la baie James, soit au moins entre 49°30' et 54°.

MOORE (1976) rapporte que la cuirasse se développe sur des sols à texture de sable moyen à grossier dérivés du till, des sédiments fluvioglaciaires, de plage et même éoliens. Dans le secteur d'étude, on l'a remarquée dans les sols à texture variant des sables fins-moyens jusqu'aux graviers moyens et exceptionnellement dans les graviers grossiers entre les rivières (grande) Manitou et Sheldrake; ces sols peuvent être dérivés des sédiments deltaïques, fluvioglaciaires, fluviaux, littoraux et même éoliens mais n'ont pas été remarqués sur le till, probablement à cause de la difficulté d'accès de cette formation.

Sur les terrasses ou les surfaces de deltas, la cuirasse est presque toujours continue, même si elle varie d'épaisseur, de sorte qu'il est fort peu probable qu'elle s'apparente aux concrétions discontinues que l'on retrouve entre autres à Poste-de-la-Baleine et décrites par BOYÉ & GOURDON (1973) comme étant une ferrétisation plus modérée. La cuirasse est imperméable et supporte parfois de très vastes tourbières peu profondes comme celles du delta de la Romaine (Fig.

FIG. 52 - RÉPARTITION DES CUIRASSES FERRUGINEUSES (ORTSTEIN)



20); des sondages du Min. des Transp. du Québec (1979) dans la tourbière à l'est de la Moisie en constituent la preuve.

LAVERDIÈRE (1952a) mentionne que l'épaisseur de la cuirasse est de 0,6 à 0,9 m dans la série de sol la plus élevée en altitude, celle des sables des Rapides, mais il ne mentionne pas d'épaisseur dans la série de Moisie. FRENETTE & HÉROUX (1972) notent qu'elle peut aller de quelques pouces à quelques pieds tandis que TREMBLAY (1975) a remarqué des épaisseurs pouvant aller jusqu'à 3 pieds (0,9 m) dans la région des Sept-Îles. Quant à MOORE (1976), il a observé des épaisseurs de 0,3 à 0,9 m, sans rapport avec l'altitude, mais dont le degré de résistance est fonction de l'altitude. Cet auteur mentionne que la cuirasse est quasi inexistante sous 10 m d'altitude et qu'elle est de faible résistance entre 10 et 20 m d'altitude dans les brunisols dystriques dégradés. Par contre, elle est moyennement résistante entre 20 et 25 m d'altitude et résistante au-dessus de 25 m d'altitude dans les podzols humo-ferriques orthiques. Les observations de terrain qui ont été faites pour la présente étude, principalement entre Sept-Îles et Mingan, ne permettent pas de soutenir une hypothèse aussi simple qui est peut-être due à un hasard puisque diverses terrasses des rivières (petite) Manitou, au Tonnerre et Sheldrake entre autre, soutiennent des cuirasses de résistance différentes à quelques centaines de mètres de distance (Fig. 53 et 54).

L'appendice III donne un aperçu non exhautif des sites d'échantillonnage ou d'observation de la présente étude avec des données fragmentaires sur les ortsteins. Localisée dans tous les bassins hy-

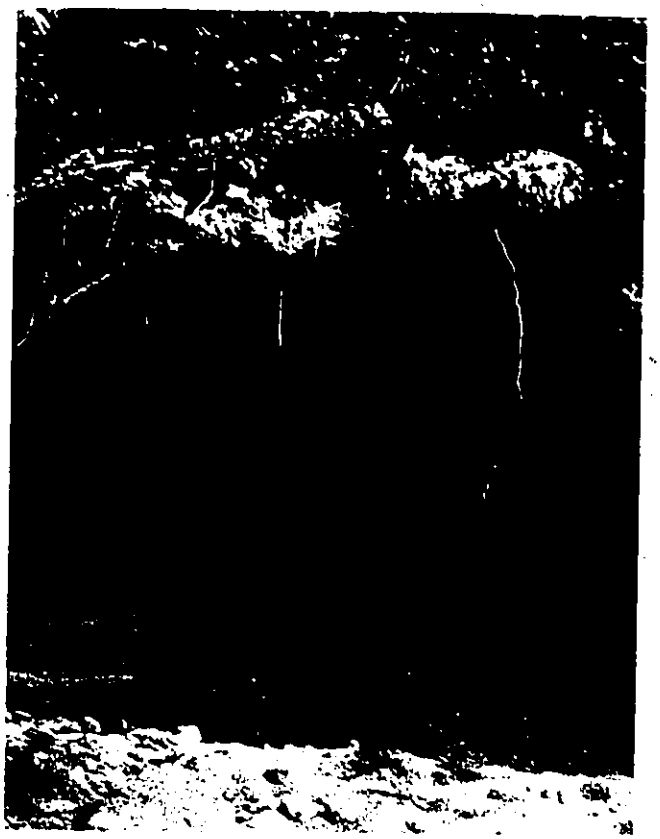


Fig. 53 - Une cuirasse (ortstein) sur le delta de la Pentecôte. Cette cuirasse a 0,91 m d'épaisseur dans des sédiments littoraux. Photo 72-1-73.

Fig. 54 - Une cuirasse (ortstein) au nord-est du lac Brézel. Ce site de matériaux fluvioglaciaires (760718-G) possède une cuirasse de 1,52 m d'épaisseur et on peut remarquer les blocs qui s'en détachent suite au sapement lacustro-fluvial. Photo 76-9-6.

drographiques, cette cuirasse a été signalée à un seul endroit dans une texture de sable fin et de silt et à quelques endroits à peine (7 sites) dans les sables fins à moyens ou fins à grossiers; on y note alors sa présence et elle ne dépasse pas 0,61 m d'épaisseur. Comme MOORE (1976) l'avait remarqué, elle est mieux développée dans les sables moyens à grossiers où une quarantaine de sites démontrent sa présence et où elle peut atteindre 2,13 m d'épaisseur mais généralement son épaisseur varie entre 0,52 et 1,52 m. Par contre, dans les sables grossiers, les graviers fins et les graviers, la cuirasse est mieux développée et plus fréquente que dans les sables fins à moyens; elle varie de 0,76 à 1,10 m d'épaisseur dans le premier et décroît jusqu'à un maximum de 0,91 m dans le deuxième cas. L'épaisseur moyenne dans toutes les textures est d'environ 0,61 à 1,52 m et l'épaisseur maximale est de 2,13 m dans les sables moyens et graviers fins du bassin de la Sheldrake. L'épaisseur ne semble pas avoir de rapport avec un ou l'autre bassin ni avec l'altitude. Il y a certainement un rapport cependant avec la latitude puisqu'elle disparaît au nord d'Esker vers le 59e parallèle.

L'altitude maximale à laquelle on a rapporté cette cuirasse est d'environ 595 m à Ross Bay Junction (MOORE, 1976) où l'épaisseur est de 0,3 m et 480 m dans les sables grossiers à graviers fins de la haute Matamek (DESMARAIS, 1979) où l'épaisseur atteint de 0,91 à 1,10 m.

Les données d'altitude minimale sont cependant beaucoup plus intéressantes si on les compare avec le temps de formation. MOORE (1976)

ne l'a pas remarquée à moins de 10 m d'altitude et il ne tient pas compte de la faible induration entre 10 et 20 m d'altitude de sorte qu'il affirme que la cuirasse n'est bien développée qu'à plus de 20 m d'altitude. Se basant alors sur l'âge d'émersion de la terrasse de 20 m, qui est de 5 000 à 6 000 BP selon DREDGE (1971), et s'appuyant aussi sur l'âge du déglacement de la région d'Esker, où l'on ne retrouve plus cette cuirasse, et qui est aussi de 5 000 à 6 000 BP selon BRYSON, WENLAND, IVES & ANDREWS (1969), il suggère que la formation de la cuirasse prend 5 000 à 6 000 ans. Si l'on s'en remet à la courbe d'émersion plus précise présentée dans la présente thèse (Section 5.4.2b), cet âge serait alors plutôt de 6 000 à 6 500 ans et de toute façon, il est fort probable que l'argument du temps de déglacement à Esker n'en soit pas un et que la cause de disparition de la cuirasse soit liée à la latitude et, par le fait même, probablement au climat. Selon les données de l'appendice III, la présence de la cuirasse a été relevée à 6 m d'altitude dans les sables moyens de la région de la rivière au Tonnerre et à 8 et surtout à 11 et 15 m d'altitude dans quatre sites différents: présence dans les sables fins à moyens de la rivière au Bouleau, 0,61 m d'épaisseur dans les sables moyens de la rivière à la Chaloupe, 1,14 m d'épaisseur dans les sables moyens à grossiers de la rivière Sheldrake et présence dans les sables moyens et graviers fins de la rivière Jupitagon. Une épaisseur maximale de 2,13 m se retrouve sur la rivière Sheldrake. On peut donc dire que la cuirasse est certainement bien développée à partir de 11 à 15 m d'altitude et probablement à partir de 6 à 8 m ce qui donne

un âge de formation de 3 400 à 5 800 ans dans le premier cas et de 1 800 à 3 200 ans dans le deuxième cas. Cependant, ne serait-il pas plus logique de supposer qu'en dessous de 11 à 15 m et surtout de 6 à 8 m d'altitude, l'absence de cuirasse est dû à un mauvais drainage permanent ou fréquent sur le littoral ou les berges des cours d'eau? MOORE (1976) ne rapporte-t-il pas lui-même que la cuirasse ne se développe bien que sur les sites bien drainés? La question du temps de formation de la cuirasse est donc reportée à un autre niveau, avec un argument géomorphologique cette fois. Selon G. RITCHOT (Rel. géotech. Champlain, 1972), la formation de la cuirasse doit être relativement rapide après la formation des terrasses puisque le ravinement n'a pas eu le temps d'inciser leurs rebords d'une façon extensive, ce qui est un fait sur toute la Côte Nord et non seulement dans le secteur des Sept-Îles. Il suggère ainsi que cette formation s'étendrait sur quelques siècles, c'est-à-dire la vitesse de formation normale d'un bon horizon B d'un podzol. LUNDQVIST (1965) ne rapporte-t-il pas d'ailleurs qu'une induration due à un enrichissement en hydroxyde de fer d'un horizon B, développé sur un terrill de la mine de Little Bay au nord-est de Terre-Neuve, s'est formée en 80 ans? La solution la plus simple est de combiner les deux argumentations du temps d'émersion et du temps de formation d'un horizon B podzolique. Les deux arguments se complètent en ce sens qu'un bon horizon B d'un podzol humo-ferrique orthique ne peut se développer dans les conditions de mauvais drainage qui suivent l'émersion du site, ni même tant que le site n'a pas atteint une altitude suffisante pour ne plus être affecté par les houles de tem-

pête ou les crues habituelles des cours d'eau; ce temps est présentement de 1 500 à 2 000 ans au minimum, mais il a pu être moindre lorsque le taux de relèvement isostatique était plus important: il pouvait être de quelques centaines d'années vers 8 000 ans BP sur les terrasses qui sont maintenant à une cinquantaine de mètres d'altitude. Sur la terrasse ayant atteint une altitude suffisante pour échapper au mauvais drainage, une cuirasse a pu alors s'installer en quelques centaines d'années.

En conclusion, on peut dire que l'argumentation de G. RITCHOT laisse pressentir l'importance géomorphologique de la cuirasse sur la Côte Nord. En effet, cette dernière fait généralement obstacle à la dégradation des terrasses qui sont les formes dominantes du paysage. Cependant, lorsque la Nature concentre ses efforts ou que l'homme détruit cette protection (section 4.2.3b) l'effet peut être catastrophique.

2.4.3 Le pergélisol

Selon BROWN (1973), les zones de pergélisol se subdivisent en pergélisol continu et discontinu. Au Québec, le pergélisol continu se limite à l'extrême nord de la péninsule d'Ungava. Le pergélisol discontinu se présente en trois zones différentes: le pergélisol discontinu abondant, le pergélisol épars et les îlots de pergélisol. Le pergélisol discontinu abondant se limite au nord de l'isotherme annuelle moyenne de $-4^{o}C$, soit au nord de Schefferville, tandis que le pergélisol épars (Fig. 55) coïncide avec le sud de l'isotherme annuelle moyenne de la température de l'air de $-1^{o}C$, soit à environ 75 km au nord des Sept-Iles. Quant

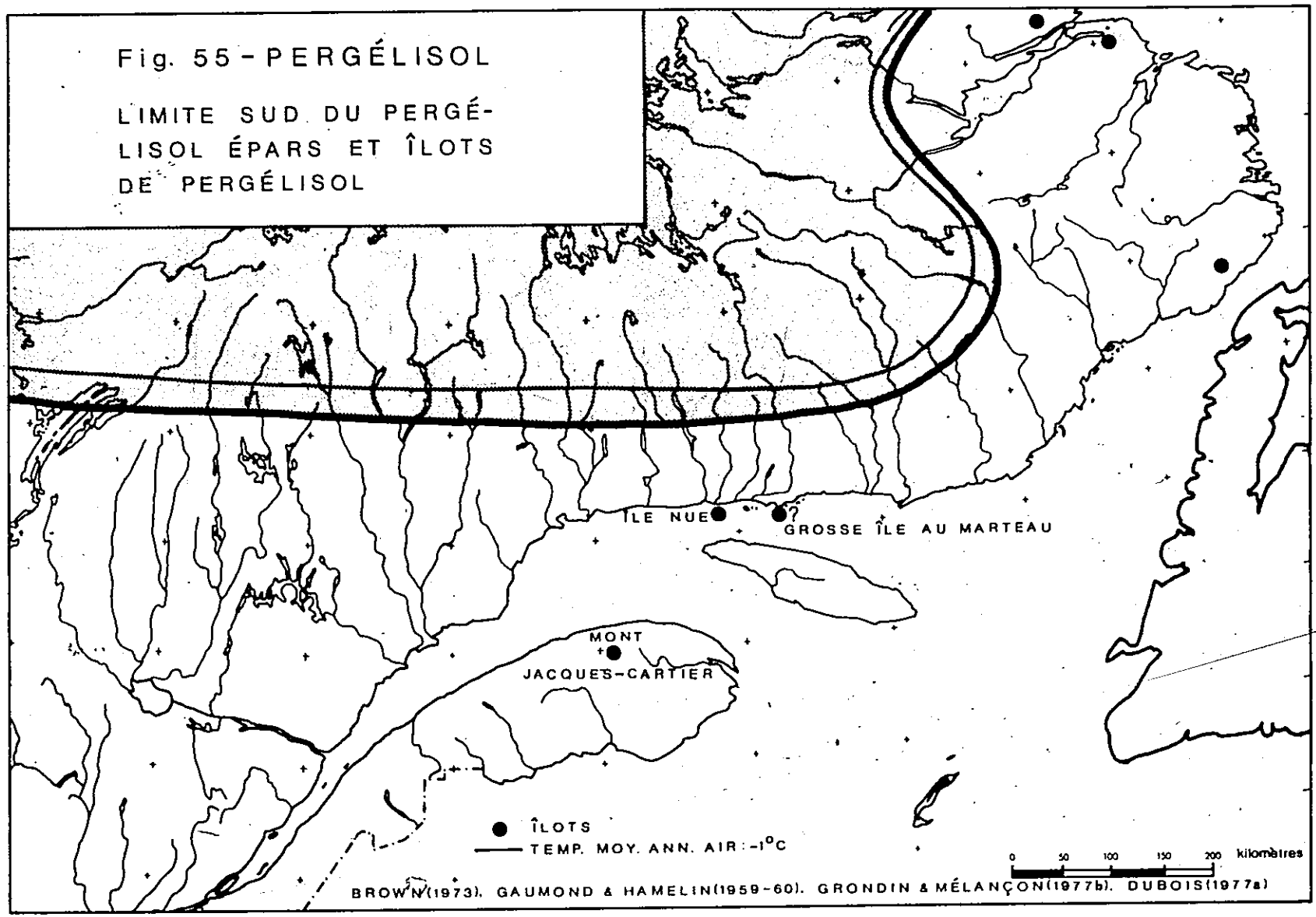


Fig. 55 - PERGÉLISOL
LIMITE SUD DU PERGÉLISOL ÉPARS ET ÎLOTS DE PERGÉLISOL
ÎLE NUE
GROSSE ÎLE AU MARTEAU
MONT JACQUES-CARTIER
ÎLOTS
TEMP. MOY. ANN. AIR : -1°C
0 50 100 150 200 kilomètres
BROWN(1973). GAUMOND & HAMELIN(1959-60). GRONDIN & MÉLANÇON(1977b). DUBOIS(1977a)

aux îlots de pergélisol, on n'en mentionne que trois sur la côte du Labrador. GAUMOND & HAMELIN (1959-60), BROWN (1970), GRAY, BORDUAS, COMTOIS & HÉTU (1978) et GRAY & BROWN (1979) en mentionnent également un dans le parc du mont Jacques-Cartier vers 1268 m d'altitude, associé à d'autres phénomènes périglaciaires et BLISS (1963) en fait mention au sommet du mont Washington dans un forage profond. Plus récemment, DUBOIS (1977a), LANDRY & DUBOIS (1977) et GRONDIN & MÉLANCON (1977b) examinaient la possibilité de phénomènes semblables sur les îles de Mingan.

Ce fait amène deux questions fondamentales: qu'est-ce que le pergélisol? et quels sont les facteurs de localisation des îlots de pergélisol?

A la première question, BROWN & PÉWÉ (1973, p. 72) répondent catégoriquement:

> Permafrost includes ground that freezes in one winter, and remains frozen through the following summer and into next summer... The concept of including all frozen grounds, even of only one years'duration, is of basic importance in establishing the location of the southern limit of the permafrost region.

Selon BROWN (1976), le diagnostic d'un pergélisol doit se faire au mois de septembre alors que la profondeur de dégel est maximum et que le gel de l'hiver qui suit n'a pas encore fait ses effets.

Quant à la localisation des îlots de pergélisol, tout comme du pergélisol épars d'ailleurs, BROWN (1976) précise que leur présence dépend fondamentalement des conditions micro-climatiques et de la nature des formations meubles.

Les conditions micro-climatiques sont liées à des critères

d'exposition, de vent, de couvert végétal et de couverture neigeuse (BROWN, 1963 et 1976; FERRIANS & HOBSON, 1973). Outre l'influence évidente de l'altitude (exemple au mont Jacques-Cartier), le pergélisol se situe toujours sur des pentes exposées au nord ou à forte composante nord, c'est-à-dire là où le taux de radiation solaire est le moindre. Le vent est un facteur important puisqu'il assèche rapidement les surfaces par évaporation et réduit leur conductivité. Le couvert végétal fait office d'isolant pour le sol, surtout la végétation arborescente, de sorte qu'on retrouve souvent du pergélisol sur les hautes terrasses ombragées des rivières. Quant à la couverture neigeuse, il y a un lien direct entre son épaisseur et la profondeur de gel car elle aussi sert d'isolant. Selon BROWN & PÉWÉ (1973), il faut que la couverture neigeuse ait moins de 65 à 75 cm et même moins de 40 cm vers la région de Schefferville. Les zones les plus favorables sont donc les zones non forestières où la neige est facilement balayée et les zones où la neige s'installe tardivement en automne.

Les conditions pédologiques sont liées à des critères de drainage interne et externe et de propriétés thermiques (BROWN & PÉWÉ, 1973; BROWN, 1976). Les îlots de pergélisol se situent toujours dans des tourbières hydrophobes où l'eau s'évapore et s'écoule facilement pendant l'été et qui ont donc une conductivité thermique deux fois moins élevée que la plus basse valeur d'un sol minéral (BROWN & WILLIAMS, 1972). Il y a aussi peu de pergélisol dans les tourbières sur roc comparativement avec celles qui sont sur formations meubles puisque la capacité d'absorbtion de la radiation solaire par le roc est

plus grande sans parler du gradient géothermique. BROWN (1976, pp. 29-30) explique ainsi le processus de formation d'un pergélisol dans les sols tourbeux:

> Au cours de l'été les couches superficielles de tourbe sèchent par évaporation de l'eau qu'elles contiennent. La conductivité thermique de la tourbe est faible et le sol sous-jacent ne peut que difficilement se réchauffer. Les couches inférieures de tourbe dégèlent progressivement en profondeur et deviennent engorgées d'eau au fur et à mesure que les couches de glace du mollisol dégèlent. En automne, les couches superficielles de tourbe ont tendance à absorber une quantité plus élevée d'eau en raison du taux réduit d'évaporation. Lorsque la tourbe gèle sa conductivité thermique augmente considérablement; la tourbe offre donc moins de résistance au refroidissement du sol sous-jacent en hiver qu'à son réchauffement en été. La température moyenne du sol au-dessous de la tourbe est donc inférieure à celle du sous-sol de zones adjacentes dépourvues de tourbe. Lorsque les conditions thermiques sous la couche de tourbe sont telles que la température du sol reste inférieure à 32°F (0°C) pendant toute l'année, il se forme un pergélisol, qui persiste aussi longtemps que ces conditions thermiques.

Dans le secteur étudié, la présence d'îlots de pergélisol a d'abord été liée à la découverte de structures géométriques, lesquelles avaient d'abord été associées arbitrairement à des sols polygonaux (DUBOIS, 1976a) sur l'île Nue de Mingan, lors d'une photo-interprétation de ce secteur. Des levés de terrain ont par la suite permis d'y trouver plutôt des polygones dans la matière organique (Fig. 56) et de constater que le substratum minéral ne semblait pas affecté (DUBOIS, 1977a). Les polygones couvrent presqu'entièrement cette île calcaire (Fig. 18), la seule à ne pas être boisée et qui ne l'ait pas été au moins depuis l'âge maximal de formation de la matière organique, soit 3455 ± 155 (GX-5442) selon RICHARD & DUBOIS (en prép.). Ces polygones qui mesurent de 5 à 10 m de diamètre (Fig. 57) sont visibles sur les

Fig. 56 - Les polygones de tangel de l'île Nue de Mingan. Ces polygones s'orientent selon le tracé des levées de plage sur la pointe nord de l'île. Photo 78-1-31.

Fig. 57 - L'agencement au sol des polygones de tangel de l'île Nue de Mingan. Ces polygones de 5 à 10 m de diamètre se situent sur le côté nord-est de l'île. Photo 76-6-4.

photographies aériennes au 1: 15 840^{e}. Il faut ici mentionner que DIONNE (comm. pers.) en a trouvé d'autres à l'été 1979 sur l'île Verte près de Vieux Fort sur la Basse Côte Nord. Ils affectent de part en part un tangel (section 2.4.1) épais de 0,3 à 1,5 m qui s'est mis en place à partir de 5 m d'altitude sur des levées de plage étagées et composées de gravier calcaire, gélifracté en surface. Des fissures verticales, rectilignes ou légèrement courbes, de 15 à 20 cm de largeur, mais évasées vers la surface, se recoupent pour former des hexagones et plus souvent des pentagones (Fig. 58 et 59). Les polygones s'orientent d'ailleurs sur le tracé des levées de plage et les fissures de plus grandes dimensions semblent se localiser dans les sillons qui séparent ces levées.

Fait surprenant en plein golfe du Saint-Laurent, à une altitude aussi basse (moins de 33 m) et à une latitude aussi méridionale (50°18'), ces polygones recèlent un coeur de tangel gelé lorsque le tangel possède plus d'un mètre d'épaisseur sur les versants ouest, nord et nord-est de l'île. Le mollisol était d'environ 28 cm au début de juillet 1976 et de 50 cm à la mi-août 1976 avec 0,5 à 1 m de tourbe gelée. En 1977, le mollisol était de 30 à 43 cm à la fin de juillet sur 15 à 35 cm de tourbe gelée, mais le 7 octobre à peine quelques centimètres étaient gelés. La présence aussi tardive de gel pourrait éventuellement permettre, selon le critère de BROWN (1976), d'identifier la présence d'un îlot de pergélisol (LANDRY & DUBOIS, 1977) si ce fait peut être confirmé sur plus d'une année.

Fig. 58 - Détail du réseau de fissures des polygones de tangel de l'Île Nue de Mingan. Photo 76-19-4.

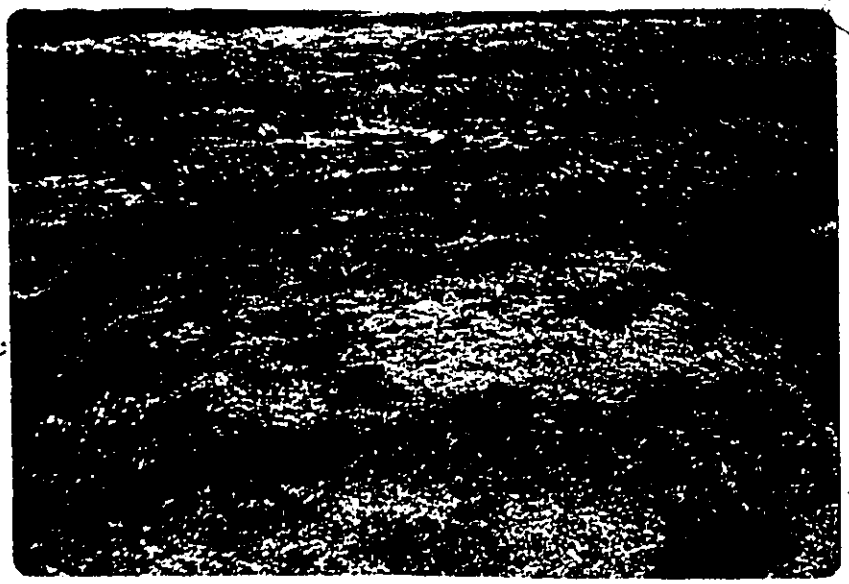


Fig. 59 - Détail de la végétation sur les polygones de tangel de l'Île Nue de Mingan. Les mousses prolifèrent dans la partie centrale plus sèche tandis que des graminées occupent les fissures plus humides. Photo 76-19-6.

Bien que la température moyenne annuelle de l'air se situe autour de 1,2° C (Section 2.5.2), un grand nombre de critères microclimatiques et pédologiques favorables à la localisation d'îlots de pergélisol s'y retrouvent. Le tangel est sec, bien drainé et sur un substratum de formations meubles. L'exposition du tangel est à forte composante nord et sous les vents dominants du nord-nord-ouest (Section 2.5.4). Même si l'île reçoit une moyenne annuelle de 423 cm de neige, l'absence de végétation arborescente et arbustive permet au vent de balayer quasi complètement cette neige et de l'accumuler au pied d'une falaise morte où elle persiste jusqu'à la mi-juillet.

L'origine de ces polygones n'a pas été étudiée, mais il est permis de penser que les fissures pourraient être des fentes de contraction thermique telles que décrites par BLACK (1963) au nord de l'Alaska. Cet auteur relie la dimension des polygones à l'amplitude des écarts de température et selon ses critères, les grands polygones de l'île Nue de Mingan reflèteraient de faibles amplitudes. Ces baisses brusques de température peuvent n'être que de 4° C dans les températures sous zéro dans les sols très riches en glace, ce qui n'est pas le cas ici bien qu'une fente d'à peine un centimètre de largeur a été observée jusqu'à la surface du tangel gelé au nord-est de l'île le 4 juillet 1976 (Fig. 60). Selon DOSTOVALOV (1960) la dimension des polygones dépendrait du gradient thermique dans le sol qui détermine lui-même les différences de coefficient d'expansion linéaire du sol. Le fait que les fissures soient limitées au tangel suggère que le

Fig. 60 - Une fente de contraction thermique récente sur l'île Nue de Mingan. Cette fente d'un centimètre de largeur affecte la matière organique gelée à la pointe nord-est de l'île. Photo 76-6-8.

gradient thermique est trop faible dans le matériel sous-jacent (effet isolant de la matière organique) et que d'autre part ce matériel a un coefficient d'expansion linéaire quasiment nul. Enfin, il n'y a aucune évidence que ces structures soient apparentées aux plateaux polygonaux de tourbe décrits par ZOLTAI & TARNOCAI (1975) dans le Mackenzie puisqu'elles ne semblent pas liées à des coins de glace. Le rapprochement pourrait plutôt être fait avec les polygones de 10 à 15 m de diamètre mentionnés par LAGAREC (1973) à la surface de certaines tourbières d'abitibi et dont la formation n'implique pas nécessairement un pergélisol ainsi que ceux de SVENSSON (1977) au nord de la Scandinavie et de DREW & SHANKS (1965) au Yukon et en Alaska.

Quant à la Grosse île au Marteau, GRONDIN & MÉLANCON (1977b) ont trouvé deux sites de podzol humique orthique ou lithique où il y avait présence de gel. Le premier site sur le côté nord-ouest de l'île est un podzol humique lithique de 38 cm de profondeur, à 22 m d'altitude, et sous couvert de sapins baumiers et de quelques épinettes noires atteignant un maximum de 2,4 m de hauteur. Le 12 juillet 1976, un gel de 8 cm affecte les horizons H, Aej et Bh entre 29 et 37 cm de profondeur. Au 8 août de la même année cependant, il ne reste que quelques lentilles de glace. Il est donc plus que probable que ce site ne soit pas un site de pergélisol. Le deuxième site sur le côté nord-est de l'île est un podzol humique orthique de 150 cm de profondeur, à 6 m d'altitude, et sous couvert de sapins baumiers d'environ 7,6 m de hauteur. Le 4 juillet 1976, un gel de 16 cm affecte la base de l'horizon H, entre 36 et 40 cm de profondeur, les horizons Aej et Bh, entre

40 et 52 cm de profondeur. Le 11 août de la même année, les auteurs ont encore remarqué un gel de 4 cm entre 36 et 40 cm de profondeur près de ce site. Il est cependant probable que ce site ne soit pas un site de pergélisol puisque c'est un sol minéral.

2.5 Le climat atmosphérique

Cette synthèse climatique est principalement tirée de SAINT-JACQUES (1975). Son rapport sur le climat des Sept-Îles a été fait spécifiquement pour la présente thèse pour la période de 1941 à 1970.

2.5.1 Le zonage climatique régional

D'après la classification de KÖPPEN, la Côte Nord se situe dans une région modérément froide où les températures sont modérées durant moins de 4 mois (plus de 10^{o} C) et froides le restant de l'année (Dfc). Aux Sept-Îles, il y a ainsi un été court de 3 mois où les températures sont supérieures à 10^{o} C. Ce climat tempéré est dit maritime sur la Côte Nord mais avec une incidence continentale. L'influence maritime se fait sentir par une amplitude annuelle des températures moins grande qu'à Québec par exemple: elle est de $11,2^{o}$ C aux Sept-Îles et de $12,9^{o}$ C à Québec. Ceci veut dire que l'influence maritime adoucit les températures l'hiver mais les abaisse durant l'été. L'incidence continentale réside cependant dans le fait que l'hiver est long, près de 6 mois, que la neige débute dès la fin de septembre ou le début d'octobre et qu'elle demeure au sol dès la mi-novembre.

Comme on l'a déjà vu dans le cas du pergélisol (Section 2.4.3), les éléments climatiques qui influencent le plus les processus géomorphologiques sont les températures, les précipitations et le vent.

2.5.2 Les températures

La température moyenne annuelle se situe près du point de congélation, soit 1,2° C, et, pendant 5 mois (décembre à avril), cette moyenne se situe sous 0° C. Cette moyenne ne varie pas beaucoup sur la côte puisqu'à Natashquan elle est de 1,4° C. L'amplitude thermique annuelle subit de plus en plus l'influence maritime vers l'est puisque de 11,1° aux Sept-Iles elle passe à 8,1° à Natashquan.

La température moyenne minimale annuelle est sous le point de congélation (-3,7° C) pendant 7 mois, soit d'octobre à avril. Quant à la température minimale absolue, elle est de -43,3° C en janvier et ce n'est qu'en juillet qu'elle ne descend pas sous le point de congélation avec 1,7° C. La température maximale absolue est de 32,2° C en juin et juillet et de 10,0° C en janvier.

Avec de telles températures, Sept-Iles subit annuellement 209 jours de gel comparativement à 200 jours à Natashquan. A part une journée en juin, il n'y a que trois mois de l'année sans gel, soit de juin à août et la période de gel complet se situe de la mi-octobre à la mi-mai.

2.5.3 Les précipitations

Les précipitations annuelles sont abondantes et sont

réparties uniformément sur toute l'année. Elles totalisent 109 cm, avec un minimum de 5,8 cm en avril à un maximum de 10,9 cm en novembre. Natashquan est à peine plus pluvieux avec un total de 110 cm, un minimum de 7,4 cm en mars et un maximum de 11,2 en novembre. Les précipitations journalières abondantes sont rares: 15% des précipitations dépassent 7,6 mm, 5% dépassent 25,4 mm, soit 200 jours entre 1941 et 1970, tandis qu'à peine 20 jours pendant la même période voient des précipitations de plus de 50,8 mm.

Près de 40% des précipitations totales annuelles tombent sous forme de neige, soit 423 cm. Cette neige tombe de novembre à avril avec quelques traces en septembre, octobre, mai et juin. Le maximum se situe en janvier avec 97,5 cm. Natashquan est un peu moins neigeux avec un total de 320 cm.

Selon POTTER (1965), la couverture nivale (Fig. 61A) dure environ 200 jours en moyenne soit du début novembre à la fin d'avril; son épaisseur au 28 février est d'un mètre dans la région de la pointe des Monts à Mingan et elle décroît et vers l'est et vers l'ouest.

2.5.4 Les vents (Fig. 62)

Les vents dominants aux Sept-Îles proviennent du NO au NNO. En hiver, ils proviennent principalement de l'ONO à l'ENE et en été, du NNE à l'ESE de l'OSO au NNO.

Les vitesses horaires moyennes sont maximales pendant toute l'année pour les vents venant du NNE au SO et de l'ESE

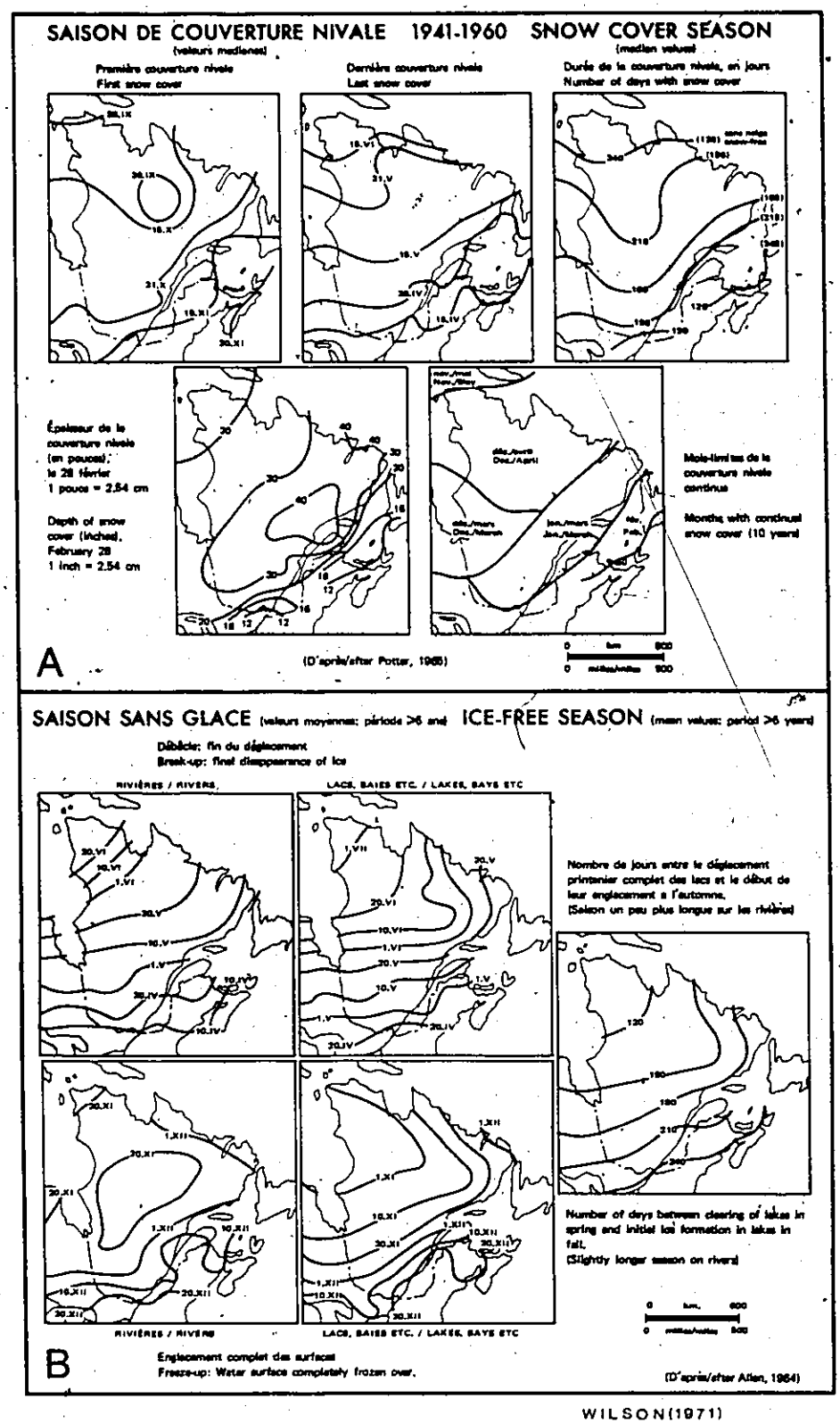


Fig. 61 - SAISON DE COUVERTURE NIVALE ET SAISON SANS GLACE

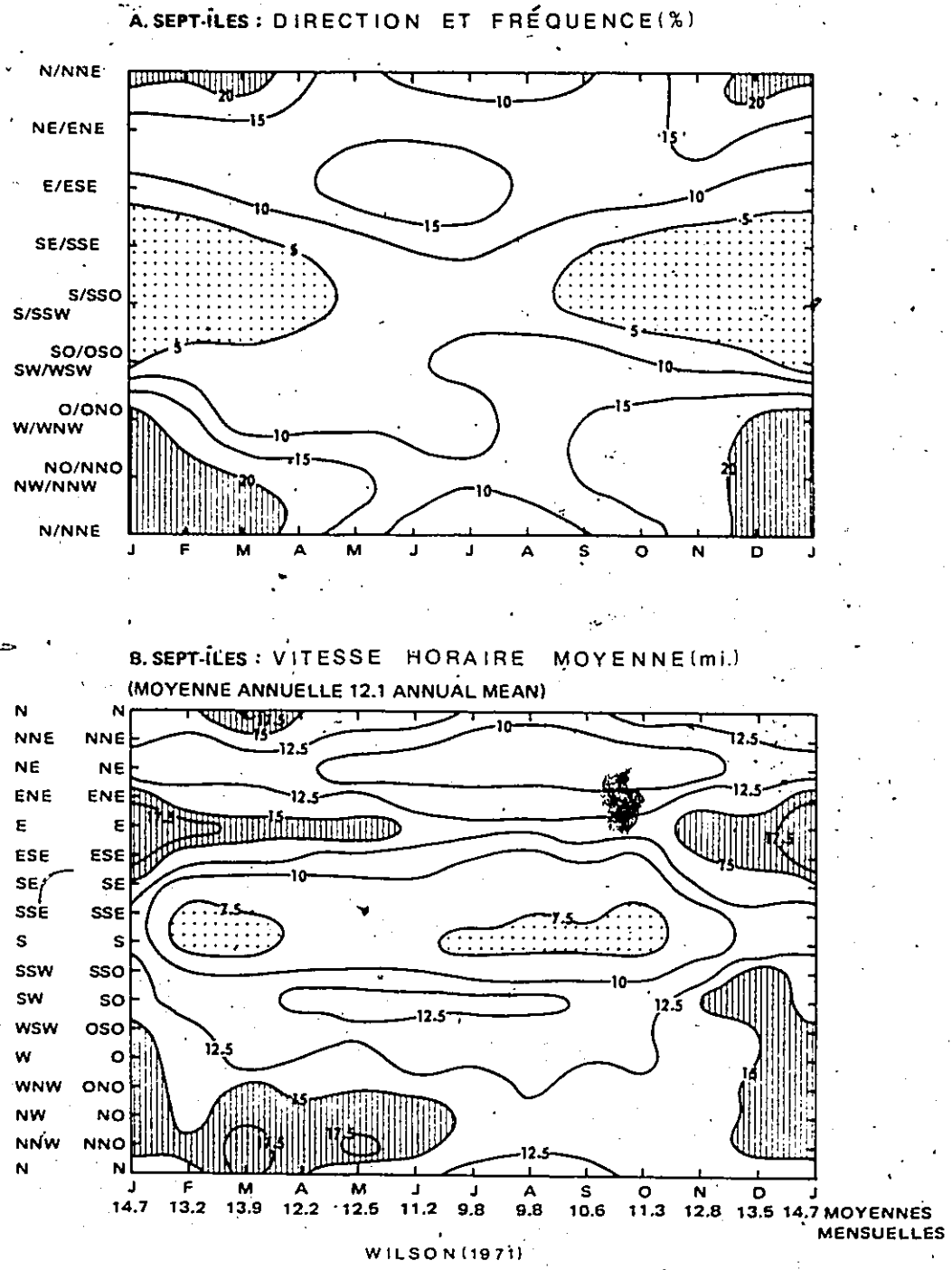


Fig. 62 – DIRECTION, FRÉQUENCE ET VITESSE DU VENT

à l'ENE. Les vitesses faibles sont donc confinées aux deux petites zones des vents venant du NE et du SSE au sud.

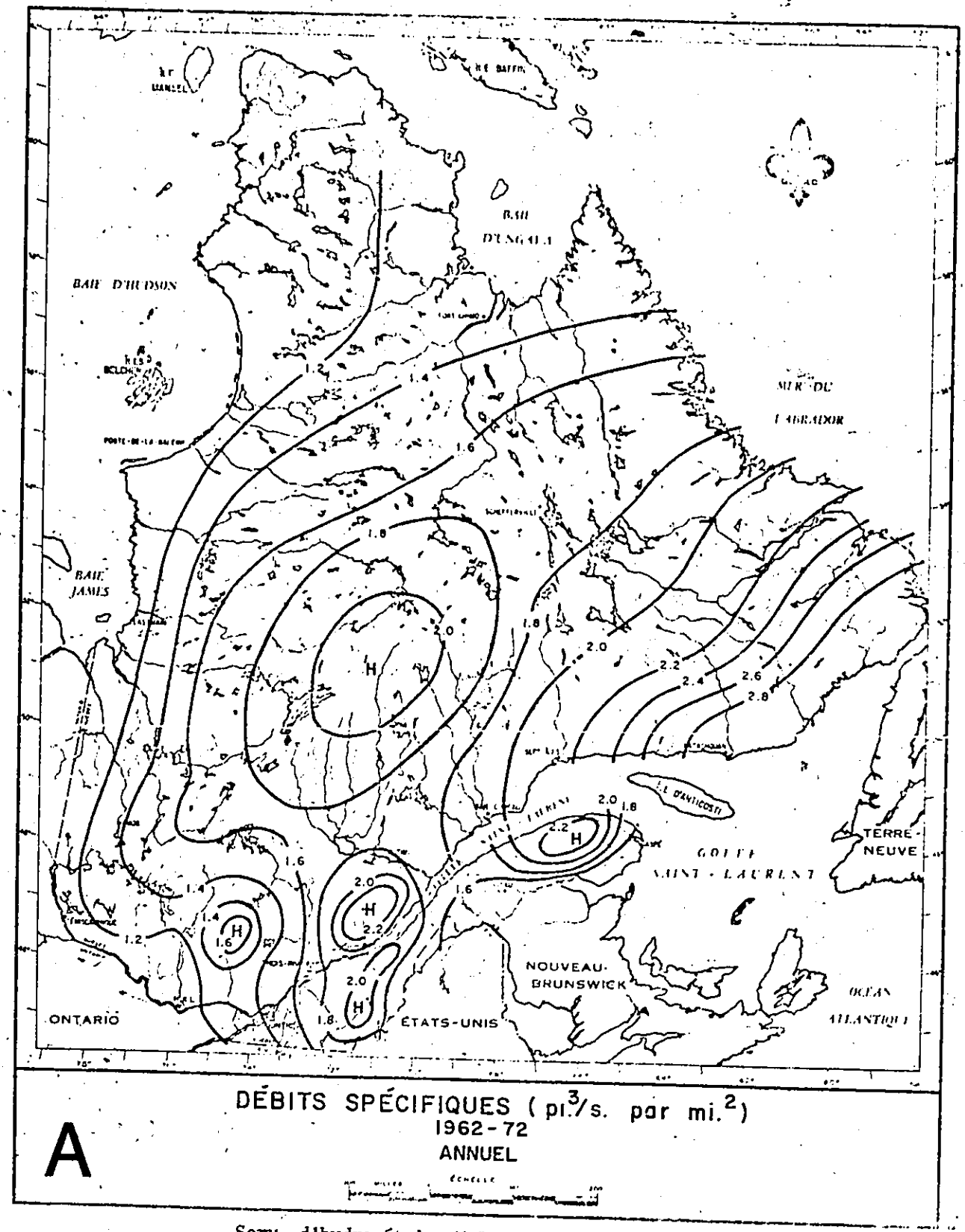
Ces diverses composantes des vents sont dépendantes des différentes trajectoires des masses d'air (SAINT-JACQUES, 1975).

2.6 L'hydrologie et l'englacement sur la côte

2.6.1 Les débits spécifiques régionaux

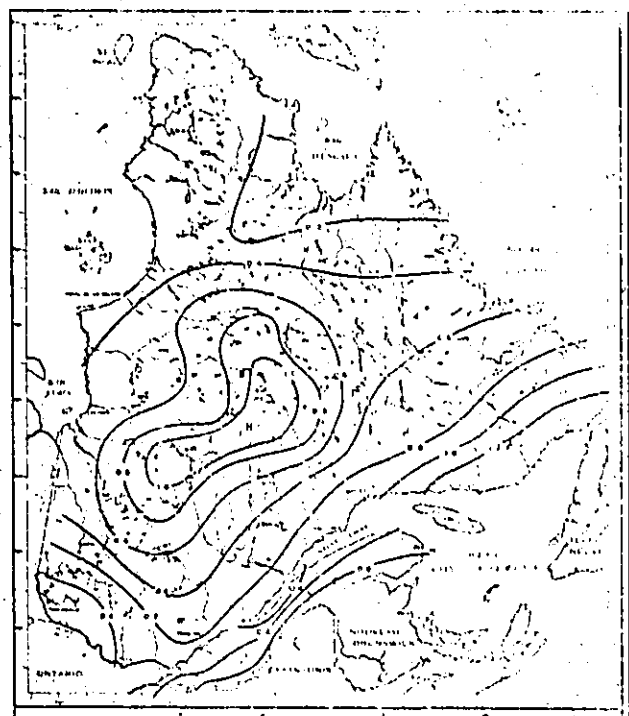
Les plus grands débits spécifiques annuels du Québec ont été enregistrés sur la Côte Nord (Fig. 63A); ces débits décroissent de plus de 2,8 pi.^{3}/s. par mi.^{2} (1 pi.^{3}/s. = 0,03 m^3/s.) à l'est de Havre-Saint-Pierre, à 2,2 vers Sept-Îles, pour atteindre moins de 1,8 à Tadoussac. L'autre région du Québec où les plus forts débits spécifiques annuels ont été enregistrés est le centre de la Gaspésie avec 2,2 pi.^{3}/s. par mi.^{2}.

Cette répartition n'est cependant pas aussi simple pendant toute l'année. Elle se vérifie en automne et en hiver, soit d'octobre à février (Fig. 63B, C, K, L, M), alors que les débits sont de faibles à moyens, c'est-à-dire de 1,0 pi.^{3}/s. par mi.^{2} en février à un maximum de 3,0 en octobre et novembre. Elle se vérifie aussi lors de la crue de printemps de mai et juin qui s'étire un peu jusqu'en juillet (Fig. 63F, G, H), avec des débits maxima de 8,0 pi.^{3}/s. par mi.^{2} en mai. Pendant les mois de mars et avril (Fig. 63D, E), c'est dans le sud du Québec que l'on retrouve de grandes crues alors qu'à cette période les débits sont minimes sur la Côte Nord, soit 0,8 pi.^{3}/s. par mi.^{2} en mars. Quant aux mois d'août et septembre (Fig. 63I, J), le Québec y connait une plus grande uniformisation de débits



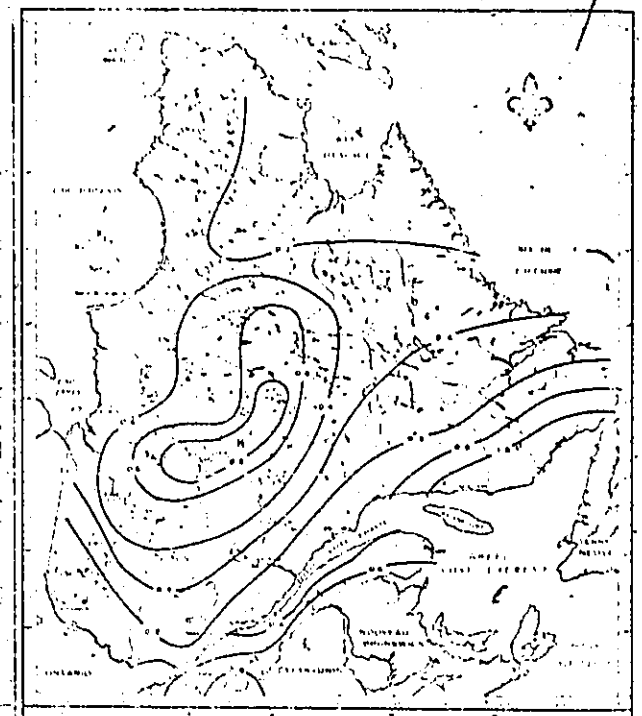
Serv. d'hydrométrie, M.R.N. (1975)

Fig. 63



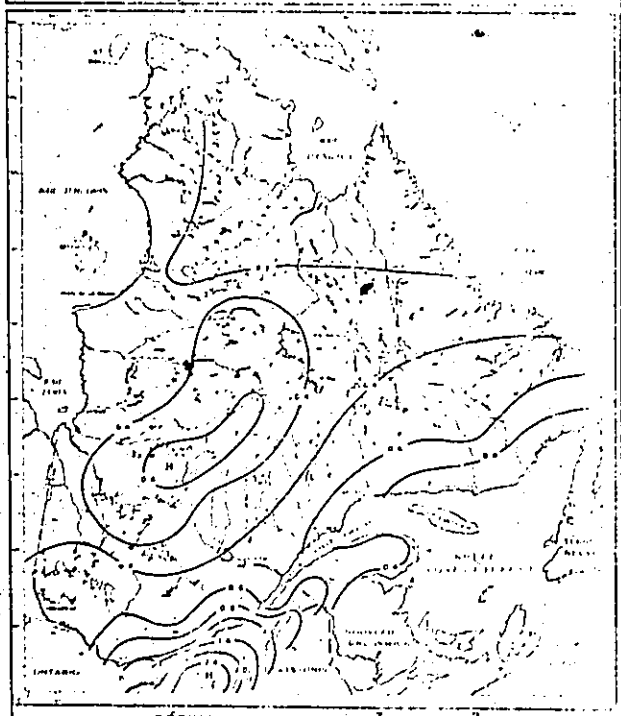
DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi³/s. par mi.²)
1962-72
JANVIER

B



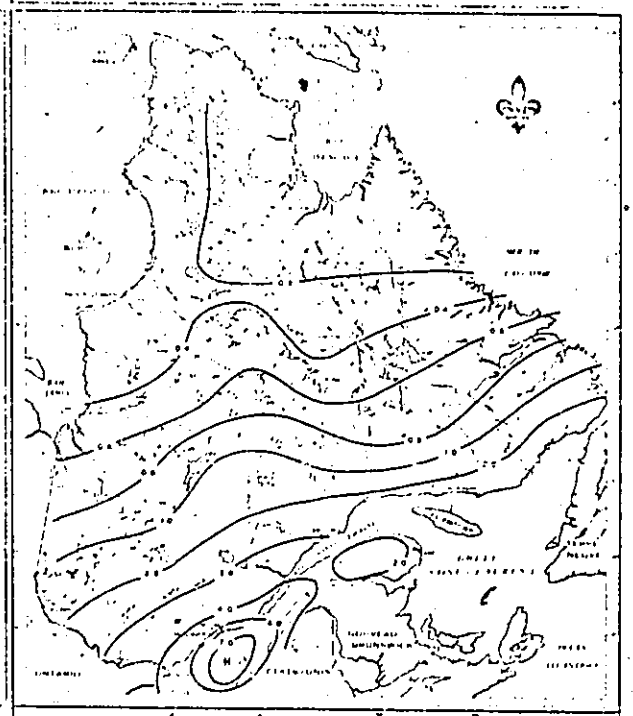
DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi³/s par mi.²)
1962-72
FÉVRIER

C



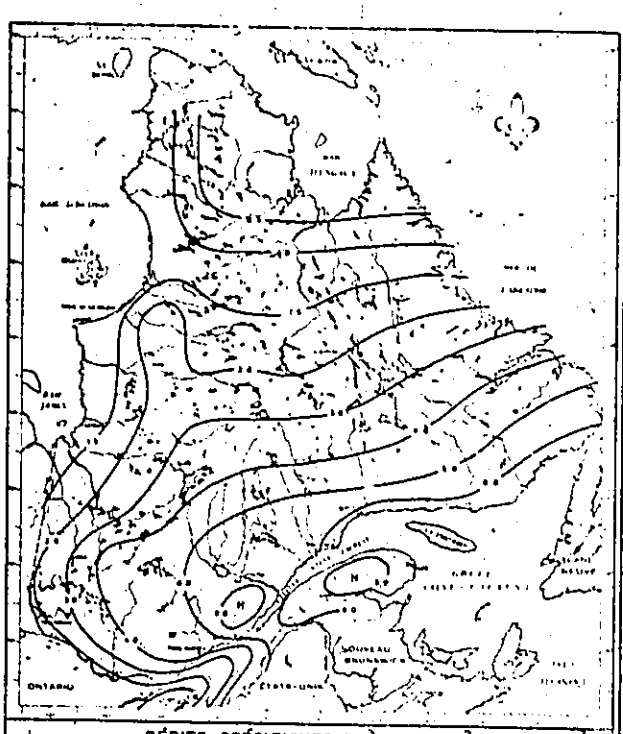
DÉBITS SPÉCIFIQUES (p.³/s. par mi.²)
1962-72
MARS

D



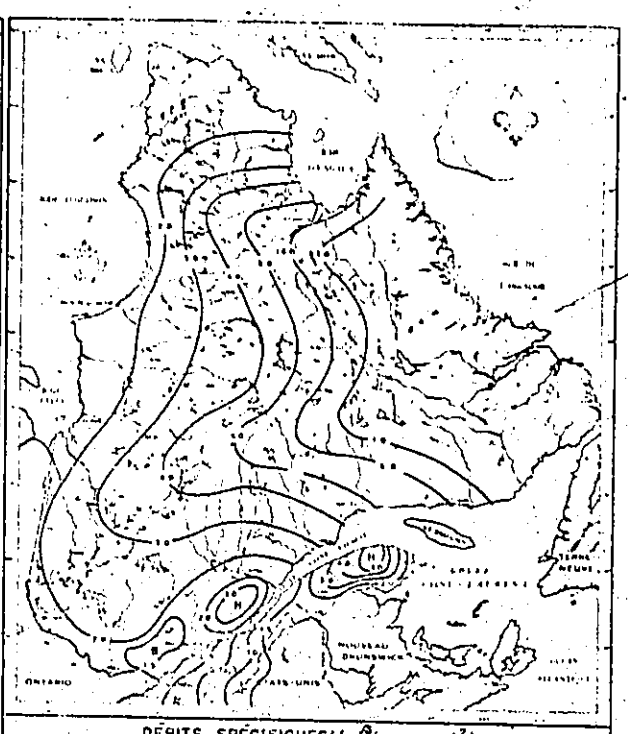
DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi³/s. par mi.²)
1962-72
AVRIL

E



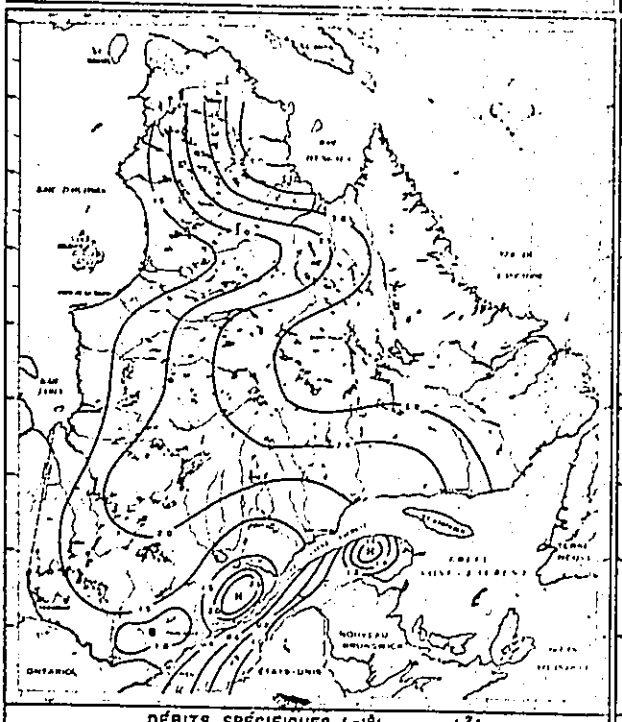
DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
MAI

F



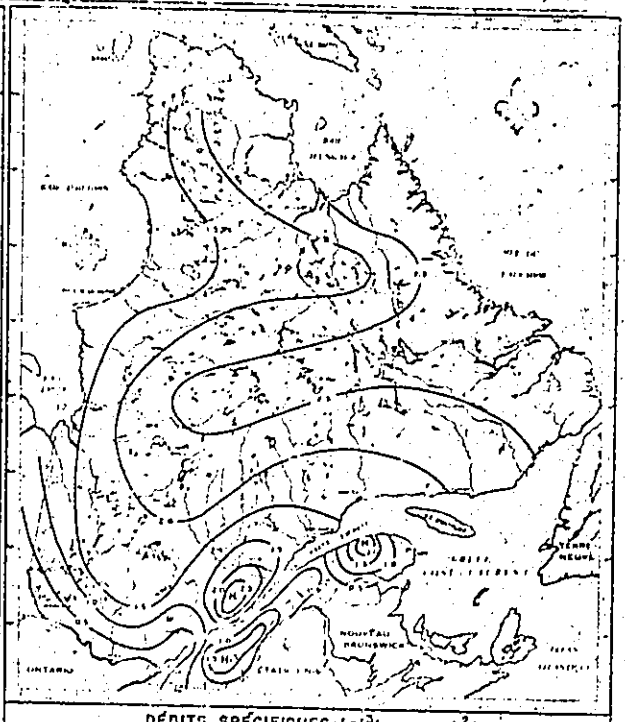
DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
JUIN

G



DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
JUILLET

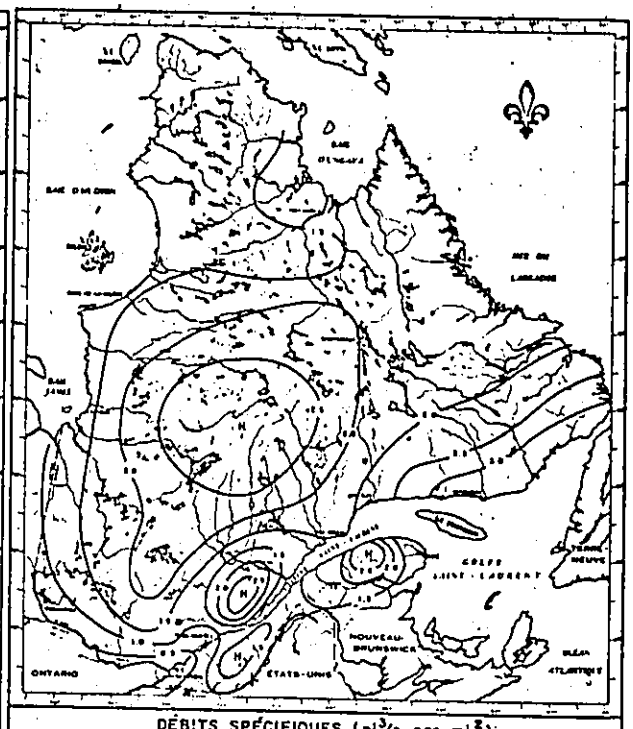
H

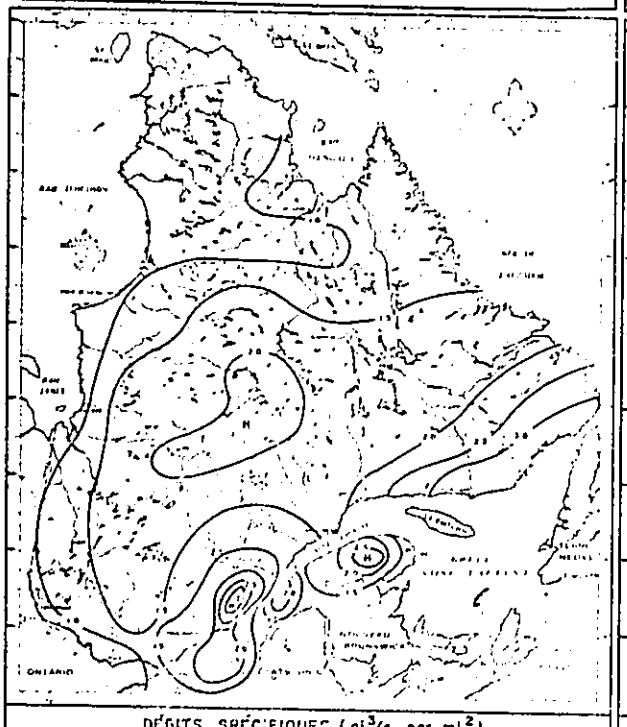


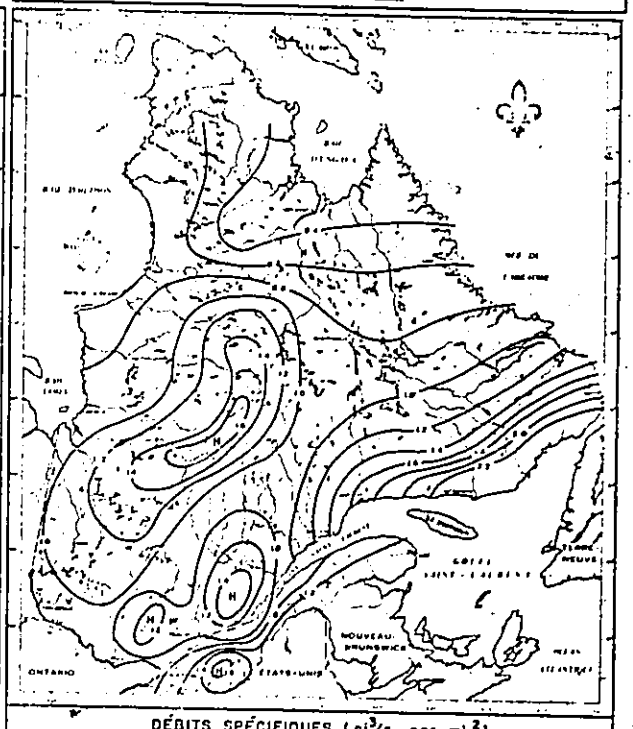
DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
AOÛT

I

DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
SEPTEMBRE
J


DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
OCTOBRE
K


DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
NOVEMBRE
L


DÉBITS SPÉCIFIQUES (pi.³/s. par mi.²)
1962-72
DÉCEMBRE
M

faibles à moyens surtout vers l'est.

2.6.2 Les débits journaliers et les crues

Quatre rivières réparties sur la Moyenne Côte Nord et dont le Min. des Rich. Nat. du Québec possède un temps d'observation assez long ont été prises en considération; elles sont par ordre décroissant d'importance: la Moisie (1965 à 1977), Romaine (1956 à 1977), au Tonnerre (1947 à 1977) et des Rapides (1947 à 1977).

On s'aperçoit d'abord que le ratio entre les plus petits débits journaliers annuels moyens et les plus grands est inversement proportionnel à la dimension des cours d'eau: de 1,2 m ^{3}/s., soit un ratio de 1/20 pour la des Rapides, de 15,7 m ^{3}/s. à 36,0 m ^{3}/s., soit un ratio de 1/2,3 pour la rivière au Tonnerre, de 254 m ^{3}/s. à 425 m ^{3}/s., soit un ratio de 1/1,7 pour la Romaine, et enfin, de 434 m ^{3}/s. à 562 m ^{3}/s., soit un ratio de 1/1,3 pour la Moisie.

La période d'étiage d'hiver est cependant la même pour tous avec des débits minima en février ou mars. Pendant ces deux mois, les débits journaliers mensuels moyens varient de 0,9 à 14,7 m ^{3}/s. pour la des Rapides, de 1,6 à 22,0 m ^{3}/s. pour la rivière au Tonnerre, de 54 à 249 m ^{3}/s. pour la Romaine, et de 66 à 221 m ^{3}/s. pour la Moisie. Les minima journaliers absolus sont de 0,54 m ^{3}/s. en 1975 sur la des Rapides, de 1,47 m ^{3}/s. en 1950 et 1957 sur la rivière au Tonnerre, de 48 m ^{3}/s. en 1965 sur la Romaine, et de 62 m ^{3}/s. en 1975 sur la Moisie. Une deuxième petite période d'étiage se manifeste au mois de septembre. Ce petit étiage est bien apparent sur la des Rapides, dont

les débits journaliers mensuels moyens varient alors de 2,3 à 36,0 m ^{3}/s., sur la rivière au Tonnerre, dont les débits varient de 3,1 à 36,9 m ^{3}/s., et sur la Romaine, dont les débits varient de 93,3 à 654,0 m ^{3}/s. Quant à la Moisie, cet étiage semble se situer plutôt au mois d'août avec des débits de 336 à 648 m ^{3}/s.

La crue de printemps débute toujours vers le milieu ou la fin d'avril, passe par un maximum entre la fin de mai et le milieu de juin pour se terminer à la fin de juin. La rivière Romaine semble être un peu déphasée puisque la crue ne débute que vers la fin d'avril et se termine généralement vers le milieu de juillet. Les débits journaliers mensuels moyens maxima varient alors entre 33 et 108 m ^{3}/s. pour la des Rapides, entre 46 et 110 m ^{3}/s. pour la rivière au Tonnerre, entre 510 et 1635 m ^{3}/s. pour la Romaine, et entre 711 et 1968 m ^{3}/s. pour la Moisie. Les maxima journaliers sont de 226 m ^{3}/s. pour la des Rapides, en 1976, de 408 m ^{3}/s. pour la rivière au Tonnerre en 1959, de 2436 m ^{3}/s. pour la Romaine en 1959 et de 4050 m ^{3}/s. pour la Moisie en 1966. Une petite crue d'automne est généralement centrée sur le mois de novembre ou sur le mois de septembre dans le cas de la Moisie. Les débits journaliers moyens mensuels varient alors de 5 à 48 m ^{3}/s. pour la des Rapides, de 8 à 86 m ^{3}/s. pour la rivière au Tonnerre, de 167 à 576 m ^{3}/s. pour la Romaine, et de 363 à 906 m ^{3}/s. pour la Moisie.

Cependant, les maxima absolus ne se situent pas toujours au printemps, il y en a parfois à l'automne et ils sont toujours dûs à des crues d'orages. Le maximum journalier absolu a été atteint le 4

novembre 1966 sur la des Rapides avec un débit de 254 m ^{3}/s. atteint le 16 juin 1959. Le maximum absolu a été atteint le 27 octobre 1959 sur la rivière au Tonnerre avec un débit de 828 m ^{3}/s., tandis que d'autres maxima ont été atteints les 13 décembre 1950 (498 m ^{3}/s.) et le 16 juin 1959 (408 m ^{3}/s.), tandis que la crue du 4 novembre 1966 était moins perçue (297 m ^{3}/s.). Le maximum absolu a été atteint le 6 juin 1966 sur la Romaine avec un débit de 2 436 m ^{3}/s. La crue du 16 juin 1959 ne s'y est pas faite sentir et celle du 4 novembre 1966 sur les petites rivières s'est faite sentir le 6 novembre avec un débit de 1 065 m ^{3}/s. Enfin, le maximum absolu a été atteint le 2 juin 1966 sur la Moisie avec un débit de 4 050 m ^{3}/s. et un deuxième maximum a été atteint le 21 mai 1976 avec 3 390 m ^{3}/s. On n'a pas de donnée pour la crue du 16 juin 1959, mais celle du 4 novembre 1966 sur les petites rivières s'est faite sentir au maximum le 5 novembre sur la Moisie avec un débit modéré de 1 710 m ^{3}/s.

Les crues exceptionnelles sur la Côte Nord entraînent presque toujours des phénomènes catastrophiques. Par exemple, l'immense "coulée en ravin" (gully flow) de la rive est de la Moisie (Section 4.2.3b) a débuté précisément les 16 juin 1959 et 4 novembre 1966.

Aucune étude n'a encore été faite sur le temps de réponse des bassins de la Côte Nord, mais la nature rocheuse de la majeure partie de leur surface n'en fait sûrement pas des bons magasins et le temps de réponse doit être relativement court.

Par contre, une étude de ruissellement a été faite récemment (COUTURE, 1978) sur la rivière aux Rats-Musqués, tributaire de la Ma-

tamek, pour quelques crues estivales. Sur ce petit bassin de 164 km^2, les débits maxima de 5 crues de 1971 et de 1972 varient entre 13 et 71 m^3/s. avec une moyenne de 37 m^3/s. Le temps de montée vers ces débits varie entre 24 et 36 heures, avec une moyenne de 30 heures et il est indépendant de l'importance du débit. Quant au temps de base, c'est-à-dire la durée de la crue, il varie de 75 à 207 heures, avec une moyenne de 118 heures et il est aussi indépendant de l'importance du débit. Les crues étudiées ne seraient cependant pas très importantes puisque BARABÉ (1972) a estimé qu'il pourrait y avoir une crue de 181 m^3/s. par 10 ans, une crue de 211 m^3/s. par 20 ans, une crue de 249 m^3/s. par cinquante ans et enfin une crue centenaire de 278 m^3/s.

2.6.3 L'englacement des rivières, des lacs et des baies

L'englacement des nappes d'eau est de façon générale hâtif et le déglacement tardif (Fig. 61B). Selon ALLEN (1964), l'englacement des lacs et des baies se fait vers le 20 novembre près de la côte et le déglacement vers le 20 mai; un peu plus à l'intérieur l'englacement se fait vers le 10 novembre, tandis que le déglacement se fait entre le 1er et le 10 juin. La période d'englacement des lacs et des baies est donc d'un peu plus de la moitié de l'année, soit 185 jours sur la côte et 215 jours à l'intérieur. L'englacement des rivières se fait entre le 20 novembre à l'intérieur et le 1er décembre sur la côte. Le déglacement se produit approximativement entre le 5 mai sur la côte et le 15 mai à l'intérieur, soit une période d'englacement un peu plus courte que pour celle des lacs et des baies.

2.7 Le climat marin

Le terme de "climat" marin a évidemment été emprunté à la climatologie de l'atmosphère. Le bien fondé de cette terminologie est que les masses d'eau se comportent comme les masses d'air.

2.7.1 La circulation générale des masses d'eau

La circulation des masses d'eau en surface se fait dans le sens anti-horaire dans tout le golfe du Saint-Laurent pendant toute l'année.

En été (Fig. 10), selon TRITES (1971) et EL-SABH (1974), une circulation d'est en ouest affecte toute la Côte Nord, du détroit de Belle-Isle jusqu'à la pointe des Monts, où un mouvement gyratoire anti-horaire incorpore ces eaux aux eaux du fleuve en un courant de plus de 50 à 70 cm/s. (16 à 32 km/jour) le long de la côte de la Gaspésie. A ce mouvement est intimement lié le courant froid du Labrador qui se fait sentir tout au long de la Côte Nord (BEAUGÉ, 1956). Mais la carte de EL-SABH (1974) pour le mois de juin (Fig. 64) diffère un peu de celle de TRITES (1971) pour l'ensemble de l'été (Fig. 10). En effet, le premier indique contrairement au deuxième un courant est-ouest le long de la côte entre la pointe des Monts et Baie-Comeau ainsi qu'un autre sur la côte nord de l'île d'Anticosti.

En hiver (février-mars), la circulation (Fig. 65) se complique un peu surtout qu'il manque de données le long de la côte immédiate. Mais d'une façon générale, selon EL-SABH & JOHANNESSEN (1971), la circulation se fait d'est en ouest à l'ouest de Sheldrake et d'ouest

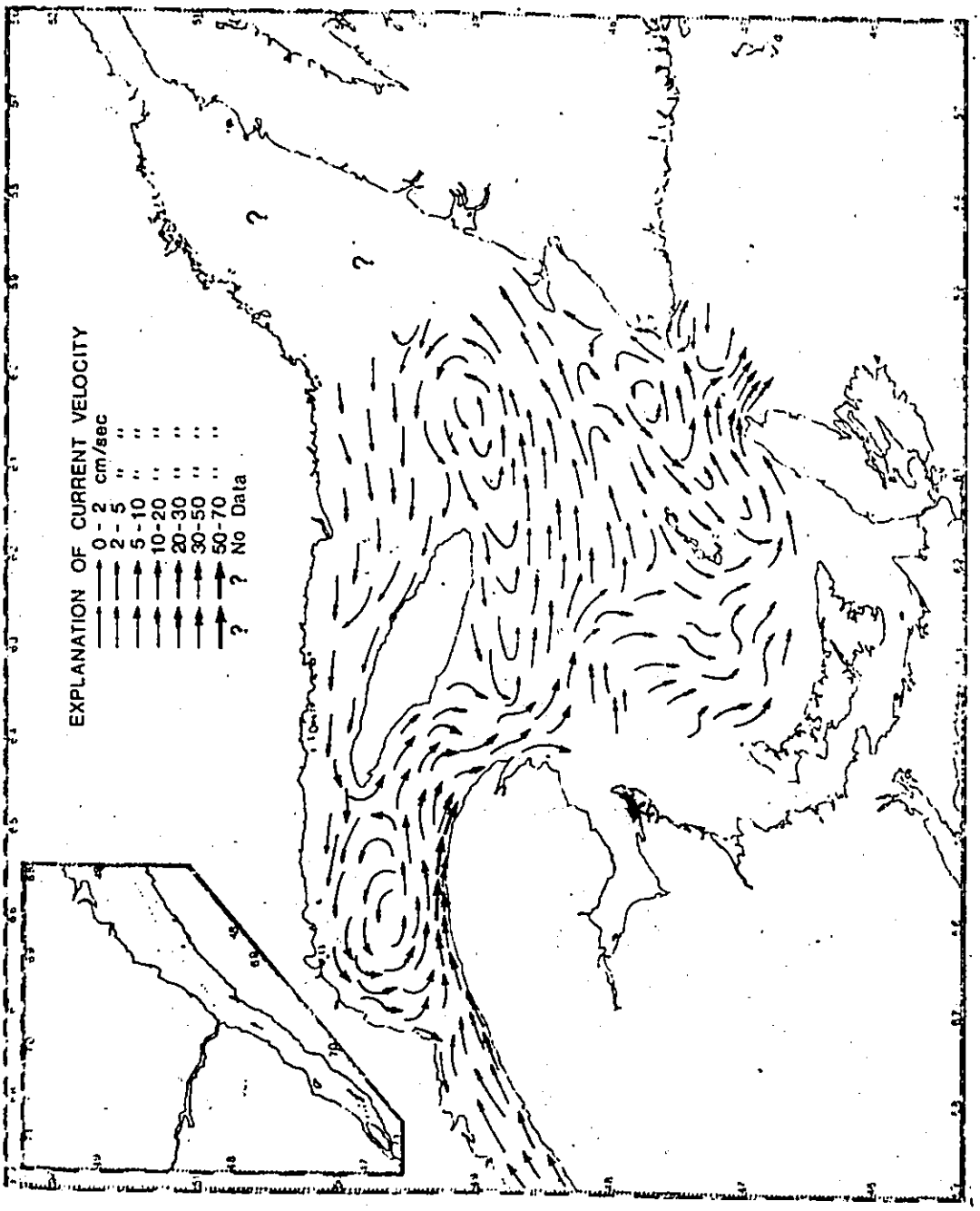


Fig. 64 - CIRCULATION DES EAUX DE SURFACE DU GOLFE DU SAINT-LAURENT EN JUIN (EL-SABH, 1974)

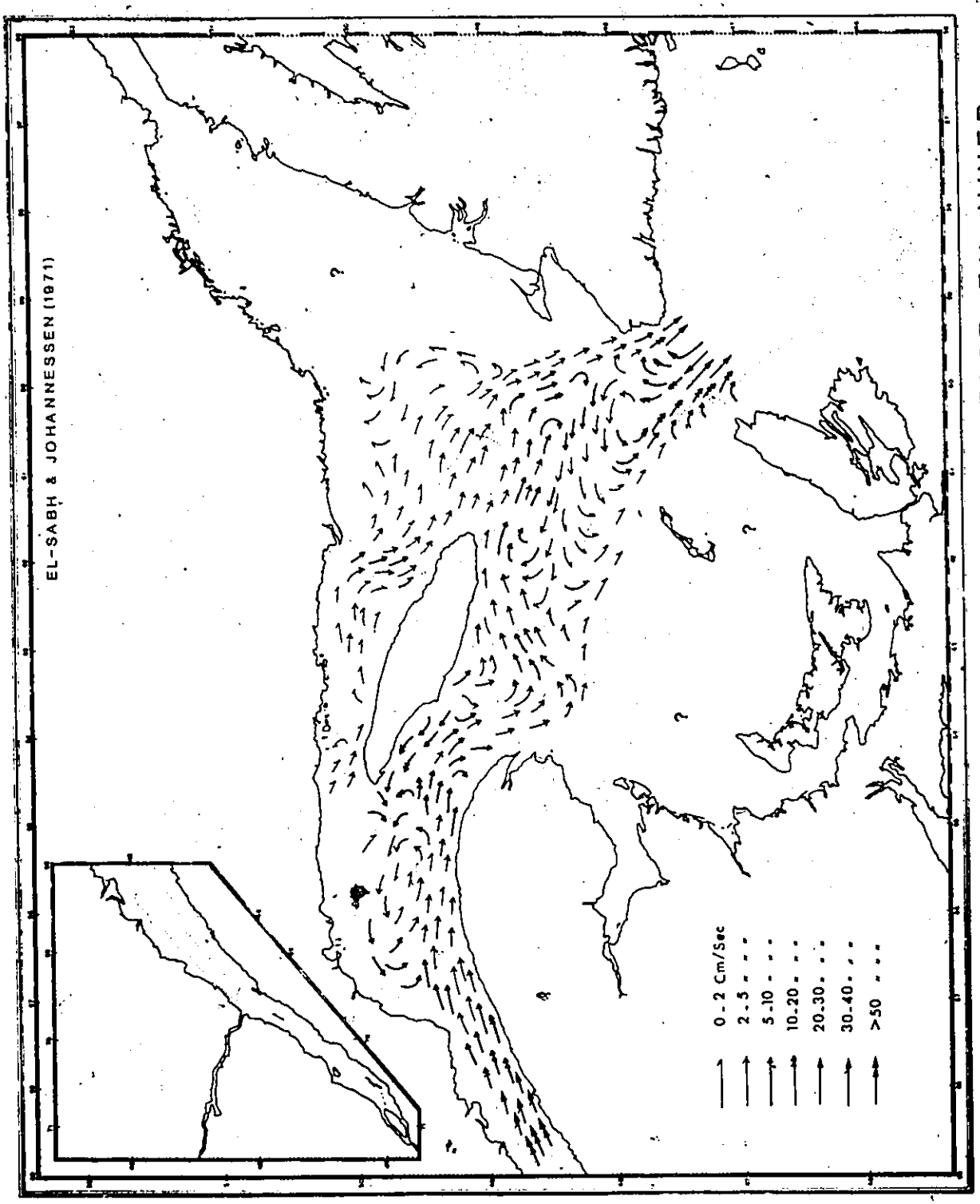


Fig. 65 - CIRCULATION DES EAUX DE SURFACE EN HIVER

en est entre Sheldrake et Natashquan au moins.

2.7.2 Les températures et les salinités

Les eaux sont toujours de fortement polyhalines à euhalines et varient entre 26 et 32‰ dans l'ensemble du golfe du Saint-Laurent (LORING & NOTA, 1973). Quant aux températures elles sont froides tout au long de l'année même en été, surtout à cause du courant froid du Labrador qui longe toute la côte. Selon WILSON (1973) elles atteignent environ 6° C en mai à l'ouest d'Anticosti et 2 à 3° C à l'est. Les températures les plus chaudes de l'année sont atteintes en juillet avec de 10 à 14° C seulement, c'est-à-dire qu'elles sont encore trop froides pour la baignade.

2.7.3 Les concentrations de glace

D'une façon générale selon ALLEN (1964) la glace persisterait dans les baies de la Moyenne Côte Nord de la fin de novembre jusqu'à la fin de mai, soit environ 6 mois (Fig. 61B). Dans la région des Sept-Îles MOIGN (1972) et ALLEN (1964) affirment que le pied de glace persiste sur les plages exposées de décembre jusqu'au tout début d'avril, soit l'équivalent de 4 mois.

En haute mer maintenant les concentrations de glace proviennent de trois sources selon EL-SABH (1969): les champs de glace qui se forment localement dans le golfe, la glace qui provient du fleuve et de l'estuaire, et celle qui entre à la faveur du courant du Labrador par le détroit de Belle-Isle. Selon MATHESON (1967) l'englacement dé-

buterait véritablement vers le début de janvier (Fig. 66), atteindrait un maximum vers le 26 février et se terminerait pratiquement vers le 21 mai.

Sur la Côte Nord l'englacement a tendance à être plus tardif à cause des vents prédominants du nord-nord-ouest au nord-nord-est. Ces vents poussent d'ailleurs les glaçons vers le large de sorte que le transport des matériaux glaciels vers le sud est important comme on peut le constater sur les îles de Mingan (Section 4.2.4a). L'englacement de la Moyenne Côte Nord débute réellement vers le 15 janvier. De cette date à la mi-février la concentration est de 40-60%. De la mi-février au début de mars on atteint un maximum de 70-90%, excepté entre les îles de Mingan et Natashquan où le couvert demeure toujours à 40-60%. Dès la mi-mars cependant la concentration est revenu à 40-60% tandis qu'elle n'est plus que de 10-30% entre les îles de Mingan et Natashquan. A la fin de mars la concentration de 10-30% s'étend à toute la Moyenne Côte Nord qui commence à se libérer complètement de l'ouest à l'est dans les premiers jours d'avril car dès la mi-avril elle est entièrement libérée.

A cette période la glace se retire et vers la plate-forme des Maritimes au sud-ouest et vers le détroit de Belle-Isle au nord-est où la glace persiste jusqu'à la fin de mai. Cependant les glaces de dérive transportées par le courant du Labrador par le détroit de Belle-Isle peuvent persister jusqu'à la fin de juin à l'est de Natashquan et gêner la navigation.

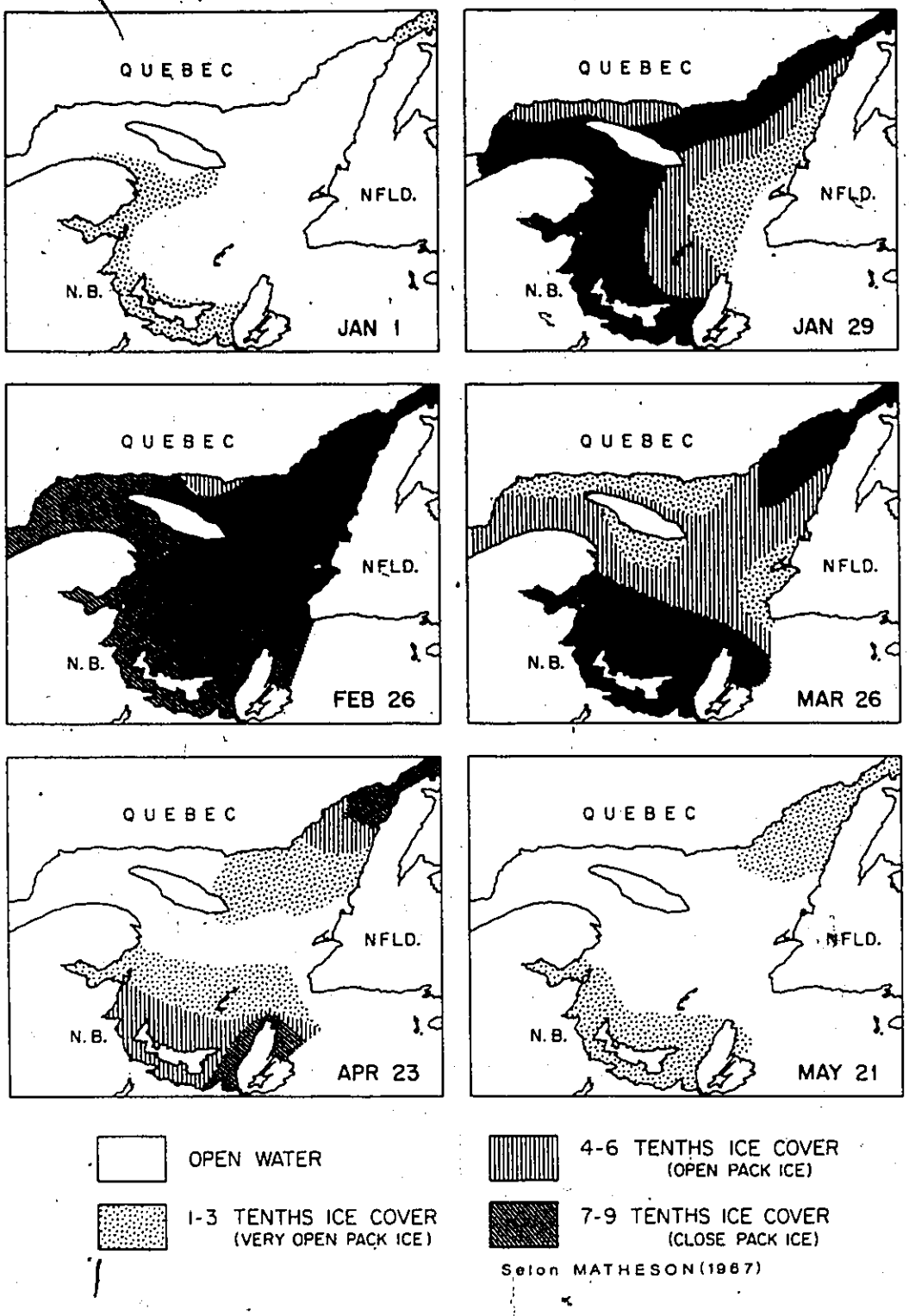


Fig. 66 - CONCENTRATIONS DE GLACE

2.7.4 Les marées et les courants de marée

Le mouvement anti-horaire de propagation des marées est le même que celui des grands courants marins, ce qui n'est pas sans influencer les courants de dérive (Section 4.2.4a) surtout qu'une partie des vents dominants d'été vient de ESE au NNE (Section 2.5.4). Les marées, qui sont semi-diurnes, se propagent à partir du détroit de Cabot (FARQUHARSON, 1962) et leur amplitude augmente en remontant l'estuaire jusqu'à Québec, soit d'est en ouest sur la Côte Nord (Tableau 5). Ce sont cependant des marées moyennes ou mésotidales.

Les courants de marée connus (British Admiralty, 1943) à l'ouest de la pointe des Monts, dans la région de l'île aux Oeufs et dans les archipels des Sept-Îles et de Mingan indiquent tous un flot vers l'ouest et un reflux vers l'est. Dans la région des Sept-Îles, par exemple, le flot entre dans la baie en passant entre la terre ferme et l'île Grande Basque, alors que le reflux se fait plus au large entre la presqu'île Marconi et la Grande Basque. Le flot est donc le seul courant qui ait une action sur le littoral (Section 4.2.4a).

2.7.5 Les vagues (Tableau 5)

Selon PLOEG (1971), les hauteurs moyennes de vagues varient de 0,6 à 1,6 m le long de la Côte Nord pendant l'année. Aux sept-Îles, elles sont de 0,6 m en été et de 0,8 m en hiver, avec une moyenne de 0,9 m. A l'ouest de l'île d'Anticosti, elles sont de 0,8 m en été et de 1,2 m en hiver, avec une moyenne de 0,9 m. A l'est d'Anticosti, elles sont de 0,9 m en été et de 1,6 m en hiver, avec une moyenne de

TABLEAU 5 - VALEURS DE MARÉES SUR LA CÔTE NORD

LOCALISATION	MOYENNES (m)			EXTRÊMES (m)		
	HAUTES	BASSES	AMPL.	HAUTES	BASSES	AMPL.
Baie-Comeau	3,7	0,9	2,8	4,4	0,2	4,2
Pointe des Monts	3,2	0,7	2,5	3,9	0,0	3,9
Îlets-Caribou	3,3	0,8	2,5	4,1	0,2	3,9
Port-Cartier	2,7	0,4	2,3	3,4	-0,2	3,6
Sept-Îles	2,7	0,4	2,3	3,4	-0,2	3,6
Mingan	2,0	0,4	1,6	2,5	0,0	2,5
Havre-St-Pierre	1,8	0,3	1,5	2,3	-0,1	2,4
Baie-Johan-Beetz	1,3	0,4	0,9	1,7	-0,2	1,9
Natashquan	1,5	0,2	1,3	2,0	-0,2	2,2
Harrington Harbour	1,8	0,4	1,4	2,3	-0,1	2,4
Blanc-Sablon	1,6	0,4	1,2	1,9	0,1	1,8

Compilation d'après les cartes marines

1,1 m. Enfin, au cap Whittle, elles sont de 1,1 m en été et de 1,4 m en hiver, avec une moyenne de 1,1 m. Selon cet auteur, on peut cependant s'attendre à voir des vagues beaucoup plus hautes au moins une fois par année, soit de 4,9 m aux Sept-Îles, 5,8 m au cap Whittle, 6,1 m à l'est d'Anticosti et 7,9 m à l'ouest d'Anticosti. Par exemple, C.D. Howe Co. Ltd. (1961) rapporte des vagues de l'ordre de 5,8 m de hauteur lors de la tempête du 17 décembre 1960 aux Sept-Îles; d'autres tempêtes semblables auraient eu lieu au moins en 1934, 1945 et 1955, soit une fois par 5 ou 10 ans. Ces tempêtes causent de grands dommages au littoral et aux structures (Section 6.2.1).

3. LES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

L'utilité de la stratigraphie et de la sédimentologie est incontestable dans l'étude de l'évolution côtière (ZENKOVICH, 1967). Une telle étude devant être accompagnée de forages qui sont fort coûteux, c'est la raison principale qui oblige la majorité des chercheurs à se confiner à l'étude de secteurs restreints, au détriment de vues régionales de plus en plus en demande dans notre ère "écologique". Sur la Moyenne Côte Nord les forages sont peu nombreux, excepté dans les régions de Longue-Pointe-de-Mingan et de Moisie, où ils ne sont pas toujours très profonds et atteignent rarement le substratum rocheux (Fig. 3).

Malgré cela de nombreuses coupes le long du littoral, des cours d'eau et de la route 138 ont permis d'établir la stratigraphie et de définir les faciès des différentes formations. L'analyse des faciès est particulièrement importante pour définir les processus de sédimentation qui ne sont souvent pas identifiables à priori. Ainsi, la comparaison de la valeur des paramètres et de l'allure des courbes granulométriques permettent, mais parfois avec d'autres critères, de définir la genèse des différents sédiments fins, sableux ou graveleux et des diamictons. Par exemple, comme cette thèse est axée sur les littoraux, il est essentiel de pouvoir identifier sans équivoque les faciès de leurs sédiments.

3.1 La méthodologie

3.1.1 Les travaux de terrain

Les principaux levés de terrain ont été effectués pendant les étés 1974, 1975 et 1976. Durant l'été 1977 on a procédé à des vérifications ponctuelles.

La faible accessibilité du terrain a été compensée par d'importants travaux de photo-interprétation dont les étapes sont décrites en appendice IV.

3.1.2 Les analyses granulométriques

Près de 350 analyses granulométriques, dont environ 90 pour le seul bassin de la rivière Matamek, ont été effectuées au Laboratoire de géographie physique de l'Université de Sherbrooke.

La fraction graveleuse a été analysée avec une série de tamis Tyler dont les ouvertures de mailles se situent entre 2 et 31,5 mm; pour la fraction sableuse, on a utilisé une série de tamis AFNOR dont les ouvertures de mailles se situent entre 0,05 et 1,6 mm; tandis que les fines furent analysées par décantation dans une solution dispersante, le pyrophosphate de sodium à N32,5, au moyen de densimètres de Mériaux.

Les données de l'analyse granulométrique ont été consignées en pourcentages cumulés sur un graphique à échelle de probabilité. Les diamètres des particules ont été reportés en unités ϕ sur l'abisse où se situe une échelle de conversion de Wentworth modifiée. Selon

cette échelle, les classes sont les suivantes:

- Gravier: > 2,000 mm
- Sable grossier: 2,000 - 0,500
- Sable moyen: 0,500 - 0,250
- Sable fin: 0,250 - 0,062
- Silt: 0,062 - 0,004
- Argile: < 0,004

Dans la présente étude, les sédiments où il y a plus de 10% de gravier sont considérés graveleux.

Des courbes granulométriques de la fraction sableuse (> 2 mm) ont été établies pour chacun des échantillons, ainsi que des courbes de la phase totale (tous diamètres) pour les échantillons nettement graveleux ou les diamictons. Ces courbes permirent de noter les percentiles (P) nécessaires au calcul des paramètres granulométriques selon les formules de FOLK & WARD (1957) présentées en appendice IV.

Ces paramètres ont été calculés par ordinateur avec le programme GRANULO (Jean Castonguay, non publié).

L'analyse des types de courbe en relation avec les valeurs des différents paramètres granulométriques a ensuite été faite avec l'aide de différents travaux présentés en appendice IV (BILLY, 1954; FOLK, 1968; FOLK & WARD, 1957; FRIEDMAN, 1961 et 1962; KING, 1972; KUKAL, 1970; LANG & LUCAS, 1967; PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1973; VISHER, 1969).

3.1.3 La cartographie des formations meubles

Un agrandissement au 1: 25 000^{e} de la carte au 1: 50 000^{e} avait été adopté pour faire les levés de base afin de pouvoir reporter plus fidèlement les données des photographies au 1: 15 840^{e} et de pouvoir par la suite réduire tout aussi facilement à une carte finale au 1: 50 000^{e}. Cependant, on s'est rapidement rendu compte que pour cartographier les éléments d'évolution d'un littoral, le 1: 25 000^{e} est déjà une échelle petite et qu'une échelle de généralisation au 1: 100 000^{e} n'éliminait pas trop de renseignements par rapport au 1: 50 000^{e} et qu'elle permettait une vision plus globale des phénomènes.

La cartographie détaillée au 1: 25 000^{e} a été établie avec une légende chronostratigraphique des formations meubles par type d'environnement (Fig. 67). Afin de faciliter la reproduction, chaque unité a été cartographiée au moyen d'un agencement de chiffres et de lettres excepté le littoral actuel qui, par souci d'exactitude, a été cartographié au moyen de symboles représentatifs de la lithologie. Lorsque des puissances des formations ont pu être déterminées, elles sont indiquées sous forme de coupes stratigraphiques dans la zone homogène qu'elles représentent; les données représentent toujours les puissances maximales observées.

La cartographie généralisée au 1: 100 000^{e} (Fig. 68) a été établie de la même façon que la cartographie détaillée, sauf qu'il n'y a aucune indication de puissance des formations. Il n'y a plus que huit environnements: le glaciaire (1) qui regroupe les unités 1

Fig. 67 - Chronostratigraphie des environnements quaternaires de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent

CHRONOSTRATIGRAPHIE		ENVIRONNEMENTS	LITHOSTRATIGRAPHIE	
ÂGE	ÉTAGE		UNITÉS	FORMATIONS
SAINT-LAURENT	SUPÉRIEUR	Littoral et glaciel marin (éolien localisé)	SYMBOLES	Vase, sable, gravier et blocs
		Fluviatile	12	Silt, sable, gravier et blocs
		Paludéen	11	Matières organiques
GOLDTHWAITIEN		Gravitaire	10	Diamicton de glissement et d'éboulis
		Fluviatile	9	Silt, sable et gravier
		Éolien	8	Sable
		Littoral lacustre	7	Sable
		Littoral et glaciel marin	6	Vase, sable, gravier et blocs
		Estuarien ou prodeltaïque et deltaïque marin	5	Silt, sable et gravier
	MOYEN ET INFÉRIEUR	Glacio-lacustre / Marin	4a / 4	Argile, silt argileux ou silt et sable d'eau profonde
WISCONSINIEN	TERMINAL	Fluvioglaciaire	3	Sable et gravier
		Glaciaire de récession	2	Till associé à un complexe morainique
	SUPÉRIEUR (LAURENTIDIEN)	Glaciaire de progression	1	Till de logement

et 2, le fluvioglaciaire (2), le glacio-lacustre (3), le marin (4) qui regroupe les unités 4, 5, 6, l'éolien (5), le fluviatile (6) qui regroupe les unités 9 et 12, le gravitaire (7) et le paludéen (8). Les variations internes de ces environnements sont ici plus adéquatement représentées par une symbolisation géomorphologique.

3.2 La description des formations selon leur environnement

Chaque formation est d'abord située d'une façon générale et ses variations de puissance sont indiquées. Elle est ensuite caractérisée par sa texture, ses structures sédimentaires, sa famille de courbes granulométriques types et ses paramètres granulométriques de la fraction sableuse.

3.2.1 Le glaciaire

Les sédiments associés à l'environnement glaciaire sont généralement des diamictons. On peut les subdiviser en quatre formations selon leurs modalités de sédimentation: till de logement, till remanié et d'ablation, till associé au complexe morainique de Manitou-Matamek, sédiments glacio-marins. De plus, un diamicton glaciel est traité ici à cause de ses caractéristiques similaires.

a) Le till de logement

D'après sa position, le till de logement est subdivisé en till laurentidien ou continental et en till laurentien ou en position sur le plancher sous-marin. Cette distinction résulte du fait que les

données de forage ne sont pas comparables aux prélèvements manuels.

Le till laurentidien se retrouve à toutes les altitudes mais principalement au-dessus de la limite marine de 130 m. Il est généralement représenté par des placages dans les dépressions du substratum rocheux. Entre les rivières au Tonnerre et Magpie cependant, on le retrouve plus fréquemment sous forme de petites plaines et l'épaisseur maximale relevée est de 15,2 m sur le versant de la Sheldrake (Site 760819-E). A l'ouest, DREDGE (1972) et TREMBLAY (1975) ont aussi noté l'absence fréquente de till; la première indique une épaisseur maximale de 6 m (DREDGE, 1973) et le deuxième une épaisseur maximale de 4,8 m près de la rivière des Rapides. Au sud TWENHOFEL & CONINE (1921) et TWENHOFEL (1928, 1938) n'ont vu que peu de till sur les îles de Mingan et l'île d'Anticosti mais BOLTON & LEE (1960) et ROBERGE (1977) indiquent qu'un till de 0 à 3 m d'épaisseur est fréquent sur cette dernière. Ils ajoutent que la lithologie du till est semblable à celle du substratum rocheux moins quelques éléments cristallins. Le till serait en grande partie responsable du mauvais drainage de surface en maints endroits.

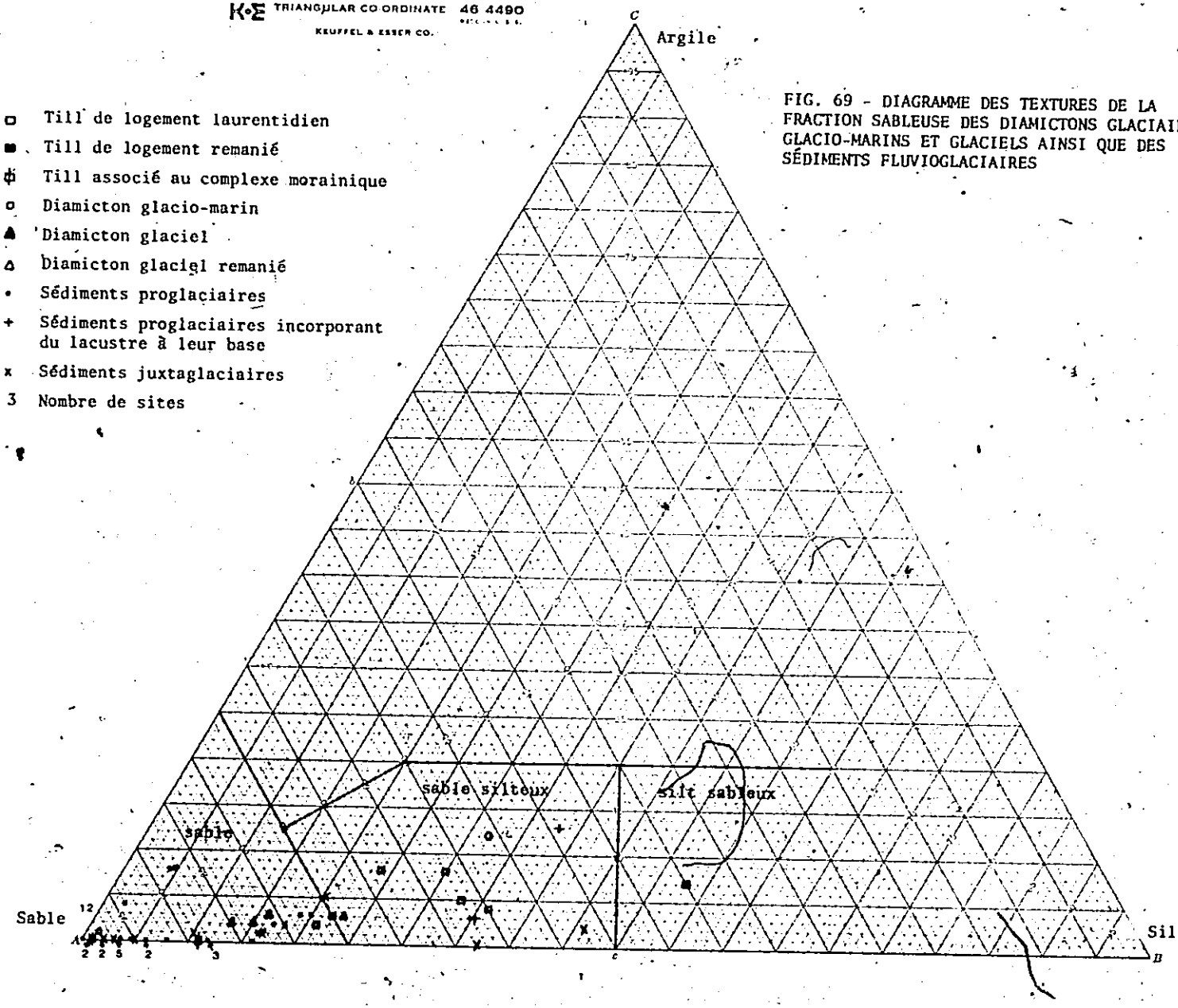
DREDGE (1976) a étudié la provenance de tous les matériaux du till laurentidien; ces matériaux sont d'origine locale, ce qui suggère un mode de mise en place basal plutôt que d'ablation (BOULTON, 1971).

Le till laurentidien est généralement compact, parfois fissile à la base (DREDGE, 1971), de gris pâle à foncé lorsque frais, mais gris-brun lorsqu'oxydé. Il est sans structure apparente et ses maté-

riaux varient d'anguleux à sub-anguleux. Sa texture, selon la classification de SHEPARD (1954) (Fig. 69), est typique des tills dérivés des roches granitiques (ELSON, 1961) de la partie orientale de la province du Bouclier Canadien (SCOTT, 1976) car ils sont non calcaires, à grain grossier avec peu d'argile. Selon la phase totale (Tableau 6), ils possèdent de 14 à 31% de gravier, de 45 à 57% de sable, de 20 à 31% de silt et de 2 à 4% d'argile. Cette texture correspond à celle que TREMBLAY (1975) a trouvée dans la région de Port-Cartier/Sept-Îles, soit 10 à 30% de gravier, 45 à 65% de sable et 10 à 30% de silt et d'argile; mais elle correspond un peu moins à celle de DREDGE (1976a) car ses textures sont plus sableuses puisque ses moyennes comprennent les tills associés aux complexes morainiques, soit 4 à 23% de gravier, 74 à 88% de sable et 3 à 12% de silt et d'argile.

La matrice (Tableau 6) du till laurentidien possède de 60 à 74% de sable, de 20 à 33% de silt et de 2 à 8% d'argile; elle est donc sablo-silteuse et sa moyenne se situe dans les sables fins à très fins, entre 2,7 Φ et 3,3 Φ. D'après la famille de courbes (Fig. 70), la matrice est très pauvrement classée (So = 2,15 à 2,79), ses éléments grossiers sont mieux classés puisque le coefficient d'asymétrie varie de symétrique à très fortement asymétrique positif (Sk = 0,04 à 0,33), et sa distribution varie de normale à légèrement leptokurtique (Kc = 1,01 à 1,14).

Le till laurentien correspondrait à un till de logement corrélatif du till laurentidien, mais que l'on retrouve enfoui sous les sédiments marins en général, ou sur le plancher du golfe du Saint-Laurent.



- Till de logement laurentidien
- Till de logement remanié
- Till associé au complexe morainique
- Diamicton glacio-marin
- Diamicton glaciel
- Diamicton glaciel remanié
- Sédiments proglaciaires
- \+ Sédiments proglaciaires incorporant du lacustre à leur base
- x Sédiments juxtaglaciaires
- 3 Nombre de sites

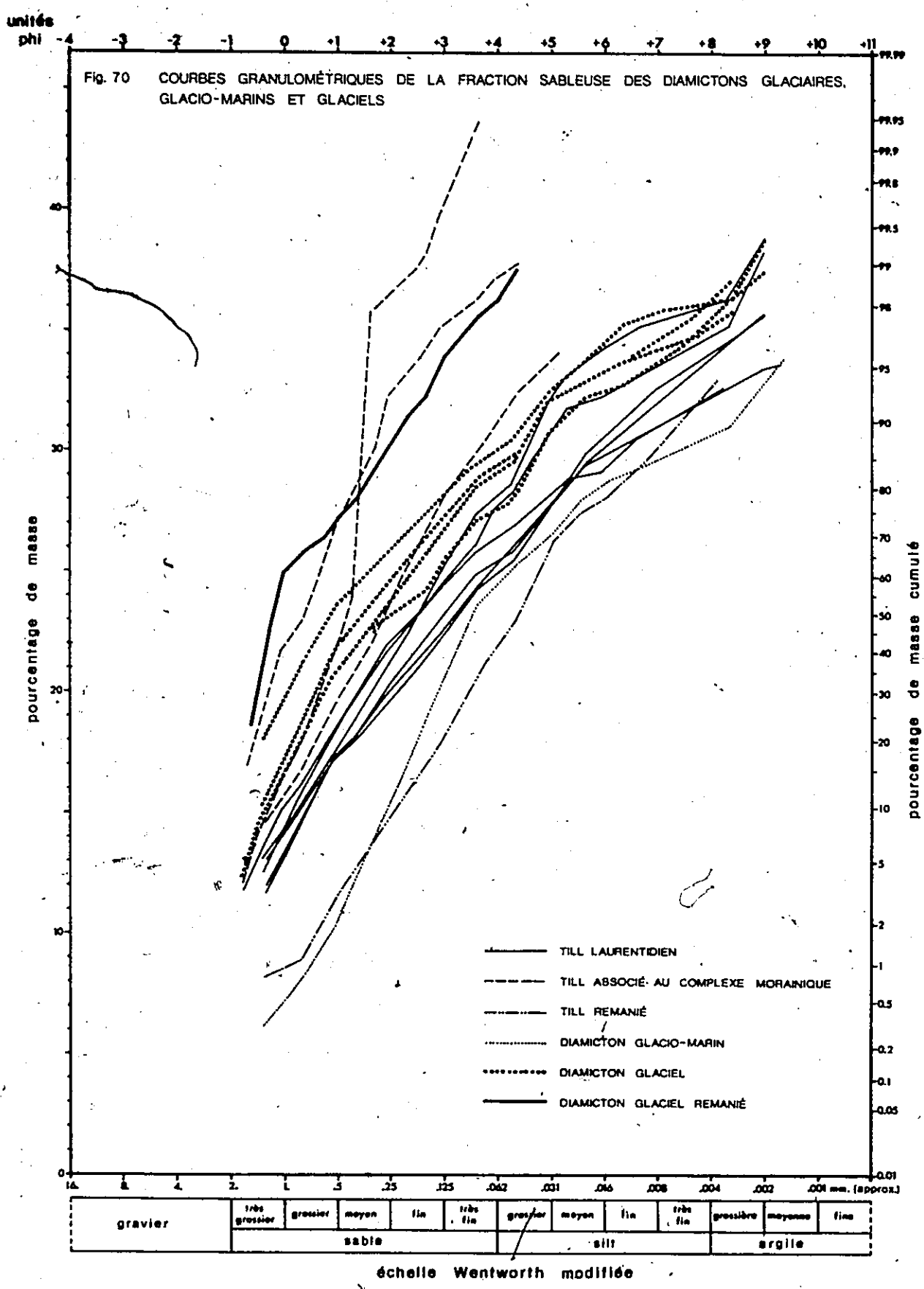
FIG. 69 - DIAGRAMME DES TEXTURES DE LA FRACTION SABLEUSE DES DIAMICTONS GLACIAIRES, GLACIO-MARINS ET GLACIELS AINSI QUE DES SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

TABLEAU 6 - VARIABILITÉ MOYENNE DES TEXTURES ET DES PARAMÈTRES SÉDIMENTAIRES

ENVIRONNEMENT	Phase totale (%)				Fraction sableuse						
	G	S	Si	A	S (%)	Si (%)	A (%)	Mz φ	So	Sk	Ke
GLACIAIRE											
• Till laurentien	26-42	52-57	6-17		-	-	-	-	-	-	-
Till laurentidien	14-31	45-57	20-31	2-4	60-74	20-33	2-8	2,7-3,3	2,15-2,79	0,04-0,33	1,01-1,14
• Till remanié	22	26	40	12	40	53	7	4,6	2,09	0,18	1,20
• Till (moraine)	27-50	40-73	0-6		89-100	0-11	-	0,5-2,0	0,66-1,61	0,17-(-0,63)	0,84-1,16
• Diamicton glacio-marin (matrice)	-	56	22	12	56	32	12	4,3	2,34	0,45	1,16
Diamicton glaciel	38-47	43-55	5-8	2-3	82-85	13-15	2-3	1,9-2,3	1,94-2,30	0,20-0,42	0,78-1,06
• Diamicton glaciel remanié	66	34	-	-	98	2	-	-0,6	0,15	0,89	3,69
FLUVIOGLACIAIRE											
Séd. juxtaglaciaires	51-87	12-52	1-15		62-97	10-38	1-5	1,3-3,3	1,45-2,44	0,17-0,61	0,92-1,17
Séd. proglaciaires d'épandage	25-69	25-75	0-4		93-99	1-7	0	0,6-1,4	0,83-1,61	0,27-(-0,04)	0,92-1,29
Séd. proglac. deltaïques	0-13	86-99	1	-	95-100	0-1	-	1,0-1,8	1,01-1,42	0,11-0,24	1,10-1,42
Séd. proglac. incorporant du lacustre	0-1	62-74	22-35	3	62-77	35-38	3	3,2-4,2	1,00-3,49	0,17-(-0,02)	0,83-1,26
GLACIO-LACUSTRE											
Séd. fins d'eau profonde	-	-	-	-	0-5	51-82	13-44	5,2-7,9	0,79-2,09	0,03-(-0,06)	0,82-1,21
• Séd. grossiers littoraux	-	-	-	-	85-97	3-11	0-4	1,8-3,3	0,71-0,79	0,16-0,20	1,12-1,87
Séd. fluvio-lacustres (silt)	-	-	-	-	1-3	96-99	0-1	5,3-5,5	0,67-0,79	0,20-0,30	1,11-1,43
Séd. fluvio-lacustres (sable)	-	-	-	-	99	1	-	2,0	0,48	0,28	1,07
MARIN											
Séd. fins d'eau profonde	-	-	-	-	10-20	56-70	20-34	6,7-7,4	2,01-2,46	-0,31-0,04	0,74-1,27
ESTUARIEN OU PRO-DELTAIQUE											
Séd. fins stratifiés	-	-	-	-	13-58	33-65	0-25	4,1-6,5	0,58-2,50	0,45-(-0,19)	0,76-2,02
DELTAIQUE MARIN											
Séd. sableux	-	-	-	-	98-100	0-2	0	0,4-2,3	0,48-1,01	↑	0,93-1,33
Séd. graveleux	24-89	36-69	0-1		99-100	0-1	0	0,4-1,0	0,61-1,06	0,32-(-0,12)	0,72-1,50
Séd. sablo-silteux de transition avec le prodeltaïque	-	-	-	-	43-70	28-52	1-9	3,4-4,5	1,75-2,19	↓	1,11-1,89
LITTORAL											
• Vaseux	-	-	-	-	9-32	50-71	15-20	5,2-6,0	2,11-2,37	0,49-0,63	1,20-1,49
• Graveleux calcaire	78-95	4-22	0-1	0	75	22	5	2,2	2,35	0,45	0,86
Graveleux cristallin	19-61	39-75	0	0	99-100	0-1	0	(-0,03)-(-0,21)	↑	↑	↑
Sableux	-	-	-	-	99-100	0-1	0	0,8-1,9	0,30-0,64	0,18-(-0,08)	0,86-1,17
ÉOLIEN											
• Sable	-	-	-	-	100	-	-	1,7-2,0	0,16-0,54	0,06-0,16	1,15-1,19
FLUVIAL											
Séd. graveleux	12-20	87-93	-	-	100	-	-	0,7-1,2	0,82-0,89	(-0,21)-(-0,27)	1,02-1,22
Séd. sableux et silteux	-	-	-	-	55-100	10-41	0-14	1,8-4,0	0,71-1,06	0,14-0,43	0,94-1,19
GRAVITAIRE											
• Dérivé de séd. prodeltaïques et/ou marins	-	-	-	-	30	55	15	5,3	2,23	0,55	1,10

• Échantillonnage trop limité

Fig. 70 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DE LA FRACTION SABLEUSE DES DIAMICTONS GLACIAIRES, GLACIO-MARINS ET GLACIELS



U. de S.

La première mention de la présence de till sous les sédiments marins a été faite par FAESSLER (1942a) dans la région des Sept-Îles. Selon LAVERDIÈRE (1954), les dépôts de moraine glaciaire de FAESSLER (1942a) et aussi de FAESSLER (1942b) et de FAESSLER & SCHWARTZ (1941) seraient tout simplement des blocs glaciels, puisqu'il n'a vu aucun till sous la limite marine. Cependant, Benoît Robitaille mentionne la présence de till sous les sédiments marins dans la baie des Sept-Îles (DUMONT, 1952). En effet, selon des forages du Ministère de la Colonisation du Québec on retrouverait jusqu'à environ 7 m de "débris morainiques" (gros blocs, gravier et sable) tapissant le substratum rocheux sous un maximum de 57 m de sédiments marins stratifiés. D'un autre côté, CONLON (1966) note la présence fréquente d'une mince couche de till entre les sédiments estuariens et le substratum rocheux dans le secteur de la rivière Toulnustouc dans le bassin de la Manicouagan tandis que SIMARD (1972) pense avoir trouvé près de 5 m de matériaux glaciaires entre le substratum rocheux et 64 m d'argile marine à Hauterive près de la rivière Manicouagan. Quant à DREDGE (1971, 1976a), elle signale la présence d'un till sous les sédiments marins le long du chemin de fer à 500 m à l'est de la rivière des Rapides. À l'est de la Moisie, Robert Héroux (comm. pers.) a positivement identifié, ce qui n'est pas partagé par Marcel Frenette (comm. pers.), deux poches de till à partir de forages du Ministère des Transports du Québec sous le delta de la rivière (FRENETTE & HÉROUX, 1972). La première, de 0,6 m d'épaisseur, est sise vers 19 m d'altitude sur un cran rocheux et sous 21 m de sédiments deltaïques et prodeltaïques (Fig. 154, coupes

DD' et FF'). La deuxième, de 6,7 m d'épaisseur, est sise entre 24 et 30 m d'altitude dans une dépression du substratum rocheux et sous 11 m de sédiments deltaïques (Fig. 154, coupe DD'). Enfin, il est probable qu'un till de 0,3 à 6,7 m d'épaisseur soit présent dans une dépression rocheuse de la rivière aux Loups-Marins (Sites 710811, 710814 et 710818, appendice V). Un premier forage de Technisol Inc. (1971) indique 0,3 m de gravier et de petits cailloux sur le substratum rocheux à 2 m d'altitude sous 12,7 m de sédiments fluviaux et marins; les deux autres forages indiquent de 3,5 à 3,7 m de sable graveleux sur le substratum rocheux vers -25 m d'altitude et sous 34 m de sédiments fluviaux et marins.

La texture du till enfoui de la rivière aux Loups-Marins est plus grossière que celle du till laurentidien soit 26 à 42% de gravier, 52 à 57% de sable et à peine 6 à 17% de silt et d'argile. N'ayant pas d'échantillon en main, il est impossible de comparer la matrice de ce till avec celle du till laurentidien.

Enfin, la description et la répartition du till du golfe du Saint-Laurent ont été effectuées par LORING (1973), LORING & NOTA (1973), ainsi que par SHEARER (1973) à l'est d'Anticosti. Selon ce dernier, il n'y aurait pas de till sous 280 à 360 m de profondeur: serait-ce dû au fait que le glacier n'était plus ancré vers ces profondeurs? De plus, il a remarqué qu'il y avait peu de till par moins de 100 m de profondeur de sorte qu'il suggère que le till ait été érodé par l'action des vagues jusqu'à cette profondeur laquelle correspond à peu près au minimum eustatique de MILLIMAN & EMERY (1968). Le till aurait

une épaisseur moyenne de 5 à 30 m dans le golfe et parfois jusqu'à 80 m dans les dépressions (LORING, 1973). A l'est de la rivière (grande) Manitou environ (Fig. 71), le till serait gris, de très sablonneux à pélitique (silt et argile) sablonneux et calcaire puisqu'il est en grande partie dérivé des roches sédimentaires paléozoïques. A l'ouest de la rivière (grande) Manitou, le till possède la même texture, mais il n'est pas calcaire parce qu'uniquement dérivé des roches cristallines.

b) Le till de logement remanié et le till d'ablation

Sous la limite marine maximale de 131 m, il y a très peu d'affleurements de till de logement remanié; la seule zone cartographiable se situe au nord de Rivière-au-Tonnerre entre 91 et 131 m d'altitude. L'unique échantillon a été prélevé le long de la rivière aux Rats-Musqués à 61 m d'altitude (GD-760612-1). Sa texture indique un till dans lequel s'est infiltré des sédiments fins, probablement marins (DESMARAIS, 1979); il contient 22% de gravier, 26% de sable, 40% de silt et 12% d'argile selon sa phase totale tandis que sa matrice contient 40% de sable, 53% de silt et 7% d'argile; cette dernière est donc silto-sableuse (Fig. 69 et tableau 6). Ce till se distingue ainsi très bien du till de logement typique étant plus silteux mais moins sableux. Le diamètre moyen de sa matrice (4,6 Φ) se situe dans les silts grossiers. D'après sa courbe (Fig. 70), la matrice est aussi pauvrement classée (So = 2,09), ses éléments grossiers sont mieux classés puisque le coefficient d'asymétrie (Sk) indique une asymétrie po-

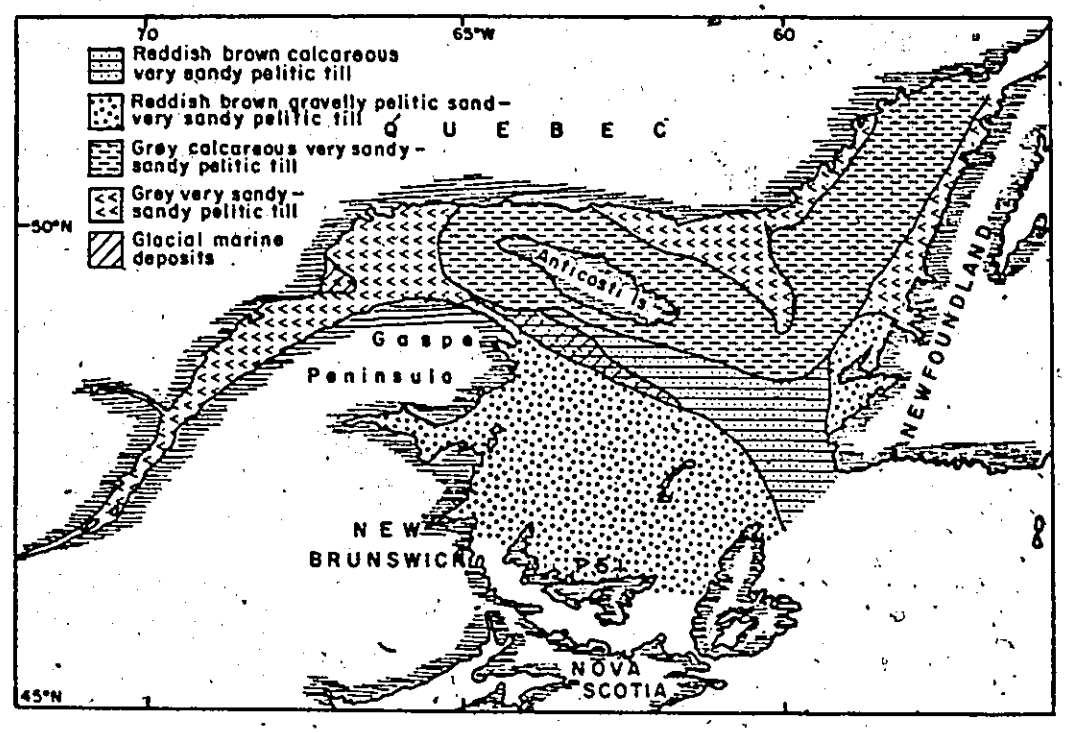


Fig. 71 – Répartition approximative du till: golfe du Saint-Laurent (LORING & NOTA, 1973)

sitive de 0,18 et sa distribution est un peu plus leptokurtique que le till laurentidien typique, soit Kc = 1,20.

Le till d'ablation ne se présente pas sous forme d'unité continue mais il est plutôt représenté par des concentrations de blocs atteignant 7 à 8 m de diamètre sur le substratum rocheux ou sur le till de logement. HIND (1864a) faisait déjà la distinction entre le secteur amont de la rivière Moisie et le secteur aval où il remarquait l'absence de bloc erratique, phénomène qu'il supposait être dû au prélèvement par les glaces en-dessous de la limite marine. GRENIER (1952b, p. 172) signale la présence de blocs erratiques atteignant 35 pieds de diamètre (11 m) dans la région de Baie-Johan-Beetz. Quant à TWENHOFEL & CONINE (1921), ils mentionnent plusieurs erratiqués cristallins (dont plusieurs de labradorite) sur Anticosti et peu d'erratiques sous la limite marine tant sur Anticosti que sur les îles de Mingan (TWENHOFEL, 1938). Plus récemment, DUBOIS (1977b) dans la région de Mingan et DE BOUTRAY & HILLAIRE-MARCEL (1977) dans la région de Blanc-Sablon mentionnent la présence fréquente de blocs erratiques souvent en position instable lorsqu'ils se situent au-dessus de la limite marine.

Le secteur le plus densément peuplé de blocs facilement repérables par photo-interprétation au 1: 15 840^{e} représente une cinquantaine de kilomètres carrés entre le lac Manitou et la rivière Puyjalon et à 20 ou 25 km au nord de Havre-Saint-Pierre. De plus petits secteurs se situent aux alentours du lac des Pinets (lac Delaunay) près de la Sault-Plat, entre la rivière à la Chaloupe et la Sheldrake à plus de 20 km de la côte, ainsi qu'entre la rivière au Tonnerre et le lac Queue-de-Chat.

Aucune corrélation entre leur position topographique et la nature du substratum rocheux n'a pu être établie. Mais il faut ajouter qu'un des problèmes majeurs dans le levé de leur répartition est la présence ou non du couvert végétal tel que souligné par DIONNE (1978) à la baie James.

c) Le till associé au complexe morainique de Manitou-Matamek

Comme on le verra dans les sections 4.2.1a et 4.2.2a, le complexe morainique est loin d'être composé uniquement de till car on y trouve aussi des sédiments glacio-marins, proglaciaires et juxtaglaciaires. Dans les cuvettes, la moraine est plus associée aux dépôts proglaciaires et juxtaglaciaires tandis que vers les interfluves, elle est plutôt composée de till. La proportion de blocs dans le till lui-même augmente considérablement vers les sommets. On retrouve ces moraines jusqu'à 610 m d'altitude.

Le till est peu ou pas stratifié (Fig. 72) et composé de matériaux anguleux à sub-arrondis (Fig. 73) d'origine locale (DREDGE, 1976a; DUBOIS, 1977b). Le plus vaste secteur où est représentée cette formation est la région du lac des Eudistes, mais sa plus grande épaisseur se situe sur la rivière Sheldrake-Ouest où l'on retrouve plus de 10,7 m de till (760818-A).

En position de cuvette, le till est composé de 27 à 50% de gravier, de 49 à 73% de sable et de 0 à 6% de silt et d'argile. Cette texture se rapproche de celle que DREDGE (1971) a trouvée pour la moraine du lac Daigle, soit approximativement 17% de gravier et 83% de

Fig. 72 - Till non stratifié d'une crête morainique: cette crête a 4 m de hauteur et se situe sur le chemin du lac des Rapides. Photo 76-16-29.

Fig. 73 - Matériaux glaciaires sub-arrondis à sub-anguleux d'une crête morainique au lac des Eudistes. Site 76019-A, photo 76-9-20.

sable. Sa matrice est composée de 89 à 100% de sable et de 0 à 11% de silt; elle est donc essentiellement sableuse et elle est donc bien distincte de celle du till de logement et du till remanié (Fig. 69 et tableau 6). Le diamètre moyen de la matrice est supérieur à celui des deux autres tills car il correspond aux sables moyens à grossiers (0,5 à 2,0 Φ). D'après la famille de courbes (Fig. 70), les autres paramètres granulométriques expriment une grande variabilité de conditions de sédimentation qui englobent la majeure partie des conditions des tills précédents, même si les différentes familles de courbes se distinguent très bien. En effet, la matrice des tills associés au complexe morainique varie de modérément à très pauvrement classée (So = 0,66 à 1,61). Même si ce sont ses éléments fins qui sont généralement mieux classés (Sk = -0,63 à 0), cela peut arriver parfois pour ses éléments grossiers (Sk = 0 à 0,17); il faut remarquer que l'asymétrie négative peut être très forte, ce qui est un indice de fort remaniement. Enfin, sa distribution varie beaucoup car elle passe de normale à platykurtique et même à légèrement leptokurtique (Kc = 0,84 à 1,16).

d) Le till d'ablation ou remanié associé au complexe morainique de Manitou-Matamek

Un phénomène particulier se retrouve sur le versant est du bassin de la rivière Matamek (près du lac LO2) et entre 235 et 280 m d'altitude (GD-760730-I), il s'agit d'une crête morainique d'environ 9 m de hauteur formée essentiellement d'un empilement de gros blocs

d'origine locale (Fig. 73). Les blocs sont anguleux à sub-arrondis et d'un diamètre moyen variant de 0,9 à 2,4 m, mais pouvant atteindre 3,4 m. Les blocs reposent directement sur le substratum rocheux et aucune matrice même formée de gravier ou de petits blocs n'y a été décelée (Fig. 75 et 76).

L'étonnante concentration de blocs dans ce segment particulier de la moraine est peut-être due au fait de conditions topographiques particulières dans le bassin du petit lac LO2. Il est possible que, lors de l'épisode de Manitou-Matamek, la glace du lobe qui fait le pourtour du lac ait remonté vers les sommets des versants de 10° à 15° de pente et des blocs délaissés lors de la régression et des blocs débités par décompression (telles les moraines sismiques rapportées par DE GEER en 1940 dans la région de Stockholm) ou même éboulés entre la régression et la légère récurrence. De plus, il est probable que le peu de matrice ait été délavée par les eaux de fusion qui circulaient le long de la moraine, entre la glace et le versant, puisqu'on recommence à trouver une matrice vers le sommet à 290 m d'altitude et aussi en contrebas de la moraine (GD-760730-2). La matrice aurait alors contribué à l'édification du delta fluvioglaciaire latéral de la vallée de la Matamek à 137 m d'altitude (GD-750808-6, appendice V). Ce segment morainique serait donc composé de till d'ablation. Une situation semblable se retrouve au lac Manitou sur le versant NE de la grande île (760802-A). Une crête morainique d'un maximum de 137 m d'altitude est composée de gros blocs pouvant atteindre 2,4 m de diamètre avec un peu de matrice sableuse. Il y a aussi évidence de délavage vers 107 m

Fig. 74 - Crête morainique de gros blocs sur le versant est de la Matamek. Site GD-760730-1, photo 76-10-9.

Fig. 75 - Vue au sol de la crête morainique de gros blocs de la Matamek. Site GD-760730-1, photo 76-10-17.

Fig. 76 - Absence de matrice même grossière dans la crête morainique de gros blocs de la Matamek. Site GD-760730-1, photo 76-10-24.

Fig. 77 - Till d'ablation dans le lit de la (petite) Manitou. Photo 75-8-35.

d'altitude au sud du lac Gros-Diable (760805-A) où l'on trouve un diamicton de blocs anguleux dans une matrice de gravier et présentant des marques évidentes de délavage.

Un deuxième type de till d'ablation est produit très localement par délavage des crêtes morainiques vers les talwegs des cours d'eau. Sur la haute rivière Matamek par exemple (DESMARAIS, 1979) ou sur la rivière (petite) Manitou, entre les lacs Gros-Diable et Manitou, l'on retrouve des accumulations de gros blocs anguleux à sub-anguleux pouvant atteindre 1,5 m de diamètre et qui soulignent l'emplacement des anciennes crêtes morainiques (Fig. 77).

En-dessous de la limite marine, les segments morainiques ont été affectés par le remaniement marin parfois jusqu'à 3 m de profondeur (DREDGE, 1971; TREMBLAY, 1975) dans la région des Sept-Îles. Ce phénomène a pu être observé entre 105 et 120 m d'altitude, entre la rivière Moisie et le lac Thom, où une crête est tellement remaniée qu'on n'y observe pratiquement que des levées de plage. A d'autres endroits, le délavage littoral laisse en surface un pavage de blocs (lag concentrate) observé par TREMBLAY (1975) dans la région des Sept-Îles et dont les exemples types ont été notés plus à l'ouest, dans la région de la rivière de la Trinité et d'Îlets-Caribou (Fig. 78 et 79).

e) Les sédiments glacio-marins

Les sédiments glacio-marins peuvent être de nature très variée; dans tous les cas, ils n'ont qu'une extension latérale limitée et leur genèse est reliée à celle d'un complexe morainique.

Fig. 78 - Concentration de blocs due au délavage littoral au sommet d'une crête morainique à Ilets-Caribou. Photo 76-2-13.

Fig. 79 - Concentration de blocs due au délavage littoral au sommet d'une crête morainique près de la rivière de la Trinité. Photo 76-2-10.

Le seul site pour lequel on a une analyse granulométrique (GD-750822-1 en appendice V) se situe sur la rivière aux Rats-Musqués à 39 m d'altitude. C'est un diamicton de plus de 1 m d'épaisseur surmonté de 0,3 m de silt marin fossilifère. Il est composé de sable silteux un peu argileux compact avec des lentilles de sédiments plus grossiers et de cailloux anguleux striés glaciaires dont la proportion diminue en profondeur. Les fossiles qu'on y retrouve, principalement des Mya truncata et des Hiatella arctica, représentent une communauté lithophage qui colonise les sédiments grossiers (HILLAIRE-MARCEL, 1977). Par la texture de sa matrice, ce diamicton s'apparente au till de logement remanié: 56% de sable, 32% de silt et 12% d'argile (Fig. 69 et tableau 6); elle est cependant légèrement plus sableuse car son diamètre moyen est de 4,3 Φ. D'après sa courbe (Fig. 70), elle se différencie aussi en présentant une forte asymétrie positive (Sk = 0,45) alors que l'autre présente seulement une asymétrie positive, mais elle se compare par un classement très pauvre (So = 2,34) et une distribution leptokurtique (Kc = 1,16).

Un site a été décrit par TREMBLAY (1975) à l'ouest de la région d'étude, au millage 12 (Km 19) du chemin de fer QNS & L près de la rivière Moisie (site de la datation QU-215). Une coupe de 10 m est décrite vers 52 m d'altitude sur le versant sud d'une crête morainique (Appendice V). Ce sont des sables parfois silteux, stratifiés ou non, avec ou sans blocs et contenant des fragments de coquilles. Les strates typiquement glacio-marines sont intercalées entre des strates nettement fluvioglaciaires ou de till.

Enfin, LORING (1973) mentionne la présence de sédiments glacio-marins de 100 à 150 m d'épaisseur (LORING & NOTA, 1973) entre 440 et 110 m de profondeur entre Anticosti et la Gaspésie sur le rebord sud du chenal laurentien (Fig. 71). Ces pélites grises très sablonneuses seraient surmontées d'une unité de till rouge-brun où se trouvent des foraminifères caractéristiques de basses salinités. La signification de ces sédiments sera discutée en 5.3.2.

f) Le diamicton glaciel

Le seul dépôt repéré se situe à 23 m d'altitude sur le côté nord de la route 138 et à environ 200 m à l'ouest de la Matamek (740720-A et B en appendice V). C'est une lentille d'environ 2,3 m d'épaisseur et de plusieurs dizaines de mètres de diamètre de diamicton, ancrée sur une crête rocheuse et surmontant des sédiments marins. Quatre échantillons montrent que sa texture est relativement homogène, soit 38 à 47% de gravier, 43 à 55% de sable, 5 à 8% de silt et 2 à 3% d'argile pour la phase totale et 82 à 85% de sable, 13 à 15% de silt et 2 à 3% d'argile pour la fraction sableuse (Fig. 69 et tableau 6). Dans cette matrice, on retrouve des blocs sub-arrondis à sub-anguleux pouvant atteindre un diamètre de 0,5 m (Fig. 80 et 81). La matrice est sableuse et son diamètre moyen est de 1,9 à 2,3 ϕ. D'après les familles de courbes (Fig. 70), ce diamicton pourrait s'apparenter à l'un ou l'autre des sédiments décrits précédemment et surtout au till laurentidien. En effet, sa matrice est très pauvrement classée (So = 1,94 à 2,30), ses éléments grossiers sont les mieux classés puisque son

Fig. 80 - Diamicton glaciel ancré sur une crête rocheuse à l'ouest de la rivière Matamek. Site 740720-A, photo 74-4-34.

Fig. 81 - Détail du diamicton glaciel de la rivière Matamek. Site 740720-A, photo 74-4-33.

coefficient d'asymétrie varie d'asymétrique à fortement asymétrique positif (Sk=0,2 à 0,42) et que sa distribution varie de normale à platykurtique (Kc=0,78 à 1,06).

Remanié (740720-B en appendice V) par l'action littorale, ce diamicton donne un sédiment mal stratifié dont la texture et la courbe (Fig. 69) s'apparentent plutôt au till associé à un complexe morainique. En effet, il est alors composé de galets arrondis et de blocs anguleux à sub-anguleux dans une matrice à 66% composée de gravier et à 34% de sable; la fraction sableuse est alors composée de 98% de sable et de 2% de silt (Fig. 69 et tableau 6), avec une moyenne dans les sables grossiers (-0,6 ϕ). Ses paramètres diffèrent beaucoup des autres puisque son classement excellent est littoral (So=0,15), mais sa très forte asymétrie positive (Sk=0,89) et sa distribution extrêmement leptokurtique (Kc=3,69) sont la preuve d'un fort remaniement.

3.2.2 Le fluvioglaciaire

Les sédiments associés à cet environnement sont subdivisés en sédiments proglaciaires d'épandage ou deltaïques et en sédiments juxtaglaciaires. Ces sédiments sont généralement reliés au complexe morainique et se situent dans les axes des vallées et des dépressions.

a) Les sédiments juxtaglaciaires

Les sédiments juxtaglaciaires sont intimement intégrés au complexe morainique ou bien se situent dans des cuvettes de stagnation

glaciaire au contact de culots de glace morte qui peuvent se retrouver à une certaine distance à l'aval du front glaciaire actif. Lorsqu'ils sont intégrés à une moraine, ils ne présentent pas une véritable formation cartographiable mais plutôt des passées. Mais lorsqu'ils sont associés à des cuvettes de désintégration, ils se présentent en zones de terrasses de kame, de kames et kettles et parfois d'eskers. Les plus grandes zones de kames se situent entre 150 et 200 m d'altitude de la rivière Tortue au lac des Eudistes, à 170-190 m sur la rivière au Tonnerre, à 230 m au sud du lac Magpie, à environ 120 m au sud du lac Gros-Diable, à 165-185 m au nord du lac Manitou et vers 135 m à l'ouest du lac Allard. Quant aux eskers, ils sont très rares, contrairement à la zone du plateau lacustre de Schefferville (HARE, 1959), et ne se présentent pas en champs. Le plus méridional se situe entre 135 et 150 m d'altitude à l'est du lac de l'Épinette et il y en a quelques-uns entre les rivières Sheldrake et au Tonnerre, près de la rivière au Bouleau à l'est du lac Travers et au nord du lac Manitou.

Intégrés à une moraine, les matériaux juxtaglaciaires sont des sédiments de transition entre les sédiments proglaciaires et le till, car ils ne sont pas stratifiés ou ils sont d'aspect stratifié à cause d'alignements de galets (GD-750808-2 en appendice V). Ils sont généralement plus affectés par la glacitectonique que les sédiments proglaciaires et leurs matériaux grossiers d'un diamètre moyen de 2,5 à 30 cm, mais pouvant atteindre 3 m (760819-B), varient de sub-arrondis à anguleux. Le rôle de l'eau n'est donc pas toujours prépondérant dans ces sédiments. Le maximum d'épaisseur a été trouvé sur la Sheldrake-Est où il y a plus de 8,6 m de sédiments (760819-B).

Dans les zones de kames, les sédiments juxtaglaciaires présentent une plus grande variabilité de structures car le rôle de l'eau est prépondérant. Ils sont généralement stratifiés, quoique non stratifiés vers la surface, et ils sont affectés par la glacitectonique. Leurs matériaux sont moins grossiers et ne dépassent pas 30 cm de diamètre. La présence occasionnelle de certaines strates nettement stratifiées dans des moraines (GD-750808-2 ou TREMBLAY, 1975 en appendice V), milite en faveur d'une mise en place de ces moraines par une glace pas très active.

Même dans leur texture (Fig. 69 et tableau 6), les sédiments juxtaglaciaires s'apparentent au till associé au complexe morainique. En effet, ils contiennent de 51 à 87% de gravier, 12 à 52% de sable et 1 à 15% de silt et d'argile selon leur phase totale et leur matrice est nettement sableuse avec 62 à 97% de sable, 10 à 38% de silt et 1 à 5% d'argile pour un diamètre moyen de 1,3 à 3,3 Φ dans les sables moyens à très fins. Selon leur famille de courbes (Fig. 82), la majorité des matrices de sédiments juxtaglaciaires pourraient s'apparenter aux sédiments glaciels ou glacio-marins avec un classement semblable très pauvre (So = 1,45 à 2,44) et une asymétrie positive souvent très forte (Sk = 0,17 à 0,61) laquelle est un indice de remaniement; mais ces matrices s'apparenteraient plutôt aux tills en général avec une distribution variant de normale à légèrement leptokurtique (Kc = 0,92 à 1,17).

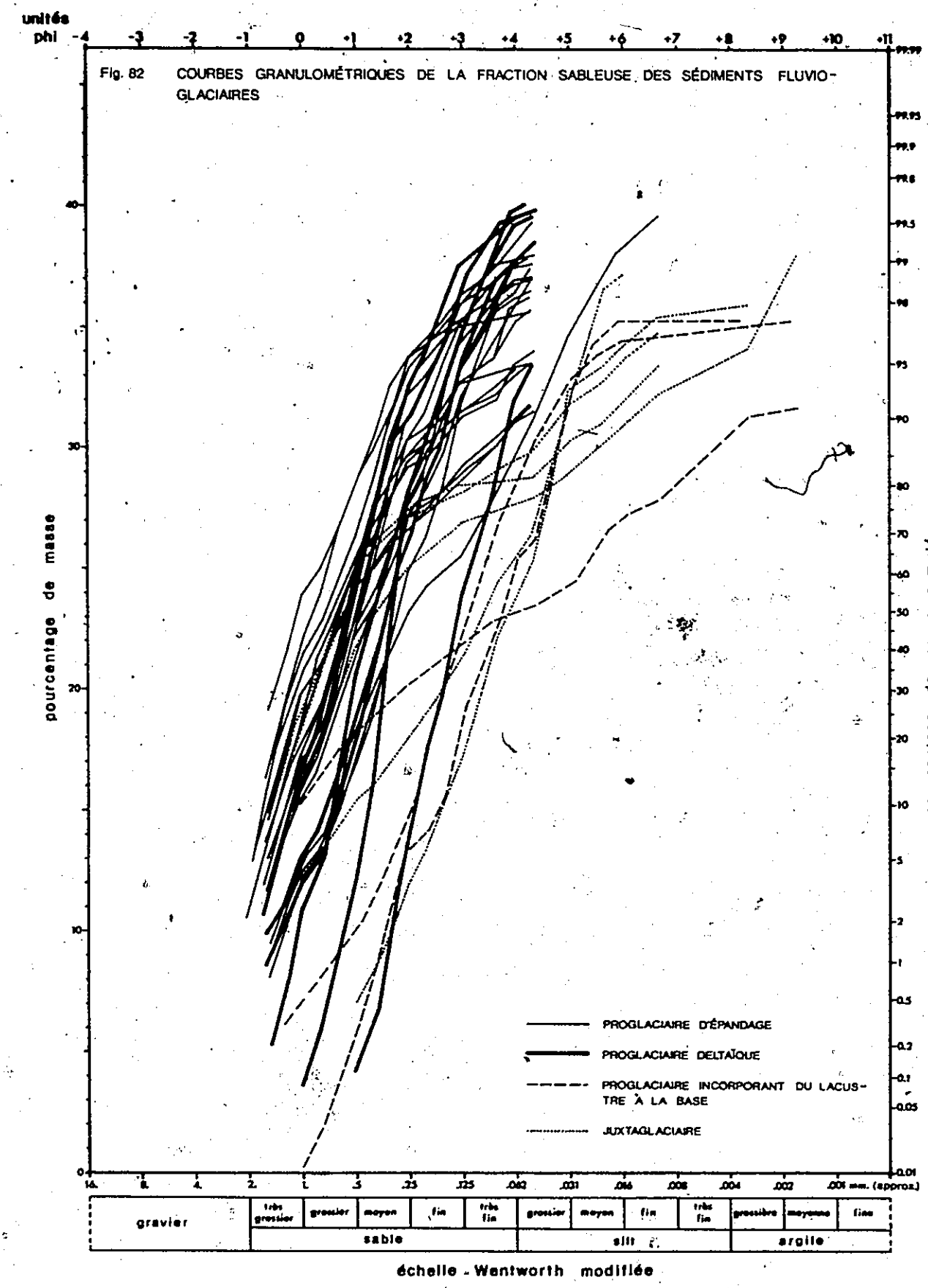


Fig. 82 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DE LA FRACTION SABLEUSE DES SÉDIMENTS FLUVIO-GLACIAIRES

U. de S.

b) Les sédiments proglaciaires

Les sédiments proglaciaires forment de vastes épandages et parfois des deltas typiques dans toutes les vallées en aval du système morainique et des principales positions frontales du glacier.

Au-dessus de la limite marine maximale de 131 m, le principal secteur d'épandages se situe vers 150-155 m d'altitude entre les rivières Tortue et à la Chaloupe dans la région du lac des Eudistes. La majorité des épandages se situent cependant près de la limite marine. Dans cette position, les séquences sédimentaires sont de deux types: monostratigraphique ou polystratigraphique. Les séquences sont monostratigraphiques lorsqu'elles semblent entièrement composées de sédiments proglaciaires comme les épandages des rivières au Tonnerre et Magpie, vers 135-150 m d'altitude et à 25 ou 30 km de la côte, ou comme celui qui se situe devant la moraine du lac Daigle et qui est constitué de plus de 54 m d'épaisseur de sédiments (TREMBLAY, 1975) entre 130 et 140 m d'altitude. Par contre, elles peuvent être polystratigraphiques si l'épandage de 2 à 6 m d'épaisseur repose sur des séquences glacio-lacustres, estuariennes ou deltaïques: c'est l'épandage de chevauchement qui indique une progression dans la sédimentation pendant une régression marine (offlap selon SWAIN, 1949).

Des épandages de chevauchement sur des sédiments estuariens ont déjà été mentionnés par WOODS, PRYER & EDEN (1959) dans les vallées des rivières Moisie, Nipissis et Wacouno. Ces épandages se situent tous vers 125 à 135 m d'altitude vers les millages 28, 30 et 38 (km 45, 48 et 61) du chemin de fer QNS & L et un dernier à l'est du lac Conan

sur la Moisie. Vers l'est, on retrouve des épandages de chevauchement (Fig. 154) importants, de plus de 3 à 12 m d'épaisseur, sur des sédiments estuariens ou deltaïques des rivières Tortue (entre 110 et 140 m d'altitude), (grande) Manitou (110-150 m), à la Chaloupe (90 à 137 et 120-150 m), Sheldrake (100-140 m), (petite) Manitou (100-120 m) et Saint-Jean (75 à probablement 120 à 130 m). On en retrouve aussi sur des sédiments lacustres comme sur la rivière Matamek entre 130 et 150 m d'altitude (GD-750627-2 et GD-750808-6 en appendice V) et sur la haute Sheldrake entre 120 et 140 m d'altitude (760819-A en appendice V).

A cause des variations brusques de granulométrie tant verticales qu'horizontales, WOODS, PRYER & EDEN (1959) ont identifié comme fluvioglaciaires les épandages mentionnés plus haut.

On pourrait y ajouter aussi que l'écoulement turbulent qui prévaut dans ces épandages favorise une grande variabilité de structures (Fig. 83 et 84) qu'avaient remarqué RUST & ROMANELLI (1975) même dans les épandages en eau profonde. Les structures dans les graviers sont rarement obliques ou entrecroisées contrairement aux sables (GD-750628-1 en appendice V). Les graviers et surtout les galets et les blocs sont plus enclins à être déposés en vrac (Fig. 85) surtout vers le sommet des épandages dans des conditions plus sub-aériennes (AGRELL, 1976) et l'on y trouve même des poches de sédiments plus fins probablement transportés gelés (760819-A en appendice III). Principalement dans les sables, on trouve des litages horizontaux ou sub-horizontaux de 4 à 15 cm d'épaisseur pouvant atteindre des penda-

Fig. 83 - Exemple de variabilité des structures dans un épandage proglaciaire de la (grande) Manitou. Site 760720-B, photo 76-9-27.

Fig. 84 - Exemple de variabilité des structures et des textures de l'épandage proglaciaire de la Magpie. Site 750708-B, photo 75-5-3.

Fig. 85 - Matériaux grossiers déposés en vrac au sommet d'un épandage proglaciaire de la Sheldrake-Est. Site 760819-A, photo 76-22-15.

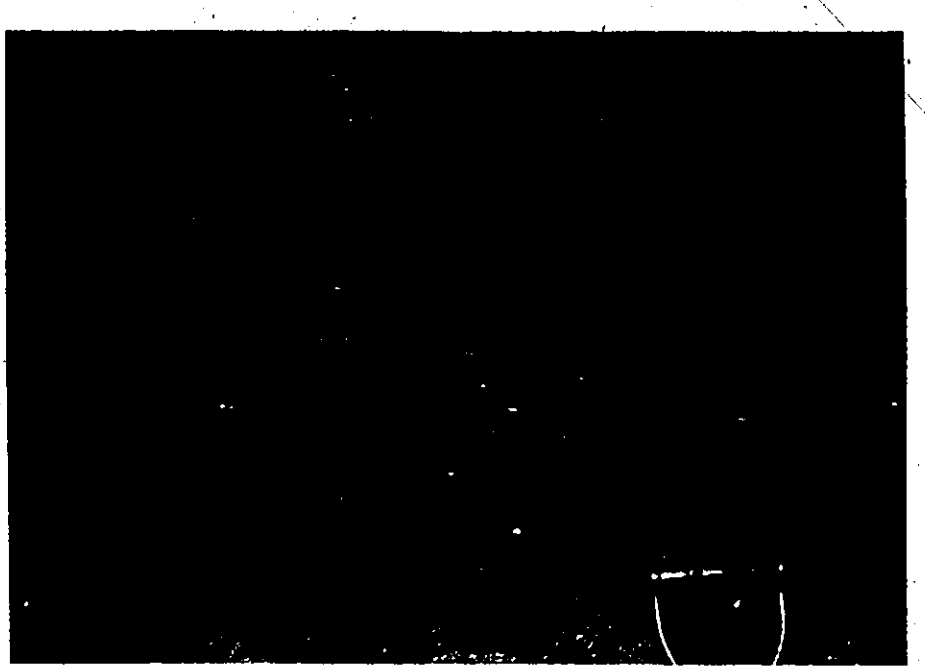


Fig. 86 - Exemple de répartition des gravillons dans une séquence deltaïque fluvioglaciaire de la Matamek. Site GD-750808-6, photo 76-4-33.

ges de 6° avec des laminations de ferro-magnésiens noirs de 0,3 à 2 cm. Ces laminations se retrouvent aussi dans les stratifications entrecroisées en berceau de chenaux anastomosés avec beaucoup de structures en faisceaux. Les micro-failles ne sont pas tellement fréquentes ni les lits plissotés dans les sables fins, tel que l'ont remarqué DREDGE (1971) et TREMBLAY (1975). Les séquences nettement deltaïques sédimentées dans un plan d'eau (AGRELL, 1976) sont composées de sable avec des petits graviers répartis au hasard dans des strates de 10 à 33° de pendage à dominante sud (750729-B, 760819-A et GD-750808-6). Sauf le litage, la répartition de ces petits graviers (Fig. 86) ressemble à celle de certains sédiments gravitaires (Fig. 149). De plus, les strates deltaïques obliques sont toujours en discordance avec les sédiments sus-jacents (Fig. 87 et 88).

Les sédiments proglaciaires d'épandage sont généralement de texture grossière avec de nombreux graviers, galets et blocs variant de sub-arrondis à sub-anguleux de 3 à 15 cm de diamètre mais pouvant atteindre les 30 cm. Selon leur phase totale (Tableau 6), ils sont composés de 25 à 69% de gravier, 25 à 75% de sable et 0 à 4% de silt et d'argile tandis que selon leur fraction sableuse (Fig. 69 et tableau 6), ils sont composés de 93 à 99% de sable et de 1 à 7% de silt. Cette texture et leur famille de courbes (Fig. 82) les rapprochent du till associé au complexe morainique. Même leurs paramètres granulométriques se ressemblent puisque le diamètre moyen se situe dans les sables grossiers à moyens (Mz=0,6 à 1,4 Φ), le classement est pauvre à très pauvre mais il est parfois meilleur dans les épandages de chevau-

Fig. 87 - Discordance entre les strates deltaïques obliques et les sédiments sus-jacents d'un delta fluvioglaciaire de la Matamek. Site GD-750808-6, photo 76-12-24.

Fig. 88 - Discordance entre les strates deltaïques obliques et les sédiments grossiers fluvioglaciaires sus-jacents sur la Sheldrake-Est. Site 760819-A, photo 76-22-19.

chement (So=0,83 à 1,61), la distribution est normale à leptokurtique (Kc=0,92 à 1,29) et d'asymétrique positive à asymétrique négative (Sk=0,04 à 0,27); les tills associés au complexe morainique présentent cependant un coefficient d'asymétrie négative qui atteint des valeurs de -0,63, ce qui indique qu'ils peuvent être fortement remaniés contrairement aux sédiments d'épandage proglaciaire.

Par rapport aux sédiments juxtaglaciaires, les sédiments proglaciaires d'épandage ont un diamètre moyen plus grand, un classement qui est meilleur puisqu'il se situe généralement dans le pauvrement classé et une distribution symétrique, contrairement à celle des sédiments juxtaglaciaires laquelle présente une asymétrie positive jusqu'à très forte; la distribution est cependant de forme semblable soit variant de normale à leptokurtique. L'échantillonnage trop restreint dans chacun des épandages ne permet pas de vérifier s'il y a une décroissance des coefficients d'asymétrie et de classement d'amont vers l'aval (PETTIJOHN, 1957).

Les sédiments proglaciaires deltaïques, qui se présentent beaucoup plus en séquences deltaïques à l'intérieur d'épandages qu'en deltas isolés, sont généralement de texture fine (Tableau 6) avec 0 à 13% de gravier, 86 à 99% de sable et 1% de silt selon leur phase totale ainsi que 95 à 100% de sable et 0 à 1% de silt selon leur fraction sableuse. Ils se distinguent des autres sédiments proglaciaires par un diamètre moyen plus fin (Mz=1,0 à 1,8 Φ) et une famille de courbes plus redressées généralement de type nettement leptokurtique (Kc=1,11 à 1,42). Le classement est semblable quoique moins variable,

soit très pauvre (So=1,01 à 1,42), et l'asymétrie positive (Sk=0,11 à 0,24) est aussi semblable quoique les autres sédiments proglaciaires peuvent souvent présenter une distribution symétrique.

Lorsque ces sédiments sont déposés en discordance sur des sédiments lacustres, ils présentent une unité de 0,6 à 2 m d'épaisseur dans laquelle sont incorporés des sédiments fins lacustres (GD-750627-2 en appendice V). Les sédiments sont lités horizontalement et ils contiennent 62 à 77% de sable, 35 à 38% de silt, 3% d'argile et parfois des petits graviers (Fig. 69 et tableau 6). La texture de ces sédiments est beaucoup plus fine que tous les autres car le diamètre moyen varie de 3,2 à 4,2 Φ. La classement toujours très pauvre (So=1,00 à 3,49) ressemble plus à celui des sédiments juxtaglaciaires et le dépasse même. Les coefficients d'asymétrie (Sk=0,02 à 0,17) et d'acuité (Kc=0,83 à 1,26) sont semblables à ceux des sédiments proglaciaires. Outre le diamètre moyen plus fin, ils se distinguent des sédiments juxtaglaciaires par leur asymétrie qui n'est jamais fortement positive comme chez ces derniers.

Un des problèmes majeurs soulevés lors de la cartographie des sédiments proglaciaires est la limite entre ces derniers et les sédiments fluviaux typiques. Sur le terrain, ont été cartographiées comme proglaciaires les formations présentant une grande variabilité de granulométrie et de structures dans des sédiments le plus souvent grossiers et variant de sub-arrondis à sub-anguleux. En surface, il y a généralement une décroissance granulométrique de l'amont vers l'aval, décroissance qui est remarquable sur la (petite) Manitou (750728-A,

750729-C et 760805-1). Cette décroissance a été remarquée par KOUTANIEMI (1979) dans des vallées semblables de Finlande. Lorsqu'il était impossible de faire le travail de terrain, ont été cartographiées comme proglaciaires les surfaces présentant une morphologie de chenaux anastomosés à très grands rayons de courbure; c'est cette distinction qu'a employée R.J.E. Fulton (comm. pers.) dans le sud du Labrador.

3.2.3 Le lacustre

L'environnement lacustre est représenté par des sédiments fins glacio-lacustres, des sédiments fins fluvio-lacustres et des sédiments sableux littoraux; ces derniers sont peu abondants et on ne les retrouve qu'autour de grands lacs comme les lacs Brézel, des Eudistes ou Touzel. On rencontre des sédiments fins au-dessus de la limite marine maximale sur la haute Matamek à 463 m d'altitude et au lac Carré, au sud du lac Brézel, à 161 m d'altitude. D'autres sédiments fins lacustres se situent près de la limite marine entre 118 et 136 m d'altitude (GD-750629-2 en appendice V et GD-750808-3 et 5) au nord du lac Matamek; une étude au microscope de la fraction des sables fins n'a révélé aucun micro-fossile.

Dans la cuvette du lac Manitou, on retrouve des sédiments fluvioglaciaires dont les courbes granulométriques indiquent un remaniement par incorporation de fines vers 122 m d'altitude (760804-A) et 115 m d'altitude (760804-C); à ces altitudes, ces sédiments fins ne peuvent être que glacio-lacustres et ils ont certainement été mis en place lorsque les culots de glace fermaient cette cuvette à l'invasion

marine vers le lac Gros-Diable.

Dans d'autres vallées, comme celle de la Saint-Jean en amont de l'embouchure de la Saumon, d'étroits goulots de quelques centaines de mètres seulement permettaient l'entrée des eaux marines au maximum marin; les conditions devaient y être pratiquement lacustres. DIONNE (comm. pers.) a d'ailleurs trouvé des sédiments lacustres sous un épandage fluvioglaciaire de la Saint-Jean-Nord-Est.

Enfin, on retrouve des sédiments fluvio-lacustres au nord du lac Brézel entre 146 et 148 m d'altitude.

a) Les sédiments glacio-lacustres

Les sédiments fins glacio-lacustres sont gris, généralement varvés mais parfois sans structure apparente. Les varves sont millimétriques, granoclassées et horizontales. Elles sont parfois affectées de micro-failles (GD-750628-4) ou nettement basculées à environ 30° à la base avec présence de micro-failles et même de failles avec rejet de 15 à 30 cm (GD-750808-3; GD-750627-2 en appendice V). Ce phénomène vient appuyer l'hypothèse émise ci-devant de culots de glace résiduelle (DESMARAIS, 1979). L'épaisseur maximale observée de ces sédiments est de 6,1 m sur la Matamek (GD-750627-2).

La texture est nettement silto-argileuse avec 0 à 5% de sable, 51 à 82% de silt et 13 à 44% d'argile (Fig. 89 et tableau 6) et le diamètre moyen des particules varie de 5,2 à 7,9 Φ. On remarque occasionnellement quelques petits graviers (GD-750627-2). Le classement varie de pauvre à très pauvre (So=0,79 à 2,09) et la distribution est

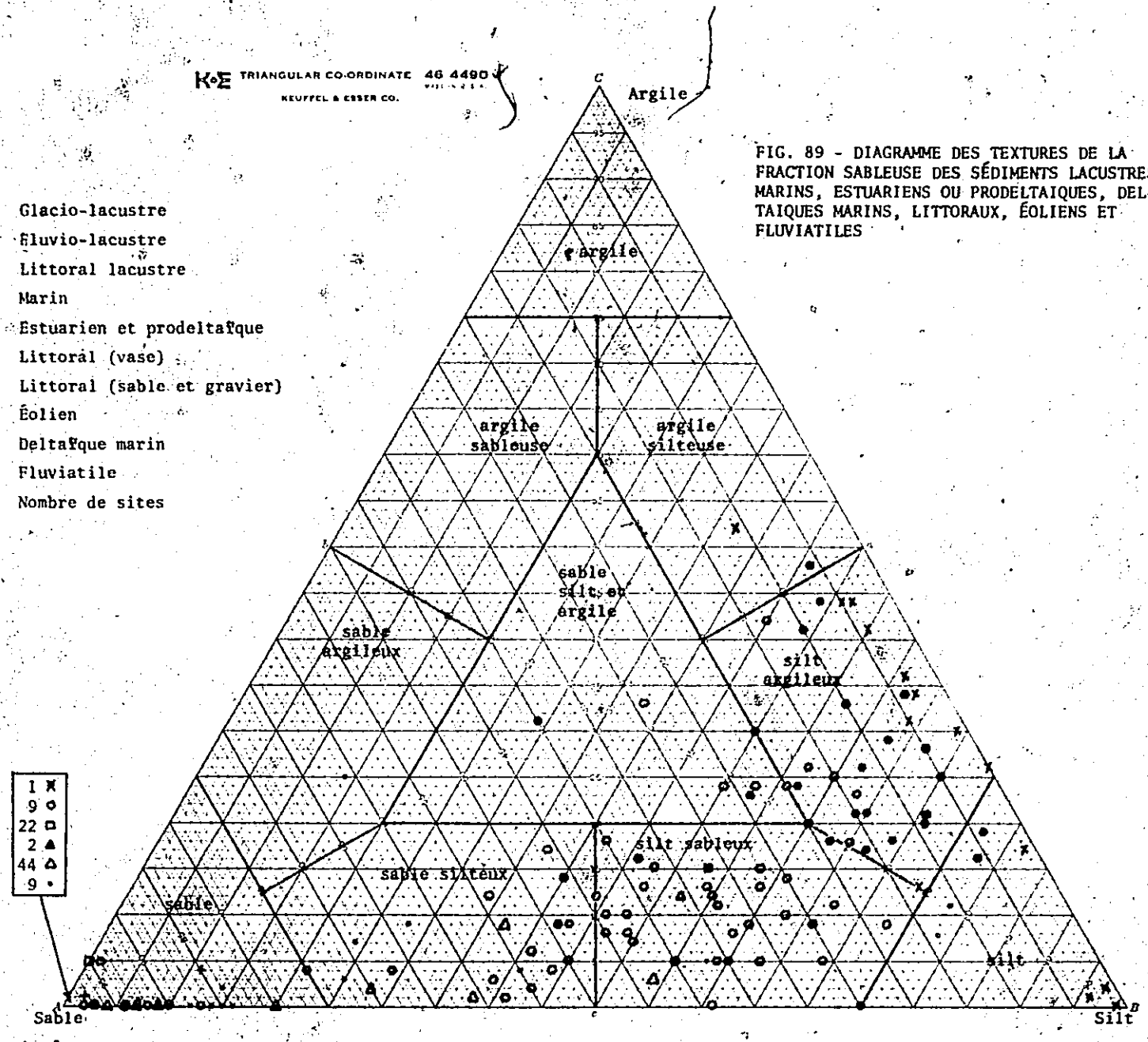


FIG. 89 - DIAGRAMME DES TEXTURES DE LA FRACTION SABLEUSE DES SÉDIMENTS LACUSTRES, MARINS, ESTUARIENS OU PRODELTAIQUES, DELTAIQUES MARINS, LITTORAUX, ÉOLIENS ET FLUVIATILES

symétrique (Sk=0,06 à 0,03) et généralement normale à légèrement platykurtique ou leptokurtique (Kc=0,82 à 1,21). Les courbes (Fig. 90) ont un aspect particulier avec une cassure vers 4 Φ. Si l'on se rapporte à VISHER (1969), la première partie des courbes qui représente moins de 5% du sédiment pourrait correspondre à une population sableuse de saltation, tandis que la deuxième partie des courbes correspond à la population silto-argileuse de suspension. Le déficit de sédiments vers la cassure de 4 Φ pouvait aussi s'expliquer en partie par le déficit généralisé de sédiments observé par PETTIJOHN (1957) entre 3 et 4 Φ. La répartition de ces sédiments indique qu'ils ont été mis en place dans une eau peu profonde, en milieu lentique (DESMARAIS, 1979) plutôt qu'en eau profonde. Le milieu lentique (ou lénitique) est caractérisé par des eaux calmes, profondes ou non, où il ne peut y avoir qu'un faible courant (ARRIGNON, 1976). Selon REINECK & SINGH (1973, p. 267), des sédiments fins peuvent y sédimenter par aussi peu que 3 ou 4 m d'eau.

Dans le lac Matamek actuel des forages avec un carottier Kullenberg de Benthos ont permis de connaître l'agencement des sédiments glacio-lacustres jusqu'à l'Actuel sur la première dizaine de mètres (750405-D1 et 750409-D2) d'une séquence de dépôts meubles de 30 m détectée par sondage sismique. Des varves basales ont une moyenne de 6 mm d'épaisseur et sont entièrement formées d'argile silteuse. La séquence présente par la suite une interstratification de lits centimétriques de gyttja avec des lits millimétriques d'argile. L'argile est souvent plissotée et certains lits de gyttja contiennent des nodules

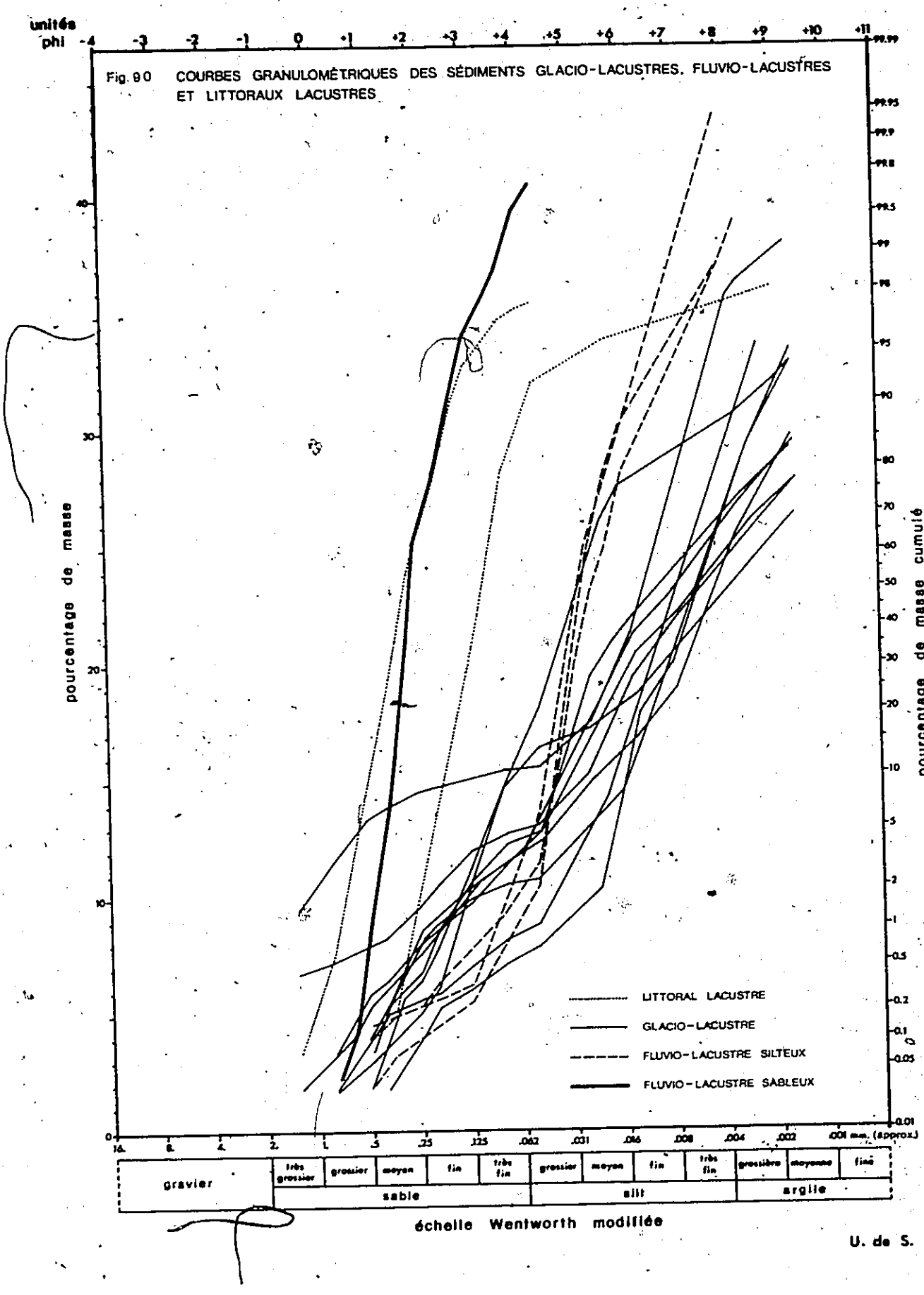


Fig. 90 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DES SÉDIMENTS GLACIO-LACUSTRES, FLUVIO-LACUSTRES ET LITTORAUX LACUSTRES

U. de S.

d'argile, ce qui indique des mouvements gravitaires sous-aquatiques. Vers la surface, on trouve de la gyttja généralement homogène parfois sur 3 m d'épaisseur.

b) Les sédiments fluvio-lacustres

Les sédiments fluvio-lacustres ont été déposés dans les zones calmes en bordure de l'épandage proglaciaire au nord du lac des Eudistes où alternaient régulièrement des conditions calmes et légèrement turbulentes de sédimentation (Fig. 91). La formation est donc rythmée de strates irrégulières de 0,3 à plus de 1,1 m d'épaisseur (760718-D en appendice V).

Les strates nettement lacustres sont silteuses, de massives à bien feuilletées, avec des inclusions de lentilles de sable à stratifications entrecroisées. Les feuillets des silts sont généralement légèrement plissés et peuvent même présenter une certaine structure entrecroisée (Fig. 92); ceci prêche fortement en faveur de courants de turbidité sur le fond (REINECK & SINGH, 1973). Les strates nettement fluviatiles sont sableuses, à stratifications sub-horizontales ou entrecroisées centimétriques, avec des laminations ou des passées de ferro-magnésiens. Souvent en discordance sur les silts, on y retrouve des chenaux (Fig. 93) et parfois des blocs glaciels qui déforment les structures sous leur poids (Fig. 94).

Les strates lacustres sont composées de 1 à 3% de sable, 96 à 99% de silt et 0 à 1% d'argile, tandis que les strates fluviatiles sont composées de 99% de sable et de 1% de silt (Fig. 89 et tableau 6).

Fig. 91 - Les sédiments fluvio-lacustres du lac Brézel: alternent des conditions calmes et légèrement turbulentes de sédimentation. Site 760718-D, photo 76-8-30.

Fig. 92 - Lentille de sable à stratifications entrecroisées dans les silts lacustres feuilletés du lac Brézel. Site 760718-D, photo 76-8-31.

Fig. 93 - Strate fluviatile dans les sédiments fluvio-lacustres du lac Brézel. Site 760718-D, photo 76-8-34.

Fig. 94 - Bloc glaciel déformant les stratifications fluvio-lacustres du lac Brézel. Photo 76-9-2.

Le diamètre moyen se situe à la limite des sables moyens et fins (Mz = 2,0) dans les strates fluviales et dans les silts moyens (Mz = 5,3 à 5,5) pour les strates lacustres, ce qui est dans la partie grossière de ces sédiments. Les deux strates diffèrent aussi par le classement et l'acuité: le classement du fluvial est bon (So = 0,48), tandis que celui du lacustre se rapproche du typiquement lacustre puisqu'il varie de modéré à pauvre (So = 0,67 à 0,79). L'acuité du fluvial est normale (Kc = 1,07), tandis que celle du lacustre se situe dans la partie supérieure du lacustre typique étant leptokurtique (Kc = 1,11 à 1,43). Les deux strates se ressemblent par une asymétrie positive (Kc = 0,20 à 0,30) qui diffère cependant de la symétrie du lacustre typique. La courbe des strates fluviales (Fig. 90) ne se compare pas à la courbe des strates lacustres même si cette dernière présente la même cassure que les sédiments lacustres typiques.

c) Les sédiments littoraux lacustres

Les sédiments littoraux ont été peu observés; on a prélevé deux seuls échantillons au lac Brézel (760718-A) et près de la haute Matamek en amont de la confluence de la Tchimicamau (GD-750808-4a); ces sédiments sont bruns et nettement stratifiés horizontalement. Ils sont composés de 85 à 97% de sable, 3 à 11% de silt et 0 à 4% d'argile (Fig. 89 et tableau 6). Ils représentent beaucoup plus un remaniement de sédiments lacustres ou fluvioglaciaires qu'une véritable formation littorale. C'est un sable fin (Mz = 1,8 à 3,3) dont le classement variant de modéré à pauvre (So = 0,71 à 0,79) est meilleur que celui des sédiments plus fins, dont la distribution est asymétrique positive

(Sk=0,16 à 0,20) et dont l'acuité leptokurtique peut être plus forte (Kc=1,12 à 1,87) que les autres sédiments lacustres. La courbe de ce sédiment (Fig. 90) pourrait être confondue avec celle d'un sédiment fluvial.

3.2.4 Le marin

L'environnement marin est représenté par des sédiments fins d'eau profonde non stratifiés. Ces sédiments affleurent rarement en tant que formation de surface, mais ils apparaissent souvent à la base de coupes ou de forages pratiqués près du niveau marin actuel presque toujours en contact direct avec le substratum rocheux. En effet, on en a trouvé à une altitude maximale de 85 à 87 m près de la côte sur la rivière Sault-Blanc (7302A-1 et 2) ou entre 61 et 81 m d'altitude sur la rivière Matamek en aval du lac Matamek (GD-750809-1 et-2), mais les altitudes les plus fréquentes se situent entre -37 m, près de Longue-Pointe-de-Mingan (RC-1 en appendice V), et +41 m sur la rivière à la Chaloupe (750618-B).

L'épaisseur maximale des sédiments marins a été atteinte dans les forages pratiqués pour les ponts de la route 138 sur les rivières aux Loups-Marins (>31,3 m), Sheldrake (>30,5 m) et Saint-Jean (>31,3 m). Cependant, TREMBLAY (1975) rapporte des épaisseurs beaucoup plus grandes le long de la Moisie et de la Sainte-Marguerite où l'on retrouve fréquemment des épaisseurs de 35 à 55 m mais pouvant atteindre 90 et même 116 m près du lit de la Moisie; certains forages dans le delta de la Manicouagan (LEFEBVRE, 1978; SIMARD, 1972) indi-

quent fréquemment des épaisseurs de 70 à 142 m. Ces épaisseurs maximales se situent généralement sous les grands deltas. Ceci s'explique par de plus profondes dépressions dans l'axe des cours préglaciaires de la plupart de ces cours d'eau et aussi selon VISHER (1969) par la présence, à cet endroit, de l'interface eau douce/eau salée qui favorise une plus grande sédimentation des argiles en suspension par un ralentissement du courant et aussi une plus grande floculation de ces dernières en agrégats suffisamment gros pour sédimenter.

Même s'il a été convenu d'appeler sédiments marins les sédiments fins massifs non stratifiés déposés sous la zone d'influence saisonnière des cours d'eau (DREDGE, 1976b), il est évident que le passage aux sédiments estuariens ou prodeltaïques stratifiés est graduel et que la distinction est subjective. Dans une séquence continue, on devrait avoir une unité homogène basale bleu-gris généralement non-fossilifère, surmontée d'une unité homogène variant de gris-bleu à gris ou de gris pâle à gris foncé, avec des pseudo-stratifications (750809-B en appendice V) assez fréquentes dans les zones prodeltaïques (REINECK & SINGH, 1973) et rarement fossilifère. Cette dernière unité passe insensiblement d'une unité bleu foncé à gris foncé parfois fossilifère où les stratifications ne sont décelables qu'avec un certain recul (Fig. 95). Aussitôt qu'il y a évidence de stratifications nettes (Fig. 96), les sédiments sont identifiés comme estuariens ou prodeltaïques (GD-750823-1 en appendice V). La différence de couleur des pseudo-stratifications est probablement due à une très légère différence granulométrique, puisqu'elle ne peut s'expliquer que par une

Fig. 95 - Sédiments marins de la rivière Moisie dont les stratifications ne sont décelables qu'avec un certain recul. Site GD-750823-1, photo 75-13-16.

Fig. 96 - Passage entre sédiments marins et prodeltaïques sur la rivière Moisie. Site GD-750823-1, photo 75-13-19.

oxydation différente due à une différence de perméabilité. Les couches gris foncé seraient plus fines que les couches gris pâle. A la suite de DREDGE (1976), on a souvent remarqué que des sédiments deltaïques surmontent en discordance les sédiments marins dans l'unité prodeltaïque (740621-C2).

Les sédiments marins sont micro-grenus (DREDGE, 1976 et TREMBLAY, 1975), très peu fossilifères (moins d'une dizaine de sites) et composés d'éléments locaux comme la matrice du till selon DREDGE (1976a). Ce sont des silts argileux ou des silts sableux composés de 10 à 20% de sable, 56 à 70% de silt et 20 à 34% d'argile (Fig. 89 et tableau 6). Cette granulométrie s'accorde parfaitement aux moyennes d'autres chercheurs de la région des Sept-Îles: 15% de sable, 56% de silt et 34% d'argile selon WOODS, PRYER & EDEN (1959) et exactement les mêmes proportions selon DREDGE (1976a) (!), tandis que TREMBLAY (1975) mentionne 15% de sable, 50% de silt et 35% d'argile. Les véritables argiles sont rares; on a trouvé un maximum de 48% d'argile sur la rivière aux Loups-Marins (740730-A) tandis que TREMBLAY (1975) en a trouvé un maximum de 60%. Ces sédiments contiennent parfois quelques cailloux glaciels comme l'a remarqué TREMBLAY (1975), mais ils ne possèdent pas de gravillons comme les sédiments glacio-marins (DREDGE, 1976a).

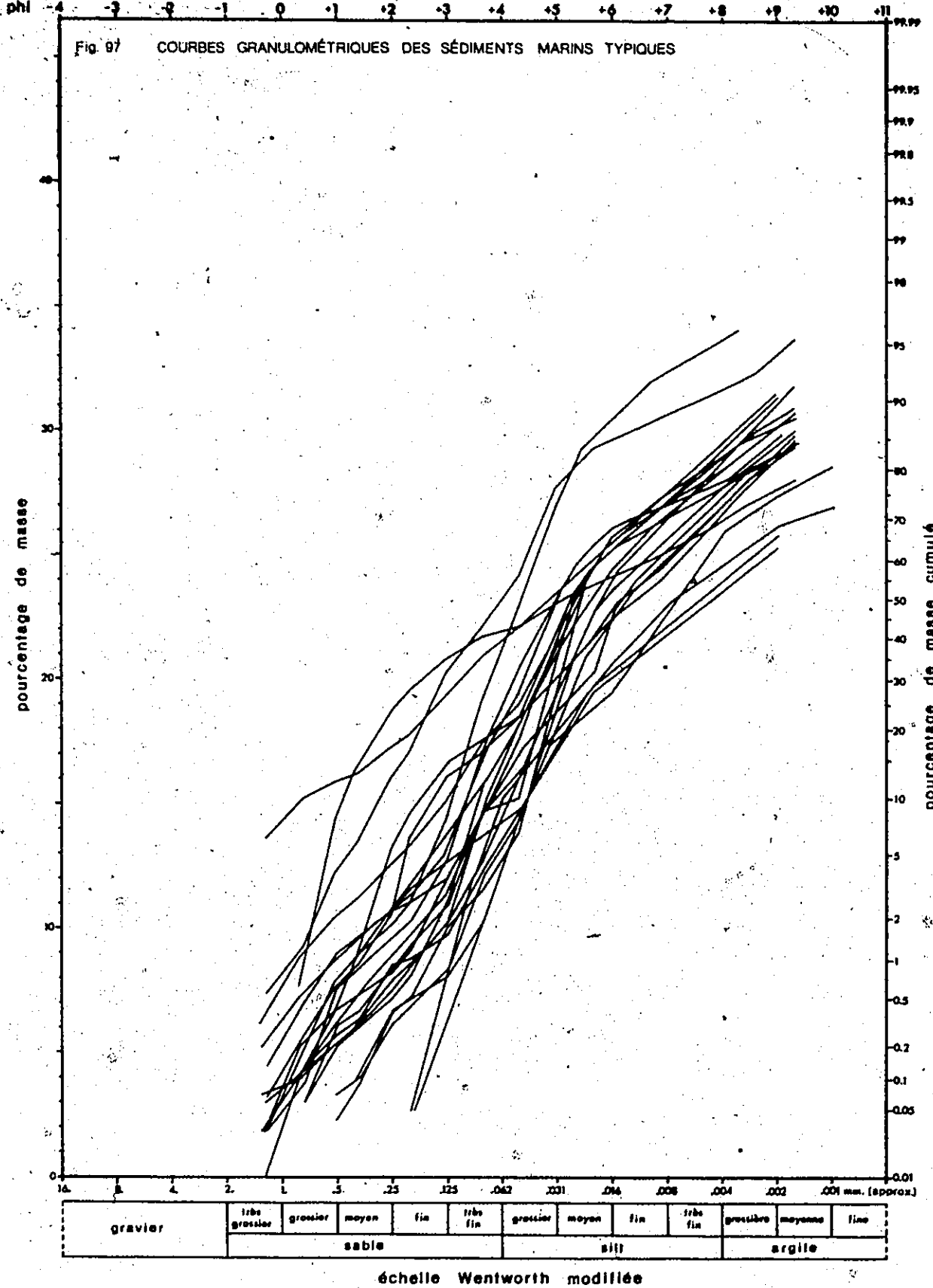
La texture généralement silto-argileuse des sédiments marins (Fig. 89) s'apparente à celle des sédiments glacio-lacustres. Ils ont le même diamètre moyen (Mz = 5,7 à 7,4), la même acuité variant de normale à légèrement platykurtique ou leptokurtique (Kc = 0,74 à 1,27) et

les valeurs d'asymétrie des sédiments glacio-lacustres entrent dans le champs des valeurs des sédiments marins (Sk=0,31 à 0,64). Ils se distinguent par leur classement, lequel est pauvre pour les sédiments marins (So=2,01 à 2,46), mais il l'est encore plus que les sédiments glacio-lacustres. Les courbes de sédiments marins (Fig. 97) sont subdivisées en trois populations par deux cassures: une petite population sableuse de roulement sur le fond de moins de 3 à 4% en deça d'une cassure vers 3 ϕ, une population silteuse de saltation et une grande population silto-argileuse ou argilo-silteuse de suspension au delà d'une cassure vers 6 ϕ. Comme pour les sédiments glacio-lacustres, on peut constater aussi un défaut de sédiments vers 3 ou 4 ϕ, ce qui correspondrait au déficit généralisé observé par PETTIJOHN (1957).

Sur le terrain, lorsque les évidences géomorphologiques et stratigraphiques sont inexistantes, les sédiments marins sont très difficilement différenciables des sédiments glacio-lacustres car leur texture est la même ainsi que parfois leur structure.

Nombre de chercheurs ont essayé de distinguer ces sédiments à partir des paléosalinités. La méthode la plus étudiée est la méthode géochimique de l'eau interstitielle. ERICSSON (1972) indépendamment de SHISHKINA (1974) a essayé de déterminer le contenu en ions Cl. Ce dosage est difficile à faire puisqu'il faut que l'échantillon soit prélevé dans la même strate et pas seulement à la même profondeur, que la capacité d'échange varie avec la granulométrie, que les ions monovalents sont lessivés plus vite que les bivalents, qu'il y a risque de lessivage du sédiment par les eaux de surface et sous-terraines et qu'enfin,

Fig. 97 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DES SÉDIMENTS MARINS TYPIQUES



échelle Wentworth modifiée

U. de S.

le contenu en Cl semble dépendre uniquement des différences de concentration par compaction différentielle des sédiments dont l'eau est éjectée vers le haut. ERICSSON (1972) en arrive à la conclusion qu'il faut doser le Cl total par ébullition et cette dernière, ainsi que SHISHKINA (1974), admettent que la corrélation est pauvre et que le contenu en Cl ne peut être pris en soi comme un critère de paléosalinité.

Par la suite, ERICSSON (1973) a essayé de doser les cations Mg, Ca, Na et K plutôt que l'ion Cl. Elle en arrive à la conclusion que K est plutôt associé à la minéralogie du sédiment, que Na fluctue trop et n'est donc pas un bon indicateur et que Mg et parfois Ca donnent les meilleurs résultats comme le suggère l'étude micropaléontologique des diatomées.

La meilleure méthode semble donc être encore l'étude micropaléontologique et peut-être dans l'avenir l'étude des fabriques par microscope électronique (R.N. YONG, comm. pers.). Quelques chercheurs (FARMA & RUSSELL, 1964; SHEERAN & YONG, 1972) s'y sont d'ailleurs attachés avec assez de succès.

Un phénomène particulier (DUBOIS, 1977a) affecte les silts sablo-argileux pseudo-stratifiés marins de la rivière Saint-Jean à une quinzaine de kilomètres de son embouchure et à l'endroit où le pédoncule de son delta pénètre à l'intérieur du piémont laurentidien: c'est une fissure de retrait (750809-B en appendice V). Cette fissure de direction N85°E est rectiligne, verticale au moins pour sa partie émergée et elle traverse la rivière (Fig. 98). Ses lèvres, qui présentent

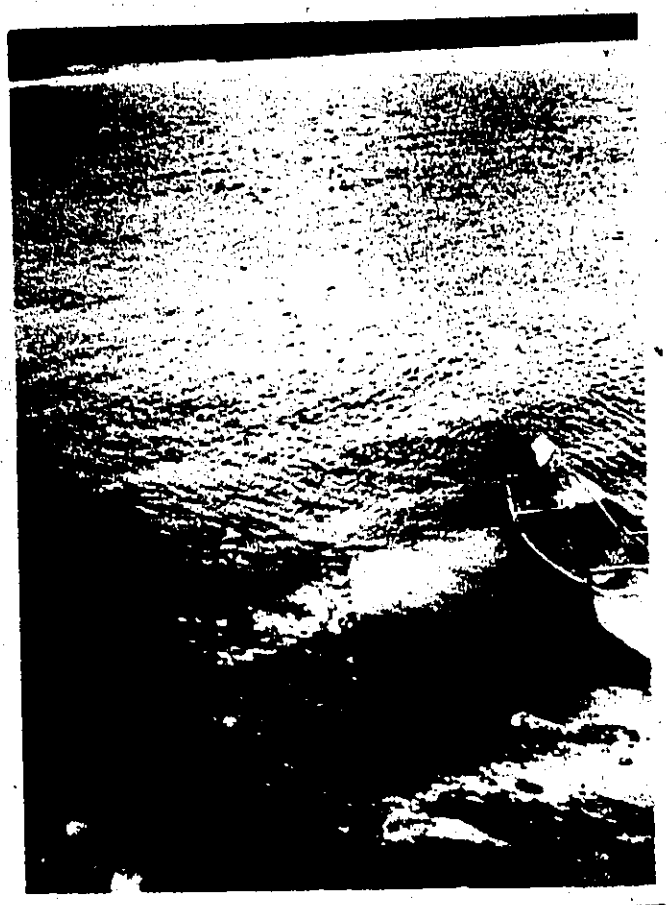


Fig. 98 - Fissure de retrait de direction N85°E dans les sédiments marins de la rivière Saint-Jean. Site 750809-B, photo 77-9-5.

Fig. 99 - Parallélisme des lèvres de la fissure de retrait de la rivière Saint-Jean. Site 750809-B, photo 75-11-22.

un simple écartement de 17,5 à 18,5 cm, sont parallèles et s'emboîtent parfaitement de sorte qu'il n'y a aucune évidence de déplacement tant horizontal que vertical (Fig. 99). Elle est comblée de 98% de sable fin à moyen et de 2% de silt et d'argile gris et parfois noirâtre, sans structure, d'origine nettement deltaïque (Fig. 100). En effet, ce sédiment est deltaïque plutôt que fluvial à cause de son classement meilleur (So = 0,63 à 0,65) que les sédiments fluviaux et à cause de sa symétrie (Sk = 0,01 à 0,03) qui ne se retrouve pas dans les sédiments fluviaux (Tableau 6); l'acuité est cependant semblable (Kc = 0,97 à 1,09). Selon REINECK & SINGH (1975), ce serait un dyke clastique à remplissage par le haut puïsque les murs ne présentent pas de déformation et que le remplissage est fait en vrac. Le sommet de la fissure se situe au contact discordant avec les sédiments fluviaux sus-jacents. A cet endroit, la fissure possède un bouchon de silt sablo-argileux marin flué de près de 80 cm d'épaisseur avec présence de graviers fluviaux qu'on ne retrouve pas dans la fissure (Fig. 101).

L'origine de cette fissure ne semble pas avoir de relation avec un rejeu d'une fracture du socle précambrien puisqu'il n'y a pas de déplacement des lèvres. Ce fait rappelle plutôt l'hypothèse d'une séquelle d'un tremblement de terre rapporté par REIMNITZ & MARSHALL (1965) dans des sédiments intertidaux deltaïques d'Alaska. Il est fort possible qu'un tel événement soit à l'origine de cette fissure alors que le plan d'eau était possiblement vers le sommet de la terrasse deltaïque de 30 m qui surplombe le secteur. En effet, cette altitude correspond à des terrasses de matériaux dérivés de grands glissements

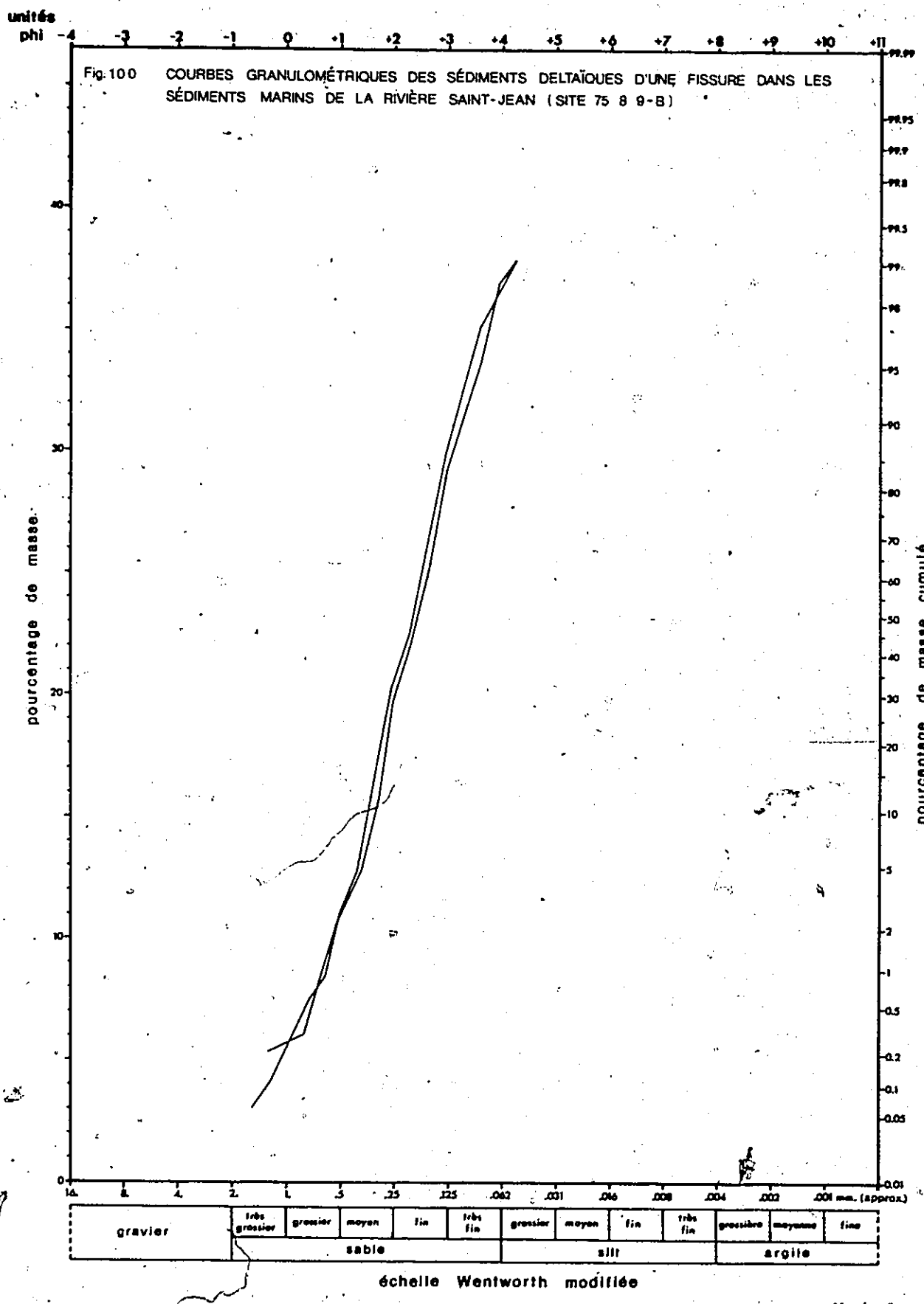


Fig. 100 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DES SÉDIMENTS DELTAÏQUES D'UNE FISSURE DANS LES SÉDIMENTS MARINS DE LA RIVIÈRE SAINT-JEAN (SITE 75 8 9-B)

U. de S.

Fig. 101 - Bouchon de sédiments marins flués au sommet de la fissure de retrait de la rivière Saint-Jean. Site 750809-B, photo 77-9-3.

sur la rive opposée de la rivière. De plus, vers l'embouchure, l'altitude des grandes terrasses de matériaux glissés est de 20 à 23 m environ, soit une dénivellation de 7 à 10 m, qui correspond exactement à la dénivellation actuelle du lit du cours d'eau entre ces deux endroits.

Quant aux sédiments marins actuels, ils ont été étudiés par LORING & NOTA (1973) et cartographiés par ces derniers pour l'ensemble du golfe du Saint-Laurent (Fig. 102). On y retrouve des graviers (>2 mm), des sables (2 à 0,05 mm) et des pélites (< 0,05 mm). Sur les plates-formes, les sédiments sont dérivés en majeure partie des sédiments glaciaires remaniés avec une sédimentation fine uniquement dans les vallées et les bassins protégés de sorte que le taux de sédimentation y est faible. KUKAL (1970) a d'ailleurs établi un taux de 0 à 400 cm/1000 ans de sédimentation détritique le long des côtes d'Amérique du Nord, ce qui correspond aux épaisseurs des sédiments qui suivent. En termes de profondeur, les graviers ne se retrouvent jamais à moins de 70 m et les pélites sableuses, d'une épaisseur de 1 à 15 m, se situent entre 20 et 460 m de profondeur, tandis que les pélites, d'une épaisseur de 1 à 40 m, se retrouvent surtout à plus de 280 m de profondeur.

3.2.5 L'estuarien ou le prodeltaïque

Les sédiments estuariens ne sont pas différenciés des sédiments prodeltaïques puisque les uns passent insensiblement aux autres le long d'une vallée (DREDGE, 1976a); ainsi leur texture et leur struc-

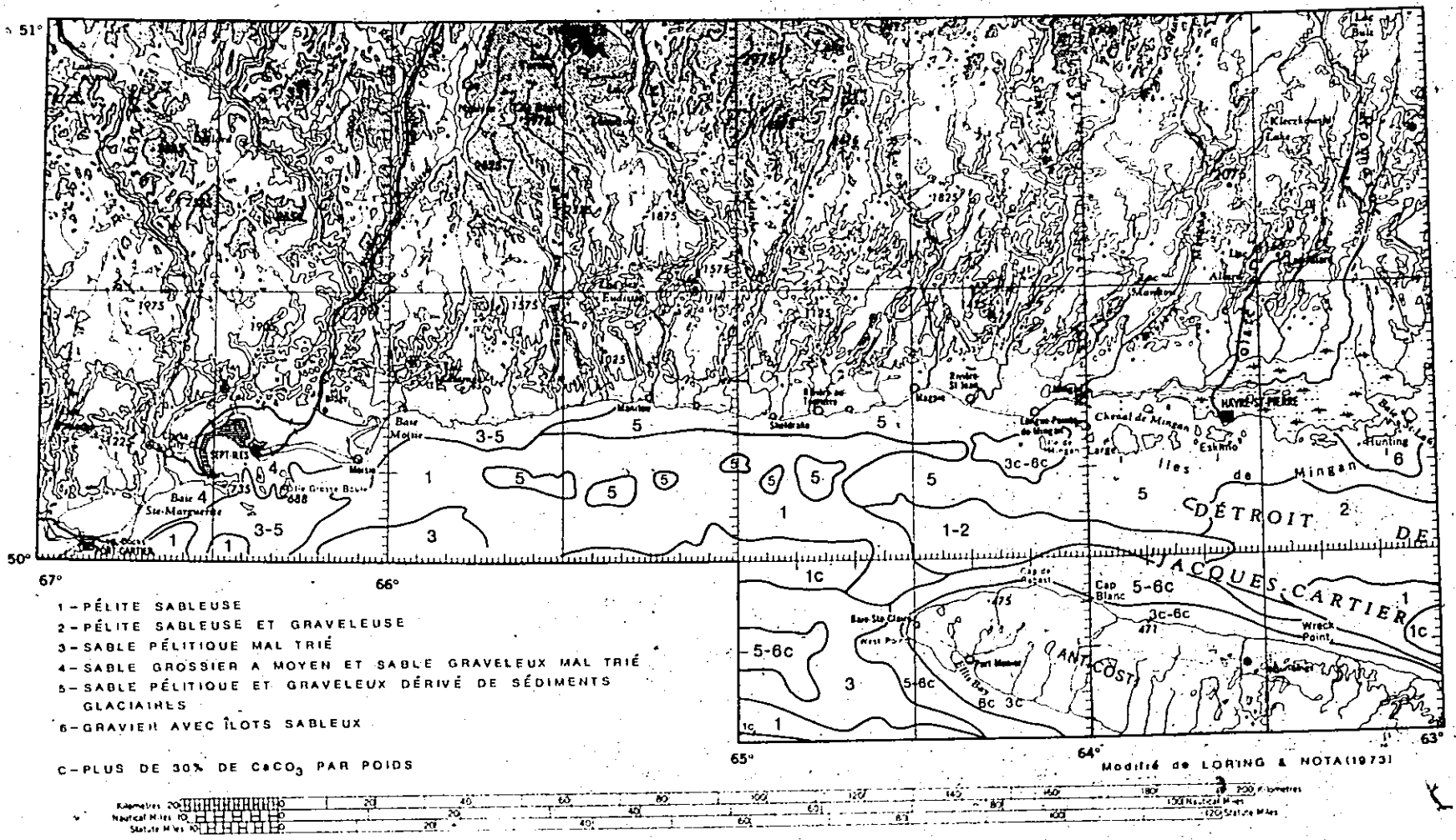


Fig.102-SÉDIMENTS DU GOLFE DU SAINT-LAURENT

ture sont-elles semblables. Un estuaire peut certainement être classé dans la catégorie des deltas de par sa position de plan d'eau ouvert sur la mer sur un côté et ouvert sur un cours d'eau de l'autre côté, de sorte que l'eau douce est diluée par l'eau salée selon PRITCHARD (1955). De plus dans les deux cas, le type de sédimentation est le même puisqu'il dépend, au niveau des grandes structures, du régime saisonnier des cours d'eau. Au niveau de la cartographie sont donc identifiés comme prodeltaïques seulement les sédiments surmontés de sédiments deltaïques (Fig. 103), tandis que les autres sont identifiés comme sédiments de remblaiement de vallée estuarienne.

Ces sédiments sont très répandus le long de toute la côte et de toutes les vallées entre un minimum de -36,7 m d'altitude près de Longue-Pointe-de-Mingan (RC-1 en appendice V) et 107 m au nord de Rivière-au-Tonnerre (750623-A). Dans les coupes ou dans les forages, on traverse rarement toute l'épaisseur de ces sédiments qui peut atteindre plus de 42 m (760810-A à l'anse du Sault-Blanc). Dans les cas où l'on retrouve toute la séquence, ils varient en moyenne de 12 (GD-750823-1 en appendice V) à 35 m (750731-A en appendice V) d'épaisseur.

Ces sédiments sont de gris à gris-bruns et souvent fossilifères, excepté dans les vallées où les sédiments fossilifères ne dépassent jamais le trait de côte d'altitude maximale; ce trait de côte se situe vers 17 km à l'intérieur des terres sur la Moisie (site de la datation QU-217) et vers 12 km sur la rivière Saint-Jean (750809-B en appendice V). À partir de cet endroit, l'influence des eaux douces était prépondérante de sorte qu'on n'y retrouve aucun coquillage

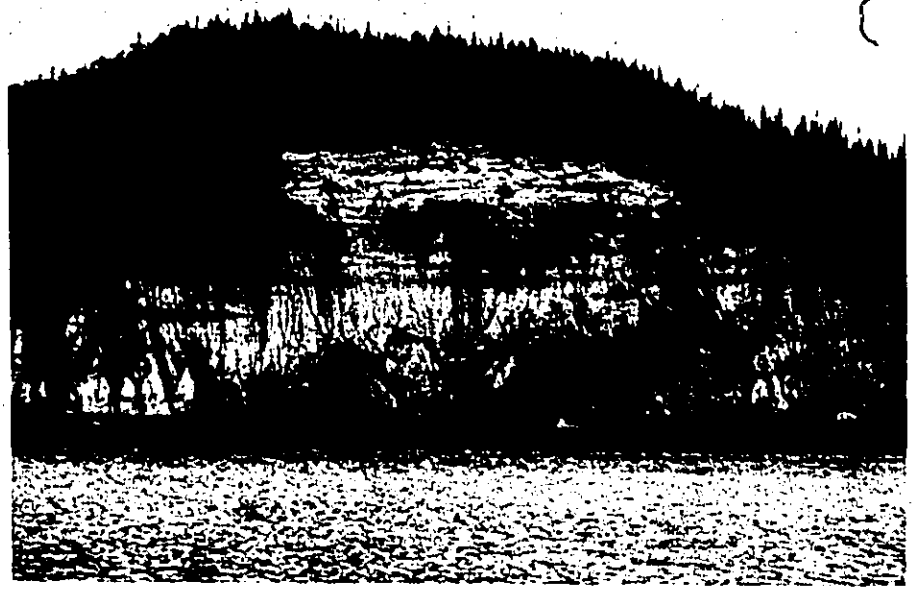


Fig. 103 - Sédiments prodeltaïques surmontés de sédiments deltaïques en discordance sur la rivière Saint-Jean. Site 750715-C, photo 75-11-7.

Fig. 104 - Stratifications prodeltaïques sub-horizontales près de Rivière-Saint-Jean. Site 750709-B, photo 75-4-17.

(TREMBLAY, 1975). On a aussi trouvé quelques débris végétaux près du ruisseau à Moïse (7302B-3 et 4) et près de la rivière à la Chaloupe (750612-E) et même des troncs d'arbre près de Mingan (RB-23 et 24). Ces sédiments recèlent aussi parfois des concrétions calcaires; on en a trouvé dans cinq sites: à l'ouest de la (grande) Manitou (750731-B), près de la rivière à la Chaloupe (750612-A), à l'est de la Magpie (750709-A en appendice V), près du ruisseau Saint-Coeur (750714-D) et TREMBLAY (1975) en rapporte un site à l'embouchure du ruisseau du lac Daigle. La présence des concrétions dans certains sites et leur absence dans d'autres sites voisins ne permet aucune conclusion sur leur répartition excepté qu'elles se forment en profondeur et dans le milieu le plus salin d'une côte puisqu'on n'en trouve jamais dans les sédiments marins qui se situent actuellement à l'intérieur des terres.

Les sédiments estuariens et prodeltaïques sont toujours stratifiés horizontalement ou sub-horizontalement (Fig. 104) avec des pendages faibles de 1 à 5° vers le sud, parfois 8°, sur les rivières Moisie et Saint-Jean (GD-750823-1 en appendice V et 750809-D et G). DREDGE (1976a) mentionne des pendages pouvant aller jusqu'à 12° qu'elle attribue à des changements de régime d'écoulement; il faut se méfier de pendages aussi forts puisque l'expérience nous montre, principalement près de la (grande) Manitou (750731-A en appendice V), que des pendages de 6° à 24° peuvent refléter la topographie du substratum rocheux sous-jacent (Fig. 105).

Les stratifications se présentent comme des varves géantes dont l'épaisseur et la texture s'accroîssent vers le sommet. Vers la

Fig. 105 - Stratifications prodeltaïques obliques reflétant la topographie du substratum rocheux sous-jacent près de la (grande) Manitou. Site 750731-A, photo 75-7-27.

Fig. 106 - Stratifications prodeltaïques millimétriques basales sur la rivière au Tonnerre. Site 750623-E, photo 75-3-28.

base, au contact des silts marins, les strates sont millimétriques (6 à 10 mm), elles deviennent par la suite centimétriques (1 à 12 cm) avec une moyenne de 2 cm (DREDGE, 1976a) et finissent par être décimétriques (15 à 90 cm) vers le sommet au contact des sédiments deltaïques (Fig. 106 et 107). Les textures varient (Fig. 88) du silt argileux au sable silteux à la base jusqu'au sable fin à moyen au sommet (RC-1 en appendice V). Les strates sont parfois granoclassées (750623-C et 750714-C) même si DREDGE (1976a) n'en n'a pas trouvé et elles se présentent par couples qui reflètent des régimes d'écoulement différents. Selon BANERJEE (1973), les strates de sédiments fins seraient trop grossières pour être des varves d'hiver de sorte que les couples varvés seraient une sédimentation d'"été" (DREDGE, 1976a). Selon cette dernière, la fraction grossière aurait été transportée par roulement devant ou à la base de courants de turbidité et sédimentée en eau profonde là où le courant perdait sa vélocité. Enfin, à cause de la densité moindre des eaux douces (1,007 g/cc) par rapport aux eaux salées (1,028 g/cc) selon KUENEN (1951), la fraction fine transportée par ces courants de turbidité floculerait en cherchant à remonter vers la surface mais avec un certain retard (DREDGE, 1976a). Pour la région des Sept-Îles, d'autres chercheurs rapportent des valeurs de texture moyenne qui se rapprochent trop des valeurs des sédiments marins avec 15% de sable, 50% de silt et 35% d'argile selon WOODS, PRYER & EDEN (1959) ou 21% de sable, 42% de silt et 37% d'argile selon DREDGE (1976a); ces valeurs doivent représenter les strates basales car la grande variabilité des textures d'ensemble donne des moyennes de 13

Fig. 107 - Stratifications prodeltaïques décimétriques sommitales près de la rivière Moisie. Site 740621-B, photo 74-2-11.

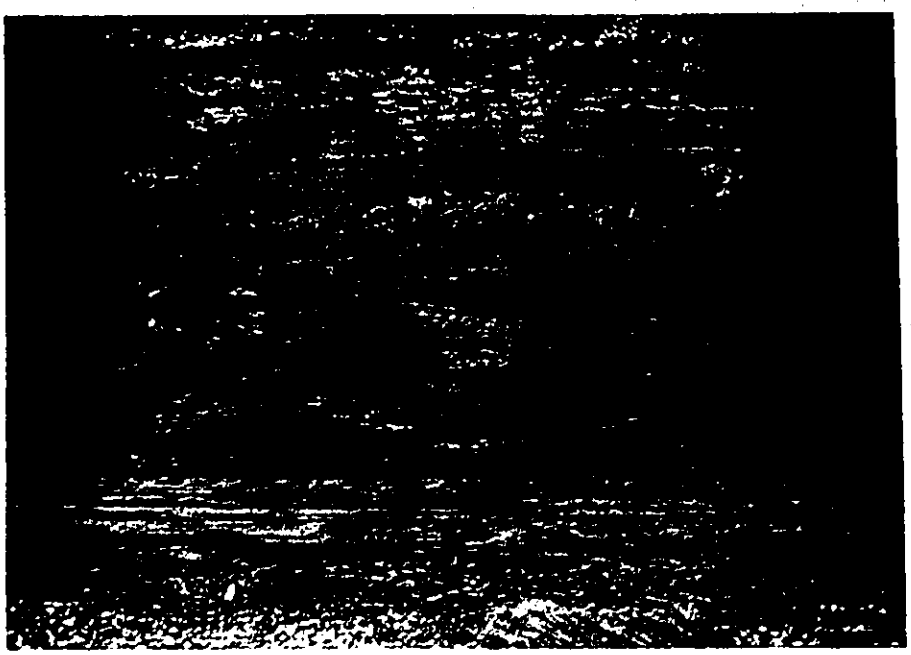


Fig. 109 - Structures d'entraînement formées de plis couchés ou déversés vers l'aval sur la Saint-Jean. Site 750809-C, photo 75-11-10.

à 58% de sable, 33 à 65% de silt et 0 à 25% d'argile (Tableau 6). Alors que les sédiments marins et aussi glacio-lacustres sont principalement des silts argileux, les sédiments estuariens et prodeltaïques sont principalement des silts sableux, des sables silteux et même des sables; leur diamètre moyen se situe cependant dans les silts variant de grossiers à moyens (Mz = 4,1 à 6,2) soit des moyennes plus grossières que les sédiments glacio-lacustres ou marins.

Comme il y a souvent une gradation entre sédiments marins et sédiments estuariens ou prodeltaïques, nombre de courbes des premiers peuvent être confondues avec des courbes des seconds (Fig. 97 et 108). Cependant, d'une façon générale, les sédiments estuariens et prodeltaïques sont mieux classés (So = 0,58 à 2,50) puisqu'ils varient souvent de modérément à pauvrement classés, alors que les sédiments marins sont toujours très pauvrement classés. La grande variabilité de valeurs du coefficient d'asymétrie des sédiments estuariens et prodeltaïques est centrée sur la symétrie (Sk = 0,19 à 0,45) et ne présente pas de forte asymétrie négative, ni de très forte asymétrie positive comme les sédiments marins. Cependant, la courbe des sédiments estuariens et prodeltaïques peut présenter une acuité très leptokurtique (Kc = 0,76 à 2,32) contrairement à celle des sédiments marins qui est centrée sur la normale et varie de légèrement platykurtique à légèrement leptokurtique.

Les courbes des sédiments estuariens et prodeltaïques présentent aussi trois populations séparées par deux cassures. Une population sableuse de roulement sur le fond de grandeur variable jusqu'à

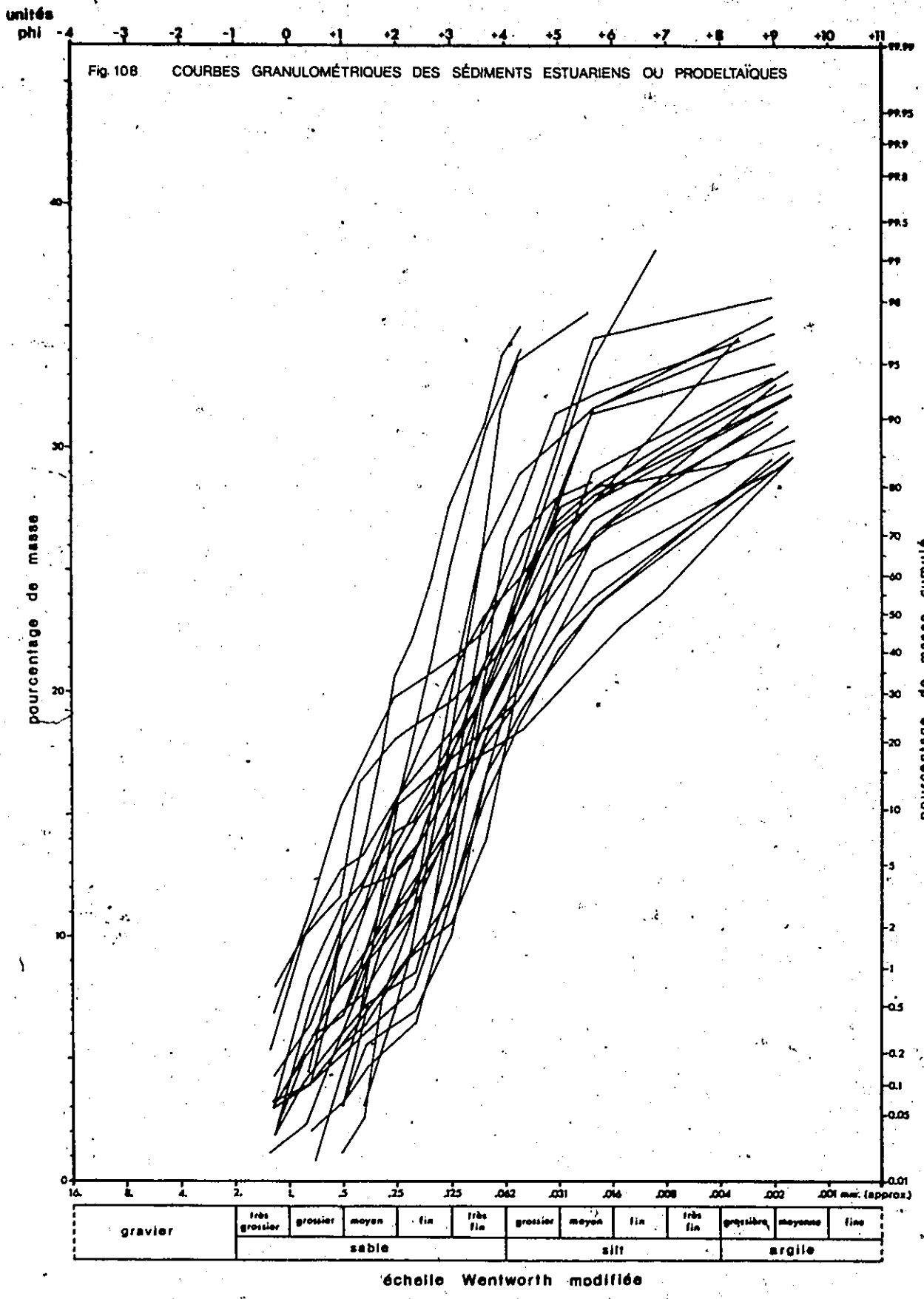


Fig. 108 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DES SÉDIMENTS ESTUARIENS OU PRODELTAÏQUES

échelle Wentworth modifiée

U. de S.

une cassure vers 2 à 3 ϕ, une population sableuse à sablo-silteuse de saltation jusqu'à une cassure vers 5 à 6 ϕ, puis une population de suspension de grandeur variable aussi. Telle qu'observée pour les sédiments glacio-lacustres et marins, la concavité des courbes vers 3 ϕ pourrait correspondre en partie au déficit généralisé de sédiments observé par PETTIJOHN (1957) entre 3 et 4 ϕ.

À la base, les sédiments estuariens et prodeltaïques passent graduellement aux sédiments marins (RC-1 ou GD-750823-1 en appendice V), mais il arrive qu'il y ait discordance comme le montrent DREDGE & THOM (1976) en appendice V. Vers le sommet, il y a presque toujours une discordance avec les sédiments deltaïques, fluviaux et même d'autres sédiments prodeltaïques, ce qui démontre d'ailleurs l'instabilité des fronts deltaïques. Cette discordance est très souvent soulignée par des sédiments déformés de 1 à plus de 4,5 m d'épaisseur entre 12 et 46 m d'altitude près des rivières (grande) Manitou, Magpie et Saint-Jean. Dans le cas de la Saint-Jean, des déformations se rencontrent dans les sédiments estuariens jusqu'à 35 km de l'embouchure. PRYER & WOODS (1958), TREMBLAY (1975) et DREDGE (1976a) mentionnent leur présence dans la région des Sept-Îles et le long de la Moisie et nous en avons constatées dans le delta de la rivière aux Rochers à 2 km au NO de Shelter Bay.

Les déformations peuvent être subdivisées en quatre catégories: les structures ondulées, les structures d'entraînement, les structures de fluage et les structures de charge.

Les structures ondulées sont de simples plissements à très grand rayon de courbure (Fig. 104) qui se présentent dans les sédiments

prodeltaïques les plus grossiers comme les sables fins à moyens (750715-A) ou les interstratifications de silts et de sable fin à moyen (750709-B). Elles résultent d'un léger tassement différentiel dans les sédiments les plus compétents. Il faut cependant faire attention pour ne pas les confondre avec les ondulations reflétant la topographie du substratum rocheux (Fig. 105).

Les structures d'entraînement se retrouvent dans les silts argileux ou sablo-argileux en contact discordant avec des sédiments grossiers de sables moyens ou de graviers deltaïques ou fluviaux. Elles consistent essentiellement en des plis à faible rayon de courbure, asymétriques et d'épaisseur variable, autrement dit des plissotements, ou des plis couchés ou déversés vers l'aval (Fig. 109).

Les structures de fluage et de charge ne sont pas nécessairement en contact discordant avec des sédiments sus-jacents, elles peuvent se trouver dans des unités internes souvent moins compétentes. Les structures de fluage typiques consistent en des strates de pseudo-nodules de forme régulière ovale et de brèches dans une matrice grossière de sables fins à moyens stratifiés sub-horizontalement ou très fortement plissés (750715-A et 750731-B). Les pseudo-nodules sont formés de sédiments plus fins à plissements concentriques et sont discordants, c'est-à-dire qu'ils ne possèdent pas de pédoncule qui les rattache au reste de la structure. Ils ressemblent un peu aux pseudo-nodules des sédiments deltaïques que l'on étudiera dans la section 3.2.6.

Les structures de charge typiques se situent toujours dans

des silts sableux à argileux, parfois des sables fins et sont de trois types: les plissements symétriques, les structures en assiettes (dish structure) et les structures en volutes (ball and pillow structure). Les plissements symétriques ou quasi symétriques présentent des variations d'épaisseur d'une même strate avec un rayon de courbure moyen à fort et une longueur d'onde métrique (750715-C en appendice V). Les structures en assiettes indiquent un mouvement ascendant de l'eau évacuée des sédiments lors de la compaction (LOWE & LOPICCOLO, 1974) de strates qui ont sédimenté très rapidement (REINECK & SINGH, 1973). Selon RUST & ROMANELLI (1975), cette structure se retrouve au-dessus des lits moins compétents qui se compactent (Fig. 110). Ces structures en assiettes se déforment de plus en plus (Fig. 111) vers le sommet pour donner des volutes, avec ou sans pédoncules, dans une unité extrêmement plissée; on peut même observer des micro-failles (750715-A). KUENEN (1958) a produit expérimentalement de telles structures par application d'une charge de sédiments non consolidée. Lorsqu'on ne retrouve pas toute la structure, il est cependant difficile de déterminer si cette dernière est du type structure de charge ou si elle est de type structure de fluage qui peut certainement présenter ce type de volutes; c'est le cas sur les rivières Moisie (740621-B) et Saint-Jean (750715-A et 750809-A) où la base des structures est cachée (Fig. 112 à 115).

Il y a présentement peu de sédiments au-dessus des structures déformées, souvent moins de 3 à 5 m. Ce fait, ainsi que la présence de la discordance sommitale, laissent supposer qu'il y a une grande quantité de sédiments qui ont été érodés depuis la sédimentation des sé-

Fig. 110 - Structures de charge en assiettes dans les sédiments prodeltaïques du delta de la rivière aux Rochers. Photo 72-1-89.

Fig. 111 - Structures de charge en assiettes et en volutes dans les sédiments prodeltaïques du delta de la rivière aux Rochers. Photo 72-1-91.

Fig. 112 - Structures de charge ou de fluage en volutes sur la rivière Saint-Jean. Site 750809-A, photo 75-11-13.

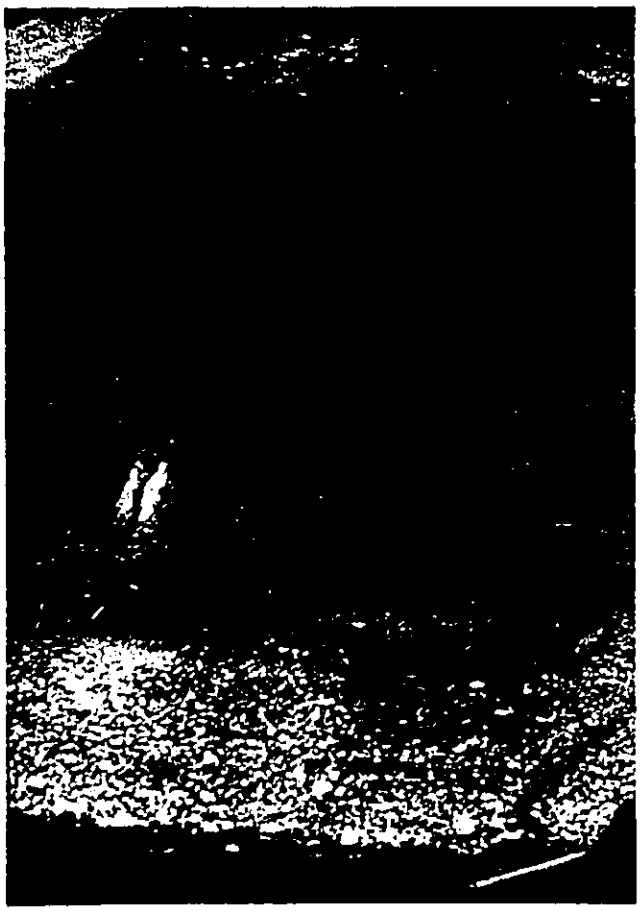


Fig. 113 - Structures de charge ou de fluage en volutes sur la rivière Saint-Jean. Site 750809-A, photo 75-11-11.

Fig. 114 - Structures de charge ou de fluage en volutes érodées par la rivière Saint-Coeur. Site 750715-A, photo 75-6-20.

Fig. 115 - Volute sans pédoncule dans les sédiments prodeltaïques de la Moisie. Site 740621-B, photo 74-6-35.

diments déformés. C'est aussi la raison pour laquelle ces sédiments sont surconsolidés (PRYER & WOODS, 1958).

Enfin, on rencontre parfois de petites déformations des strates prodeltaïques ou estuariennes sous le poids de blocs glaciels ou dérivés des falaises avoisinantes et même sous le poids de paquets de sédiments graveleux glaciels (Fig. 116 et 117), principalement entre les rivières au Bouleau et Tortue (740819-B en appendice V).

3.2.6 Le deltaïque marin

Les sédiments deltaïques sont très répandus tout le long de la côte et dans les basses vallées des cours d'eau de -30 m d'altitude à la rivière au Bouleau (711106 ou 711109) jusque vers la limite marine maximale. Cette formation, qui peut atteindre plus de 15 à 35 m d'épaisseur, est souvent surmontée par un épandage proglaciaire discordant à plus de 75 m d'altitude près des principaux cours d'eau (Fig. 154, coupes H-H', JJ', LL' et MM'''). En incluant les sédiments prodeltaïques, les séquences deltaïques ont habituellement plus de 20 m d'épaisseur et dépassent parfois les 50 à 70 m alors que la séquence sédimentaire totale n'est pas de beaucoup plus épaisse, quoiqu'elle atteigne exceptionnellement 238 m selon TREMBLAY (1975) au millage 20 (km 32) du chemin de fer QNS & L (Tableau 7) et plus de 142 m, probablement 180 à 210 m, à Pointe-Lebel sur le delta de la Manicouagan (SIMARD, 1972).

Parmi les 4 catégories de deltas de MIALL (1976), soit ceux où prédominent l'action fluviale, l'action des marées, l'action des

Fig. 116 - Sédiments prodeltaïques truffés de blocs glaciels près de la rivière au Bouleau. Site 740819-B, photo 75-5-37.

Fig. 117 - Déformation du litage prodeltaïque sous un paquet de sédiments glaciels. Site 740819-B, photo 78-1-14.

Tableau 7 - Epaisseurs maximales des séquences sédimentaires dans les zones deltaïques

Deltas	Prodeltaïque et deltaïque (m)	Total incluant le marin (m)
Moisie	>70	238
Matamek	13	>14
Cran Carré	14	>14
Aux Loups-Marins	>23	38
Pigou	>5	18
Au Bouleau	>31	>31
Tortue	>54	>54
Sault-Blanc	>55	>55
(grande) Manitou	49	49
A la Chaloupe	>18	>18
Sheldrake	>28	>35
Au Tonnerre	>11	>48
Magpie	>17	>17
Saint-Jean	>65	>65
Mingan	>34	>34

vagues et enfin ceux qui sont mixtes, les deltas de la Côte Nord se rangent tous dans la première catégorie. Ces deltas où prédomine l'action fluviale possèdent d'abord une granulométrie croissante vers le haut, ce qui est facile à démontrer à partir d'exemples des grands deltas de la Saint-Jean et de la Moisie (RC-1 et GD-750823-1 en appendice V). Leur forme largement lobée dénote un régime fluvial irrégulier contrairement à la forme en patte d'oiseau qui dénote un régime fluvial régulier; l'étude des débits (Section 2.6) a bien démontré l'importance des variations annuelles (étiage X 100). Ces deltas ne sont pas dominés par l'action des marées puisque la granulométrie ne décroît pas vers le sommet et que les marées sont faibles. L'amplitude moyenne des marées est de 0,9 à 2,8 m, tandis que leur amplitude maximale est de 1,7 à 4,4 m (Section 2.7.4). Enfin, ces deltas ne peuvent être caractérisés par l'action des vagues puisqu'il n'y a pas de cordons prélittoraux et que les hauteurs de vagues sont faibles; les vagues ont en moyenne 0,6 à 1,6 m de hauteur (Section 2.7.5).

Les sédiments deltaïques sont généralement bruns mais peuvent être gris. Ils sont occasionnellement fossilifères (8 sites) et on y rencontre parfois des débris organiques et même des troncs d'arbres (9 sites). Ils sont toujours stratifiés avec des structures sub-horizontales, obliques ou entrecroisées. Les grandes structures métriques et parfois décamétriques sont sub-horizontales avec des pendages dépassant rarement 3^{o} vers le sud (Fig. 103 et 104), mais les strates sub-horizontales internes, qui sont millimétriques (30 à 80 mm), centimétriques (1 à 10 cm) et même décimétriques (1 à 60 cm), peuvent atteindre des pendages de 7^{o}. Ces stratifications dénotent un écoulement

rapide où il y a peu de granoclassement. Les structures obliques sont rares et localisées; elles ont des pendages de 7° à 36° avec une moyenne de 22° à 30° à composante sud (Fig. 87 et 88). Presque toujours dans les sables, ces structures dénotent une sédimentation en eau plus calme mais tout de même une sédimentation rapide où les grains se déposent en position instable puis s'écroulent comme en témoignent nombre de strates déformées (Fig. 118). Dans la région des Sept-Îles, DREDGE (1976a) a remarqué le même phénomène. En définitive, les véritables lits frontaux sont rares dans ces deltas ou difficilement différenciables des lits sommitaux et même des couches basales si ce n'était de la différence de granulométrie.

La majorité des structures sont des structures entrecroisées de rivières anastomosées avec remblaiement et creusement alternatifs (cut and fill). Ces stratifications, qui sont de dimension et d'orientation très variables, présentent souvent un granoclassement des particules grossières vers la base (Fig. 119). Les stratifications sont toujours très nettes (Fig. 120) avec des chenaux qui sont souvent spectaculaires (Fig. 121 et 122). Les lamination de sables ferro-magnésiens sont très fréquentes (Fig. 123 et 124) et soulignent parfois des rides ascendantes (climbing ripples).

Les sédiments deltaïques contiennent beaucoup de micas (LAVERDIÈRE, 1955a; TREMBLAY, 1975; DREDGE, 1976a), biotite et phlogopite, mais ils contiennent peu de lentilles de sédiments fins, ce qui dénote encore une sédimentation rapide. Les seuls sédiments fins se retrouvent parfois en lits sub-horizontaux vers la base et constituent une zone

Fig. 118 - Lits frontaux deltaïques déformés par rupture d'équilibre lors d'une sédimentation trop rapide: rivière (petite) Manitou. Site 750721-B, photo 75-6-30.

Fig. 119 - Granoclassement des particules grossières vers la base dans des stratifications entrecroisées deltaïques (en haut à gauche). Photo 72-1-85.

Fig. 120 - Exemple de stratifications entrecroisées deltaïques près de la (grande) Manitou; noter la discordance sommitale avec des alluvions plus récentes. Sité 750610-A, photo 75-1-22.

Fig. 121 - Chenal dans les sédiments deltaïques de la Moisie. Photo 76-13-19.

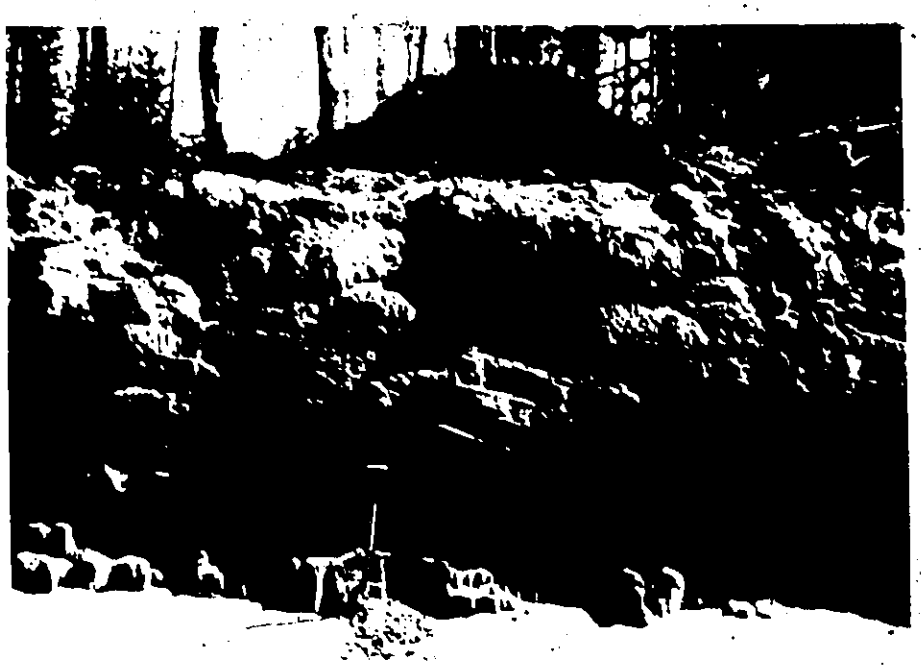


Fig. 122 - Chenal dans les sédiments deltaïques de la Moisie vers Matamek. Site GD-770720-I, photo 77-12-34.

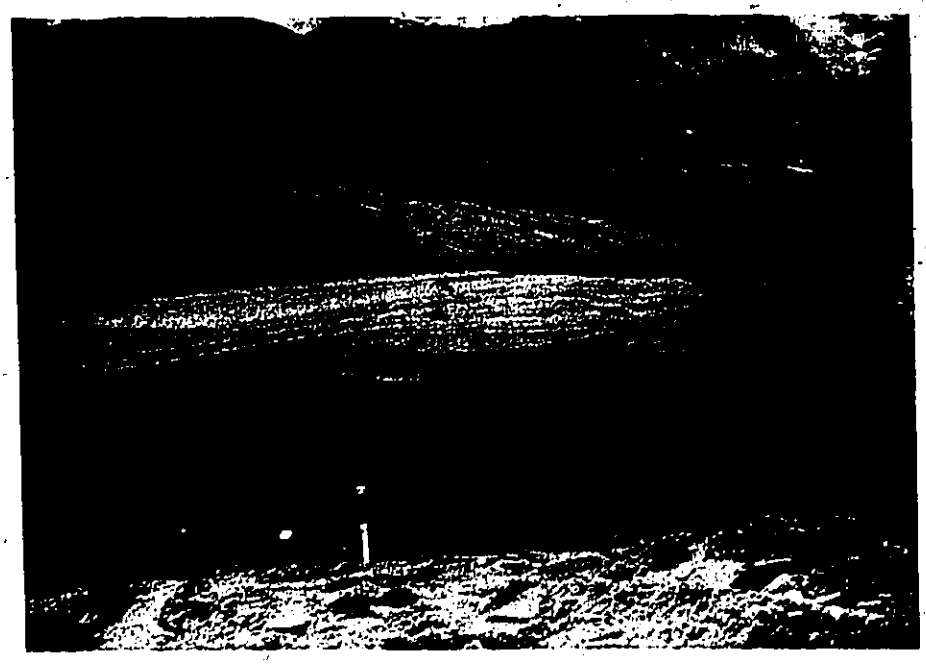


Fig. 123 - Laminations de ferro-magnésiens dans les stratifications du delta de la rivière au Tonnerre. Site 750623-D, photo 75-7-31.

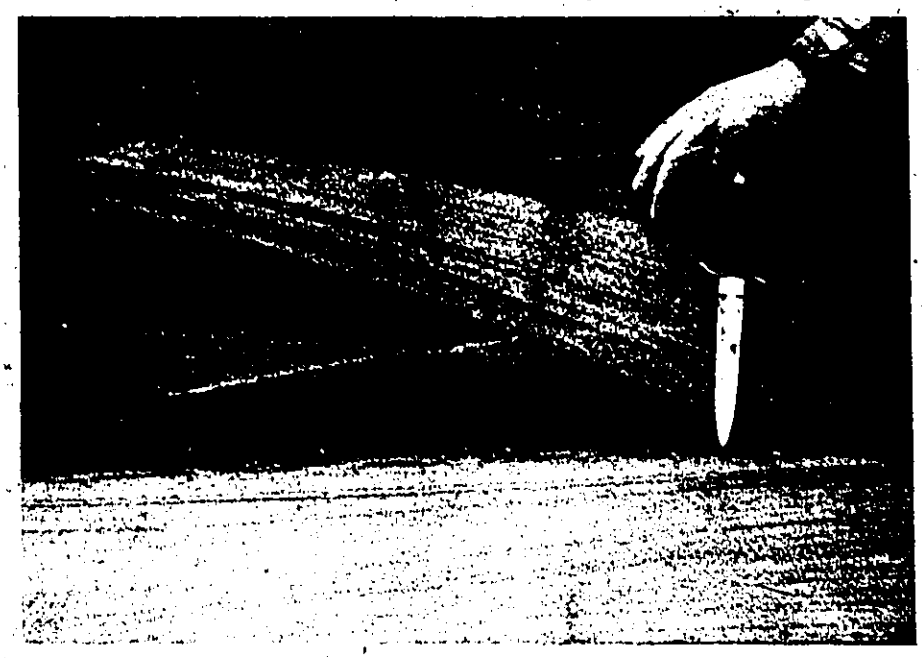


Fig. 124 - Détail des laminations de ferro-magnésiens dans les stratifications du delta de la rivière au Tonnerre. Site 750623-D, photo 75-7-32.

Fig. 125 - Brèche de matériaux estuariens ou prodeltaïques dans les sédiments deltaïques de la Magpie. Site 750709-A, photo 75-4-11.

de transition graduelle vers les sédiments prodeltaïques (750731-A ou GD-770720-1 en appendice V). Sur 6 sites dans les deltas des rivières (petite) Manitou, Saint-Jean, Magpie, Tortue et Matamek (750709-A, 750715-D et 750819-A' en appendice V), on retrouve des sédiments fins sous forme de pseudo-nodules ou de brèches de formes irrégulières (Fig. 125 à 127) et même de lentilles et de galets de forme ovale dans une matrice de sable fin à grossier. Ces sédiments fins, qui sont généralement estuariens ou prodeltaïques (Fig. 128) et parfois fossilifères (750709-A en appendice V), forment des bancs de 1,3 à près de 24 m d'épaisseur de diamicton à stratifications sub-horizontales; on y retrouve parfois des stratifications entrecroisées ou des strates déformées en volutes (750722-B). Ces sédiments, surtout ceux qui possèdent des formes irrégulières, ont probablement été transportés gelés sur de courtes distances et certains forment des sortes de rythmites de 30 à 60 m d'épaisseur (750819-A' en appendice V).

Il y a trois types de textures dans les sédiments deltaïques marins: graveleuse, sableuse et sablo-silteuse (Tableau 6).

La texture graveleuse se compose de 24 à 89% de gravier, 36 à 69% de sable et 0 à 1% de silt selon sa phase totale; sa fraction sableuse est constituée de 99 à 100% de sable et de 0 à 1% de silt pour un diamètre moyen des particules de 0,4 à 2,3 ℗ (Fig. 89 et tableau 6). La texture sableuse est plus répandue et se compose de 98 à 100% de sable et de 0 à 2% de silt pour un diamètre moyen des particules semblable à la texture graveleuse entre 0,4 et 1,0 ℗. La texture sablo-silteuse ne se rencontre que dans les sédiments de transition

Fig. 126 - Brèche de matériaux estuariens ou prodeltaïques de la Magpie. Site 750709-A, photo 75-4-13.

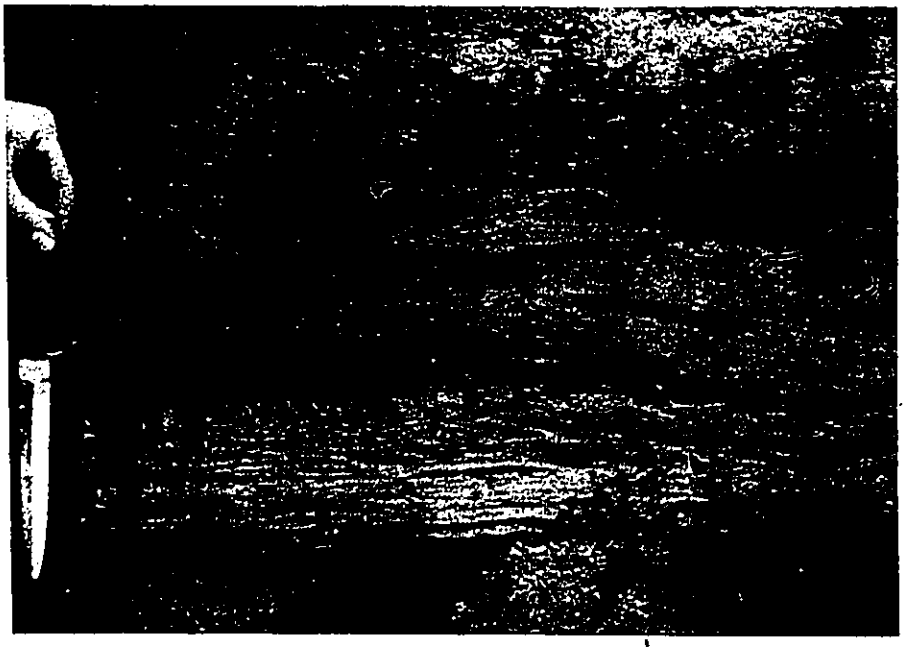


Fig. 127 - Brèche et lits déformés de sédiments estuariens ou prodeltaïques dans les sédiments deltaïques de la Saint-Jean. Site 750715-D, photo 75-5-6.

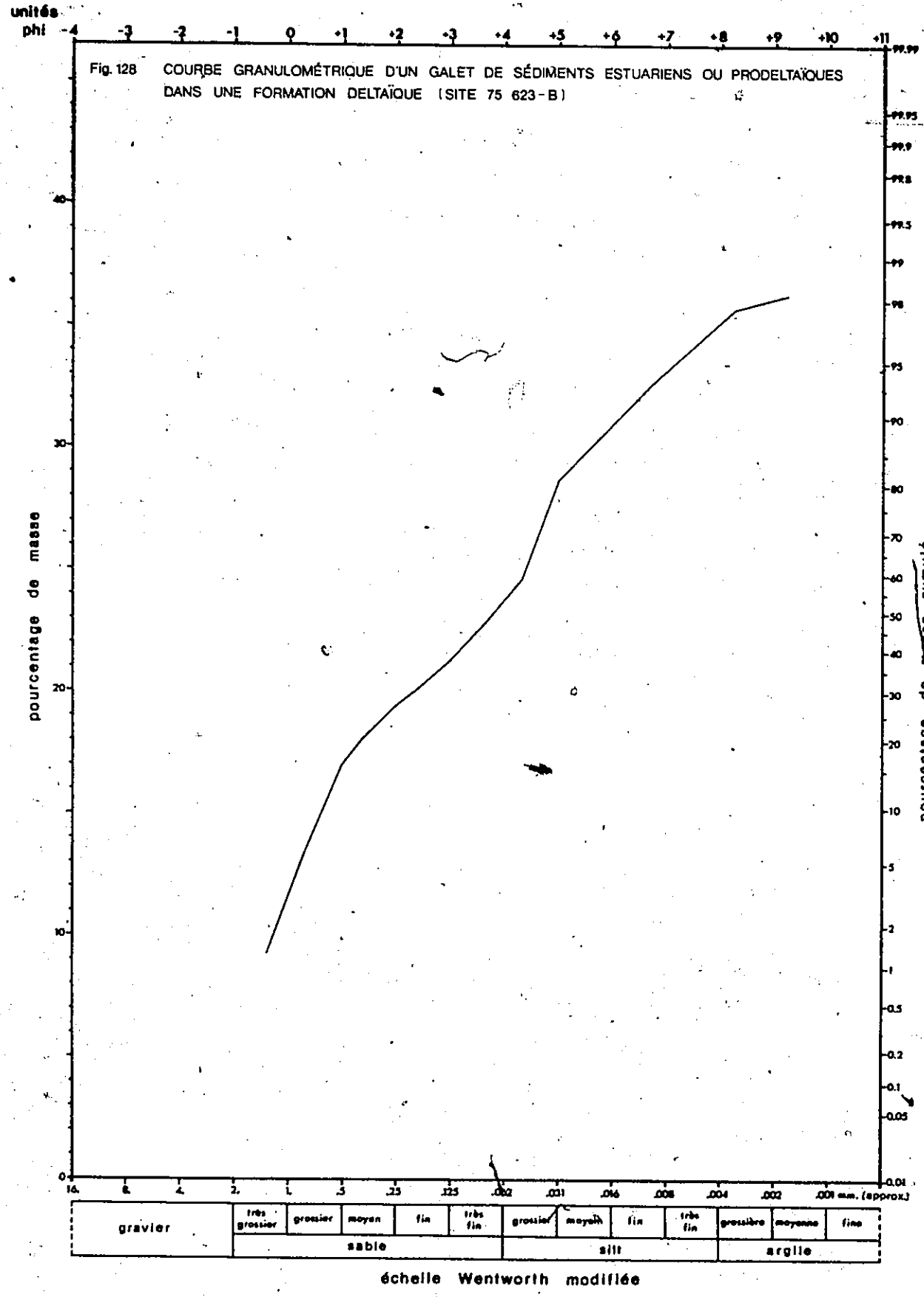


Fig. 128 COURBE GRANULOMÉTRIQUE D'UN GALET DE SÉDIMENTS ESTUARIENS OU PRODELTAÏQUES DANS UNE FORMATION DELTAÏQUE (SITE 75 623-B)

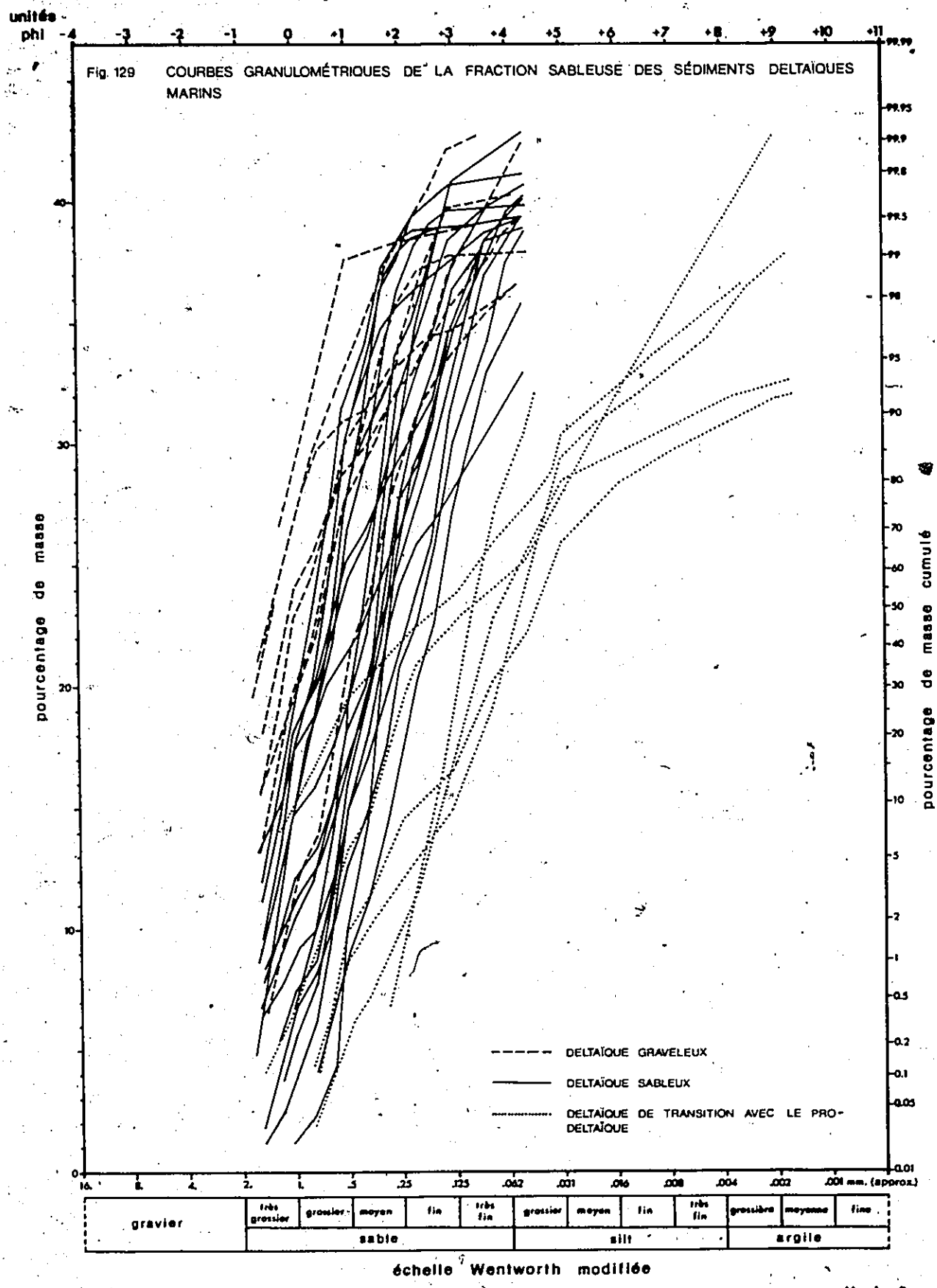
U. de S.

avec les sédiments prodeltaïques et se compose de 43 à 70% de sable, de 28 à 52% de silt et de 1 à 9% d'argile pour un diamètre moyen des particules bien inférieur aux autres textures soit entre 3,4 et 4,3 ϕ.

Les textures sableuse et graveleuse se ressemblent tant au niveau des courbes (Fig. 129) que des paramètres; le meilleur exemple est le coefficient d'asymétrie qui est rigoureusement semblable puisqu'il est de symétrique positif à normal (Sk=0,12 à 0,32). Le coefficient de classement est aussi semblable en majeure partie, puisque la texture graveleuse varie de pauvrement à modérément classée (So= 0,61 à 1,06); la texture sableuse est aussi de pauvrement à modérément classée quoiqu'elle soit parfois bien classée (So=0,48 à 1,01). Le coefficient d'acuité des deux textures se ressemble aussi puisqu'il varie de normal à leptokurtique pour les sables (Kc=0,93 à 1,33) et les graviers, quoiqu'il aille jusqu'à platykurtique pour ces derniers (Kc=0,72 à 1,50). Bon nombre de caractéristiques de ces textures, tant au niveau des paramètres que des courbes pourraient être confondues avec des caractéristiques de distributions fluviales et même littorales.

La texture sablo-silteuse diffère des deux autres par un classement très pauvre (So=1,75 à 2,19) et une distribution leptokurtique à très leptokurtique (Kc=1,11 à 1,89) qui sont nettement prodeltaïques. Cependant, elles possèdent le même coefficient d'asymétrie (Sk=0,12 à 1,32). Sa famille de courbes diffère des autres textures et peut être confondue avec des courbes de sédiments prodeltaïques ou même de certains sédiments fluviaux.

Fig. 129 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DE LA FRACTION SABLEUSE DES SÉDIMENTS DELTAÏQUES MARINS



Les courbes de cet environnement sont tellement irrégulières qu'il serait hasardeux d'essayer de les subdiviser en diverses populations comme l'a tenté VISHER (1969).

Au niveau de la cartographie, il est souvent difficile de distinguer les sédiments deltaïques des sédiments fluviaux et littoraux lorsqu'il n'y a pas de coupes ou lorsque les coupes sont inaccessibles; on se sert alors d'évidences géomorphologiques, comme la dissection de méandres entrecoupés dans le premier cas et la présence de levées de plage dans le deuxième cas.

3.2.7 Le littoral et le glaciel

Les sédiments littoraux se retrouvent partout en dessous de la limite marine maximale jusqu'au niveau marin actuel; ils permirent d'établir la limite marine maximale vers 131 m d'altitude à l'est de la rivière aux Rats-Musqués et au nord des Mornes Rouges. TREMBLAY (1975) en a trouvé jusqu'à 126 m d'altitude sur l'épandage proglaciaire du lac Daigle.

D'une épaisseur moyenne de 1 à 2 m, ils peuvent parfois atteindre 7,7 m dans le cas de la zone de blocs glaciels de la rivière au Bouleau. Dans la région des Sept-Îles, DREDGE (1976a) indique la présence de sites de 2 à 5 m de sédiments littoraux.

La granulométrie des sédiments littoraux est déterminée par la pente du littoral (sélection des grains qui peuvent y rester), la source de sédiments et le niveau d'énergie de la vague (KOMAR, 1976); généralement la granulométrie croît avec l'énergie de la vague (NORD-

STROM, 1977). Il est donc souhaitable d'étudier ces sédiments par classes texturales: vase, sable et gravier, blocs et diamicton coquillier.

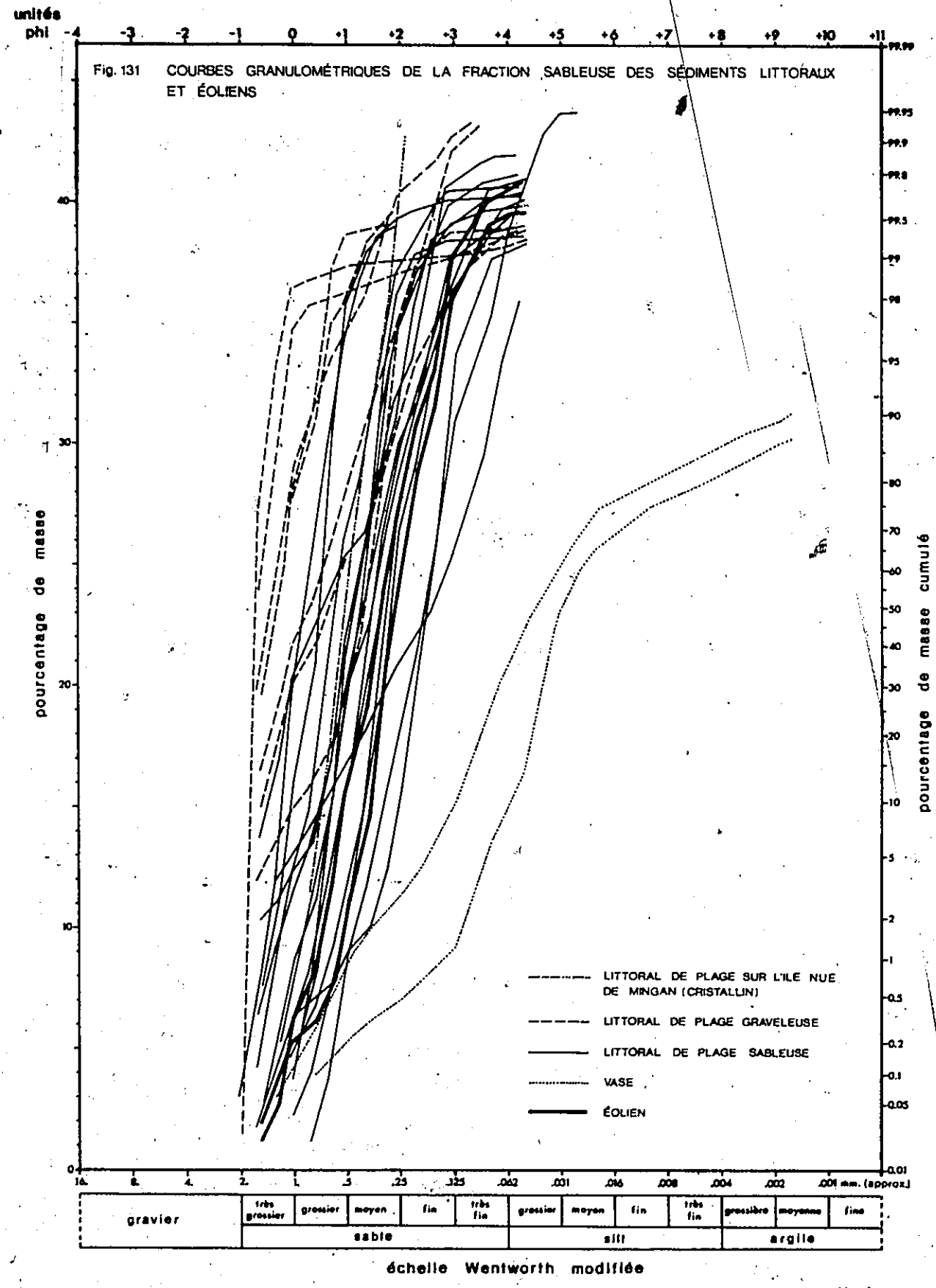
Les vases sont très peu répandues sur la Côte Nord et elles se localisent toujours dans des baies ou des anses abritées comme la baie des Sept-Îles, le petit Havre (Amory Cove), le Cormoran, derrière l'île du Cormoran à l'ouest et quelques baies de la région de Havre-Saint-Pierre à l'est, dont la baie Saint-Laurent. A Rivière-Saint-Jean, une séquence vaseuse de 0,9 à 1,2 m d'épaisseur (750714-B) a été mise en place avec des sédiments fluviaux lors de l'abandon d'un ancien chenal de la rivière (Fig. 130). Enfin, de grandes étendues de vases pénétrées de flèches ou de levées sableuses existent au nord de Longue-Pointe-de-Mingan dans trois anciennes baies refermées par la dérive littorale. Sises entre 10 et 35 m d'altitude, ces baies sont maintenant occupées par des tourbières et quelques lacs dont le lac Patterson et le lac Hatché (Fig. 19).

Les vases sont composées de 9 à 32% de sable, 50 à 71% de silt et 15 à 20% d'argile (Fig. 89 et tableau 6). Si ce n'était la présence importante de matières organiques, elles pourraient facilement être prises pour des sédiments marins (Fig. 131), le diamètre moyen des particules est de 5,2 à 6,0 Φ, le classement est très pauvre (So = 2,11 à 2,37) et la distribution possède une très forte asymétrie positive qui indique un remaniement (Sk = 0,49 à 0,63); la seule différence est que la distribution des vases est uniquement leptokurtique et l'est d'une façon plus marquée (Kc = 1,20 à 1,49) que les sédiments marins.

Fig. 130 - Vase et sédiments fluviaux de l'ancienne embouchure de la Saint-Jean. Site 750714-B, photo 77-8-17.

Fig. 132 - Stratifications d'une levée de plage de tempête à Rivière-à-la-Chaloupe. Site 750612-C, photo 75-2-5.

Fig. 131 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DE LA FRACTION SABLEUSE DES SÉDIMENTS LITTORAUX ET ÉOLIENS



échelle Wentworth modifiée

U. de S.

Étant les sédiments les plus répandus les graviers et surtout les sables ont toujours été mieux étudiés. Leur structure entrecroisée les rend parfois difficilement différenciables des sédiments deltaïques. Ils en diffèrent cependant sur plusieurs points. Les strates sont généralement peu épaisses, 5 à 25 cm, mais peuvent atteindre 90 cm dans les grosses levées de plage construites par les tempêtes (Fig. 132). En coupe transversale, les laminations sont légèrement concaves ou ondulées parallèles à la base des stratifications. En coupe longitudinale, les laminations sont sub-horizontales (Fig. 133) avec des pendages dans presque toutes les directions, excepté sur les levées où ils sont plus souvent vers le côté distal que proximal. Les laminations entrecroisées alternent souvent avec des laminations planes parallèles à la pente de la plage (KOMAR, 1976). Les laminations de ferro-magnésiens concentrées sur les hautes plages dépassent rarement 1,3 cm d'épaisseur mais peuvent devenir des strates de 90 cm nous affirme LAVERDIÈRE (1954 et 1955a). Selon ce dernier, les strates de ferro-magnésiens peuvent atteindre 15 m de largeur et plusieurs centaines de mètres de longueur (Fig. 134). L'importance des sédiments ferro-magnésiens serait proportionnelle à l'importance des cours d'eau d'après DULIEUX (1912c). Contrairement aux sédiments deltaïques aussi, il n'y a pas de strate épaisse de gravier dans les zones sableuses et ces sédiments sont très peu fossilifères (TREMBLAY, 1975) et l'on y retrouve peu ou pas de micas (KOMAR, 1976).

Les sédiments graveleux sont composés de 19 à 61% de gravier et de 39 à 75% de sable selon leur phase totale mais de 99 à 100% de

Fig. 133 - Coupe longitudinale dans les sédiments littoraux du delta de la Moisie. Photo 77-12-7.

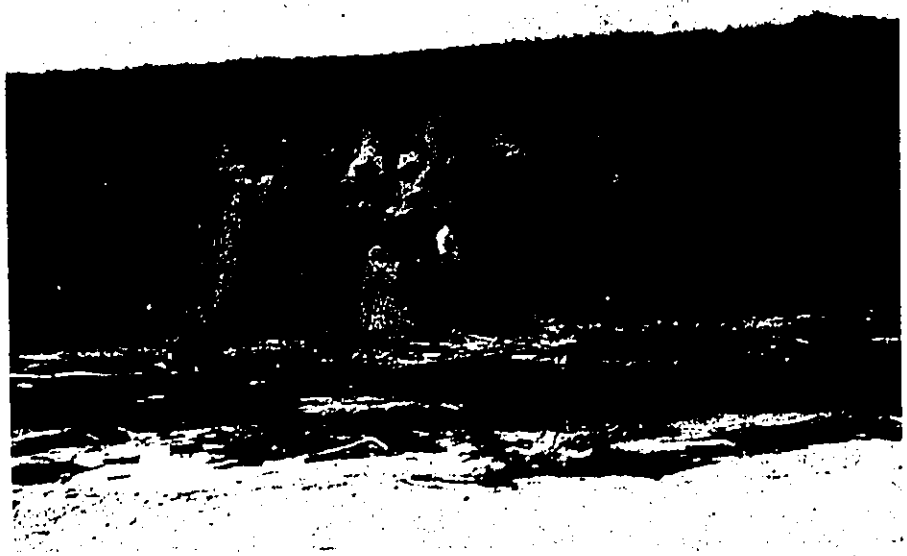


Fig. 134 - Concentration de sable ferrifère sur la haute-plage près de Rivière-Pentecôte. Photo 74-1-11.

sable et 0 à 1% de silt, tout comme les sédiments sableux, selon leur fraction sableuse (Fig. 89 et tableau 6). Les rivages calcaires produisent des sédiments plus graveleux, sub-anguleux à anguleux lorsque gélifractés, avec 78 à 85% de gravier, 4 à 22% de sable et 0 à 1% de silt selon leur phase totale; leur fraction sableuse est trop faible pour être significative (Fig. 135).

Les sables et les graviers littoraux possèdent les mêmes paramètres granulométriques, mais se différencient graphiquement par leurs familles de courbes (Fig. 131) et aussi par le diamètre moyen des particules qui est de 0,8 à 1,9 Φ pour les sables et de -0,6 à -0,2 Φ pour les graviers. Leur classement est bon ou modéré (So=0,36 à 0,64); ils possèdent une distribution symétrique positive à négative ou légèrement asymétrique positive (Sk=-0,18 à 0,18) et cette dernière est d'acuité normale ou légèrement platykurtique ou leptokurtique (Kc=0,86 à 1,17).

KING (1972) mentionne que le diamètre moyen des particules est un indice de l'énergie à la côte; le diamètre varie avec le taux d'énergie mais les variations sont saisonnières. Cette relation est valable ponctuellement mais ne peut être appliquée aux moyennes présentées ici lesquelles dans l'ensemble, sont liées à la dimension des particules disponibles provenant de sédiments en grande partie deltaïques ou fluviaux.

Les valeurs du coefficient de classement sont identiques à celles de KING (1972) ou de KOMAR (1976), soit de bien classées en général mais moyennement classées vers le point de déferlement. Il est

Fig. 135 - Gravier calcaire littoral sur l'île Nue de Mingan. Photo 76-5-29.

Fig. 136 - Blocs littoraux au pied d'une falaise près du cap Cormoran: le plus gros bloc fait environ 4,5 m de diamètre. Photo 74-6-29.

exact que le classement a une légère tendance à s'améliorer plus le diamètre des particules décroît, mais le petit nombre d'échantillons entre 2,3 et 3,3 ϕ ne permet pas d'affirmer comme KING (1972) que le classement est bien meilleur pour ces valeurs. Cette relation permettrait probablement de comprendre pourquoi DREDGE (1976a) arrive à un coefficient de classement moyen de 0,67 puisque le diamètre moyen qu'elle a trouvé est de 0,5 ϕ, soit un diamètre moyen beaucoup plus grand que dans la présente étude.

À la suite de FRIEDMAN (1961), on mentionne que les sédiments littoraux ont un coefficient d'asymétrie généralement négatif, excepté au point de déferlement, surtout à cause d'une sous-représentation des éléments fins qui sont entraînés au large par la turbulence. Sur la Côte Nord, seulement 33% des échantillons possèdent une très légère asymétrie négative. DREDGE (1976a) a aussi remarqué ce fait et elle donne des explications très valables: 1) la rapide régression marine n'a pas laissé le temps nécessaire pour le lavage des éléments fins dans bien des cas et surtout 2) à cause du fort pourcentage de minéraux lourds (ilménite, hématite et surtout magnétite) dans le sable fin; ce pourcentage peut être de l'ordre de 17%.

Comparées aux environnements précédents, les caractéristiques des sédiments sableux littoraux pourraient parfois être prises pour celles de certains sédiments prodeltaïques ou deltaïques si ce n'était un meilleur classement. Il serait cependant difficile de les comparer à celles des sédiments de littoraux lacustres puisque ces derniers sont plus pauvrement classés et possèdent une asymétrie positive un peu plus forte et une acuité bien plus leptokurtique. Dans bien des cas

aussi, malgré une tendance graphique similaire à plusieurs courbes des environnements cités, les courbes des sédiments de littoraux marins présentent quatre populations séparées par trois cassures (VISHER, 1969). Dans nos échantillons, la population de roulement est absente ou de moins de 1% avant une première cassure vers 0,5 ou 1 ϕ; les deux populations de saltation dues respectivement au jet de rive et à la lame de retrait sont séparées par une légère cassure vers 1,5 ϕ, tandis que la population de suspension de moins de 2% se situe au-delà de la cassure de 3 ϕ. Plusieurs échantillons ne possèdent qu'une population de saltation, ce qui en ferait des sédiments à tendance plutôt pré-littorale selon VISHER (1969).

La présence de blocs littoraux souvent affectés de stries folles se manifeste de différentes façons: sur la terre ferme on rencontre de véritables plages de blocs, des blocs enchassés dans une matrice sableuse ou silteuse et des champs de blocs épars. Sur les îles de Mingan, on rencontre des levées de plage de blocs calcaires et des blocs cristallins isolés.

Les plages de blocs se retrouvent vers 30 m d'altitude au NE du petit Havre, vers 90 m au nord de Longue-Pointe-de-Mingan et du niveau marin actuel, jusque vers 60 m d'altitude entre les rivières Pigou et Tortue. Ces plages sont en pentes fortes et ressemblent à un simple amoncellement de blocs hétérométriques pouvant atteindre 4,5 m de diamètre lorsqu'elles se trouvent au pied d'une falaise (Fig. 136); elles sont en pentes douces et ressemblent à un pavage de type becevnik (L.E. HAMELIN, comm. pers.) avec des blocs de 10 à 60 cm de diamètre

en moyenne lorsque l'action des glaces flottantes les a aménagées (Fig. 137 et 138).

Entre le cap Cormoran et la rivière Tortue, on rencontre aussi des sédiments marins, estuariens ou prodeltaïques, deltaïques et littoraux truffés de nombreux blocs glaciels ou, le plus souvent, tombés des falaises avoisinantes. Le meilleur exemple est la coupe 740819-B (en appendice V) dont on a déjà examiné l'unité prodeltaïque à la section 3.2.5 (Fig. 116 et 117). Dans ce secteur, d'autres blocs littoraux dérivés d'une falaise morte sont enchassés dans des sédiments deltaïques vers 130 m d'altitude au nord des Mornes Rouges. C'est un indice de la limite marine maximale. Enfin, on a déjà vu aussi (Section 3.2.1e) qu'il y avait des blocs glaciels dans un diamicton glaciel et dans les sédiments littoraux en partie dérivés de ce dernier près de la rivière Matamek (740720-A et B en appendice V et photos 80 et 81).

Les champs de blocs glaciels épars sur un substratum vaseux ou rocheux sont fréquents principalement dans les baies ou les anses abritées. On peut en voir de beaux exemples dans la région de la pointe Saint-Charles (Fig. 139), du havre de la rivière aux Loups-Marins et à l'est de la rivière au Bouleau. Un des plus beaux champs de blocs est sans contredit celui à la baie des Sept-Îles où l'on trouve des blocs à arêtes arrondies et marquées de stries folles qui atteignent les 8 m de diamètre (DREDGE, 1976a); on en retrouve jusqu'à 1,5 à 1,8 m de profondeur et parfois à 11 m dans les forages (LAVERDIÈRE, 1954) et certains, composés de gneiss, viennent nettement de l'est, de la

Fig. 137 - Blocs littoraux dérivés d'une falaise et plage de type becevnik près du cap Cormoran. Photo 74-8-12.

Fig. 138 - Becevnik perché à environ 15 m d'altitude près de la rivière Sault-Plat: ces blocs créent des problèmes d'aménagement routier. Photo 74-8-5.

Fig. 139 - Champs de blocs glaciels à la Caye du Loup à l'ouest de la pointe Saint-Charles. Photo 74-10-18.

Fig. 140 - Levée de plage de cailloux plats calcaires sur l'Île aux Bouleaux. Photo 76-20-9.

région de Matamek (DREDGE, 1976a).

Sur les îles de Mingan, on trouve de nombreuses levées de plage formées de galettes calcaires atteignant plusieurs décimètres de diamètre (Fig. 140) et d'énormes blocs basculés des falaises minées par l'action littorale et qui sont retravaillés par cette dernière (Fig. 141). Les blocs exotiques cristallins sont assez fréquents sur les îles; on en a vu des exemples sur l'île Nue de Mingan et sur l'île à Samuel (Niapisca) par exemple (Fig. 142).

Enfin, on ne peut passer sous silence les diamictons coquilliers de la région de Baie-Comeau à cause de leur caractère unique et des formes périglaciaires qui les affectent et dont nous parlerons plus loin (Section 5.2.4). Deux terrasses littorales à 60 et 75 m d'altitude le long de la rivière aux Anglais sont entièrement composées de coquillages. Sur plus de 2 m dans le premier cas et de 6 m dans le second cas (Fig. 143), des coquillages divers, généralement brisés, s'amoncellent en vrac avec quelques grains de sable et quelques graviers épars. Quelques alignements de grosses coquilles et de graviers donnent une impression de stratifications de plus de 10 à 30 cm d'épaisseur. L'état des coquilles de ces dépôts de fond de baie milite en faveur d'une sédimentation littorale de tempête tout comme la plage calcareuse de John O'Groats en Écosse (RAYMOND & HUTCHINS, 1932).

Au niveau de la cartographie des zones inaccessibles, ont été classés comme littoraux seulement les sédiments qui présentaient des levées de plage évidentes.

Fig. 141 - Blocs calcaires basculés sur la petite île au Marteau. Photo 75-2-17.

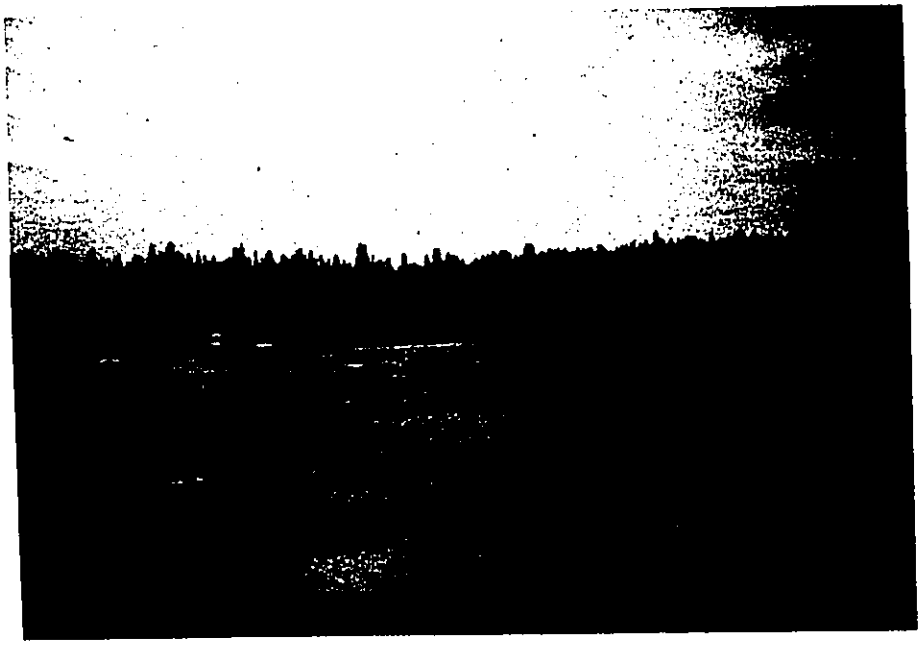


Fig. 142 - Blocs glaciels cristallins à l'est de l'île à Samuel. Photo 75-17-9 (B. Landry).

Fig. 143 - Diamicton coquillier près de la rivière des Anglais au nord de Baie-Comeau. Photo 77-1-21.

Fig. 144 - Paléosols et stratifications sub-horizontales dans une cuvette de déflation à Pointe à la Baleine à l'ouest de Sheldrake. Photo 75-3-15.

3.2.8 L'éolien

Les sédiments éoliens sont dérivés de sédiments littoraux, deltaïques ou fluvioglaciaires d'épandage. On les retrouve à deux tranches altitudinales différentes: des sédiments actuels ou sub-actuels de 2 à 23 m d'altitude et des sédiments anciens entre 40 et 150 m d'altitude.

Sur le littoral actuel, on trouve ces sédiments presque partout de Moisie à Mingan. Entre 20 et 23 m d'altitude, une sédimentation éolienne a été provoquée à Rivière-au-Tonnerre et à Longue-Pointe-de-Mingan par les travaux d'aménagement d'aéroports; celui de Longue-Pointe-de-Mingan est le plus extensif et il date d'une trentaine d'années.

Aux plus hautes altitudes, des sédiments éoliens sont sis entre 66 et 90 m d'altitude à la pointe des Monts (DUBOIS, 1973a; DREDGE, 1976a) et à l'est du delta de la Magpie sur lequel le vent a quasi complètement raclé les sables de surface, entre 85 et 105 m d'altitude près de la rivière aux Graines et entre 45 et 105 m près de la rivière Mingan. Sur la rivière Saint-Jean, de tels sédiments se situent à 105 m d'altitude sur un épandage fluvioglaciaire tandis que sur la Romaine les sédiments éoliens sont sis entre 76 et 150 m d'altitude sur un épandage fluvioglaciaire qui se poursuit en delta vers les basses altitudes. La dernière zone éolisée est située sur le delta de la Moisie entre l'aéroport des Sept-Îles et la rivière Moisie. LAVERDIÈRE (1954), DREDGE (1971) et Rel. Géotech. Champlain (1972) mentionnaient déjà une zone sise entre 50 et 60 m d'altitude à l'est de l'aéroport et Rel. Géotech. Champlain (1972) et TREMBLAY (1975) ont rajouté une

autre petite zone près de la rivière Moisie entre 40 et 45 m d'altitude.

Les sédiments éoliens ont été peu étudiés dans la région, principalement pour des raisons d'accessibilité. On a cependant observé que ces sédiments étaient généralement stratifiés sub-horizontalement avec des lits formés de paléosols dans les buttes et les dunes longitudinales près du littoral actuel (Fig. 144) ou qu'ils étaient formés de structures entrecroisées de grands angles (wedge-shaped) avec des pendages se rapprochant des 25° à 35° observés par KOMAR (1976) dans les dunes paraboliques des deltas et des épandages.

Dans les champs de dunes des Sept-Îles, DREDGE (1971) a observé des structures anticlinales atteignant des pendages de 34° tandis que TREMBLAY (1975) a noté des stratifications entrecroisées à pendages divers dues à des variations fréquentes du vent. Cet auteur a aussi trouvé, près de la surface des placages éoliens discontinus, des lits isolés de sable grossier ou interstratifiés avec des lits de sable fin à moyen ne dépassant pas 1 cm d'épaisseur et qui sont légèrement ondulés. Selon A. CAILLEUX (Rel. Géotech. Champlain, 1972) ces sédiments seraient nivéo-éoliens.

La texture des sédiments éoliens ne varie pas beaucoup puisqu'elle est toujours sableuse (Fig. 89 et tableau 6). Les deux échantillons prélevés (740802-A et 750803-1) contiennent de 2 à 11% de sable grossier, de 55 à 61% de sable moyen, de 27 à 41% de sable fin et de 1 à 2% de sable très fin et de silt et leur moyenne se situe donc dans les sables moyens près des sables fins (Mz = 1,7 à 2,0 Φ).

Affectés d'un classement limite entre bon et moyen (So = 0,46 à 0,54), les sédiments éoliens possèdent une distribution symétrique ou légèrement asymétrique positive (Sk = 0,06 à 1,16) en accord avec les valeurs de KUKAL (1970), et aussi légèrement leptokurtique (Kc = 1,15 à 1,19). Ils peuvent donc être confondus avec des sédiments littoraux avec de tels paramètres et même les courbes peuvent l'être aussi (Fig. 130); en effet, la courbe des sédiments éoliens ne possède qu'une population de saltation (VISHER, 1969) entre les cassures de 0,5 à 1 ϕ et de 3 ϕ comme beaucoup de courbes de sédiments littoraux. Cependant, on ne peut pas dire avec le peu d'échantillons présentés que le classement soit meilleur dans les sédiments éoliens que dans les sédiments littoraux tel que KOMAR (1976) l'exprime. Une étude récente de PATRO & SAHU (1977) vient appuyer cette affirmation. L'étude porte sur l'analyse discriminante de la sphéricité et de l'émoussé des grains de quartz fluviaux, littoraux et éoliens en fonction des paramètres granulométriques. Cette étude démontre qu'il est possible de distinguer les sédiments fluviaux des sédiments littoraux et surtout les sédiments fluviaux des sédiments éoliens, mais qu'il est quasi impossible de distinguer les sédiments littoraux des sédiments éoliens.

Au niveau de la cartographie, l'extension des sédiments éoliens est certainement plus grande que les surfaces cartographiées car dans les zones inaccessibles, ont été cartographiés comme tels seulement les secteurs affectés de formes éolisées évidentes.

3.2.9 Le fluviatile

Les sédiments fluviatiles se présentent sous forme de hautes terrasses, de deltas ou de plaines actuelles de débordement dans toutes les vallées de la région. Leur épaisseur dépasse rarement les 3 à 4 m, mais on en a trouvé jusqu'à 6,3 m lors d'un forage à l'embouchure de la Sheldrake (710513-9).

Leurs structures sub-horizontales et principalement entrecroisées de toutes dimensions s'apparentent évidemment à celles des sédiments deltaïques marins et parfois à celles des sédiments proglaciaires. Sur le terrain, on les distingue de ces sédiments par la combinaison d'évidences suivantes: faible épaisseur, texture le plus souvent silteuse, présence fréquente de bois ou de matières organiques, discordance évidente à la base (Fig. 145) souvent avec chenaux (Fig. 146), présence en surface de méandres à petit rayon de courbure et variabilité des structures et des textures moindre que les sédiments proglaciaires. La coupe du site 750714-C (en appendice V) est un exemple type.

La majorité des sédiments fluviatiles proviennent du remaniement des sédiments plus anciens des plaines d'épandages proglaciaires et des deltas marins.

Lorsque leur texture est graveleuse, les sédiments fluviatiles renferment 12 à 20% de gravier et 87 à 93% de sable selon leur phase totale, mais 100% de sable et un diamètre moyen de 0,7 à 1,2 ϕ selon leur fraction sableuse (Fig. 89 et tableau 6). La plupart du temps cependant, ils sont de texture sableuse ou sablo-silteuse avec 55 à

Fig. 145 - Sédiments fluviaux discordants sur les sédiments prodeltaïques de la Saint-Jean. Photo 77-8-35.

Fig. 146 - Sédiments d'un chenal fluvial entaillé dans les sédiments prodeltaïques de la Saint-Jean. Site 750714-C, photo 75-4-27.

100% de sable, 10 à 41% de silt et 0 à 14% d'argile et d'un diamètre moyen de 1,8 à 4,0 ϕ.

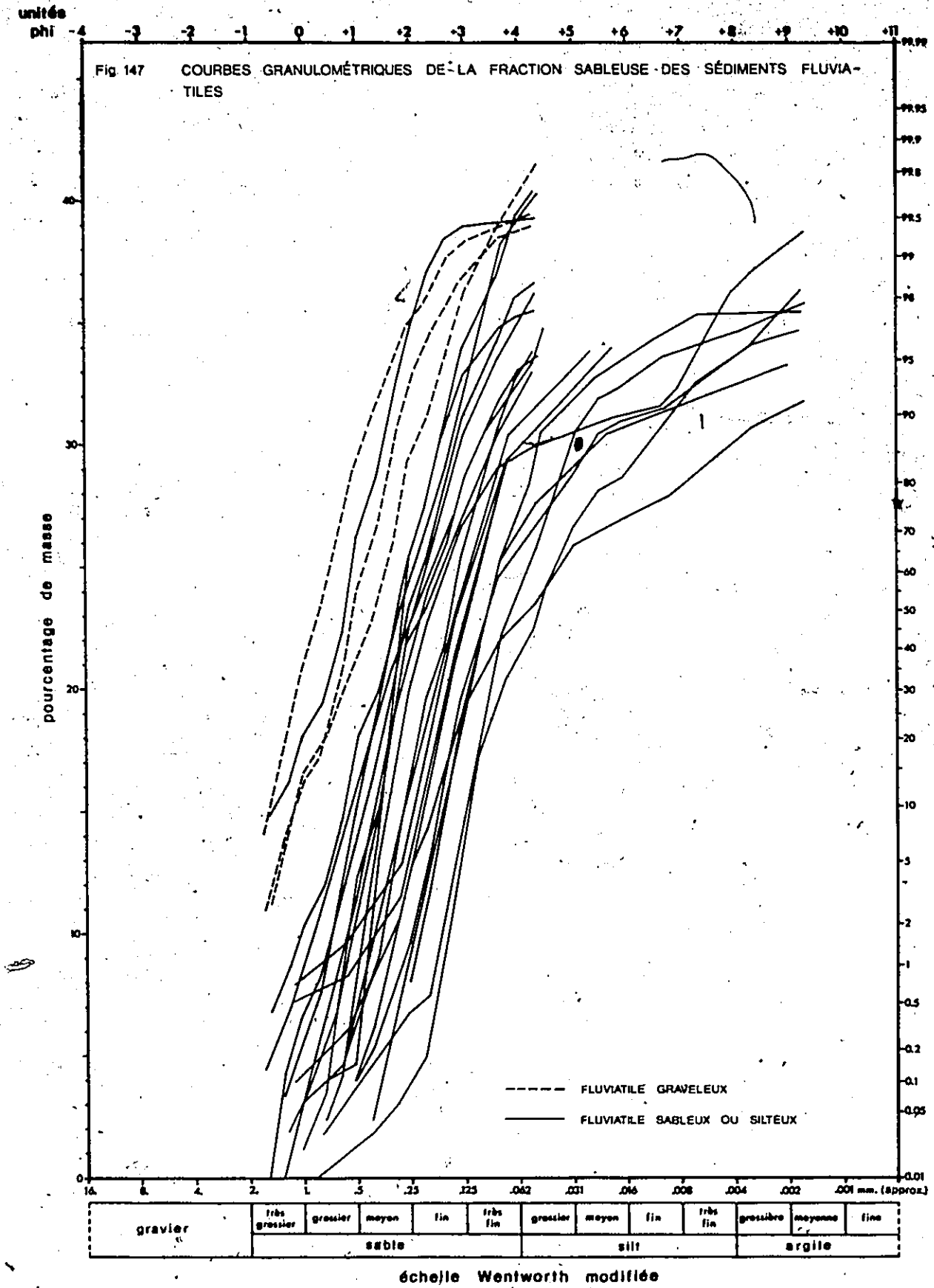
Les sédiments fluviaux ont tous un classement pauvre (So = 0,71 à 1,06) et une distribution variant de normale à légèrement leptokurtique (Kc = 0,94 à 1,22); cependant, la distribution des sables est asymétrique à fortment asymétrique positive Sk = 0,14 à 0,43) alors que celle des graviers est nettement asymétrique négative (Sk = 0,21 à 0,27).

Les paramètres des sédiments fluviaux, à part le coefficient d'acuité, les distinguent très bien des sédiments littoraux car le classement est moins bon et l'asymétrie positive est très forte. Cependant dans beaucoup de cas, ils peuvent être facilement mélangés avec les sédiments proglaciaires et surtout prodeltaïques et deltaïques comme on peut facilement le constater avec les courbes (Fig. 147); les courbes des sédiments fluviaux sont caractérisées par une faible population de roulement jusqu'à une cassure vers 1 à 2 ϕ, une grande population de saltation et une faible population de suspension au-delà d'une cassure vers 3,5 ϕ (VISHER, 1969).

3.2.10 Le gravitaire

lorsqu'ils affectent le substratum rocheux cristallin, les processus gravitaires dominés par le gel produisent des cônes et des tabliers d'éboulis de blocs de toutes dimensions atteignant parfois plus de 20 m d'épaisseur. De tels sédiments se présentent au pied de parois de plus de quarante cinq degrés, principalement le long des

Fig. 147 COURBES GRANULOMÉTRIQUES DE LA FRACTION SABLEUSE DES SÉDIMENTS FLUVIATILES



U. de S.

grands cours d'eau ou des lacs encaissés surtout entre les rivières Matamek et au Tonnerre, ainsi que le long de la Saint-Jean (Fig. 148). Dans le substratum rocheux calcaire des îles de Mingan se produisent aussi des écoulements de parois sapées par l'action littorale et le gel (Fig. 141), de sorte que l'on rencontre parfois des amoncellements de très gros blocs qui seront retravaillés par l'action littorale.

Dans les sédiments meubles, des glissements de type coulée boueuse, de translation ou de coulée à ravin (gully flow) affectent les talus de plus d'une trentaine de degrés le long des principaux cours d'eau, comme les rivières Moisie, au Bouleau, Sheldrake, Magpie et Saint-Jean, ainsi que le long du littoral de l'anse du Sault-Blanc, de l'anse de Glaise, de la Grande Anse de Manitou et aux embouchures des rivières Sheldrake et Saint-Jean. Les glissements affectent les sédiments estuariens et prodeltaïques en entraînant les sédiments fluviaux ou deltaïques sus-jacents.

Les matériaux glissés s'accumulent fréquemment sur plusieurs mètres d'épaisseur le long des vallées; ils atteignent 8,5 m d'épaisseur au pont de la route 138 sur la rivière Moisie (Min. Transp. Qué., non daté). On y trouve souvent des débris végétaux et des troncs d'arbre. Dans les sables, comme le long de la Moisie, les sédiments glissés se présentent en diamicton très grossièrement stratifié de sable fin à grossier avec des petits graviers épars (Fig. 149). Dans les silts, comme à Rivière-Saint-Jean, les sédiments glissés présentent un diamicton très grossièrement stratifié avec des structures internes de fluage en volutes et pseudo-nodules. Les puits des résidants de Rivière-

Fig. 148 - Cône d'éboulis d'environ 15 m de hauteur dans la vallée de la Saint-Jean. Photo 75-11-14.

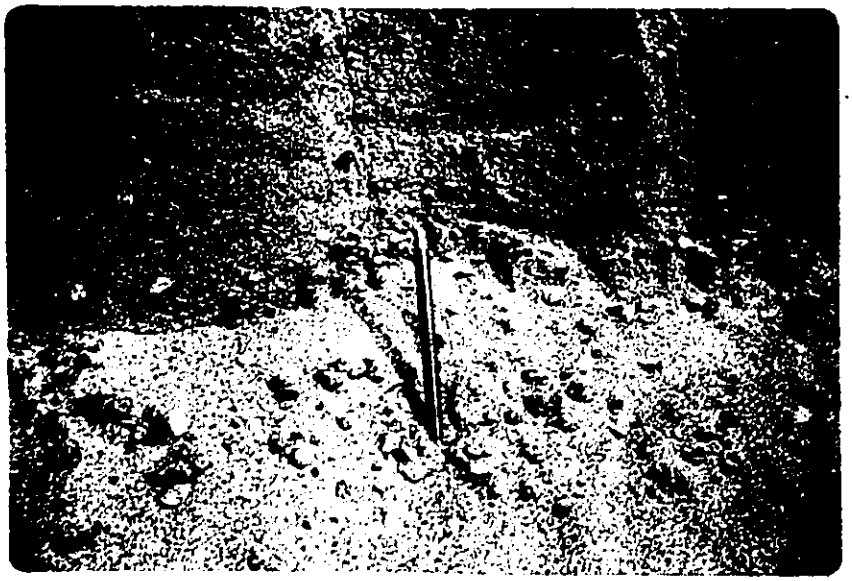


Fig. 149 - Diamicton sableux de glissement près du pont de la Moisie. Photo 74-4-28.

re-Saint-Jean atteignent cette formation de plus de 0,6 à 2,4 m d'épaisseur sous une couverture de 4,6 à 5,5 m de sédiments fluviaux. Un échantillon à cet endroit (750715-B) permet d'affirmer que la formation gravitaire provient de sédiments prodeltaïques avec peut-être un peu de sédiments marins, puisque sa texture consiste en 30% de sable fin, 55% de silt de 15% d'argile pour un diamètre moyen de 5,3 Φ dans les silts moyens (Tableau 6). Les paramètres viennent confirmer cette affirmation puisque le classement est très pauvre (So = 2,23), la distribution est très fortement asymétrique positive, comme beaucoup de sédiments marins, et elle est aussi leptokurtique (Kc = 1,4) que les sédiments prodeltaïques peuvent l'être. La courbe de l'échantillon (Fig. 150) peut être facilement intégrée à celles des sédiments prodeltaïques de la région.

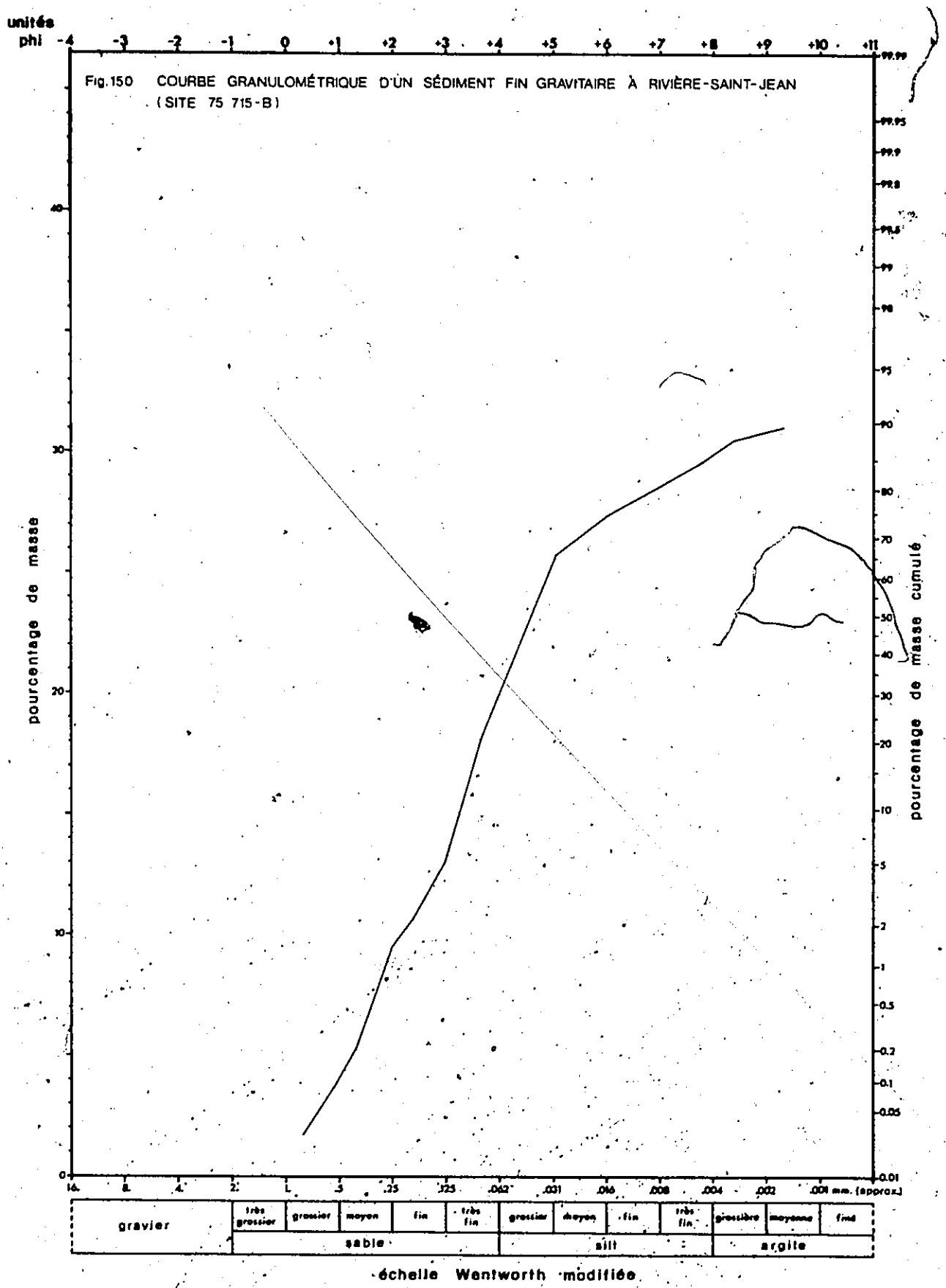
3.2.11 Le paludéen

Les dépôts paludéens sont organiques. Ils se divisent en dépôts de marais (présence d'herbacées) et de marécages (présence de ligneux) ainsi qu'en dépôts de tourbières.

Les dépôts de marais et de marécages sont très fréquents le long des cours d'eau et des lacs. Ils sont formés par sédimentation à partir du fond des dépressions en incorporant une bonne quantité de sédiments alluviaux apportés par les eaux courantes (Fig. 27). Leur épaisseur n'a pu être déterminée à cause de leur capacité portante nulle.

Des dépôts de tourbe peu étendus se retrouvent dans les dépressions du substratum rocheux, tandis que d'autres très étendus sont

Fig.150 COURBE GRANULOMÉTRIQUE D'UN SÉDIMENT FIN GRAVITAIRE À RIVIÈRE-SAINT-JEAN (SITE 75 715-B)



U. de S.

sis à la surface des grands deltas ou dans les sillons de levées de plage, mais ils reposent sur une cuirasse ferrugineuse imperméable. Ces tourbières sont généralement bombées (plus de 3 m pour celle de la fig. 151), elles sont entièrement organiques car il n'y a pas d'alluvionnement et la sédimentation se fait à partir des bordures.

Elles sont colonisées par des éricacées et des mousses et leur capacité portante faible, mais suffisante pour supporter certain poids, a permis leur sondage.

Les épaisseurs de tourbe sont en moyenne de 1 à 3 m, exceptionnellement on en a trouvé de 7,3 m au NE du Petit Havre (Amory Cove) et de 8,3 m près de la route 138 le long du ruisseau Saint-Charles-Est. Près des Sept-Îles, on mentionne un maximum de 6,1 m de tourbe (Rel. Géotech. Champlain, 1972; TREMBLAY, 1975). MONAGHAN (1954 et 1962) relève des épaisseurs moyennes de 0,9 à 1,2 m le long du chemin de fer QNS & L avec un maximum de 3,7 m; il mentionne aussi que certaines tourbières reposent sur du till. Sur les îles de Mingan, SIMARD (1970) note des épaisseurs de 0,3 à 0,9 m avec un maximum de 1,5 m sur l'île à Samuel (Niapisca); on y retrouve aussi quelques lacs de marnes de 15 à 46 cm d'épaisseur.

Les plus grandes tourbières et un grand nombre de petites sont de type structuré où alternent des lanières de végétation et des mares d'eau généralement allongées mais parfois circulaires ou ovales (Fig.20, 151 et 152). Ce phénomène est commun entre les 50^{e} et 55^{e} parallèles nord (HAMELIN, 1957) et il est décrit dans HAMELIN & COOK (1967). De plus, SCHENK (1963) en attribuerait la formation à la dé-

Fig. 151 - Tourbière structurée au nord-ouest de Matamek: elle a 2,5 km de diamètre et de 3 à 3,7 m de profondeur maximale. Photo Q71352-30 (Min. Transp. Qué., 1971).

Fig. 152 - Détail d'une tourbière structurée au nord-ouest de Sheldrake. Photo 75-9-17.

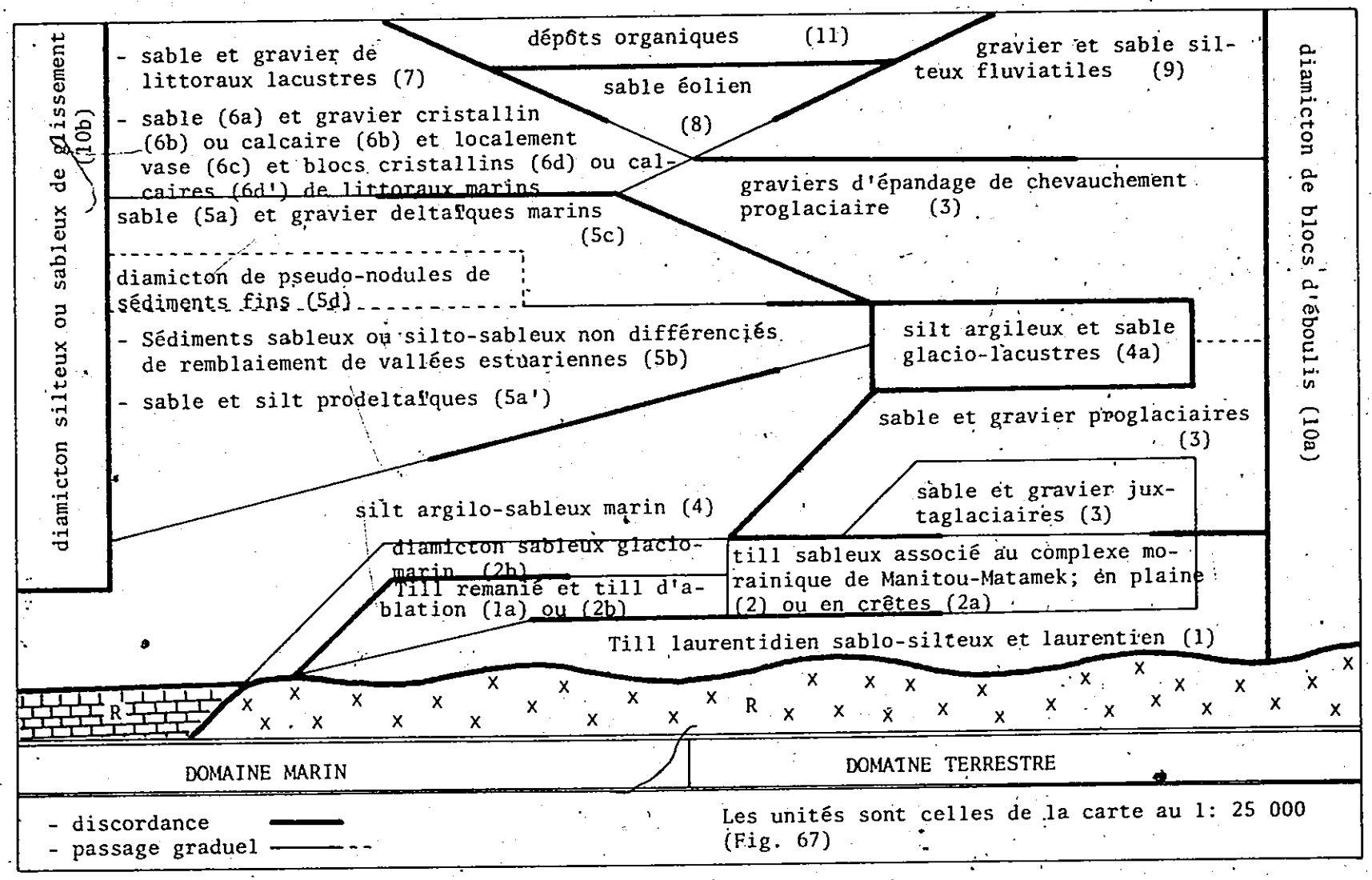
chirure en lanière au fur et à mesure de la fonte du pergélisol sur lequel la tourbe s'est accumulée; cette thèse ne fait cependant pas l'unanimité des chercheurs.

Sur les grandes pentes faibles rocheuses et sur les pentes ridées de levées de plage de certaines îles, en particulier de l'île Nue de Mingan, il y a des dépôts peu épais (moins de 1,2 m) de tourbe sèche ou de tangel. La tourbe, qui a probablement commencé à se produire dans les petites dépressions du substratum rocheux, a par la suite débordé les dépressions pour recouvrir l'entière surface. Quant au tangel (Section 2.4.1), dont l'épaisseur est plus grande au fond des sillons des cordons de plage, il a pu se comporter de la même manière que la tourbe (Fig. 56 et 57).

3.3 La coupe lithostratigraphique généralisée (Fig. 153)

Tel qu'exprimé dans l'introduction de cette thèse (Section 1.5), l'étude d'une zone côtière est complexe puisqu'elle est une zone de conflits continuels entre les divers processus qui la façonnent tant spatialement que verticalement. L'étude instantanée d'une zone côtière est déjà complexe à cause de cette interaction des domaines marin et terrestre; lorsqu'on y ajoute la dimension temps, l'on s'aperçoit très vite que nos moyens d'étude sont trop ponctuels et que les résultats sont souvent aléatoires puisque reliés à la chance de tomber sur les bons sites d'échantillonnage ou d'observation. Si dans le domaine terrestre, on trouve que les forages sont coûteux et trop disséminés, on se rend vite compte que c'est encore pire dans le domaine marin. La zone de la plage sous-marine entre 0 et 18 m d'eau (TRASK, 1955), là

FIG. 153 - COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE GÉNÉRALISÉE DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT



où s'activent la majorité des processus littoraux, est particulièrement mal étudiée puisqu'elle ne fait partie ni du domaine des océanographes ni du domaine des géologues ou des géomorphologues du Quaternaire.

A cause de la trilogie eau-terre-temps, nous sommes obligés ici de schématiser les environnements sédimentaires en les dépouillant de leurs nuances le plus possible. Nos moyens d'étude peuvent aussi expliquer les lacunes d'information surtout entre les domaines marin et terrestre.

Les deux domaines actuels (Fig. 153) sont sous-tendus par un substratum rocheux cristallin à topographie irrégulière sur lequel s'appuie en discordance un substratum calcaire tabulaire principalement dans le domaine marin. Cette unité comprend localement des altérations qui sont toujours peu épaisses (Section 2.3.3) et des placages de moins d'un mètre de sédiments divers, principalement du till au-dessus de la limite marine.

En discordance sur le substratum rocheux, on retrouve du till sablo-silteux de logement ou de progression glaciaire mis en place par la calotte laurentidienne dans le domaine terrestre (le till laurentidien) et, sur le plancher sous-marin, le till laurentien.

Lors de la régression glaciaire, un till d'ablation, représenté ici par des erratiques, et le till sableux du complexe Manitou-Matamek, incorporant parfois des sables et graviers juxtaglaciaires et les diamictons sableux glacio-marins, se sont mis en place souvent en discordance sur le till de logement ou sur le substratum rocheux. Ces formations ont été remaniées par l'action littorale ou marine sous la limite marine maximale ou par les eaux de surface au-dessus de cette

limite. Pendant tout ce temps, des silts argilo-sableux sédimentaient au large des côtes, tandis que des éboulis engendrés par l'action du gel se produisaient sur les parois abruptes des versants de vallées et des falaises.

Pendant sa récession, le glacier marquait ses positions successives par des moraines et des sables et graviers juxtaglaciaires devant lesquels s'étendaient des épandages proglaciaires. Sous la limite marine, le glacier talonné par la transgression marine marquait sa position par quelques moraines frontales, principalement dans les grandes vallées comme la Moisie où l'on retrouve des sédiments glacio-marins (TREMBLAY, 1975). Pendant ce temps, les silts marins continuaient à sédimenter au large, des sédiments silto-sableux ou sableux stratifiés commençaient à sédimenter près des côtes et dans les vallées largement ouvertes sur la mer, tandis que des silts argileux glacio-lacustres sédimentaient près du niveau marin dans des cuvettes de vallées fermées sur la mer par le blocage d'étroits goulots. Un de ces goulots, celui de la cuvette du lac Manitou, était bloqué par des culots de glace morte au lac Petit-Diable probablement jusqu'à 135 m d'altitude, puisque les parties sommitales de trois épandages proglaciaires sont à cette altitude au NE du lac, puisqu'il y a évidence de délavage d'une crête morainique jusque vers 122 m (760802-A) et puisqu'on retrouve des silts glacio-lacustres jusque vers 122 m (760804-A). Une autre vallée, celle de la Matamek, était bloquée par un culot de glace à l'emplacement de l'actuel lac Matamek; ce dernier retenait un lac de bordure d'une altitude maximale de 152 m puisque les parties sommitales

des épandages sont à cette altitude et dont l'étendue augmente plus son altitude se rapprochait du niveau marin de 131 m; en effet, on commence à y retrouver des silts glacio-lacustres vers 136 m d'altitude (GD-750627-2 en appendice V et GD-750808-3 et 5). Dans un deuxième temps, la glace aurait reculé jusqu'en amont du lac Key créant un deuxième lac éphémère derrière la crête morainique à une altitude maximale de 152 m comme en témoignent les deux épandages du lac Key. Le lac se serait vidangé par-dessus la crête morainique en délavant son sommet comme en attestent les blocs perchés (GD-750808-2), puis en entaillant la crête vis-à-vis le thalweg actuel (DESMARAIS, 1979).

Ces événements se sont produits alors que la limite marine devait être à son maximum puisque la cuvette du lac Manitou n'ayant pas été affectée par la mer, il fallait que le niveau marin baisse en-dessous de 122 m environ avant que ne fondent les culots de glace stagnante.

La régression marine entraîna la mise en place des sables et graviers deltaïques marins souvent en discordance sur les sédiments prodeltaïques et estuariens. Cette sédimentation perturba les sédiments sous-jacents et, en combinaison avec les inévitables glissements ou ravinements sous-aquatiques (courants de turbidité), permit la mobilisation de pseudo-galets de sédiments fins. Dans les lacs proglaciaires, ce sont plutôt des épandages proglaciaires qui s'installèrent sur les sédiments glacio-lacustres. Les parties sommitales des deltas se coiffèrent alors de graviers d'épandage proglaciaire de chevauchement en discordance.

Au fur et à mesure que les bassins se déglaciaient, la mer régressait. Les deltas ainsi alimentés par les eaux de fonte chargées de sédiments progressaient rapidement et les cours d'eau s'y incisaient, ce qui augmentait d'autant le volume de sédiments. L'action littorale remaniait les surfaces mobilisant d'autres sédiments et la déflation s'activait sur les hautes surfaces émergées.

Lorsque les bassins furent complètement déglacés, le taux de sédimentation diminua brusquement et les deltas prirent à peu près leur configuration actuelle. À partir de ce moment, la sédimentation fluviale remplaça la sédimentation fluvio-glaciaire et l'action éolienne s'amenuisa alors qu'augmentait la sédimentation organique et le nombre de glissements de terrain.

4. LE ZONAGE GÉOMORPHOLOGIQUE ET LES PROFILS STRATIGRAPHIQUES

D'une façon générale, le zonage géomorphologique a pour but d'expliquer le relief décrit précédemment (Section 2.2), c'est-à-dire les formes elles-mêmes, leur puissance et leur distribution spatiale. Un premier groupe de formes s'explique par l'étude du bâti rocheux (Sections 2.1.1 et 2.3): sa nature, sa tectonique cassante et les processus anciens de destruction, principalement fluviaux, météoriques et glaciaires qui l'ont affecté. Un deuxième groupe de formes s'explique par l'étude des formations meubles (Chapitre 3) qui se sont mises en place d'une façon synchrone ou métachrone dans divers environnements dominés par des processus de sédimentation principalement fluviaux, marins et glaciaires. Un dernier groupe de formes s'explique par la destruction récente et progressive des reliefs rocheux et des formes d'accumulation par des processus d'érosion principalement fluviaux, marins et gravitaires; nous ferons l'étude de ce dernier groupe de formes dans le présent chapitre.

Toutefois en expliquant les formes récentes, il faut tenir compte que la majorité des processus qui les ont façonnées sont activés, ou tout au moins reliés aux variations du niveau marin de base, sujet qui sera abordé au prochain chapitre.

4.1 La méthodologie

Le levé de la géomorphologie a été effectué de la même façon que le levé des formations meubles quant aux travaux de terrain et de l'échelle de cartographie (Section 3.1). La cartographie elle-même, devant être faite en noir et blanc pour une reproduction facile, n'est pas une véritable cartographie géomorphologique puisqu'on y met l'accent au besoin sur la nature des formations meubles ou sur la géomorphologie des formations meubles. De plus, la géomorphologie détaillée du bâti rocheux, outre les formes littorales, n'est pas représentée puisqu'elle n'est pas essentielle à l'objectif du travail. Les formes ont donc été cartographiées par environnement comme l'illustre la légende de la carte au 1: 100 000^{e} (Fig. 68).

L'un des plus difficiles problèmes que comporte cette étude axée sur le littoral est l'altitude des formes et surtout des terrasses. Les cartes topographiques usuelles au 1: 50 000^{e} sont souvent provisoires et l'équidistance des courbes de niveau est de 50 pi. (15,2 m), de telle sorte que l'erreur moyenne y est de 25 pi. (7,6 m). Sur les premiers kilomètres le long de la côte entre les rivières Moisie et Sheldrake, l'altimétrie a pu être précisée au moyen de cartes topographiques à 1 000 pi./po. (Min. Transp. Qué., 1973a) avec équidistance des courbes de 25 pi. (7,6 m), soit une erreur moyenne de 12,5 pi. (3,8 m). Le long du tracé de la route 138, on s'est servi de cartes à 200 pi./po. (Min. Transp. Qué., 1973b) avec équidistance des courbes de 5 pi. (1,5 m), soit une erreur moyenne de 2,5 pi. (0,76 m) ou de cartes au 1: 1 200^{e} (Gaudreau, Pigeon & Cassista, 1975) avec équidis-

tance de 2 pi. (0,6 m) près de la rivière Moisie, soit une erreur moyenne de 1 pi. (0,3 m). A l'est de Sheldrake, l' altitude a été précisée à l'altimètre le long des routes et des sentiers à partir des cotes d'altitudes du Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada, du Ministère des Richesses Naturelles du Québec, de l'aéroport de Mingan ou des ponts; l'erreur moyenne est évaluée à environ deux fois la précision de l'instrument, soit 2 pi. (0,6 m). A l'intérieur des terres, l' altitude a pu être précisée à partir des cotes d'altitude du Ministère des Richesses Naturelles du Québec le long des rivières Moisie, (grande) Manitou et Saint-Jean.

L'étude plus spécifique des formes, des matériaux et des processus côtiers a été menée en partie en accord avec la procédure établie par HAYES, OWENS, HUBBARD & ABELE (1973). Cette méthode prévoit trois niveaux d'étude: 1) une étude zonale à petite échelle afin de reconnaître le terrain, 2) une étude de niveau intermédiaire qui consiste à étudier certaines unités de côte, et 3) des études détaillées de cas.

L'étude zonale a déjà été faite à deux niveaux, principalement au moyen de la photo-interprétation, par DUBOIS (1973á) et OWENS (1977) à partir d'une classification de la zone côtière et la présente étude se situe au niveau intermédiaire (Section 4.2). Les études de cas ne seront abordées qu'au niveau géomorphologique de sorte que des études hydrodynamiques ultérieures devront les compléter. La limite de l'étude géomorphologique est certainement la déduction des principales dérives littorales. Les critères utilisés sont: 1) forme et

orientation des flèches littorales et d'embouchure, 2) déviation des embouchures des petits cours d'eau (SUNAMURA & HORIKAWA, 1971) 3) présence et dissymétrie des tombolos et des pointes triangulaires, 4) forme et courbure des fonds de baies, 5) présence de zones importantes de courants de déchirure, 6) identification des sources de blocs glaciels, et 7) décroissance granulométrique le long d'une même plage (MAC CARTHY, 1931; PETTIJOHN & RIDGE, 1932; SUNAMURA & HORIKAWA, 1971). Ce dernier critère est retenu en dernier essor car deux auteurs, SCHALK (1938) et Mc CAVE (1978), rapportent des conclusions en sens inverse en étudiant uniquement les sables au cap Cod et dans la région de Norwich à l'est de l'Angleterre.

En dernier lieu, l'évaluation des longueurs de côtes a été faite à l'échelle de 1: 50 000^{e} avec un curvimètre et les longueurs exprimées incluent les îles de chacune des zones considérées.

4.2. Les grands ensembles géomorphologiques

Les grands ensembles géomorphologiques sont essentiellement le reflet des quatre grands secteurs altimétriques: le plateau, le piémont, la plaine côtière et la plate-forme littorale (Fig. 14). Le plateau rocheux rend compte d'une géomorphologie continentale, le piémont est une zone de transition entre le domaine marin et le domaine terrestre, la plaine côtière et la plate-forme littorale rendent compte d'une géomorphologie marine ancienne dans le premier cas et actuelle dans le second cas. Cette situation d'apparence simple est en réalité complexe de sorte que pour schématiser, on utilisera des coupes stra-

tigraphiques transversales à la côte le long des principales vallées (Fig. 154) et une classification morpho-sédimentologique pour la côte elle-même (Fig. 155). Cette classification simplifiée est dérivée d'une classification plus complexe mise au point par DUBOIS (1973a) à partir d'une rétrospective des principales classifications côtières (DUBOIS, 1973b).

Jusqu'à maintenant, la Côte Nord a été classifiée à deux niveaux: continental et régional. Au niveau continental, elle serait soit une côte d'auge glaciaire ennoyée (SHEPARD, 1963b), soit une côte de plate-forme marine émergée (VALENTIN, 1952), soit une côte ennoyée où le profil terrestre se prolonge sous la mer avant d'être relié à la plate-forme continentale (OTTMAN, 1965). L'origine mise à part, c'est OWENS (1977) qui propose la classification la plus précise puisqu'il classe la Côte Nord dans les côtes rocheuses de bas relief, partiellement affectée de falaises et avec présence de plages dans le secteur nord-ouest. Chacune de ces classifications donne donc des éléments complémentaires pour caractériser la Côte Nord aux niveaux génétique, descriptif et géomorphologique. Au niveau régional, la seule classification est celle de DUBOIS (1973a). Cette classification essentiellement géomorphologique (Fig. 156) permet de subdiviser la Côte Nord en deux parties depuis les îles de Mingan. A l'est, la côte est basse, rocheuse, très échancrée et parsemée d'îles et d'écueils; par une large plate-forme se fait une transition insensible du relief terrestre au relief sous-marin. A l'ouest, le rebord du bouclier cristallin se situe souvent près de la côte sous forme de talus, de sorte que

CLASSIFICATION DE LA ZONE CÔTIÈRE

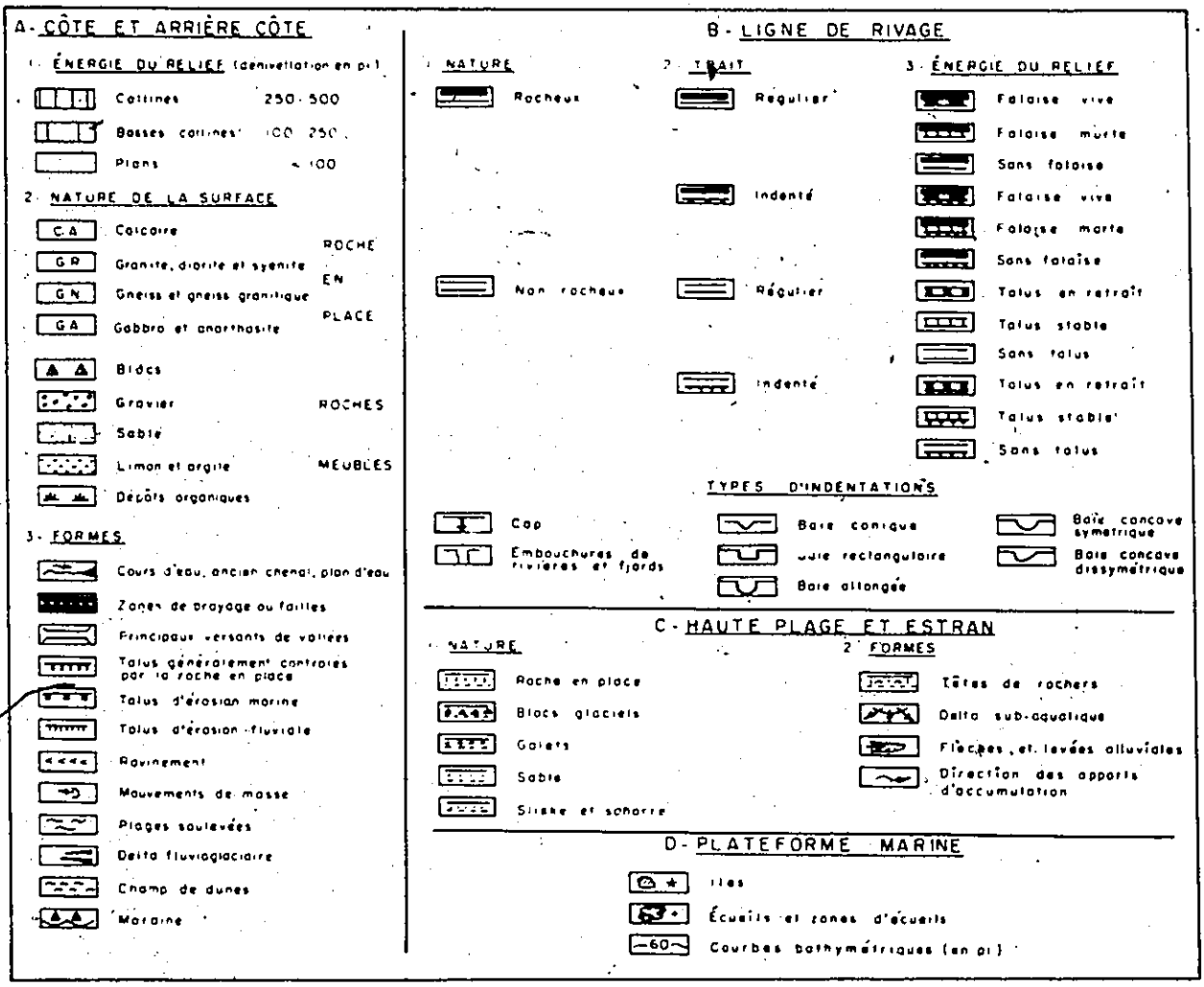


Fig. 155

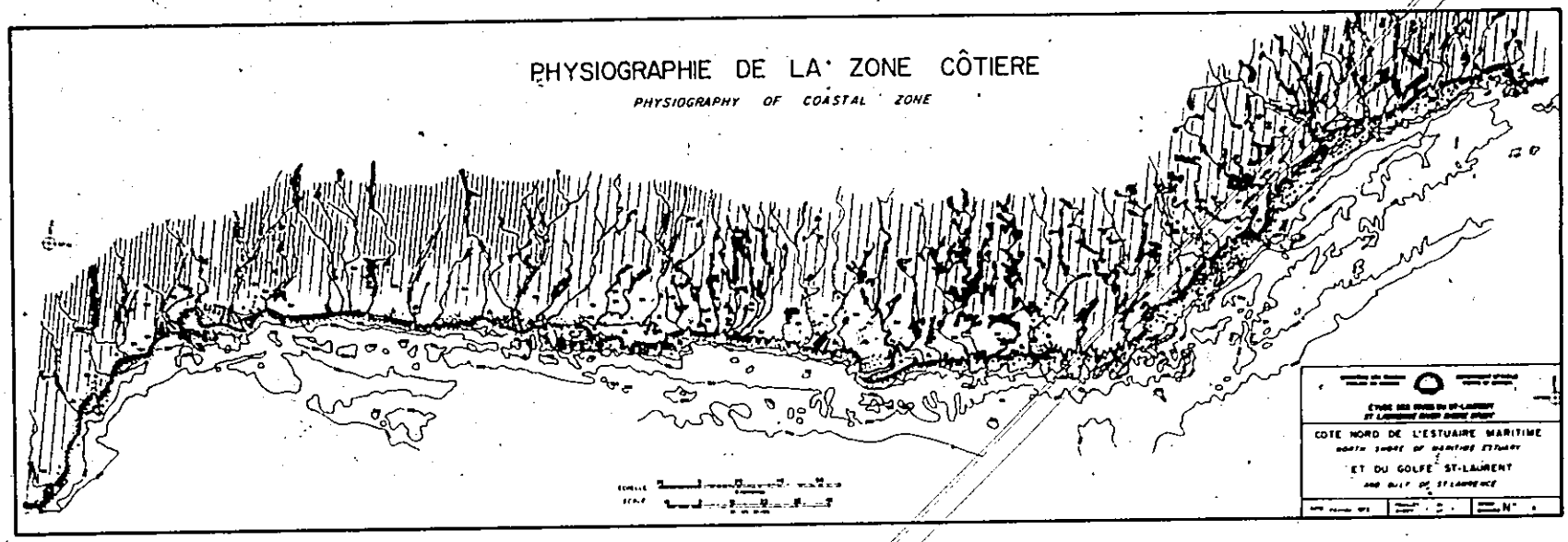

PHYSIOGRAPHIE DE LA ZONE CÔTIERE
PHYSIOGRAPHY OF COASTAL ZONE
COTE NORD DE L'ESTUAIRE MARITIME
ET DU GOLFE ST-LAURENT

Fig. 156

la plate-forme littorale est peu large. Lorsqu'elle existe, la zone de plaine située entre le talus et la côte est régularisée par des deltas ou des remplissages de baies entre les affleurements rocheux (phénomène de tombolos).

Dans cette perspective d'étude d'une zone côtière la description des ensembles géomorphologiques doit donc se faire des régions non affectées par le modelé marin aux régions les plus affectées, c'est-à-dire du plateau rocheux à la plate-forme littorale. Dans chacune des régions, on verra la répartition des formes majeures ainsi que celle des formes mineures importantes.

4.2.1 Le plateau rocheux: le milieu continental

Le plateau est formé de collines ou de hautes collines à sommets arrondis et souvent tangents (Fig. 29 et 31), entaillé de grandes vallées préglaciaires (Section 2.1.1 et 2.3.1) axées sur des fractures ou des failles (Section 2.3.3). Les agents qui ont laissé leur marque sur le plateau sont, par ordre décroissant d'importance, le glaciaire, le fluvio-glaciaire, le fluvial et le gravitaire. L'environnement paludéen décrit à la section 3.2.11 est omniprésent mais n'offre pas un intérêt géomorphologique marqué. Les environnements glacio-lacustre et éolien sont très localisés et seront traités avec leur zone d'occurence maximale qui sont respectivement le piémont et la plaine côtière. Les altérations sont négligeables (section 2.3.3).

a) Le glaciaire: principal agent de modification de la surface du plateau

Le glaciaire présente des formes d'érosion et d'accumulations qui sont parfois spectaculaires et qui se retrouvent partout sur le plateau. Malgré cela, certains faits permettent de s'interroger sérieusement sur l'importance de l'érosion glaciaire.

- Les formes d'érosion

Le plateau est une topographie entièrement "moutonnée". Cependant, un très faible pourcentage des reliefs moutonnés est réellement dissymétrique et typiquement glaciaire. De plus, le grand axe de ces reliefs, qui est orienté à composante nord-sud, se situe bien dans le sens de progression glaciaire (Section 5.3.2). Toutefois, cet axe étant avant tout calqué sur les principaux axes de dissection du relief préglaciaire, il n'y a aucune évidence de modification glaciaire importante.

Contrairement au plateau lacustre au nord du 51°30' ou de 52° parallèles nord (HARE, 1959), il y a très peu de drumlinoïdes sur la Côte Nord. DREDGE (1976a) relève, sans les localiser spécifiquement quelques sites dans la région des Sept-Îles, BLAIS (1960) et HOGAN (1971) en signalent un site à l'est de la confluence de la Nipissis et de la Wacouno vers le 50°55' parallèle nord; ce sont des drumlins, orientés S10°E de 3 à 6 m de hauteur formés de till avec parfois évidence de noyau rocheux. Enfin DESMARAIS (1979) mentionne un petit champs de drumlinoïdes probablement rocheux, d'orientation S2°E à S10°O, au sud du lac Tchinicamau dans le bassin de la Matamek. Aucune expli-

cation nette ne peut être avancée quant à la rareté de ces formes et quant à l'emplacement des quelques champs qui ont été levés. Selon AARIO (1977), on peut cependant présumer qu'ils ont été formés lors d'une phase d'écoulement plus ou moins stationnaire au cours de déglacement.

Les autres formes mineures d'écoulement glaciaire (stries, cannelures) cartographiées sont rares; on en trouve seulement le long des axes fluviaux. Cette observation est en réalité justifiée parce qu'elles ne sont pas visibles sur les photographies aériennes, parce que les visites de terrain ont été faites le long des cours d'eau et que dans ces axes, elles sont protégées de l'altération par des formations meubles plus continues.

La forme la plus spectaculaire d'érosion glaciaire est la vallée en auge. La majorité des grandes vallées ou des portions de ces vallées en sont des typiques: la Romaine, la Mingan, la Saint-Jean, la Magpie, la Sheldrake, la (grande) Manitou, la Nipissis, la Moisie ou la Sainte-Marguerite par exemple. Elles sont toutes orientées dans le sens de la progression glaciaire. Nombre de fractures de toute dimension ont aussi été élargies de cette manière. Il est normal que l'érosion ait été favorisée dans ces axes de faiblesse; mais comment départager le travail antérieur de l'érosion fluviale du creusement glaciaire? Les seuls endroits où il est possible de le faire sont les cas de surcreusement, c'est-à-dire d'ombilics, lorsque l'on connait leur profondeur. Les profondeurs des lacs d'ombilics comme ceux de la Magpie (plus de 60 km de longueur), de la (grande) Manitou, de la Nipis-

so ou la rivière aux Roches, encaissés entre les parois de 300 à 450 m de hauteur, sont inconnues. Les seules valeurs exactes de surcreusement connues sont celles du lac Matamek (site 750409-D2, en appendice V) et de la rivière aux Loups-Marins (sites 710814 et 710818 en appendice V). On peut avoir un estimé minimal pour cinq autres lacs du bassin de la Matamek. Un essai de quantification sommaire (Tableau 8) permet de proposer que le surcreusement glaciaire minimal peut être en moyenne aussi important que le creusement fluvial maximal de certaines portions de vallées. Par exemple, le creusement fluvial maximal du secteur du lac Matamek est estimé entre 90 et 155 m, alors que le surcreusement glaciaire du lac est de 130 m. Cette relation permettrait-elle d'estimer le surcreusement glaciaire du lac Manitou à 585 m par exemple? Cette valeur semble irréaliste, mais elle reste à vérifier. Même si l'on a aucune preuve de glaciations multiples sur la Côte Nord (Section 5.2.1), il est plus que probable que ce fut le cas et que chacune d'elle a pu contribuer à ce surcreusement qui se fossilise aussitôt après chacun des déglacements.

Une dernière forme d'érosion, le cirque glaciaire, se retrouve près de la jonction de certaines vallées avec le complexe morainique mentionné plus loin: Matamek, au Bouleau, Tortue, Sheldrake, Magpie et Saint-Jean. Sis le plus souvent vers 300 à 400 m d'altitude, les cirques se présentent en amphithéâtres de 750 à 1500 m de diamètre avec une paroi sub-verticale de 150 à 225 m et même parfois de 350 m de hauteur. Cette paroi semble le siège d'une intense gélifraction actuelle comme en font foi des tabliers d'éboulis. HOGAN (1971) est

Tableau 8 - VALEURS DE SURCREUSEMENT GLACIAIRE

Site	Altitude versants	Altitude seuil rocheux	Creusement fluvial maximal	Altitude plancher	Dénivellation totale	Surcreusement glaciaire minimal	Coefficient moyen surcreusement glaciaire/ creusement fluvial
Lac Matamek	210-275	120	90-155	-10	220-285	130	1,13
Riv. aux Loups-Marins	45-60	12	33-48	-25	70-85	37	0,95
Lac à la Croix	165	120	45	37	128	83	1,84
Lac Ross	330-365	210	120-155	165	165-200	49	0,37
Lac Gallienne	335-385	275	60-105	232	103-148	43	0,57
Lac Rondin	380-395	305	75-90	238	142-157	67	0,81
Lac Méchant	380-410	320	60-90	222	158-188	98	1,36
				valeurs moyennes estimées			$\bar{x}$=1,00
Lac Magpie	680	210	470	-260	940	470	
Lac Manitou	730	145	585	-440	1170	585	
Lac Nipisso	610	395	215	180	430	215	
Lac Walker	490	120	370	-250	740	370	

le seul à rapporter de telles formes de 450 à 1000 m de diamètre et de 150 m de hauteur près de la confluence de la Nipissis et de la Nipisso. Il est certain qu'une étude plus attentive de ces formes en révélerait d'autres. La fraîcheur de plusieurs cirques milite en faveur de leur occupation tardive par de petits appareils glaciaires.

- Les formes d'accumulation: les moraines

Contrairement au plateau lacustre, il y a très peu de dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires sur la Côte Nord entre les rivières Sainte-Marguerite et Romaine (HARE, 1959). GREIG (1945) mentionne ce fait dans la région de Matamek et DREDGE (1976a) dans la région des Sept-Îles. Les principales formes typiquement glaciaires qu'on y rencontre sur le plateau sont les moraines de logement et les moraines frontales.

La répartition de la moraine de logement est impossible à préciser exactement, car elle se présente en placages principalement dans les dépressions du substratum rocheux des interfluves des cours d'eau, zones qui sont difficilement accessibles (Section 3.2.1).

Les moraines frontales sont les formes glaciaires les plus importantes. Leur description et leur répartition ont déjà été faites par DUBOIS (1976b et 1977a) et DESMARAIS (1979) et leur prolongement vers l'ouest, la moraine du lac Daigle, a été étudiée par DREDGE (1971, 1976a et c) et TREMBLAY (1975). Ne seront abordés ici que les traits essentiels des moraines auxquels s'adjoignent quelques précisions et un levé final de leur répartition (Fig. 68).

A l'exception de quelques cuvettes dans lesquelles ont évolué de petites langues glaciaires isolées rattachées à l'inlandsis (ouest du lac Tchinicamas, nord-est du lac Boisvert, nord du lac Cugnet), les moraines forment un complexe morainique grossièrement parallèle à la côte et sis sur le rebord du plateau: le complexe morainique de Manitou-Matamek (DUBOIS, 1976b).

Le complexe morainique possède un tracé lobé sur au moins 800 km et ses sept arcs se caractérisent par des constantes altimétriques et de position. L'ampleur des arcs est directement proportionnelle à l'ampleur des dépressions sur lesquelles ils sont centrés, tandis que l'altitude moyenne minimale à la base des arcs est indirectement proportionnelle à la dimension des dépressions.

Les crêtes morainiques occupant une position de cuvette ou de bas de versant sont arquées, plus volumineuses et leur composition granulométrique est plus variable que celle des crêtes sur les interfluves. Elles possèdent toujours une matrice sableuse (Section 3.2.1c) et elles ont généralement de 6 à 25 m de hauteur. De plus, elles sont étroitement associées avec des formes de fusion glaciaire ou des épandages proglaciaires. Au lac Carré et le long des rivières Sheldrake et Saint-Jean, des crêtes parallèles aux versants sont cependant des moraines latérales à cause de leur position. A maints endroits, on peut observer de trois à huit positions successives de crêtes morainiques.

Les crêtes morainiques occupant une position d'interfluve ou de mi-versant sont sinueuses, étroites et composées de till sableux ou de gros blocs d'origine locale avec ou sans matrice (Section 3.2.1c).

Elles ont généralement de 3 à 9 m de hauteur et sont fréquemment recoupées par des segments orientés dans divers azimuths et qui sont probablement des formes résultant du remplissage de crevasses.

La nature et l'origine locale des matériaux des crêtes morainiques, la fréquente association avec des formes de fusion et la présence de formes de remplissage de crevasses constituent autant d'éléments qui tendent à démontrer qu'il existait un front stationnaire et qu'il n'y a pas suffisamment de preuve pour appuyer l'hypothèse d'une récurrence. Le seul indice d'une légère récurrence pourrait être la nature des matériaux de la crête morainique à gros blocs du lac L02 dans le bassin de la Matamek (Section 3.2.1d).

- L'efficacité de l'érosion glaciaire

L'efficacité de l'érosion des calottes glaciaires sur les boucliers semble très faible en dehors de certains axes préférentiels mentionnés plus haut. Trois raisons majeures appuient cette affirmation. Il y a d'abord le faible pourcentage de formes dissymétriques typiquement glaciaires dans les roches cristallines dont la surface est entièrement de type "moutonnée". Vient ensuite la rareté des dépôts glaciaires et même fluvioglaciaires sur toute la surface. Enfin, la présence et la relative fraîcheur des talus et des vallées qui sont nettement de facture fluviale préglaciaire (Sections 2.1.1 et 2.2.3) et qui ont à peine été adoucis par la glace. Cette relative fraîcheur se retrouve aussi sur les talus des terrasses rocheuses qui n'ont pas été affectés par l'action marine post-glaciaire sur les cuestas de la plate-forme littorale (Section 4.2.4). Cette question se situe donc

dans la controverse récente sur l'importance de l'érosion glaciaire principalement sur les boucliers précambriens et donc sur l'âge des grands éléments du relief actuel.

Les partisans du très fort pouvoir érosif des calottes glaciaires et de l'âge récent des formes majeures soutiennent que les glaciations pléistocènes auraient érodé entièrement la couverture paléozoïque qui recouvrait complètement les roches précambriennes et auraient également érodé profondément ces dernières. Les arguments de WHITE (1972) sont: 1) les zones où les boucliers précambriens sont le plus largement exposés correspondent aux zones englacées; 2) ces zones possèdent une énergie de relief très faible contrairement aux zones de roches précambriennes non affectées par les glaciations et qui se retrouvent maintenant en relief majeur à cause de leur résistance à l'érosion; 3) la couverture paléozoïque étant plus importante plus on s'éloigne des centres de calottes glaciaires, l'érosion est donc de plus en plus faible vers les marges glaciaires; 4) par exemple, la zone de la baie d'Hudson, qui se situait au centre d'englacement, est profondément érodée, ce qui impliquerait une érosion d'au moins 1 000 m selon SUGDEN (1976); 5) il y a absence généralisée de monadnocks vers les centres de calottes glaciaires; 6) même si on a souvent dit que le peu de sédiments laissés par les glaciers n'implique pas une intense érosion, on ne connaît pas la portion accumulée en mer. DENT (1973) renchérit en soutenant que l'érosion glaciaire aurait exhumé des cratères d'impact imprimés dans des roches cristallines du Bouclier Canadien qui devaient se trouver sous une couverture paléozoïque.

Les adeptes du faible pouvoir érosif des calottes glaciaires et de l'âge ancien des formes majeures sont plus nombreux. Dès 1893, ADAMS fait remarquer que le caractère moutonné du plateau laurentidien existe sous la couverture paléozoïque et qu'il n'est donc pas uniquement la conséquence de l'érosion glaciaire wisconsinienne. Nombre de chercheurs nord-américains mentionnèrent aussi le faible pouvoir érosif des calottes glaciaires (LAWSON, 1890; CUSHING, FAIRCHILD, RUEDEMANN & SMYTH, 1910; KINDLE, 1916; BAKER, 1916 et 1939; BUDDINGTON, 1934; TANNER, 1944; RETTY, 1944; FLINT, 1947; BUSSIÈRES, 1962; AMBROSE, 1964).

Récemment, deux chercheurs en particulier ont réfuté les arguments de WHITE (1972). GRAVENOR (1975) soutient que la théorie de WHITE (1972) n'est pas valable pour trois raisons majeures: 1) selon FLINT (1971), les indicateurs dans des sédiments glaciaires illinoiens, les plus anciens connus, montrent que le Bouclier était exposé à ce moment là; 2) la minéralogie des différents tills suggère que l'extension actuelle du Bouclier en surface est à peu près la même qu'au stade Kansas; 3) la théorie de l'écoulement glaciaire et la présence d'escarpements préglaciaires près des centres de glaciation laissent supposer que l'érosion glaciaire est minimale au centre des calottes et maximale en bordure. Cette dernière affirmation est partagée par PADGHAM (1977) en s'appuyant sur toute la série de lacs de bordure qui existe sur le pourtour de la calotte laurentidienne et qui avait même été mentionnée par WHITE (1972). Enfin, SUGDEN (1974 et 1976) en arrive à la conclusion qu'au Groënland la glace n'a pu enlever qu'une min-

ce couche à peu près uniforme de matériaux de l'ordre de quelques dizaines de mètres en moyenne et apporte les arguments suivants pour appuyer GRAVENOR (1975): 1) la baie d'Hudson n'est pas une cuvette d'érosion dans les roches cristallines, mais bien un bassin structural comblé de 2 000 à 2 500 m de roches paléozoïques sur lesquelles on retrouve, à partir des études bathymétriques, un réseau fluvial dendritique préglaciaire que les glaciations n'ont pas réussi à oblitérer; 2) BIRD (1967) rapporte que sur l'île Somerset des surfaces entaillées indifféremment dans les roches précambriennes ou paléozoïques n'ont donc pas pu être exhumées par le départ de la couverture paléozoïque; 3) une mince lentille calcaire d'âge Tertiaire a été trouvée par ANDREWS, GUENNEL, WRAY & IVES (1972) sur le Bouclier au centre-nord de Baffin; 4) selon MATTHEWS (1975), le volume de sédiments cénozoïques sur les bordures continentales de l'est de l'Amérique du Nord est moins grand par unité de longueur près du Bouclier Canadien, ce qui implique une érosion mineure.

Outre les faits mentionnés précédemment, DREDGE (1976) rapporte que sur la Côte Nord, il n'y a aucun indice pétrographique ou minéralogique dans le till qui laisse supposer une intense érosion glaciaire de la couverture paléozoïque et elle soutient aussi que l'absence généralisée de till épais suggère qu'il y a eu peu d'altération du substratum rocheux et donc une érosion glaciaire mineure.

b) Le fluvioglaciaire: principal agent de remblaiement des vallées

Les formes fluvioglaciaires rencontrées sont les épandages,

les cuvettes de désintégration (kames, terrasses à kames et kettles), les eskers et les chenaux d'eau de fonte. La plus grande partie de ces formes sont intimement liées au complexe morainique sur le rebord du plateau ou se concentrent dans les vallées principales. Leur répartition est présentée à la section 3.2.2.

Au-dessus de la limite marine, l'épandage est la principale forme de remblaiement des vallées, mais aucun forage ne permet d'en évaluer la puissance. La plupart du temps, ils forment de longues traînées de vallée qui se terminent dans un lac ou dans un lac proglaciaire. Leurs surfaces peuvent alors être en pente continue lorsqu'il n'y a pas d'obstacle important dans les vallées, ou en plans étagés lorsqu'ils étaient associés à des verrous rocheux ou morainiques (Fig. 154). CLAVEAU (1949b) mentionne des épandages dans la haute Romaine, au nord de la région de la rivière aux Sauterelles, qui avaient été retenus par des barrages morainiques maintenant entaillés sur près de 15 m.

L'emplacement de plusieurs traînées fluvioglaciaires ou de chenaux d'eau de fonte démontre l'existence de déversements proglaciaires entre certains bassins. On peut en noter de la Nipisso à la Matamek ou à la rivière au Bouleau par la rivière Chiskal, de la Matamek à la rivière aux Loups-Marins, de la rivière aux Loups-Marins à la rivière Pigou et au Bouleau, de la (grande) Manitou à la rivière Tortue ou à la rivière à la Chaloupe, de la Magpie à la rivière au Tonnerre.

Comme les formes fluvioglaciaires se prolongent aussi sous la limite marine maximale, certaines de leurs caractéristiques seront

vues lors de la description du piémont.

c) Le fluviatile: principal agent d'érosion dans les vallées

La majorité des épandages fluvioglaciaires possèdent une topographie de terrasses étagées et sont entaillés par les cours d'eau actuels. Il est parfois facile d'affirmer que les terrasses les plus élevées sont d'origine nettement fluvioglaciaire et que les terrasses les plus basses sont nettement fluviatiles en se basant sur les critères mentionnés dans la section 3.2.2b. Mais le départage exact est impossible à faire, puisqu'il y a un passage insensible entre les deux environnements. Actuellement cependant, l'érosion fluviale au-dessus de la limite marine est nettement inefficace à cause du grand nombre de seuils rocheux rencontrés sur les thalwegs et ceci se traduit par de très rares berges d'érosion active.

d) Le gravitaire: principal agent d'érosion des versants de vallées

Les principales formes gravitaires affectant le substratum rocheux sont les éboulis. Tel que mentionné précédemment (Section 3.2.10), les éboulis sont fréquents le long des principaux axes de dissection du relief, spécialement sur le plateau si on le compare au piémont (Fig. 148). Le seul zonage qui puisse être présenté dérive de leur orientation. A l'ouest de la rivière Sheldrake, les éboulis sont d'orientation variable mais principalement O, NO, SO et NE, SE et E. A l'est de la rivière Sheldrake, les orientations sont toujours E, SE, NE et parfois S. Même s'il y a moins d'éboulis d'orientation N-S

c'est-à-dire dans le sens des grands axes de relief, ceci n'explique pas l'opposition que l'on retrouve dans les deux zones. L'explication se situerait peut-être au niveau du substratum rocheux lui-même puisqu'à l'est de la Sheldrake, on se trouve uniquement dans les anorthosites et à l'ouest de la Sheldrake, dans les gneiss, paragneiss, gabbros, amphiboles et granites (Fig. 36).

4.2.2 Le piémont: la zone de transition entre les domaines marin et terrestre

Le piémont (Section 2.2.3) du plateau rocheux est formé de basses collines rocheuses à sommets largement arrondis (Fig. 25 et 26). Ces basses collines forment des interfluves qui se raccordent en pente régulière vers l'est ou en gradins vers l'ouest à ceux du plateau et qui sont entaillées par les mêmes vallées préglaciaires. Le long de ces vallées, les limites du piémont sont typiquement marquées par de fortes ruptures de pente (Fig. 34), siège de chutes ou de rapides importants.

Dans le piémont, toutes les vallées ont subi l'invasion marine, à l'exception des cuvettes du lac Matamek et du lac Manitou, de sorte qu'à la limite marine maximale, la côte était une côte à fjards. L'invasion marine a même pénétré certaines grandes vallées jusque dans le plateau, c'est le cas de la Moisie, de la Sheldrake, de la Saint-Jean, de la Mingan ou de la Romaine.

Les agents qui ont le plus laissé leur marque sur le piémont sont les agents glaciaires, fluvioglaciaires, marins, glacio-lacustres

et fluviatiles . Comme pour le plateau, l'environnement paludéen décrit à la section 3.2.11 est omniprésent mais ne suscite pas un intérêt géomorphologique marqué, de sorte qu'il sera étudié avec la plaine côtière. Le gravitaire qui affecte le substratum rocheux a été traité avec le plateau, tandis que celui qui affecte les formations meubles le sera avec la plaine côtière.

a) Le glaciaire: principal agent de modification des interfluves

A l'exception des drumlinoïdes et des cirques glaciaires, les formes d'érosion sont les mêmes que sur le plateau. Dans les formes d'accumulation, on retrouve des moraines frontales et même latérales dans la cuvette du lac Manitou, des moraines d'ablation et une moraine de logement qui possède les mêmes caractéristiques que celle du plateau.

- Les moraines frontales

À part les petites crêtes isolées, les principaux secteurs de moraines se situent aux deux extrémités de la région d'étude, soit le secteur du lac Manitou à l'est et le secteur de la Moisie à l'ouest. Ces moraines, dont la moraine du lac Daigle, constituent les prolongements du complexe de Manitou-Matamek (DUBOIS, 1977b).

La moraine du lac Daigle, découverte par LAVERDIÈRE (1954, p. 49), est sise sur le rebord du piémont et ses deux extrémités sont complètement remaniées par l'action littorale (DUBOIS, 1977b et TREMBLAY, 1975). Sa partie centrale composée de plusieurs crêtes de 3 à 24 m de hauteur a été mise en place au-dessus de la limite marine.

DREDGE (1976a) y rapporte la présence de lentilles plus ou moins formées de matériaux triés. Au sud de la cuvette du lac Manitou, trois moraines frontales sont associées et parfois composées de matériaux juxtaglaciaires comme la crête de la haute Matamek (Site GD-750808-2 en appendice V). De plus, près de la rivière Moisie, TREMBLAY (1975) note la présence de sédiments glacio-marins dans la moraine du lac Daigle et DESMARAIS (1979) en rapporte aussi près de la rivière aux Rats-Musqués (Section 3.2.1e).

La présence des matériaux juxtaglaciaires dans les moraines démontre qu'elles ont été mises en place lors d'une période de stagnation et la présence des matériaux glacio-marins indique une mise en place synchrone de la transgression marine maximale.

- Les moraines d'ablation

Les moraines d'ablation sont essentiellement constituées de concentrations de gros blocs sur les interfluves. Leur répartition est présentée dans la section 3.2.1b, mais elle n'est pas exhaustive puisque la majorité des blocs ont été repérés par photo-interprétation. Tel que le mentionne DIONNE (1978), la répartition est alors liée à la densité du couvert arborescent de sorte que la densité est plus grande dans les secteurs dénudés ou de feux de forêts. Les blocs ne forment pas ici de champs qui impliquent une véritable formation (DIONNE, 1978), mais plutôt des concentrations de blocs épars pouvant être distants de plusieurs dizaines de mètres.

b) Le fluvioglaciaire et le marin: principaux agents de remblaiement des vallées

Les modes de remblaiement des vallées sont différents selon qu'on se trouve en présence 1) de courtes vallées qui n'atteignent pas le complexe morainique, 2) de vallées peu encaissées qui traversent le complexe morainique, 3) de grandes vallées très encaissées.

Dans le premier cas, un remblaiement de matériaux marins et estuariens a formé une ou des terrasses étagées; la vallée de la rivière aux Graines en est un exemple.

Dans le deuxième cas, le remblaiement est formé par des épandages proglaciaires monostratigraphiques (Section 3.2.2b) au-dessus de la limite marine (rivières aux Loups-Marins, Pigou, au Bouleau, Sault-Blanc, au Tonnerre et Jupitagon) ou vers la limite marine (rivières de l'Épinette, Couture, Magpie, (petite) Manitou Nord-Ouest et (petite) Manitou). Le restant de la vallée est remblayé comme dans le premier cas cité.

Dans le troisième cas, on retrouve les épandages monostratigraphiques au-dessus ou près de la limite marine, mais aussi d'autres épandages ou des lambeaux d'épandages sous la limite marine jusqu'à un minimum de 90 m d'altitude. Ces derniers sont polystratigraphiques car ils chevauchent en discordance des sédiments marins (Section 3.2.2b) et ils indiquent une progression dans la sédimentation pendant la régression marine. Cette affirmation est aussi soutenue par le fait que la plupart des épandages sont emboîtés, c'est-à-dire que ceux des basses altitudes se sont formés en grande partie à même les sédiments de

ceux, plus anciens, qui sont plus élevés en altitude. Des exemples sont représentés par les rivières Tortue, (grande) Manitou, Sheldrake et Saint-Jean (Fig. 154).

c) Le glacio-lacustre: modification mineure des grandes vallées

La plupart des grandes vallées ont été soumises à des conditions glacio-lacustres mais à divers degrés et pour diverses raisons, de sorte qu'il faut décrire chaque cas en particulier schématisé dans la figure 154.

La vallée de la Matamek a principalement été étudiée par DESMARAIS (1979). Au nord du lac Key, on retrouve un étagement de petits lacs soulignés par des épandages proglaciaires, dont un vers 485 m d'altitude où l'on retrouve des sédiments lacustres à 463 m sous l'épandage (Site GD-750621-3). Entre le lac Key et le lac Matamek, il y a eu existence de deux lacs proglaciaires quasi contemporains (Fig. 154). Le lac proglaciaire Matamek devait atteindre 150 m d'altitude entre la limite nord du lac Matamek (118 m d'altitude) et la moraine de Manitou-Matamek surtout puisqu'on y trouve des épandages proglaciaires sur les flancs de la vallée vers 150 m d'altitude (Section 3.2.3), mais aussi parce qu'il y a des sédiments lentiques jusqu'à 136 m d'altitude, des sédiments littoraux lacustres à 137 m d'altitude devant la moraine (Section 3.2.3c) et un delta à 133 m (Section 3.2.2b). Comme il n'y a aucune évidence de blocage des eaux par des verrous rocheux ou de sédiments meubles au-dessus de 122 m d'altitude, il faut conclure que ce lac a été constitué par un barrage d'énormes culots de gla-

ce morte dans le lac Matamek lui-même et dans une partie de la vallée de la Matamek de sorte qu'au niveau maximum de 152 m, on ne trouvait en réalité qu'un lac marginal accolé au versant sud-est de la vallée. Par exemple, on ne peut expliquer la présence dans la plaine de la Matamek des lacs C22 et C23, de forme arrondie ou ovale et d'une profondeur de 12,2 et à 18,3 m, que par la fonte de culots de glace résiduelle; de même, on ne peut expliquer le basculement à 30° des sédiments varvés (Section 3.2.3a) que par la fonte de culots de glace résiduelle sous ces sédiments. Ce lac a cependant dû être très éphémère à son altitude maximale puisqu'on ne trouve d'évidence de remaniement qu'à 137 m d'altitude. Le complexe morainique de Manitou-Matamek étant synchrone de la limite marine maximale de 131 m (Section 4.2.2a), il n'y a que peu de probabilité que l'invasion marine se soit étendue au-delà du lac Matamek actuel. Quant au lac proglaciaire Key, il devait atteindre au moins 150 m d'altitude derrière la moraine avant que cette dernière ne soit complètement entaillée; on retrouve d'ailleurs des traces de délavage sur cette dernière à 137 m d'altitude (Site GD-750808-2 en appendice V). La limite de 150 à 160 m est justifiée tant par l'altitude de la crête morainique que par l'altitude des épandages proglaciaires derrière cette dernière.

A l'autre extrémité de la région d'étude, la cuvette du lac Manitou est aussi une cuvette glacio-lacustre (Fig. 154). Comme 1) il n'y a aucune trace d'action littorale dans la cuvette, 2) qu'on retrouve des sédiments fins probablement glacio-lacustres incorporés aux sédiments fluvioglaciaires entre 115 et 122 m d'altitude (Section

3.2.3), 3) que les lacs Petit-Diable et Gros-Diable sont ceinturés de formes juxtaglaciaires fraîches et 4) qu'il existe un épandage proglaciaire à environ 120 m d'altitude au sud du lac Petit-Diable, on peut conclure que des culots de glace morte, puis les sédiments eux-mêmes ont certainement isolé cette cuvette de l'invasion marine peut-être jusque vers l'altitude actuelle du plan d'eau qui est à 100 m. L'altitude du lac proglaciaire Manitou devait être au minimum celle de la limite marine maximale d'après l'altitude d'un épandage proglaciaire au nord-est du lac actuel, soit 131 m.

Dans la vallée de la rivière (grande) Manitou, il y a des évidences de deux lacs proglaciaires au-dessus de la limite marine, le lac Brûlé et le lac Carré (Fig. 154). La cuvette du lac Carré est barrée au sud vers 230 à 240 m d'altitude par un ensemble de moraines frontales et de sédiments fluvioglaciaires de plus de 23 m d'épaisseur. Au nord, un épandage proglaciaire de 200 à 215 m d'altitude devait contenir un lac avant d'être entaillé jusqu'à 160 m d'altitude. Les sédiments d'eau profonde qu'on y trouve ont certainement été déposés par un lac proglaciaire puisqu'ils se situent à plus d'un mètre au-dessus du niveau du lac actuel. Le lac Carré se déverse dans le lac Brézel dont l'altitude est la même que les lacs Brûlé et des Eudistes, soit 141 à 143 m. On y trouve des sédiments littoraux lacustres à 146 m (Section 3.2.3c) et fluvio-lacustres à 148 m (Section 3.2.3b). Le seul exutoire de toute cette cuvette est un seuil rocheux à 141 m d'altitude qui ne semble pas avoir pu retenir des eaux à un niveau très supérieur à 141 m. D'un autre côté, on retrouve un exutoire fluvio-glaciai-

re à cette cuvette vers la rivière Tortue à 180 m d'altitude, des épandages proglaciaires en amont du lac Brûlé vers 160 à 180 m d'altitude et des évidences de kettles dans toute la plaine entre le lac des Eudistes et le lac Brûlé. Il semblerait donc qu'il ait pu se produire un blocage temporaire de l'écoulement des eaux de fonte par un culot de glace dans le lac des Eudistes, créant ainsi le lac proglaciaire Brûlé à 180 m d'altitude. La fonte rapide de ce culot amena l'abaissement des eaux jusque vers 150 m, altitude approximative de la série de culots de glace entre le lac des Eudistes et le lac Brûlé, lesquels en fondant ont permis l'abaissement des eaux au niveau actuel.

Dans la vallée de la rivière Saint-Jean, il n'y a évidence de sédiments glacio-lacustres que sur la Saint-Jean Nord-Est sous un épandage proglaciaire vers 137 m d'altitude (DIONNE, comm. pers.). Ce lac proglaciaire a probablement été retenu par des sédiments dans les gorges en amont de la confluence avec la Saint-Jean. De plus, même s'il advenait qu'aucun lac n'ait été retenu par les sédiments fluvioglaciaires en amont de la confluence avec la rivière au Saumon, les conditions du segment de rivière en amont de cet endroit devaient être quasi lacustres à cause de l'étroitesse du goulot (Fig. 154, coupe M-M''').

Dans la vallée de la rivière Sheldrake-Est, on retrouve un delta fluvioglaciaire à 130 m d'altitude (Site 760819-A en appendice V) ainsi qu'un épandage proglaciaire à la même altitude à la latitude du lac de l'Épinette. Il semblerait que ce dernier épandage se soit mis en place au contact d'un culot de glace qui bloquait la vallée et, ce dernier fondant très rapidement, un lac proglaciaire s'est instal-

lé et a régressé en suivant l'abaissement du niveau marin (Fig. 154, coupe LL'). Aucun sédiment typiquement marin n'y a été observé.

Une situation semblable se retrouve dans la vallée de la rivière Tortue à la latitude du lac des Pinets. A cet endroit, on constate un épandage proglaciaire affecté d'un kettle vers 130 m d'altitude en amont de gorges très étroites. Comme dans les deux cas précédents, il est très probable que même si l'invasion marine n'était pas bloquée complètement à cet endroit, les conditions devaient être pratiquement lacustres en amont.

d) Le fluviatile: principal agent d'érosion dans les vallées

Contrairement à la situation régnant dans les sédiments fluvioglaciaires au-dessus de la limite marine (Section 4.2.1c), l'érosion est très active dans les sédiments marins, principalement estuariens. Ces derniers sont intensément et profondément ravinés le long des rivières Moisie, aux Loups-Marins, au Tonnerre ou Saint-Jean par exemple. Cette érosion est toujours active sur les rivières au Tonnerre, Saint-Jean et Mingan en particulier.

4.2.3 La plaine côtière: le milieu marin ancien

La plaine côtière est un plan faiblement incliné presqu'entièrement submergé lors de la transgression marine. Elle peut se subdiviser en deux zones: les zones de plaines rocheuses vallonnées et les zones de deltas dans les dépressions des vallées préglaciaires (Section 2.2.3).

a) Les plaines rocheuses vallonnées

Les plaines rocheuses vallonnées représentent en quelque sorte les interfluves entre les grandes zones de delta (Fig. 14); par exemple, la plaine de Rivière-Pigou entre le delta de la Moisie et ceux de la (grande) Manitou et de la Sheldrake, la plaine de Magpie entre ces derniers et les deltas de la Magpie et de la Saint-Jean et enfin la plaine de Mingan entre les deltas de la Saint-Jean et de la Mingan et celui de la Romaine. Les agents qui ont le plus laissé leur marque sont le glaciaire, le marin, le fluviatile et le paludéen.

- Le glaciaire

Tel que déjà mentionné (Sections 4.2.1a et 4.2.2a), la topographie moutonnée de surface est en grande partie l'héritage de l'érosion glaciaire (Fig. 21). Généralement, cette topographie descend régulièrement en pente douce jusqu'à la côte, mais parfois on retrouve de larges gradins comme c'est le cas entre la Sheldrake et la Mingan. Entre les rivières au Bouleau et Tortue cependant, il n'y a qu'un gradin important qui domine la côte immédiate de ses 90 à 100 m (Fig. 42). Cet escarpement ou la charnière de cet escarpement est affecté de cannelures géantes entre 30 et 90 m d'altitude et parfois jusqu'au niveau marin actuel (DUBOIS, 1975 et 1977a). Chaque cannelure est elle-même affectée de marques glaciaires plus petites. Cette zone de plus de 10 km de longueur présente un paysage assez spectaculaire visible sur des photographies aériennes au 1: 31 680^{e}. D'une profondeur de 1 à 2 m et parfois de 5 à 7 m, ces cannelures peuvent atteindre facile-

ment une trentaine de mètres de largeur (Fig. 157 à 160). Lorsqu'elles apparaissent sur le littoral actuel, elles sont cependant plus modestes (Fig. 161). Ces formes d'orientation S ± 5° se sont inscrites dans le granite à l'endroit de la côte où la glace était assujettie au plus grand appel au vide, puisque la dénivellation totale est de l'ordre de 150 m sur moins de 3 km.

Il y a peu de traces d'accumulation glaciaire sur les plaines vallonnées. Les seules véritables formations sont les moraines de logement remaniées près de la limite marine à l'ouest de la rivière Saint-Jean et entre les rivières au Tonnerre et à la Chaloupe (Section 3.2.1b). Le fait qu'on retrouve aussi souvent de gros erratiques et très peu de petits laisse supposer un délavage par le littoral et un prélèvement par les glaces flottantes, comme le suggérait HIND (1864a) dans la région de la Moisie.

- Le marin et le fluviatile

Excepté dans la haute plaine entre les rivières au Bouleau et Tortue, l'environnement marin est principalement représenté par des accumulations estuariennes dans les axes de fracture et des placages de sables de dérive littorale affectés de levées de plage et de tombolos. Ici et là et à diverses altitudes existent aussi des enclaves deltaïques qui seront étudiées plus loin. Le fond de ces axes de fracture est ici très souvent tapissé de silts argileux marins. Il n'est donc pas étonnant que ces dépôts soient fortement ravinés (Fig. 22 et 41). On retrouve aussi plusieurs petites plaines alluviales le long des

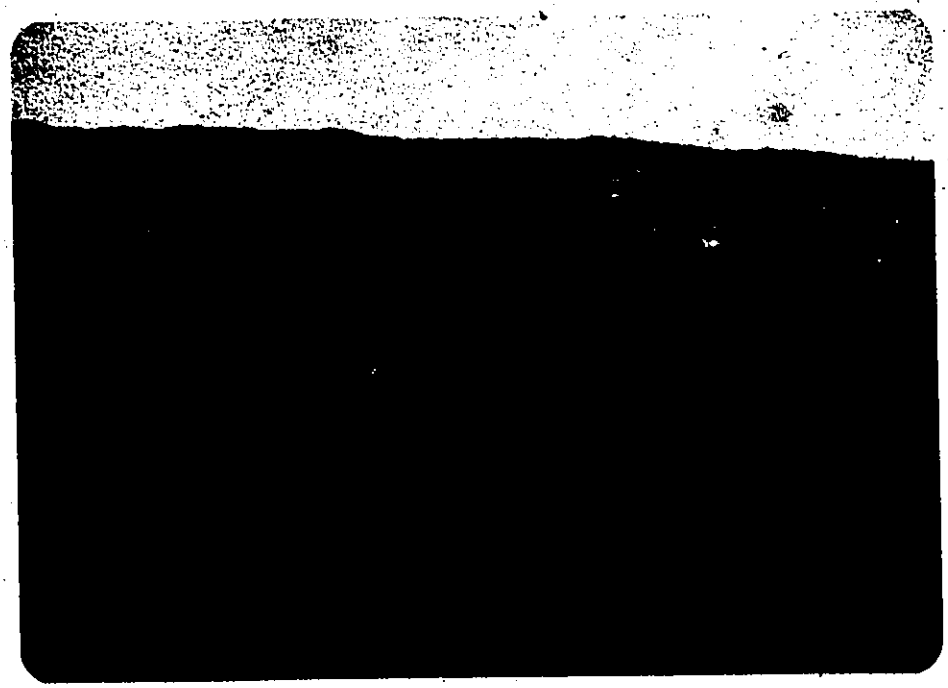


Fig. 157 - Vue aérienne des cannelures géantes à l'est de la rivière Sault-Plat. Photo 74-10-2.

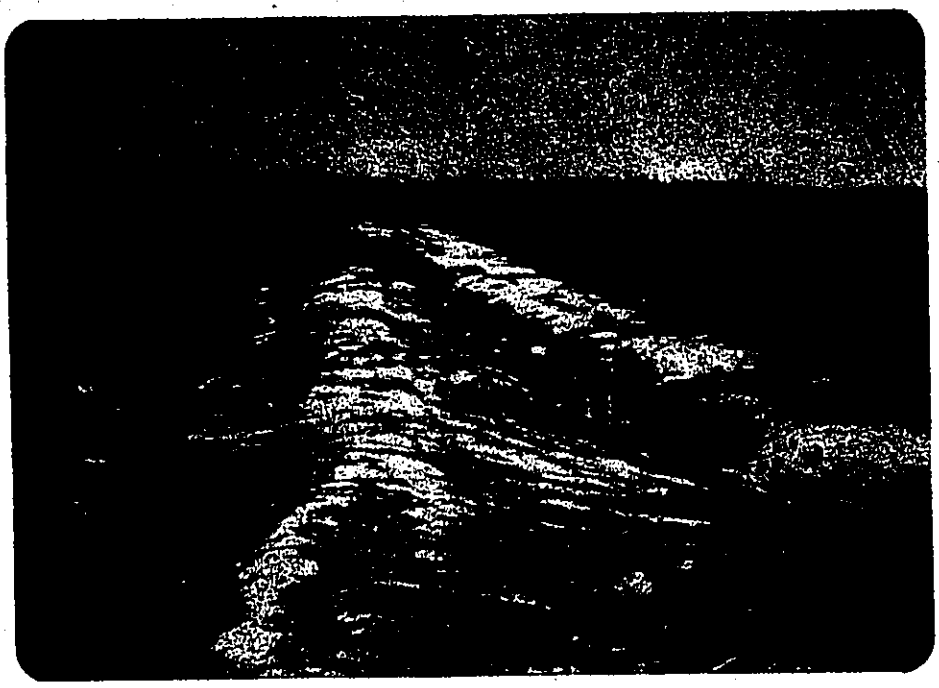


Fig. 158 - Cannelure géante dégagée au bélier mécanique à l'est de la rivière Sault-Plat. Photo 75-7-4.

Fig. 159 - Cascades de la rivière Sault-Plat sautant d'une cannelure à l'autre. Photo 75-7-2.

Fig. 160 - La cannelure principale qui a donné son nom à la rivière Sault-Plat. Photo 74-8-15.

Fig. 161 - Cannelures dans le granite sur le littoral en face de l'île Jésus. Photo 74-9-34.

principaux cours d'eau de même qu'un delta fluvial à 100 m d'altitude derrière un verrou rocheux de la (petite) Manitou.

On a précédemment mentionné que l'érosion littorale avait probablement été très efficace sur ces surfaces rocheuses, mais elle ne l'a jamais été au point de produire des surfaces d'abrasion. Les seuls cas évidents d'érosion littorale du substratum rocheux sont les grands escarpements qui ont été des falaises pendant un certain temps et au pied desquels on retrouve des plages de blocs arrondis (Fig. 138). De telles falaises mortes existent entre 15 et 75 m d'altitude sur le rebord est du delta de la Saint-Jean, entre 30 et 90 m d'altitude de la Magpie à la Sheldrake, entre 30 et 130 m d'altitude près de la Matamek et entre les rivières au Bouleau et Manitou.

- Le paludéen

Contrairement au plateau et au piémont, les plaines vallonnées sont affectées d'une grande densité de tourbières de dimensions pouvant atteindre les 3 km carrés entre les rivières au Tonnerre et Magpie. Cette tourbe s'est mise en place à partir d'anfractuosités du substratum rocheux (Section 3.2.11).

b) Les deltas et les terrasses

Les agents qui ont le plus façonné les deltas et les terrasses sont le marin et le fluviatile, le paludéen, le gravitaire et l'éolien.

- Le marin et le fluviatile

Les deltas et leurs formes associées sont de loin les formes majeures dans les formations meubles de la Côte Nord. LAVERDIÈRE (1954) mentionne la présence de deltas à l'embouchure des rivières Betsiamites, Manicouagan/aux-Outardes, Sainte-Marguerite, Moisie, Natashquan; BUSSIÈRES (1960) ajouta ceux des rivières Sheldrake, Saint-Jean-Mingan et Aguanus; DUBOIS (1973a) nota en plus ceux des rivières Godbout, de la Trinité, aux Rochers et Romaine. La présente étude allonge cette liste avec ceux des rivières Matamek, aux Loups-Marins, Pigou, au Bouleau, Tortue, (grande) Manitou, aux Graines, à la Chaloupe, au Tonnerre, Magpie et (petite) Manitou (Fig. 154).

Les deltas sont rarement isolés, à part les très petits, et sont même coalescents, comme ceux des rivières Magpie, Saint-Jean, (petite) Manitou et Mingan. Ceux qui ne sont pas coalescents sont le plus souvent reliés par des sédiments de dérive littorale comme ceux des rivières (grande) Manitou et aux Graines ou ceux des rivières Sheldrake et au Tonnerre. Ces couvertures de sédiments sont généralement peu épaisses et évoluent par tombolos.

D'après leur forme générale et leur stratigraphie (Section 3.2.6), l'action fluviale a nettement prédominé lors de leur formation plus que tout autre agent. Tout comme les épandages proglaciaires déjà vus (Section 4.2.2b), chaque delta est en réalité constitué d'une multitude de deltas emboîtés puisque la rivière érode les surfaces supérieures qui émergent et redépose les sédiments plus bas à mesure que le plan d'eau s'abaisse. LAVERDIÈRE (1954, p. 73) avait déjà examiné

ce fait pour la Moisie et WELSTED (1960) pour la Natashquan; DREDGE (1971) a repris leur explication pour la Moisie avec des forages à l'appui (Fig. 154). Même maintenant, il est évident que la Mingan (Fig. 162) est en train de se former un nouveau delta sous-aquatique à même les sédiments de son ancien delta. Des rivières comme la Moisie, la Saint-Jean ou la Romaine, qui érodent facilement leurs berges, se forment elles aussi de nouveaux deltas sous-aquatiques soulignés par les hauts-fonds localisés à leur embouchure sur les cartes marines.

La dimension des deltas et leur contrôle par la topographie du substratum rocheux sont liés à la pente de ce dernier (Fig. 154). En effet, les gros deltas de la Moisie ou de la Saint-Jean par exemple sont situés dans de profondes dépressions et sont très peu contrôlés par le substratum rocheux contrairement aux petits deltas des rivières au Bouleau ou Tortue. Cette même constatation peut être faite pour les terrasses entre les deltas. On peut donc en déduire que la largeur de ces dernières n'a pas de signification géomorphologique autre que celle exprimée par le substratum rocheux lui-même. Certains petits deltas à couverture sédimentaire très mince se retrouvent dans la même situation, celui de la rivière au Bouleau en est un exemple (Fig. 154). La largeur des terrasses des gros deltas, comme ceux de la Moisie ou de la Saint-Jean, possède cependant une signification géomorphologique indépendante de celle du substratum rocheux et qui doit refléter beaucoup plus l'importance de la sédimentation aux diverses altitudes (Fig. 154).

Enfin, la localisation, l'altitude et le sens des formes lit-

Fig. 162 - Delta actuel de la rivière Mingan à marée basse. Photo A-317-111 (1960).

torales (flèches, levées, tombolos, baies) et des formes fluviatiles (deltas localisés, chenaux abandonnés, talus d'érosion) renseignent sur l'évolution de chacune des zones deltaïques; c'est ce dont nous traiterons dans la section 6.1.3.

- Le paludéen et le gravitaire

Les surfaces des deltas et des terrasses sont généralement couvertes de vastes tourbières (Section 3.2.11): 4 à 5 km carrés à l'est de la Moisie (Fig. 151), à l'ouest de la (grande) Manitou, à l'ouest de l'au Tonnerre; environ 7 km carrés à l'est de la Chaloupe; environ 15 km carrés au nord de Longue-Pointe-de-Mingan et plus de 50 km carrés près de Havre-Saint-Pierre (Fig. 20). Ces tourbières perchées sises dans des sables doivent leur existence au ortstein imperméable et généralement continu qui cuirasse les formations perméables (Section 2.4.2) retenant ainsi en surface des réservoirs considérables d'eau. L'eau de ces tourbières, de même que l'eau qui doit se concentrer et circuler sur la surface des ortsteins, est relativement abondante toute l'année, avec un maximum en novembre et un deuxième maximum à la fonte des neiges, soit de la mi-avril à la mi-juin (Section 2.5.3 et 2.6.2). Ces eaux se fraient un chemin dans les moindres défauts naturels ou anthropiques de la cuirasse et peuvent provoquer de la suffosion (piping) qui peut dégénérer en "coulées en ravin" (gully flow).

Les petites coulées en ravin sont coniques tandis que les grandes sont dendritiques (DREDGE, 1976a); elles se forment dans les sables et les sables silteux thixotropiques sur les rebords de terrasses

marines ou fluviales de plus de 30 à 70° (Rel. géotech. Champlain, 1972; BARABÉ, 1973) et dans le sens du pendage des sédiments fins imperméables sous-jacents (DREDGE & THOM, 1976).

Les coulées en ravin inactives principales sont ainsi localisées: 1) une de 2 km de longueur sur la terrasse de 40 m de la rive est de la Moisie (FRENETTE & HÉROUX, 1972), 2) quelques-unes sur la terrasse de 120 m au sud du lac des Rapides (Rel. géotech. Champlain, 1972), 3) une sur la terrasse de 45 m à l'ouest de Malioténam (Rel. géotech. Champlain, 1972), 4) une série sur la terrasse de 60 à 90 m entre les rivières au Tonnerre et Jupitagon, 5) une série sur la terrasse de 75 m entre les rivières Magpie et Saint-Jean, 6) une série sur les terrasses de 45 et de 75 m entre la Saint-Jean et Longue-Pointe-de-Mingan. Les coulées en ravin actives sont moins nombreuses; on en retrouve: 1) sur les terrasses de 20, 30 et 75 m au sud de la Sheldrake, 2) sur la terrasse de 60 à 90 m entre les rivières au Tonnerre et Jupitagon, 3) sur la terrasse de 75 m au sud de la rivière Saint-Jean, et enfin 4) sur la terrasse de 40 m à l'est de la Moisie.

La coulée en ravin de la rive est de la Moisie, qui possède un tracé dendritique sur plus de 2 km de longueur et une profondeur atteignant 40 m (Fig. 163), a été bien étudiée (VEZINA, 1969; DREDGE, 1971; FRENETTE & HÉROUX, 1972; BARABÉ, 1972 et 1973; DREDGE & THOM, 1976; DREDGE, 1976a). Une première coulée s'est formée le 16 juin 1959 en 2 heures sur 18 m de profondeur et 600 m de longueur, soit 510 000 mètres cubes de sédiments, après une pluie de 12,3 cm (FRENETTE & HÉROUX, 1972). D'après les photographies aériennes du 20 juillet 1959 (VÉZINA,

Fig. 163 - Coulée en ravin dendritique de 2 km de longueur à l'est de la Moisie. Photos Min. Trans. Qué., Q-71330-2, 4 et 5 (1971).

1969), on peut observer que les têtes se situent dans les axes de chemins de coupes forestières, chemins qui devaient sans doute être bordés de trouées de drainage à travers la cuirasse ferrugineuse. Sur les photographies aériennes de juillet 1965 (VÉZINA, 1969), on remarque la présence d'une autre coulée au nord de la première, dont les têtes se situent encore dans l'axe de nouveaux chemins forestiers. Enfin, le 4 novembre 1966 après une autre pluie de 12,3 cm, la coulée de 1959 s'allonge et s'approfondit jusqu'à sa configuration actuelle en 6 heures (Fig. 164-167), déplaçant ainsi environ 1 000 000 de mètres cubes de sédiments (FRENETTE & HÉROUX, 1972), sédiments que la Moisie n'a pas encore terminé de déblayer (Section 3.2.10). Il faut souligner ici que lorsque la rivière aura érodé ces sédiments, elle continuera à éroder sa rive concave et mettra en danger le pont de la route 138. Présentement encore, un ruisseau permanent alimenté par des eaux d'infiltration, dont la vitesse est non compatible avec la nature des sédiments sableux (Fig. 166 et 167), provoque une érosion régressive doublant la suffosion des versants (BARABÉ, 1973) laquelle se fait surtout au niveau d'une strate de gravier (Fig. 154). Selon toute évidence, il semblerait que la cause première de ce phénomène serait le débordement de la rivière aux Rats-Musqués occasionné par une crue provoquée par de fortes précipitations (Section 2.6.2). Ces eaux auraient sursaturé la couche de gravier (FRENETTE & HÉROUX, 1972) et se seraient aussi concentrées en surface le long des chemins forestiers puisque la majorité des têtes de glissement correspondent aux axes des chemins forestiers (DREDGE & THOM, 1976). Le rôle géomorphologique de

Fig. 164 - Vue oblique du ravin principal de la coulée de la Moisie. La tourbière de l'arrière plan forme un réservoir d'eau près des têtes de glissement. Photo 75-13-26.

Fig. 165 - Une des têtes de glissement de la coulée en ravin de la Moisie. Photo 74-1-21.

Fig. 166 - Vue au sol du ravin principal de la coulée de la Moisie. Photo 74-4-25.

Fig. 167 - Paysage de désolation dans la coulée en ravin de la Moisie. Photo 74-2-10.

la cuirasse ferrugineuse qui concentre les eaux de surface et les laisse s'infiltrer à des sites choisis est donc primordial dans le processus des coulées en ravin.

Les glissements de type coulée boueuse et de translation sont plus fréquents que les coulées en ravin et se forment dans les sédiments fins prodeltaïques et estuariens (Section 3.2.10). DREDGE (1976a) en a relevé 21 sites dans les régions des Sept-Îles - Moisie, de la rivière Sainte-Marguerite, de Port-Cartier, de Pentecôte et de la baie Saint-Nicolas. De ces 21 sites, 7 sont actifs surtout sur la terrasse de 60 m d'altitude.

Dans la région étudiée, les principaux sites de glissements actifs sont localisés: 1) sur les terrasses de 90 à 100 m près de la rivière aux Loups-Marins, 2) sur les terrasses de 40 et de 100 m de l'estuaire de la rivière au Bouleau, 3) sur les terrasses de 50 et 100 m de la rivière (grande) Manitou, 4) sur les terrasses entre 30 et 60 m de l'estuaire de la Sheldrake et surtout 5) sur presque toutes les terrasses entre 15 et 120 m de la Saint-Jean (DUBOIS, 1976a). Les premiers glissements maintenant inactifs dont on ait parlé sont ceux des terrasses de 30 et surtout de 120 à 140 m au nord de la baie des Sept-Îles (DREDGE, 1971; Rel. géotech. Champlain, 1972) et particulièrement celui de la rive ouest de la Moisie près du club Adams, qui s'étire sur 3,8 km de longueur, sur la terrasse de 95 m (HIND, 1863; LAVERDIÈRE, 1954; DREDGE, 1971).

Comme dans les coulées en ravin, le rôle de l'eau est essentiel pour ces glissements dans deux cas fondamentaux (LAFLEUR & LEFEB-

VRE, 1978): 1) comme agent d'érosion en augmentant les dénivellations et les inclinaisons des pentes et 2) comme agent de transmission de pressions interstitielles qui diminuent la résistanoe au cisaillement. Les auteurs cités ont trouvé une corrélation évidente entre le bilan de l'eau d'infiltration et le pourcentage de glissements au Québec peu importe la latitude: 65% dès glissements surviennent pendant la période de dégel (avril-juin) et il y a une concentration secondaire centrée sur octobre. Il n'y a malheureusement pas de données adéquates sur la Côte Nord pour contrôler cette affirmation. Cependant l'hypothèse de DREDGE (1976a), selon laquelle certains glissements de la Côte Nord auraient pu être provoqués par des tremblements de terre, peut être reliée à certains phénomènes de l'embouchure de la Saint-Jean.

La vallée de la Saint-Jean est la principale zone de glissements de terrain de la Moyenne Côte Nord. Ces glissements s'échelonnent sur les premiers 55 km du cours d'eau et sur près de 8 km le long du littoral à l'ouest de l'embouchure, sans tenir compte des importantes coulées en ravin. La zone d'embouchure est celle la plus affectée de gros glissements (Fig. 168 et 169); elle s'étend sur environ 12 km vers l'intérieur des terres et sur 2 à 3 km de largeur, principalement sur la rive ouest de la rivière, soit une superficie d'environ 30 km carrés. Par exemple, une partie du village de Rivière-Saint-Jean se situe sur des sédiments glissés (Section 3.2.10), le chemin de la Société Rexfor grimpe de 50 m sur l'arête séparant deux glissements et le tracé de la route 138, sur le sommet de la terrasse de 30 m à l'ouest de la grande plaine de la Saint-Jean, a dû être relocalisé au

Fig. 168 - Paysage de glissements de terrain à l'embouchure de la Saint-Jean. Photo E.M.R. A-12348-14 (1949).

Fig. 169 - Glissements de terrain récents sur la terrasse de 30 m à l'ouest de la grande plaine de la Saint-Jean. Photo E.M.R. A-16319-2 (1958).

moins trois ou quatre fois dans les dernières décennies.

Les plus gros glissements de la région (500 à 1 000 m de diamètre) possèdent à leur pied une terrasse de matériaux glissés qui atteint jusqu'à un kilomètre de largeur et qui peut parfois se prolonger sur au moins un autre kilomètre sous des sédiments fluviaux plus récents. Le niveau de base de ces glissements était la rivière elle-même, soit aux environs de 20 à 23 m d'altitude à l'embouchure et 30 m d'altitude, 22 km à l'intérieur des terres, soit une dénivellation normale semblable à l'actuelle pour le cours d'eau. Ces glissements sont donc probablement contemporains. Deux faits laissent supposer que ces glissements ont été provoqués par un tremblement de terre. Le premier est la présence, sur la terrasse de 30 m, d'une fissure de retrait dont l'aspect ressemble fort à celle déjà décrite dans les sédiments intertidaux d'Alaska et provoquée par un tremblement de terre (Section 3.2.4). Le deuxième est la présence à ces altitudes des seuls gros glissements où l'on observe des bourrelets d'arrivée (Fig. 168 et 170). Ce type de glissement peut impliquer une cause externe à la simple saturation en eau qui est à l'origine des autres glissements qui sont du type coulée boueuse. La cause externe idéale est la vibration et la seule vibration dont il peut être question ici est l'onde sismique puisque le niveau de base précité correspond à peu près au niveau marin daté d'au maximum de 7 200 à 6 000 BP (Section 5.4.2b).

- L'éolien

La répartition exacte des surfaces éolisées est très diffi-

Fig. 170 - Zone de bourrelets d'arrivée d'un glissement au nord de Rivière-Saint-Jean. Photo 75-5-17.

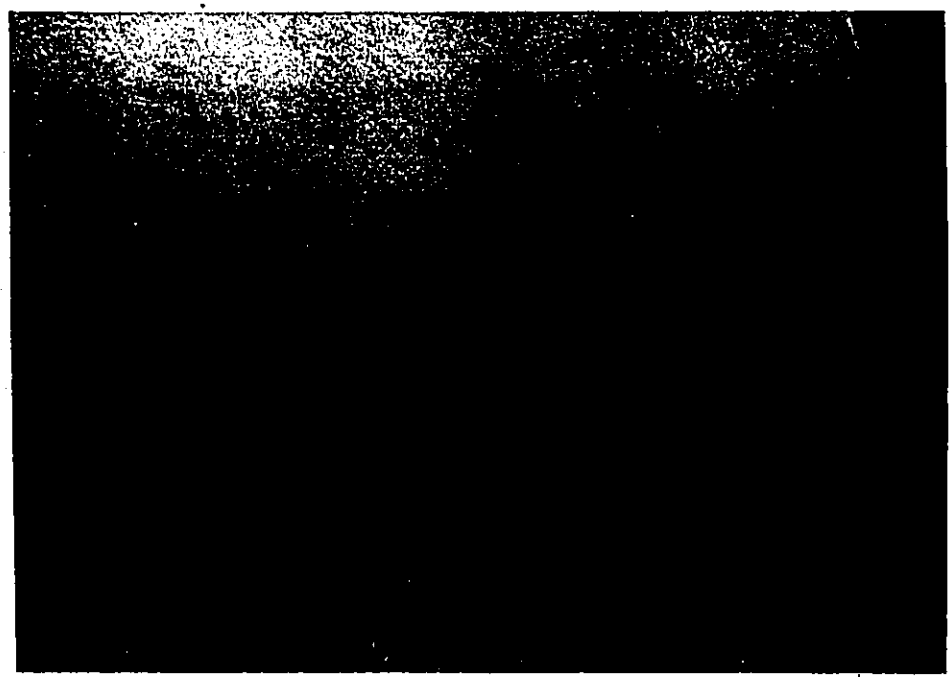


Fig. 171 - Dunes paraboliques en V à l'assaut de la falaise sur le littoral à l'ouest de la Magpie. Photo 75-2-36.

cile à établir à cause de l'inaccessibilité, du couvert forestier, de la petite dimension de certaines formes ou de la possibilité de confondre certaines dunes longitudinales avec des crêtes de plage lors de la photo-interprétation. La répartition des dunes paraboliques et des formes éoliennes du littoral actuel est cependant exacte même sous couvert forestier.

La majorité des surfaces éolisées se situent sur les deltas et les terrasses de la plaine côtière et sur le littoral actuel (Tableau 9). Il n'existe que seulement deux champs de dunes hors de ces secteurs et sis sur des épandages proglaciaires, ce sont celui de la confluence Saint-Jean/Saint-Jean Nord-Est dans le plateau et celui de la Romaine, au sud du bassin des Murailles dans le piémont.

Le tableau 9 détaille les types de phénomènes éoliens et leur amplitude. Les dunes paraboliques sont les plus spectaculaires de forme et de superficie (Fig. 171); elles se présentent en champs dont les principaux sont cartographiés sur les figures 172 à 174. Les dunes linéaires telles les dunes longitudinales et obliques (Fig. 175), se localisent principalement sur le trait de côte actuel et ancien, tandis que les dunes transversales affectent plus les grandes surfaces planes comme les deltas ou les terrasses (Fig. 173 et 174). Des formes moins bien définies ayant l'aspect de buttes dissymétriques ou non se retrouvent partout principalement sur le littoral actuel et à l'est des Sept-Îles (Fig. 172).

Au niveau de la dynamique, on peut dire que l'éolisation est toujours active sur les surfaces jeunes et près du littoral actuel sous

TABLEAU 9 - CARACTÉRISTIQUES DES DUNES ET PROVENANCE DU VENT SUR LA CÔTE NORD

LOCALISATION	ALTITUDE (m)	HAUTEUR (m)	ACTIVITÉ	PROVENANCE DU VENT	TYPES DE DUNES
- Ouest de la Magpie	2-5	2-5	actif	O à OSO	Longitudinales, obliques et paraboliques allongées en V de 75 à 120 m de longueur et montant à l'assaut de la falaise
- De la Saint-Jean à la Mingan	2-8	1-3	actif	O à OSO, souvent indéterminé	Longitudinales, buttes dissymétriques et cuvettes de déflation
- Moisie	3-6	1-3	actif	O à OSO	Buttes dissymétriques
- Rivière-aux-Graines	5	2-5	actif et inactif	Ouest	Longitudinales, transversales et cuvettes de déflation
- Rivière-à-la-Chaloupe	5	1-3	actif et inactif	O à OSO	Crêtes obliques et cuvettes de déflation
- Rivière Moisic	5	1-3	inactif	O à OSO	Transversales, crêtes obliques et cuvettes de déflation
- Rivière-au-Tonnerre	5	3-7	actif et inactif	O à OSO	Longitudinales, buttes dissymétriques et cuvettes de déflation
- Dock	5	2-7	actif et inactif	Ouest	Paraboliques allongées, buttes dissymétriques et cuvettes de déflation
- Ridge Point Ouest	5	2-4	actif et inactif	indéterminé	Longitudinales et cuvettes de déflation
- Pointe à la Baleine	8	3-5	actif	Ouest	Buttes dissymétriques et cuvettes de déflation
- Rivière-Pigou	10	1-2	inactif	indéterminé	Placages
- Rivière-au-Tonnerre (aéroport)	20	1-2	actif	O à OSO	Buttes dissymétriques
- Longue-Pointe-de-Mingan (aéroport)	22	1-3	actif	Ouest	Buttes dissymétriques
- Ruisseau Duck Creek	23	2-3	actif sur crêtes	Indéterminé	Buttes dissymétriques
- Ouest de la Moisie	40-45	1-27	inactif	indéterminé	Indéterminé
- Rivière Mingan	45-105	2-7	inactif	Ouest	Buttes, crêtes obliques et paraboliques
- Est des Sept-Îles (1,2,3,5,6)	50-60 (6)	2-6 (2) max.3 (5)	inactif	OSO à ESE(1); ESE à ENE(2,6); surtout O, SO et E mais aussi N, SO, SE et NE (5)	Dunes irrégulières à crêtes plus hautes vers l'ouest (6); cordons, parfois dunes paraboliques ouvertes et placages(5); champ de 25 km² (6)
- Est de pointe des Monts (4,6)	60-90 (6)	max.15 (6)	actif sur crêtes	NE (6)	Paraboliques allongées en V et de 120 à 1200 m de longueur (6)
- Delta de la Magpie	68-90	3-10	inactif	O à OSO	Paraboliques en V souvent allongées de 100 à 200 m de longueur, parfois longitudinales, crêtes obliques et buttes
- Delta de la rivière aux Graines	85-105	1-3	inactif	indéterminé	Buttes et cuvettes de déflation
- Rivière Saint-Jean	105	2-4	inactif	Ouest	Dunes paraboliques et transversales et obliques
- Rivière Romaine (sud bassin des Murailles)	76-150	5-15	inactif	NE	Paraboliques en V ou en U allongées de 300 à 1500 m de longueur, aussi longitudinales, transversales et obliques

(1) LAVERDIÈRE, 1954; (2) DREDGE, 1971; (3) Rel. Géotech. Champlain, 1972; (4) DUBOIS, 1973a; (5) TREMBLAY, 1975; (6) DREDGE, 1976a.

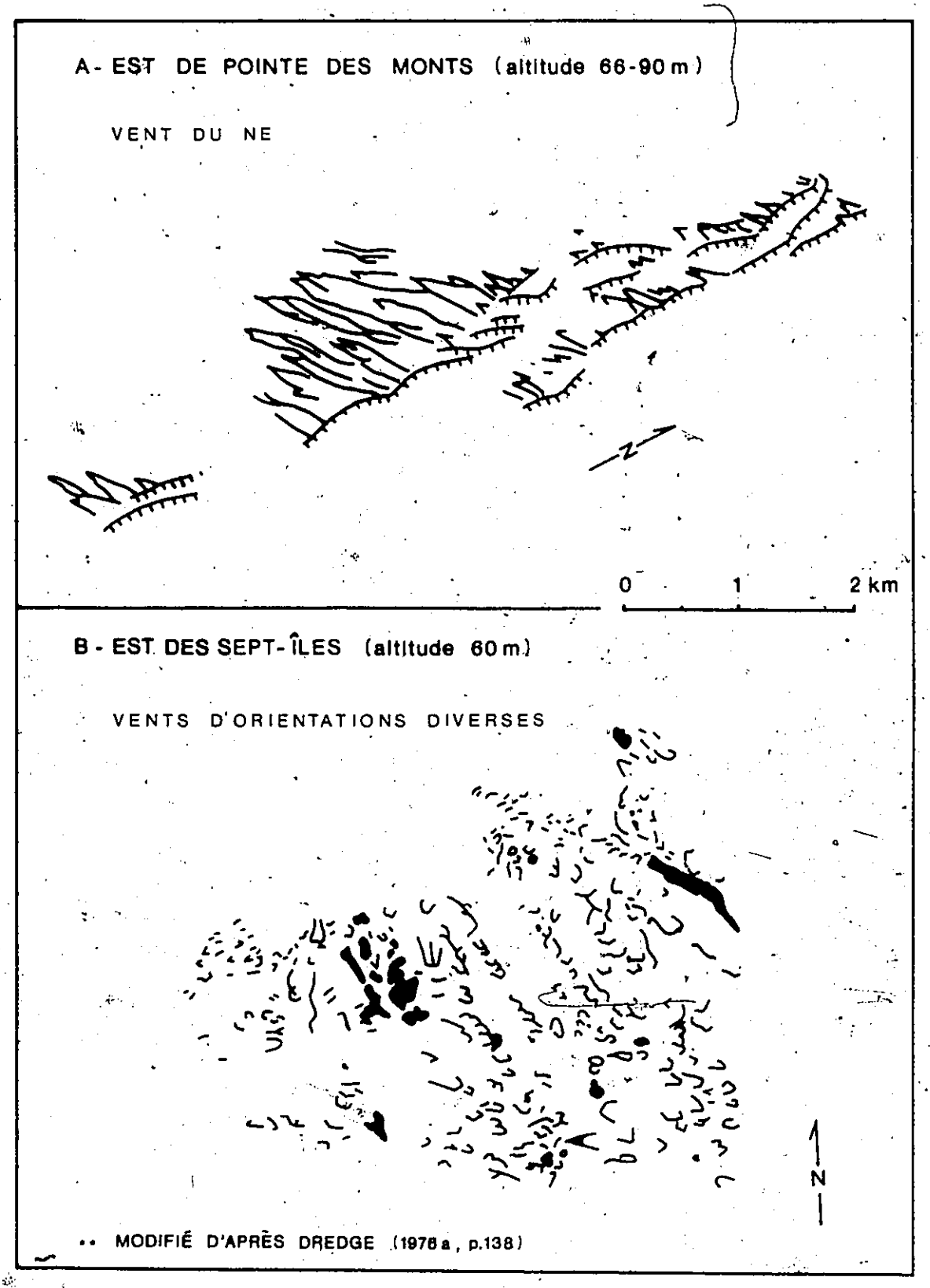


FIG. 172 - DUNES AUX SEPT-ÎLES ET À POINTE DES MONTS

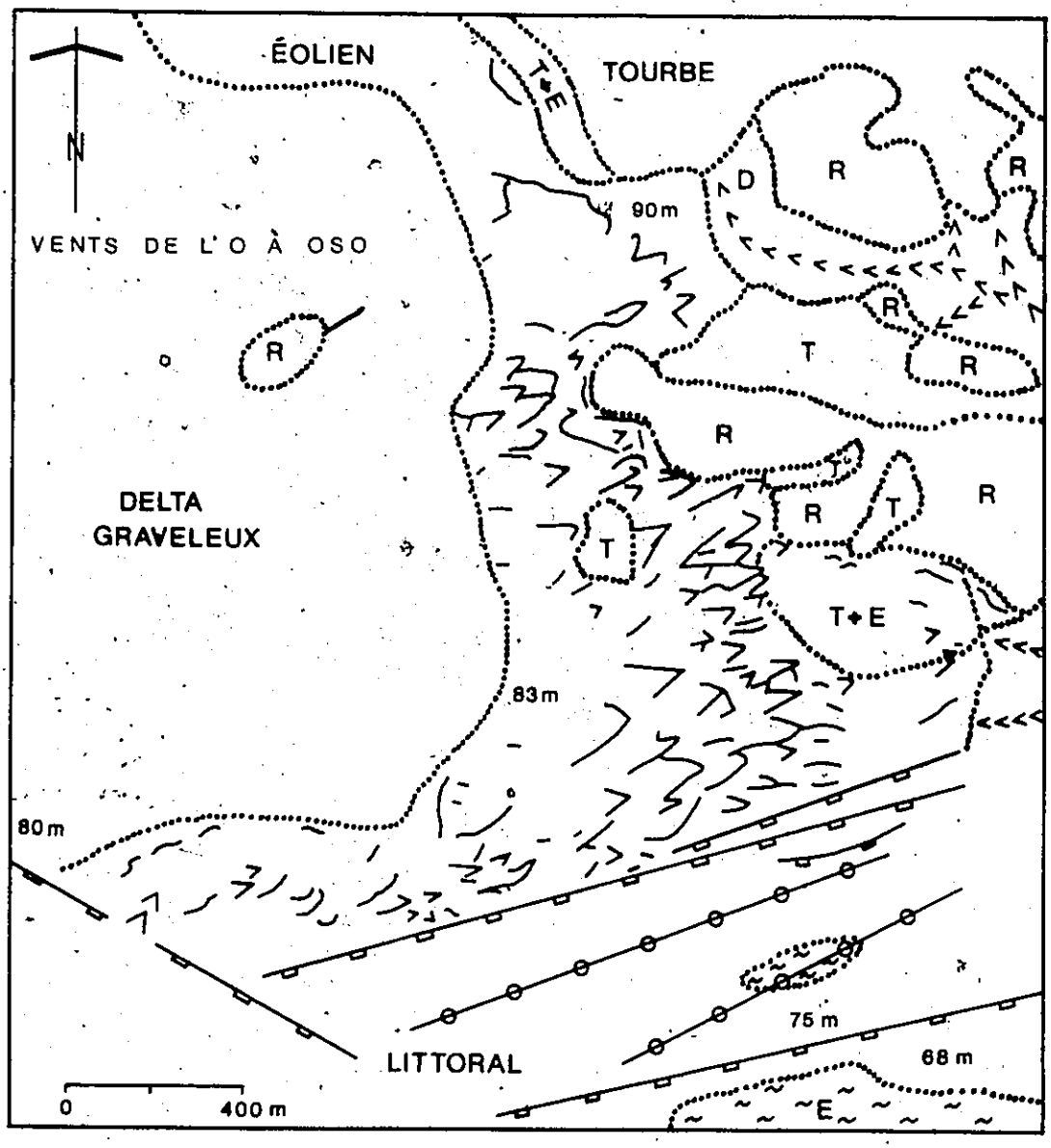


FIG. 173 – DUNES DU DELTA DE LA MAGPIE

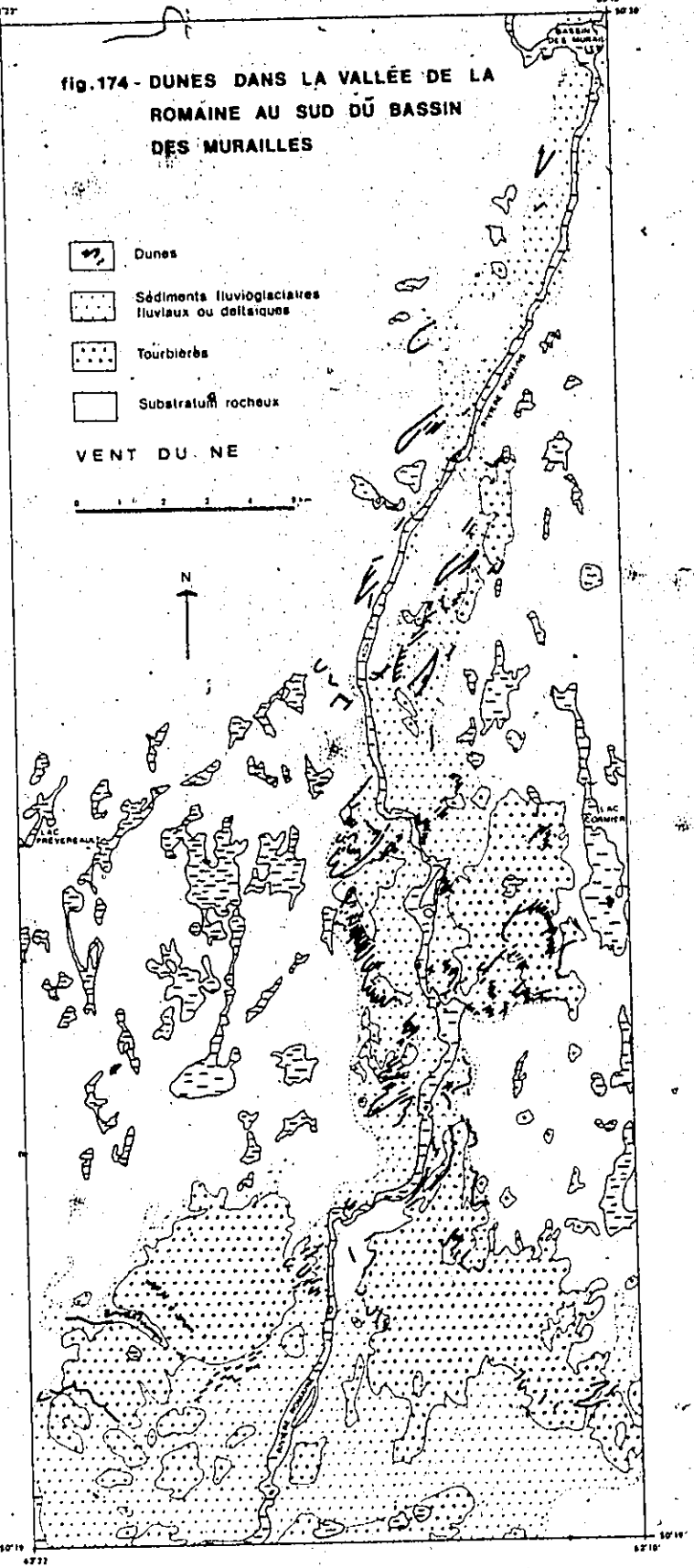


fig.174 - DUNES DANS LA VALLÉE DE LA ROMAINE AU SUD DU BASSIN DES MURAILLES

Fig. 175 - Dunes longitudinales et obliques à l'ouest de la Magpie; dunes paraboliques à l'arrière plan. Photo 75-2-35.

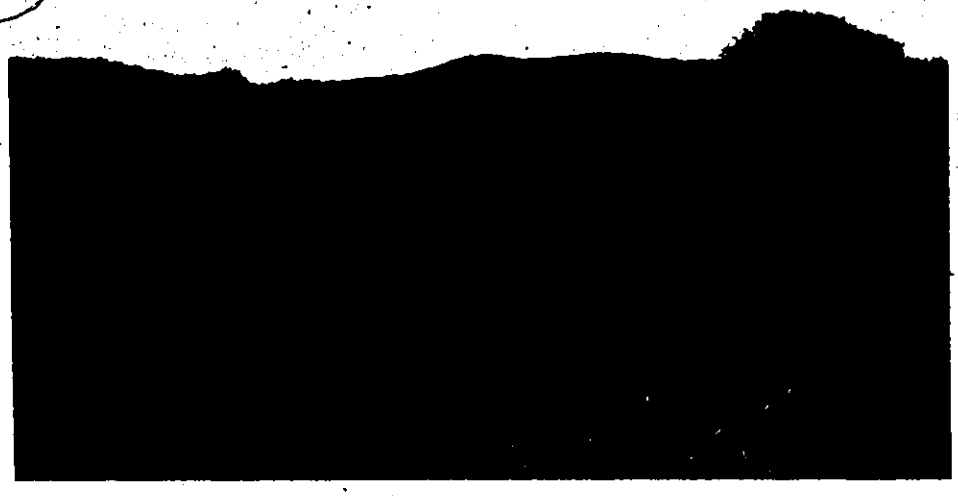


Fig. 176 - Cuvette de déflation sur le littoral actuel à l'ouest de Longue-Pointe-de-Mingan. Photo 75-5-13.

23 m d'altitude et qu'elle est inactive sur les surfaces entre 40 et 150 m d'altitude. Dans le premier cas, la dynamique actuelle s'observe facilement à partir de surfaces dunaires peu couvertes de végétation du littoral actuel (Fig. 171 et 175), à partir des cuvettes de déflation (Fig. 176) dont certaines ne sont pas couvertes de végétation et dont le fond est tapissé d'éléments grossiers dépassant la compétence des vents (Fig. 177) et enfin, à partir d'entailles de déflation exposant des paléosols sur les rebords de dunes plus anciennes (Fig. 144 et 178). A l'intérieur des terres, des travaux d'aménagement peuvent faire renaître l'éolisation, comme c'est le cas en bordure des aéroports de Rivière-au-Tonnerre, de Longue-Pointe-de-Mingan (et de Natashquan beaucoup plus à l'est), si des mesures ne sont pas prises pour contrecarrer son action (Fig. 179). Dans le deuxième cas, celui des surfaces entre 40 et 150 m d'altitude, aucune dynamique actuelle n'a été observée sauf sur quelques sommets de crêtes à l'est de pointe des Monts (DREDGE, 1976a).

La formation des dunes est évidemment liée à la présence d'une source de sédiments adéquats (Section 3.2.8), combinée à l'orientation d'un fetch de bonne dimension dans le sens des vents dominants pendant la saison libre de neige, soit de mai-juin à octobre (Section 2.5.3). D'après les directions et les vitesses préférentielles des vents actuels (Section 2.5.4), on s'aperçoit que les provenances des vents déduites du tableau 9 sont les mêmes qu'actuellement, même celles du NE au SE. Par exemple, les dunes de la Romaine (Fig. 174) sont orientées en fonction d'un vent venant du nord-est parce que l'orien-

Fig. 177 - Eléments grossiers concentrés au fond d'une cuvette de déflation; détail de la photo précédente à l'ouest de Longue-Pointe-de-Mingan. Photo 75-5-10.

Fig. 178 - Entaille de déflation exposant un paléosol à Rivière-aux-Graines. Photo 75-1-32.

Fig. 179 - Alignements de billes de bois pour prévenir la déflation au pont de la Moisie. Photo 74-1-15.

Fig. 179a - Détail des alignements de billes de bois pour prévenir la déflation au pont de la Moisie. Photo 74-6-36.

tation de la vallée ne permet pas un fetch assez long dans une autre orientation en fonction des vents dominants. Au contraire, les dunes de la Saint-Jean et du delta de la Magpie (Fig. 173) sont concentrées près des versants est et elles sont orientées en fonction d'un vent venant de l'ouest à l'OSO, puisque les versants est sont abrupts et protègent les surfaces en question des vents dominants à composante est. Enfin, l'orientation des vents des dunes à l'est des Sept-Îles (Fig. 172) est difficile à déterminer à cause des formes indistinctes de ces dunes; cette disposition est tout simplement due au fait que cette surface est largement ouverte aux vents dominants venant de toutes les directions.

L'examen de la fréquence et de l'ampleur des éolisations en fonction de l'altitude ne permet pas de conclusion probante. Il faudrait poursuivre cette étude en y incluant les autres champs de dunes de la Basse Côte Nord, spécialement celui du delta de la Natashquan, formé par des vents venant du SO ou de l'OSO, ceux de Blanc-Sablon, formés par des vents venant de l'ouest ou de l'est ainsi que celui de la haute Natashquan (51° de latitude nord) où les vents proviennent aussi du NNE comme sur la Romaine.

c) Un essai de correspondance altimétrique des niveaux de deltas et de terrasses

Les niveaux des surfaces de deltas et de terrasses sont importants au point de vue du paysage géomorphologique mais sont des plus importants au point de vue des étapes d'évolution paléogéographi-

que. Ces niveaux renseignent tant sur l'altitude des principales masses sédimentaires que sur les altitudes auxquelles la mer a le plus concentré ses efforts.

Malheureusement le problème majeur est la confiance que l'on peut apporter aux données altimétriques elles-mêmes tel qu'exposé précédemment (Section 4.1). C'est peut-être ce qui faisait dire à LAVERDIÈRE (1954) que les surfaces du delta de la Moisie et de la Sainte-Marguerite ne se reliaient pas entre elles par une pente ininterrompue et qu'il était "oiseux de mener des corrélations". DREDGE (1976a) aussi trouvait les corrélations des terrasses difficiles sur un même delta; elle en déduisait que certaines terrasses étaient probablement dues aux variations locales du vent et de l'énergie de la vague. Le problème majeur de ces chercheurs était peut-être de s'attacher à trop de terrasses non significatives par rapport à celles de plus grande dimension.

Le deuxième problème majeur se situe au niveau des corrélations avec les données d'autres chercheurs. Il faut toujours s'assurer que les altitudes correspondent à la base des talus dans le cas des terrasses et au sommet de la surface dans le cas des deltas. Mais cela n'élimine pas le troisième problème qui est la corrélation d'âge des terrasses de même altitude, problème auquel il faudra s'attaquer avec les courbes d'émersion en main (Section 5.4.2).

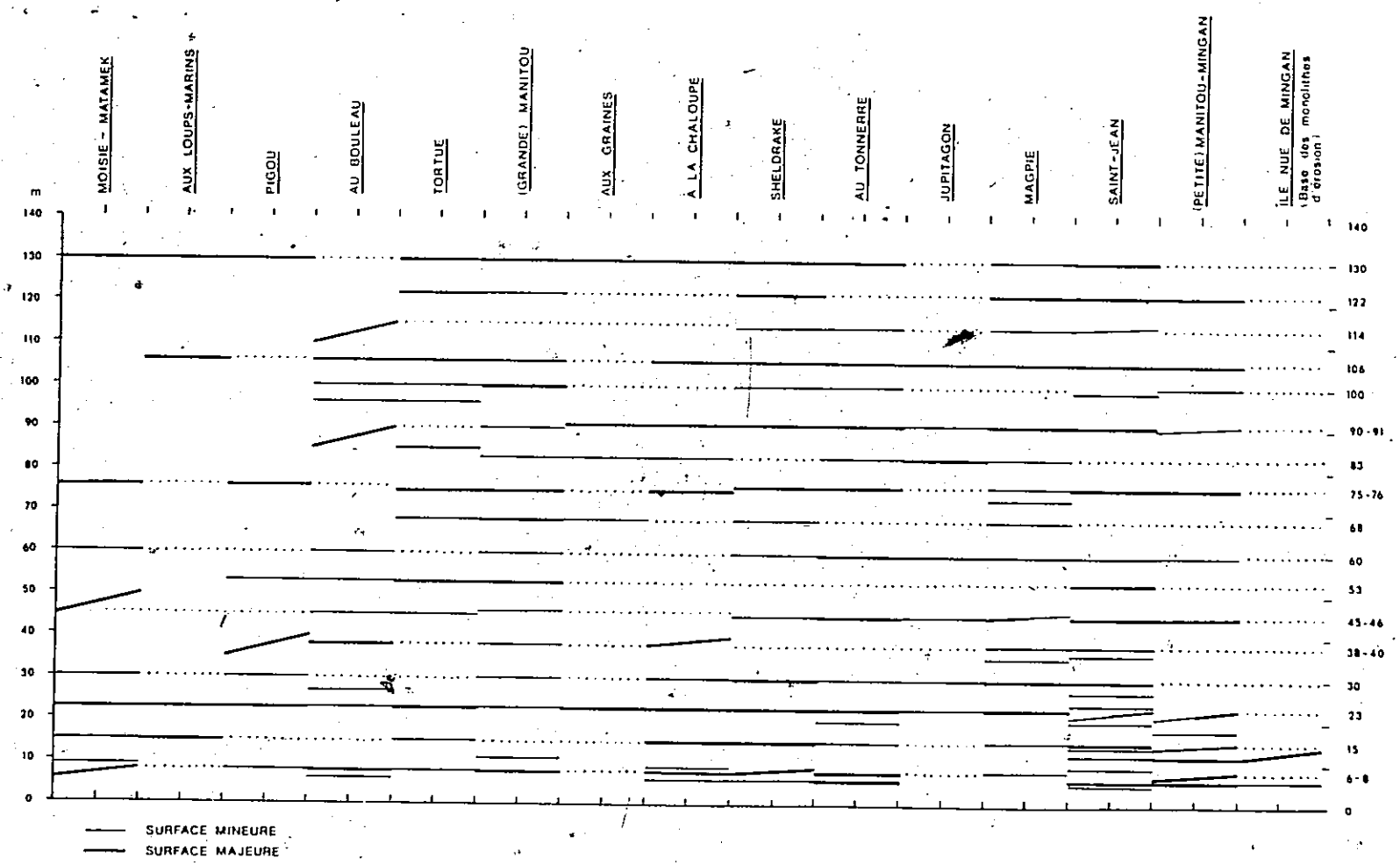
L'essai de correspondance altimétrique des niveaux de deltas et de terrasses doit être fait en quatre étapes: 1) détermination des niveaux dans les formations meubles de la zone d'étude, 2) comparaison

avec les niveaux des autres chercheurs dans ou près de la zone d'étude, 3) comparaison avec les niveaux des autres chercheurs au nord du golfe du Saint-Laurent et 4) comparaison avec les niveaux de terrasses rocheuses.

En levant les niveaux de terrasses de la région d'étude par zones deltaïques, on s'aperçoit vite que le morcellement du relief empêche de suivre ces terrasses sur de longues distances, surtout entre Matamek et Magpie. Compte tenu de l'imprécision de certains levés et de la multitude des niveaux, le meilleur moyen d'identifier les principaux niveaux est de les représenter sur graphique et de relier les constantes (Fig. 180). Encore ici il faut cependant éviter d'inscrire les bases de talus d'altitude décroissante à partir des centres de delta car ce phénomène est uniquement lié à une sédimentation plus abondante à partir de la source. Par exemple la base de la principale terrasse à l'est de la Saint-Jean décroît de 30 à 15 m d'altitude sur 15 km; cette différence de 15 m n'est certainement pas due à un relèvement isostatique différentiel d'autant plus que la terrasse continue suivante est constante à 6 m d'altitude. On a ainsi pu relever 17 niveaux importants de terrasses dont les 11 majeurs sont soulignés: 6-8, 15, 23, 30, 38-40, 45-46, 53, 60, 68, 75-76, 83, 90-91, 100, 106, 114, 122 et 130 m.

En comparant ces niveaux avec ceux relevés par les principaux chercheurs de la région entre Clarke City et le lac Beetz (Fig. 181) on s'aperçoit que les niveaux majeurs correspondent exactement ou à quelques mètres près.

FIG. 180-NIVEAUX DE DELTAS ET DE TERRASSES DE DÉPÔTS MEUBLES DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT



NB LES OBLIQUES INDIQUENT SEULEMENT QUE LE NIVEAU D'UNE TERRASSE VARIE OU EST MAL DEFINI

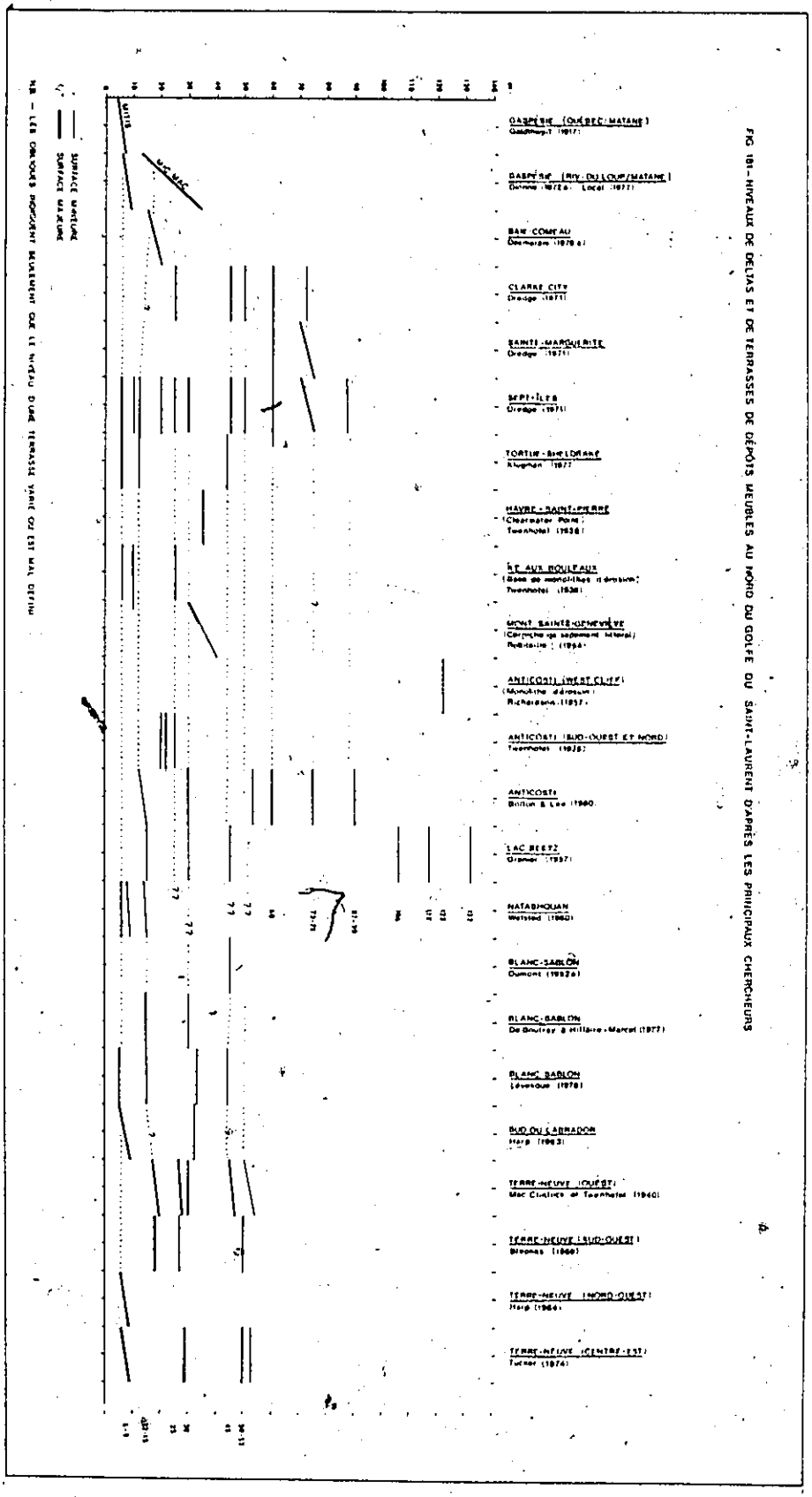


FIG 181 - NIVEAUX DE DELTAS ET DE TERRASSES DE DÉPÔTS MEUBLES AU NORD DU GOLFE DU SAINT-LAURENT D'APRÈS LES PRINCIPAUX CHERCHEURS

NB - LES ORIGINES PROPOSENT SEULEMENT QUE LE NIVEAU D'UNE TERRASSE MARIE OU EST MAL DÉFINI

Il est plus hasardeux de comparer les niveaux régionaux avec ceux relevés dans les régions avoisinantes au nord du golfe du Saint-Laurent: Baie-Comeau, Gaspésie, Natashquan, Blanc-Sablon, sud du Labrador et ouest de Terre-Neuve (Fig. 181). En ne s'en tenant qu'aux basses altitudes on constate partout la correspondance très nette des terrasses de 6-9 m (Mitis) et de 12-15 m (Mic-Mac). D'autres terrasses semblent correspondre de la Côte Nord à Terre-Neuve, soit celles de 23-25 m, 30 m, 45 m et 50-53 m, mais cette correspondance est des plus aléatoire compte tenu des modalités de déglacement différent dans ces régions.

Même s'il est presque certain que les terrasses (Fig. 182) inscrites dans les roches paléozoïques des îles de Mingan et d'Anticosti sont d'origine préglaciaire (Section 4.2.4), certaines ont au moins été rajeunies au Postglaciaire comme en témoignent souvent des monolithes d'érosion qui n'auraient pu résister à l'érosion glaciaire. On retrouve ainsi d'une façon certaine les quatre plus basses terrasses majeures (5-8, 12-15, 23-26 et 29-30 m); si les données de TWENHOFEL & CONINE (1921) et de BOLTON & LEE (1960) sont exactes, on retrouve aussi les terrasses majeures de 44-46, 60, 76, 91, 105 et 124 m. A ce dernier niveau peut être associé le monolithe d'érosion rapporté à 122 m par RICHARDSON (1857) au nord-ouest d'Anticosti.

Cette étude altimétrique des terrasses semble donc donner toutes les garanties nécessaires que tous les niveaux principaux relevés dans la présente étude sont représentatifs au niveau régional et que les plus bas niveaux peuvent éventuellement être reliés à des ni-

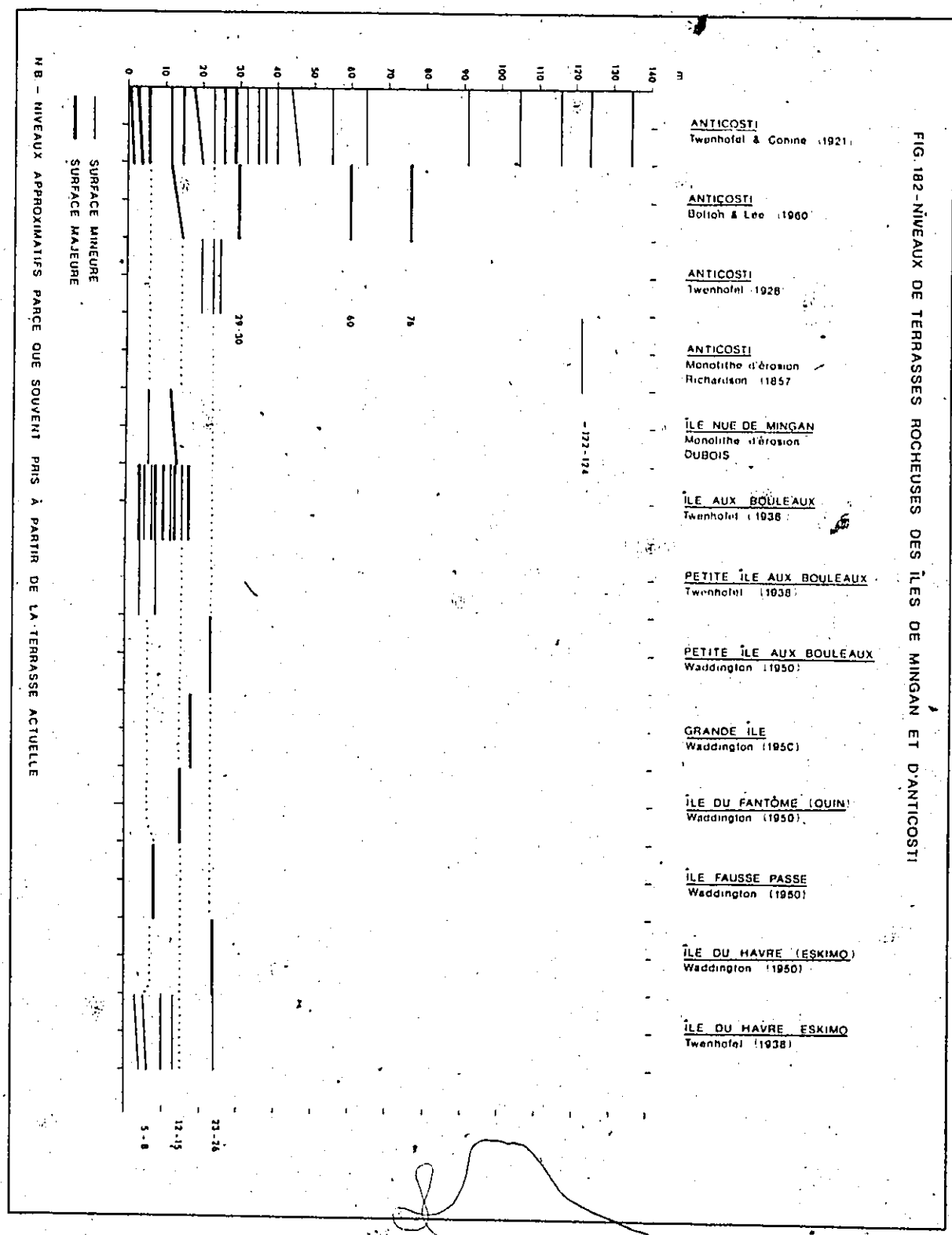


FIG. 182-NIVEAUX DE TERRASSES ROCHEUSES DES ÎLES DE MINGAN ET D'ANTICOSTI

veaux semblables par tout le nord du golfe du Saint-Laurent compte tenu des données chronologiques des courbes d'émersion (Section 5.4.2).

Il faut préciser ici un fait des plus important, c'est que sur la Moyenne Côte Nord on n'a pu relever aucune déformation d'un même niveau de terrasse pour les raisons évoquées plus haut.

4.2.4 La côte et la plate-forme continentale: le milieu marin actuel

L'objectif général de l'étude étant l'évolution du littoral, il est primordial de définir d'abord quel type de côte on retrouve dans le secteur d'étude et ensuite de vérifier si ce secteur d'étude est représentatif au niveau régional. La classification de la zone côtière mentionnée au début de ce chapitre (Fig. 155), répond à ce besoin en plus de définir les sources majeures de sédiments et les principales modalités de transport des sédiments.

Cette classification permet enfin d'établir les limites d'unités physiographiques pour les côtes sableuses (DUBOIS, 1973b). La notion d'unité physiographique de côte, telle que définie par MASON (1950) est "...a shore area so limited that the shore phenomena within the area are not affected by the physical condition in adjacent area". Cette notion, appliquée aux mouvements de sédiments, détermine donc une unité de bilan sédimentologique quasi nul face aux unités avoisinantes et où il n'y a aucun apport étranger de sédiments littoraux et aucune sortie de sédiments, abstraction faite des mouvements internes de sédiments.

L'unité physiographique est donc principalement délimitée

par des caps rocheux, de grandes zones de littoral rocheux, des secteurs d'eau très profonde, comme les canyons ou les fjords, où se perdent les sédiments, des zones de divergence des fronts de vagues, des tombolos ou certaines structures côtières comme les quais. On peut ainsi établir une hiérarchie d'unités physiographiques allant des grandes unités très certaines, tel que délimitées dans DUBOIS (1973a), aux unités plus petites, qui sont plus contestables et qui sont séparées par des formes mineures, tels les tombolos.

Il faut cependant toujours avoir en mémoire que cette classification de la côte, faite en grande partie par photo-interprétation, sert d'hypothèse de travail.

L'application de la classification de la zone côtière a permis de subdiviser la Côte Nord en 27 zones homogènes qui peuvent être regroupées en 9 grands environnements côtiers (Fig. 183).

a) Les zones homogènes

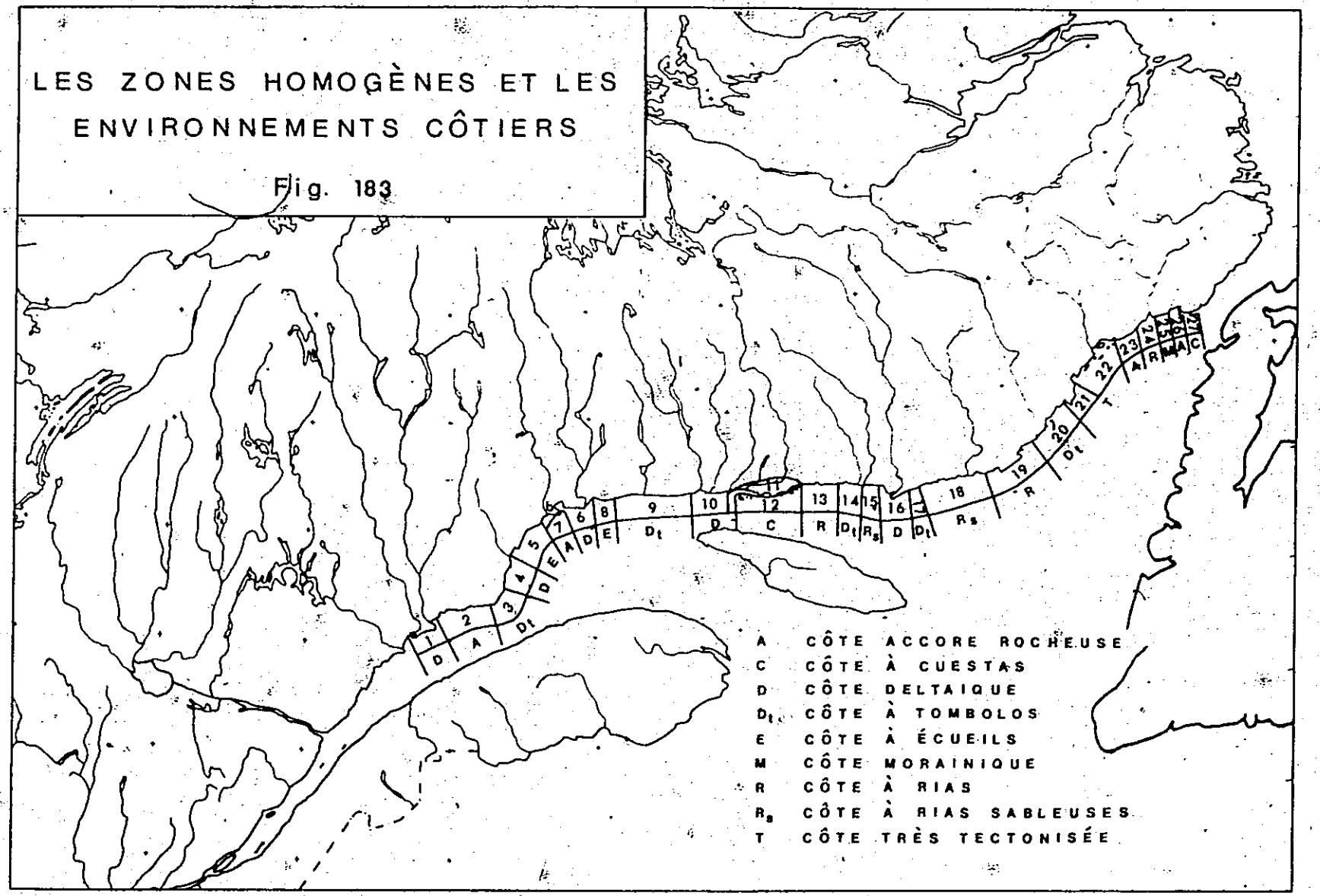
Les zones homogènes ont déjà été décrites dans DUBQIS (sous presse); leur nature et leur localisation sont indiquées sur la figure 183. Les zones les plus importantes, soit qu'elles soient complexes ou qu'elles représentent beaucoup de sédiments meubles, sont cartographiées schématiquement (Fig. 184 à 193). Seul l'archipel de Mingan, qui était très peu décrit dans l'ouvrage précité, sera décrit avec attention à cause du problème de l'origine de ses terrasses rocheuses.

- L'archipel de Mingan et l'origine des terrasses rocheuses

Cette zone est formée uniquement d'une trentaine d'îles et

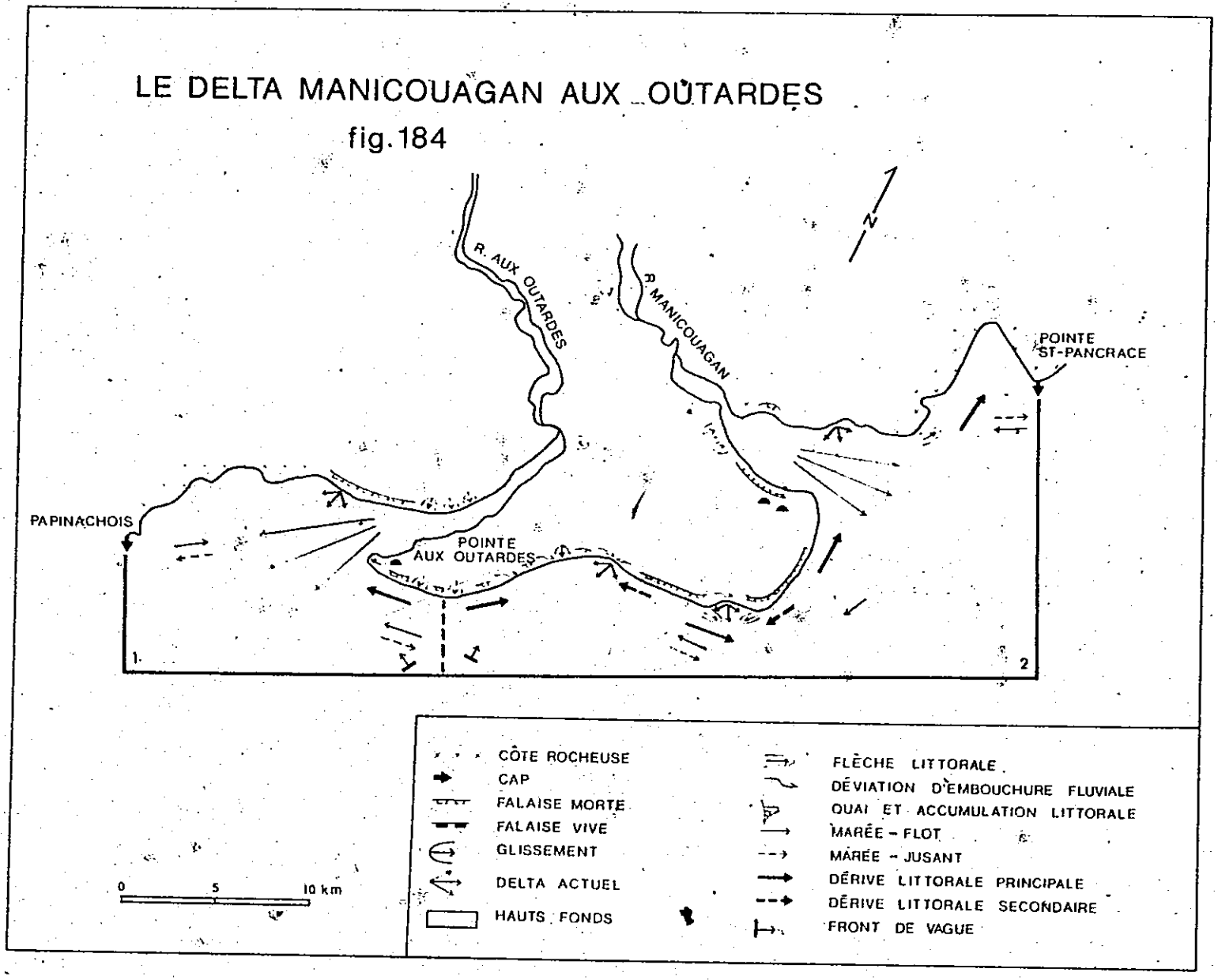
LES ZONES HOMOGÈNES ET LES ENVIRONNEMENTS CÔTIERS

Fig. 183



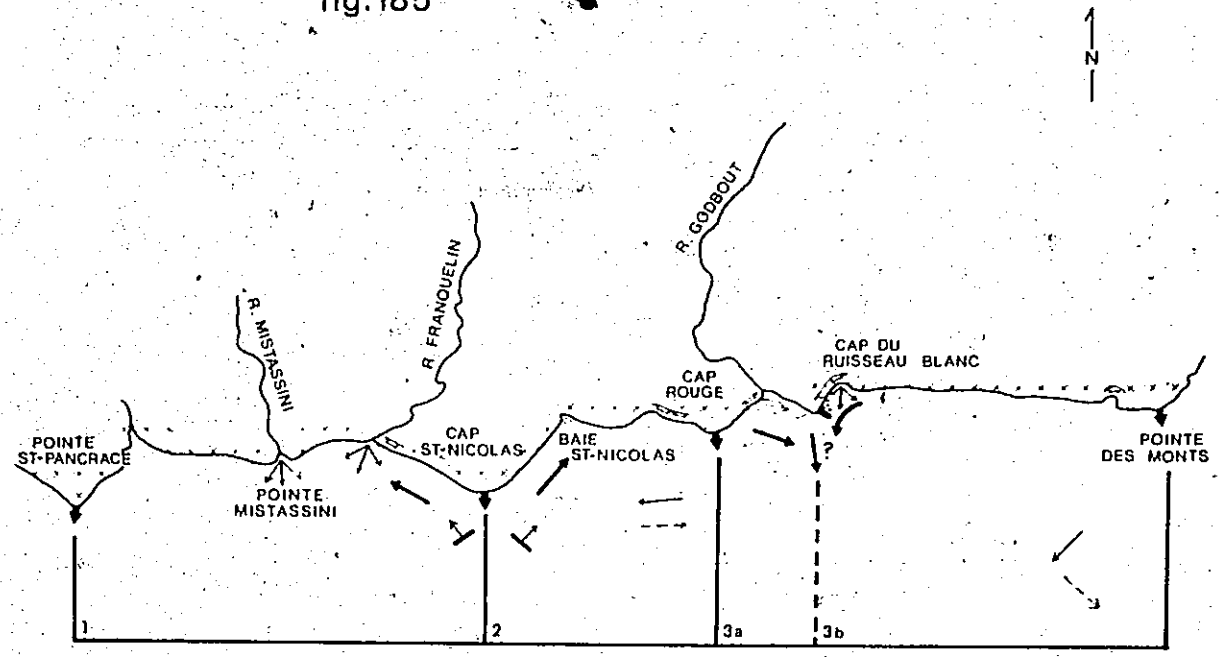
LE DELTA MANICOUAGAN AUX OUTARDES

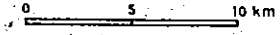
fig.184



LA CÔTE DE MISTASSINI – GODBOUT

fig.185

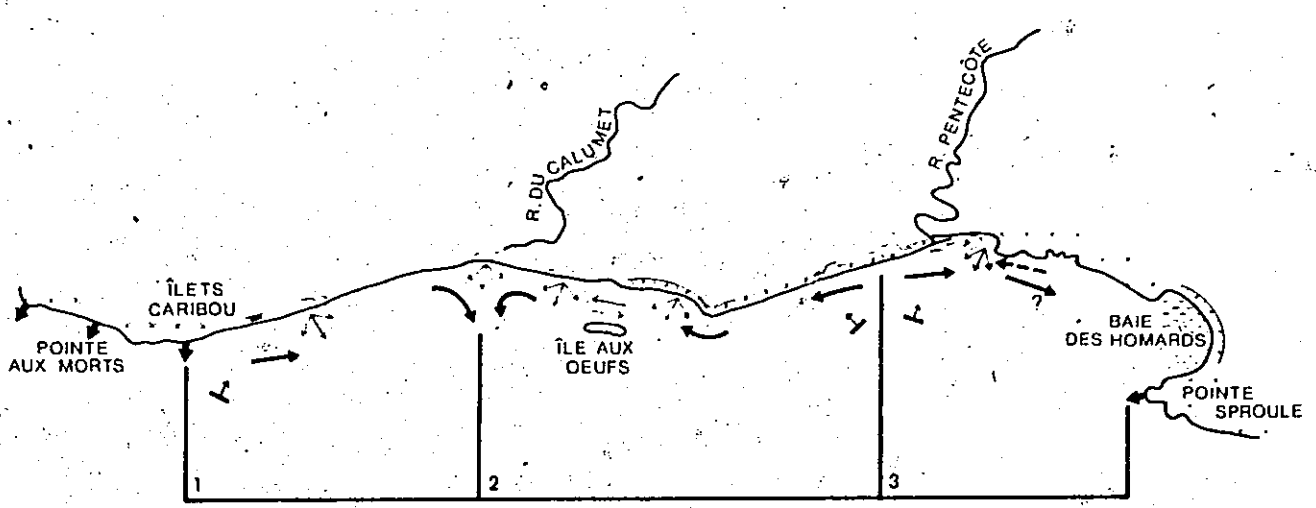




- CÔTE ROCHEUSE
- CAP
- FALAISE MORTE
- FALAISE VIVE
- GLISSEMENT
- DELTA ACTUEL
- HAUTS FONDS
- FLÈCHE LITTORALE
- DÉVIATION D'EMBOUCHURE FLUVIALE
- QUAI ET ACCUMULATION LITTORALE
- MARÉE – FLOT
- MARÉE – JUSANT
- DÉRIVE LITTORALE PRINCIPALE
- DÉRIVE LITTORALE SECONDAIRE
- FRONT DE VAGUE

LA CÔTE DE POINTE-AUX-ANGLAIS

fig.186

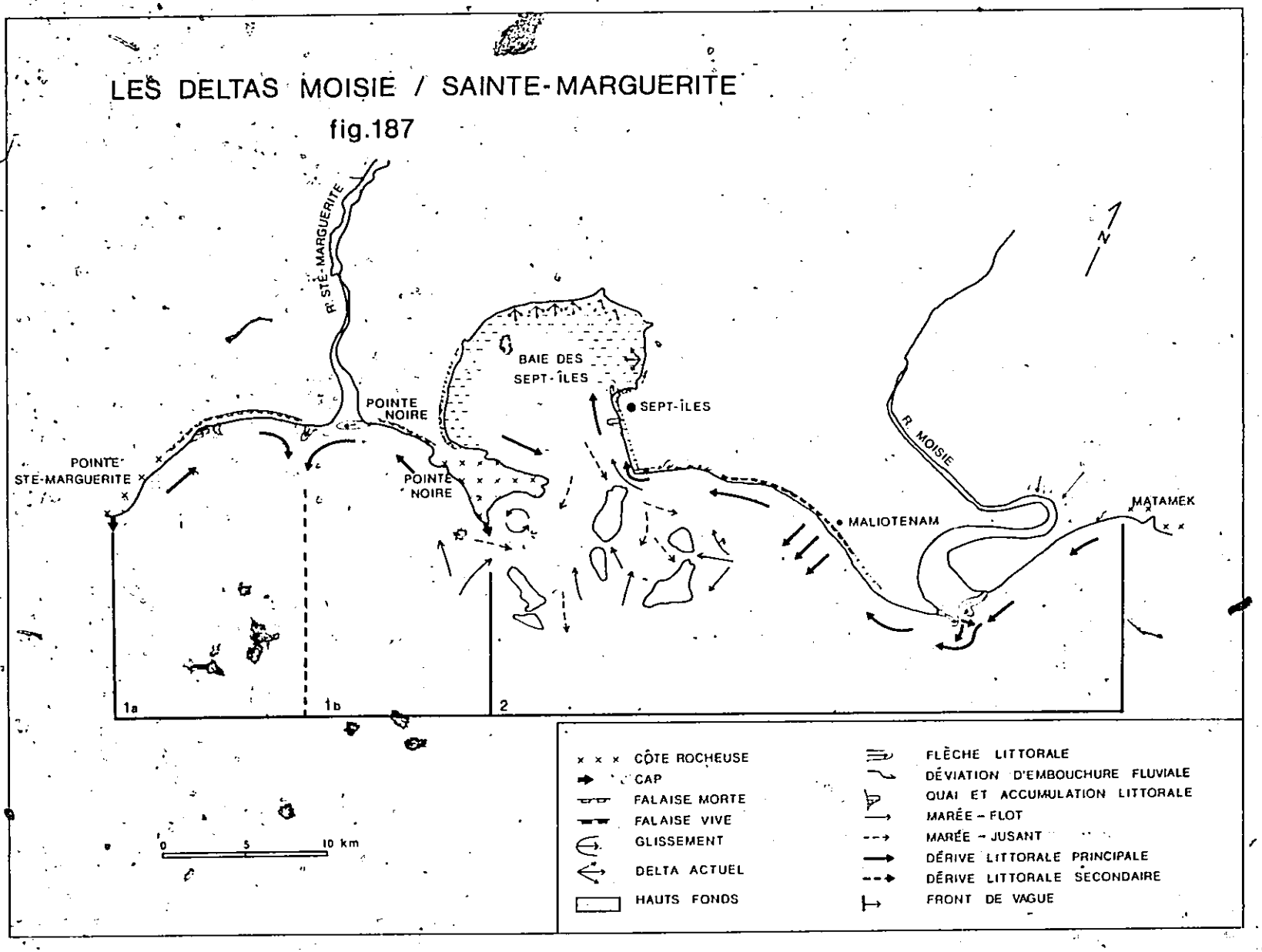


CÔTE ROCHEUSE
CAP
FALAISE MORTE
FALAISE VIVE
GLISSEMENT
DELTA ACTUEL
HAUTS FONDS
FLÈCHE LITTORALE
DÉVIATION D'EMBOUCHURE FLUVIALE
QUAI ET ACCUMULATION LITTORALE
MARÉE – FLOT
MARÉE – JUSANT
DÉRIVE LITTORALE PRINCIPALE
DÉRIVE LITTORALE SECONDAIRE
FRONT DE VAGUE

0 5 10 km

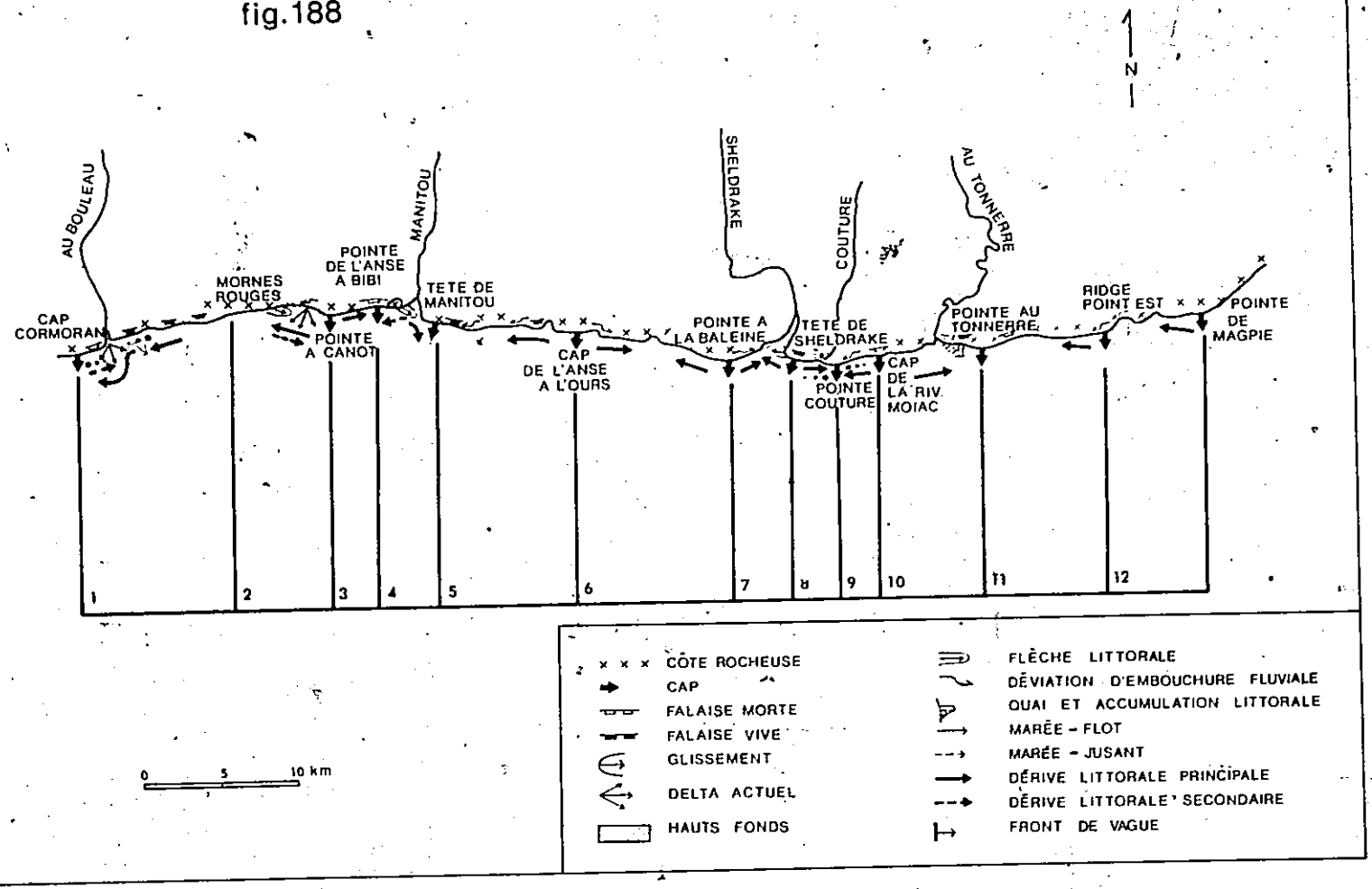
LES DELTAS MOISIE / SAINTE-MARGUERITE

fig.187



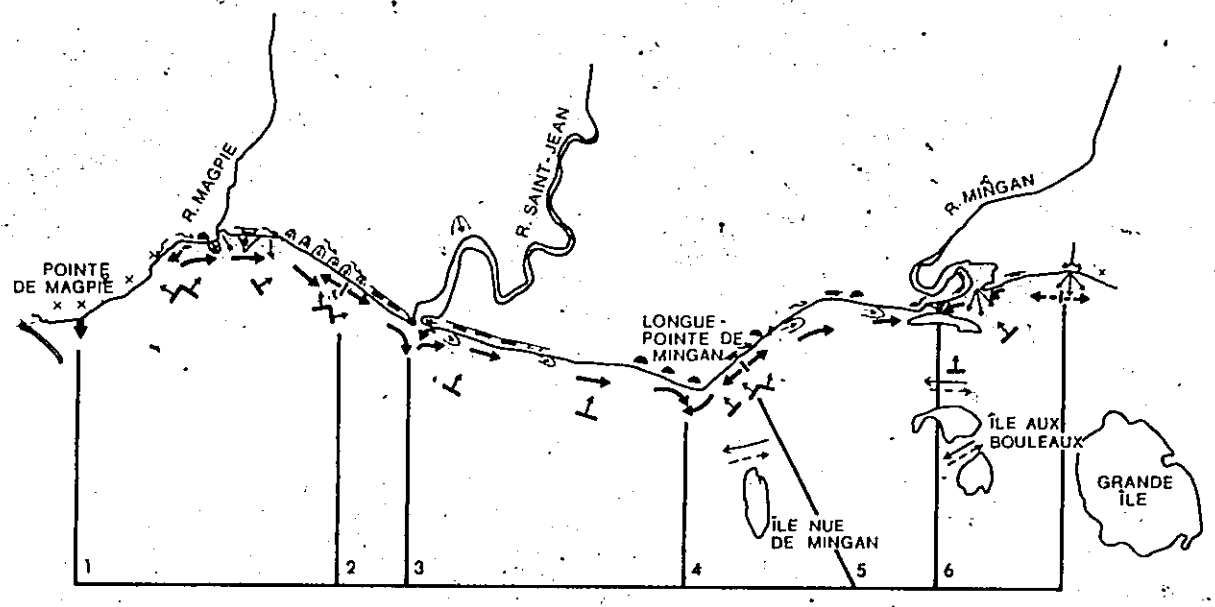
LA CÔTE DE MANITOU-MAGPIE

fig.188



LES DELTAS MAGPIE / SAINT-JEAN / MINGAN

fig.189

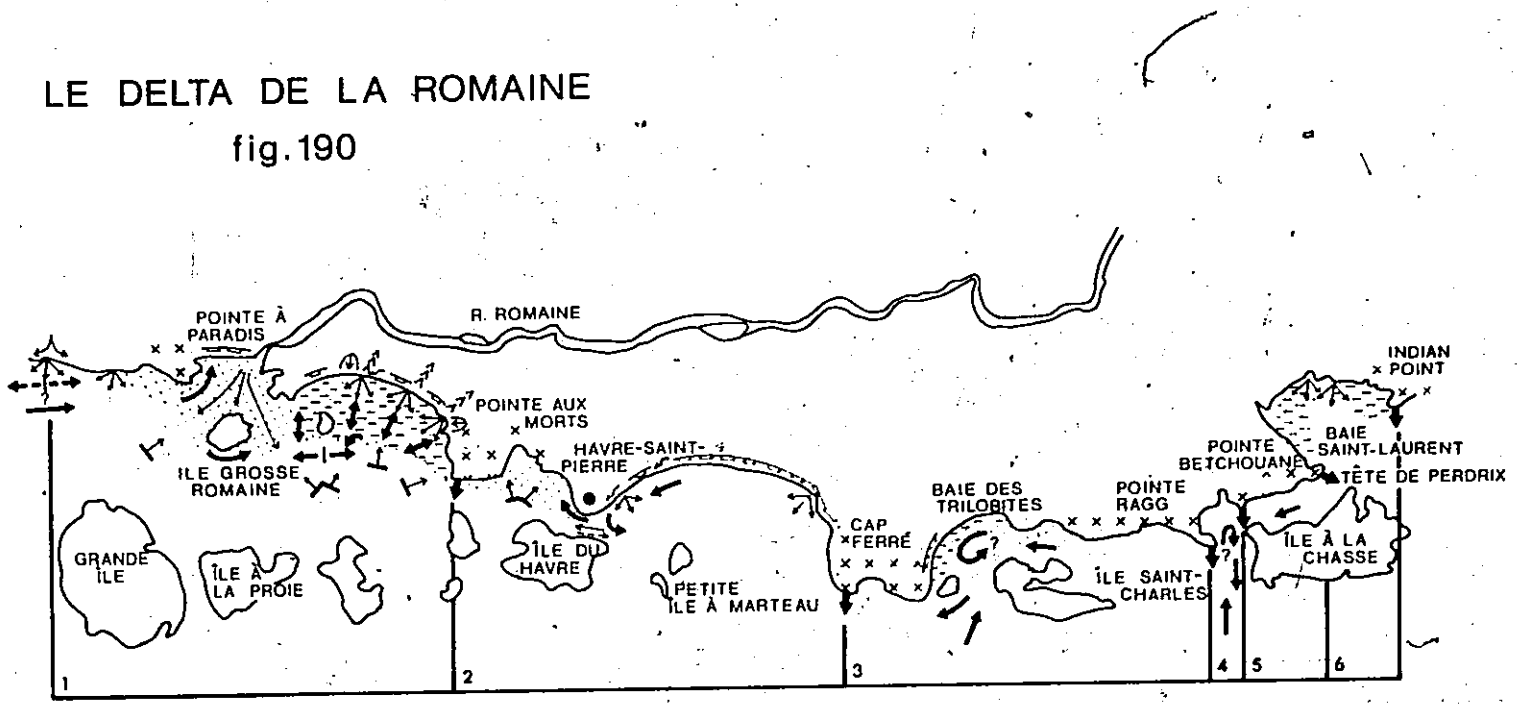


0 5 10 km

× × × CÔTE ROCHEUSE
CAP
FALAISE MORTE
FALAISE VIVE
GLISSEMENT
DELTA ACTUEL
HAUTS FONDS
FLÈCHE LITTORALE
DÉVIATION D'EMBOUCHURE FLUVIALE
QUAI ET ACCUMULATION LITTORALE
MARÉE – FLOT
MARÉE – JUSANT
DÉRIVE LITTORALE PRINCIPALE
DÉRIVE LITTORALE SECONDAIRE
FRONT DE VAGUE

LE DELTA DE LA ROMAINE

fig.190

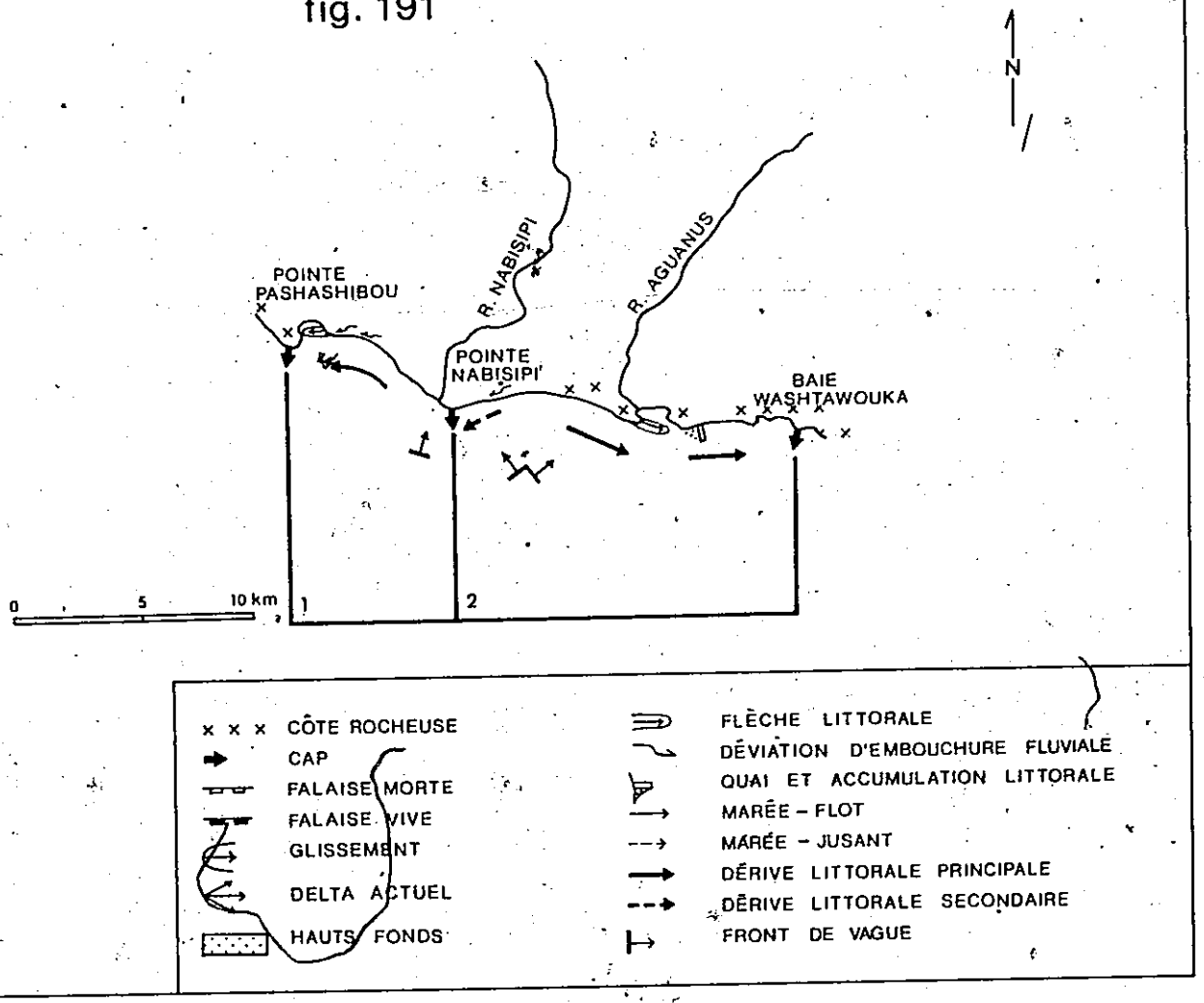


0 5 10 km

- CÔTE ROCHEUSE
- CAP
- FALAISE MORTE
- FALAISE VIVE
- GLISSEMENT
- DELTA ACTUEL
- HAUTS FONDS
- FLÈCHE LITTORALE
- DÉVIATION D'EMBOUCHURE FLUVIALE
- QUAI ET ACCUMULATION LITTORALE
- MARÉE – FLOT
- MARÉE – JUSANT
- DÉRIVE LITTORALE PRINCIPALE
- DÉRIVE LITTORALE SECONDAIRE
- FRONT DE VAGUE

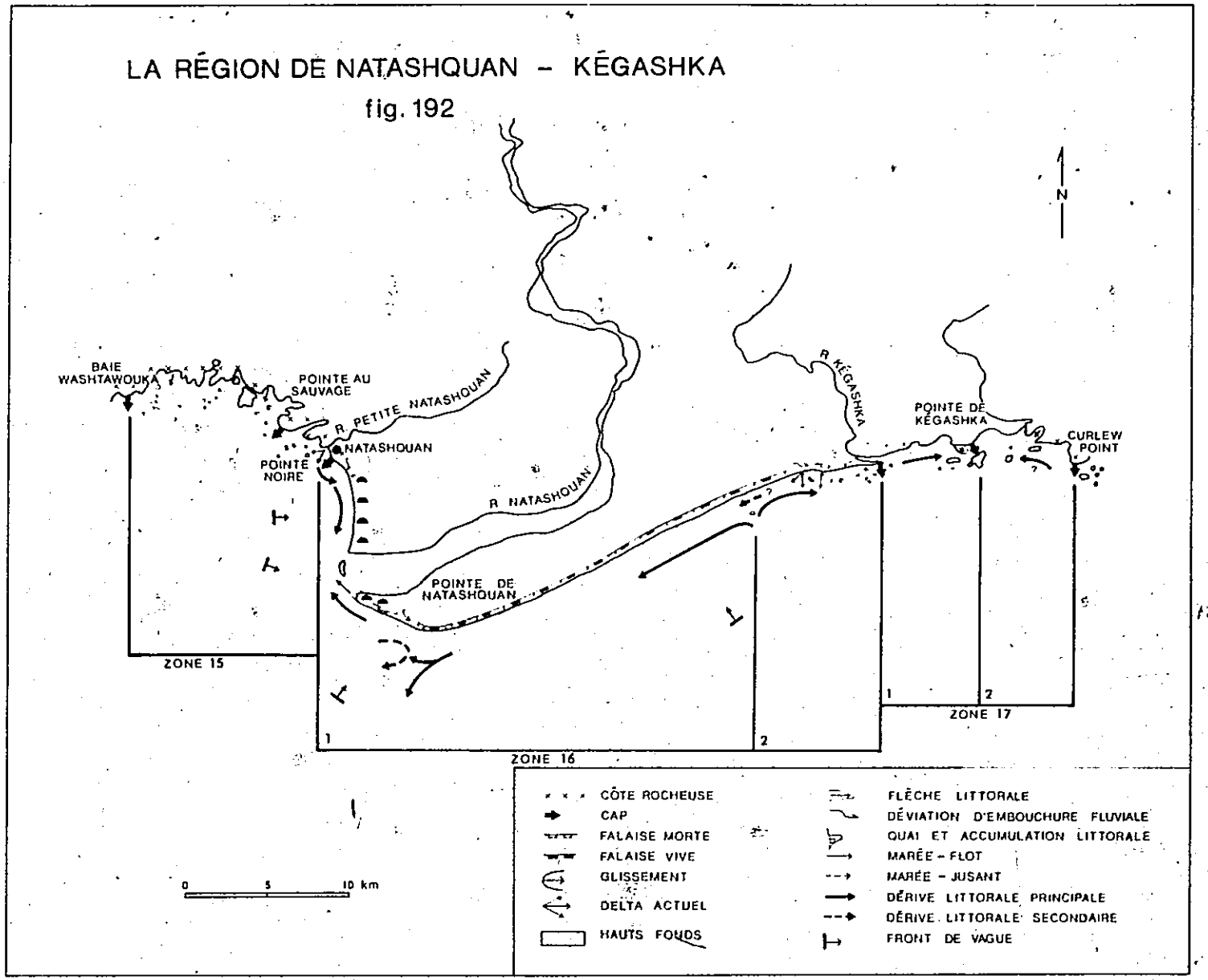
LE DELTA NABISIPI-AGUANUS

fig. 191



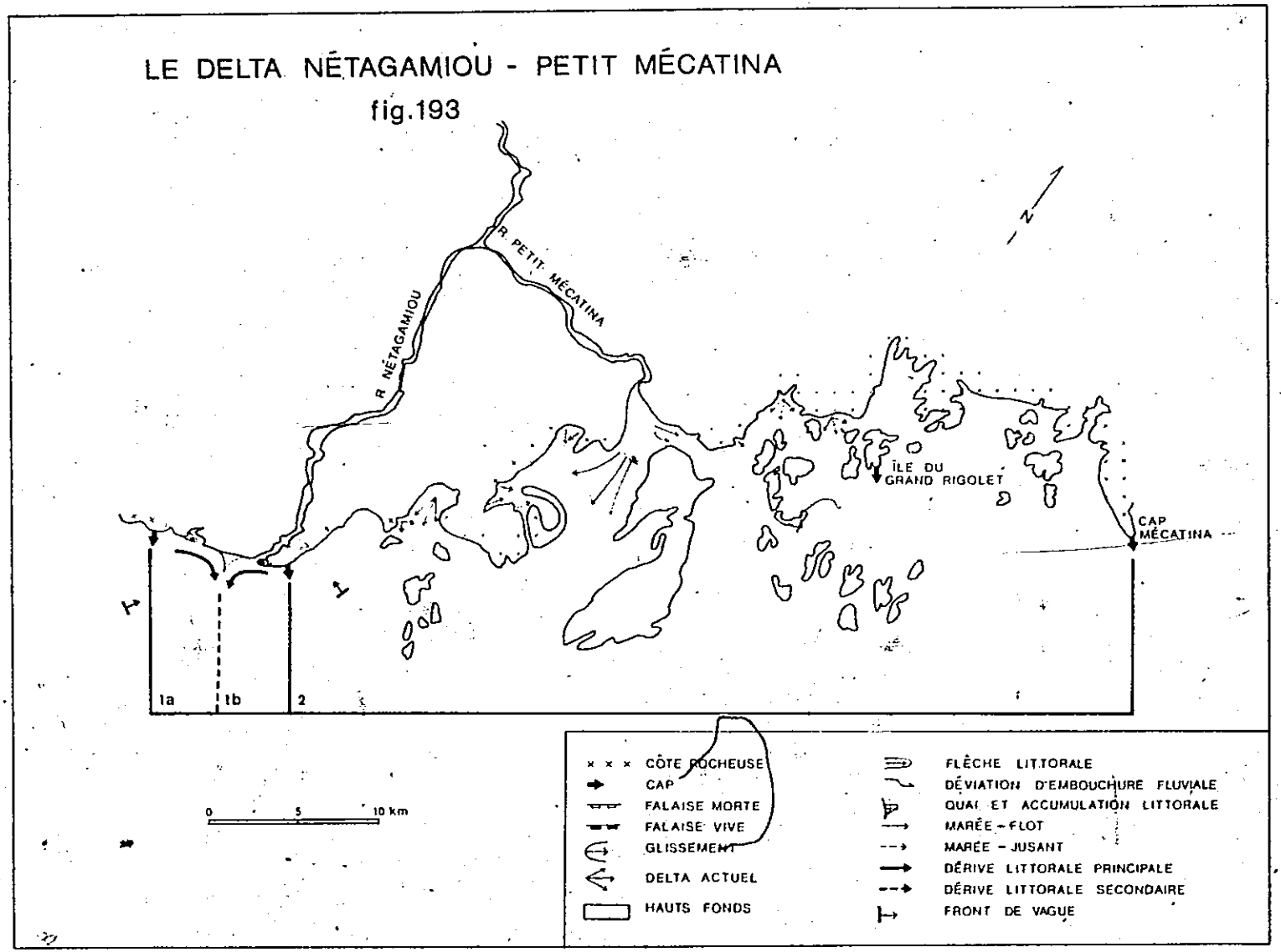
LA RÉGION DE NATASHQUAN – KÉGASHKA

fig. 192



LE DELTA NÉTAGAMIOU - PETIT MÉCATINA

fig.193



de nombreux récifs dont le périmètre est d'environ 210 km. Ces îles, en majeure partie rocheuses, ne dépassent pas 46 m d'altitude et forment des cuestas décrites à la section 2.2.3 (Fig. 16).

La plate-forme littorale est très large au sud, généralement entre 8 et 10 km, mais elle est étroite de quelques centaines de mètres au nord si elle n'est pas rattachée à la côte ou à une autre rangée de cuestas; dans un tel cas, elle peut atteindre 3 km.

Le trait de rivage est généralement régulier mais il peut être échancré dans le cas de l'île à la Chasse. Des falaises rocheuses pouvant atteindre 10 m de hauteur marquent au nord le front des cuestas. Ces falaises évoluent par sapement basal et écroulements à un rythme relativement rapide pour du roc mais certainement pas au rythme estimé à plus de 3 m/an à Anticosti par TWENHOFEL & CONINE (1921). En effet, des photographies prises à 50 ans d'intervalle au NO de l'île Saint-Charles démontrent qu'il y a eu aucun changement sur la paroi de la falaise (Fig. 194 et 195). De plus, des taux de moins de 1 mm/an ont été calculés sur des roches semblables (EMERY, 1946; KAYE, 1959; HODGKIN, 1964; FAIRBRIDGE, 1968; STODDART, 1969); KIRK (1977) a calculé cependant des taux de 24 à 33 cm/an dans des mudstones en Nouvelle-Zélande. Au pied de ces falaises, la haute-plage et l'estran sont rocheux, étroits et encombrés de débris allant des blocs aux quartiers de roc (Fig. 141 et 195). On y rencontre aussi de très beaux monolithes d'érosion (Fig. 196 et 197) ainsi que de petites plages de fond de baie formées de gravier calcaire local (Fig. 135) ou de sable transporté de la côte. Sur le côté sud, il n'y a pas de falaise; la ligne de rivage

Fig. 194 - Une falaise au nord-ouest de l'île Saint-Charles en 1924. Photo 75-2-18a tirée de MARIE-VICTORIN & ROLLAND-GERMAIN (1969)

Fig. 195 - La même falaise de l'île Saint-Charles en 1975. Photo 75-17-24, B. Landry.

Fig. 196 - Très beaux monolithes d'érosion au sud de l'île à la Proie (Quarry); cette île aurait-elle été le refuge de Napoléon? Photo 75-17-28, B. Landry.

Fig. 197 - Monolithes d'érosion à sommets tangents au nord de l'île Nue de Mingan; c'est une évidence du mode d'érosion des terrasses rocheuses. Photo 76-5-21.

est rocheuse excepté sur de grands secteurs de l'île Nue de Mingan, de la Grande Île ou de l'île à la Proie (Quarry). La plage et la haute-plage sont généralement rocheuses excepté sur les îles mentionnées ci-haut où elles peuvent être formées de graviers et de galets calcareux gélifractés.

L'estran est rocheux, très étroit lorsqu'il existe au nord des îles mais très large à l'ouest, à l'est et surtout au sud où il peut atteindre plusieurs centaines de mètres (DIONNE & DUBOIS, 1979). Les estrans, qui sont toujours dans le prolongement de la plate-forme littorale sont quasi horizontaux et soumis à l'altération chimique, à l'abrasion littorale et surtout à la gélifraction en accentuant un réseau orthogonal de fractures (Section 2.3.3). KIRK (1977) a calculé des taux d'abrasion de 0,38 à 7,03 mm/an sur les plates-formes de la péninsule de Kaikoura en Nouvelle-Zélande formées de calcaire et de mudstone. On y trouve parfois d'importantes cannelures glaciaires (Fig. 198 à 201) d'orientation sud ($\pm 5^{o}$) au NE de l'île à la Chasse (LANDRY, 1975), au sud de la Petite Romaine (TWENHOFEL, 1938), de l'île du Havre (LANDRY, 1975) et de l'île du Havre de Mingan (LÉVESQUE, 1971); on en rencontre aussi de 6 m de largeur et de 1 à 2 m de profondeur sur la côte dans le havre de Betchouane, dans la baie Trilobite et au cap Ferré (Clearwater) (TWENHOFEL, 1938). Nous avons aussi observé à l'instar de TWENHOFEL & CONINE (1921) sur Anticosti et de LANDRY (1975) des erratiques ou des blocs glaciels cristallins (généralement des anorthosites) au sud des îles surtout. Fait assez curieux, nous avons aussi trouvé sur les plages de la petite île à Marteau des débris de forme

Fig. 198 - Cannelures sur l'estran rocheux au sud de l'île du Havre de Mingan. Photo 75-17-13.

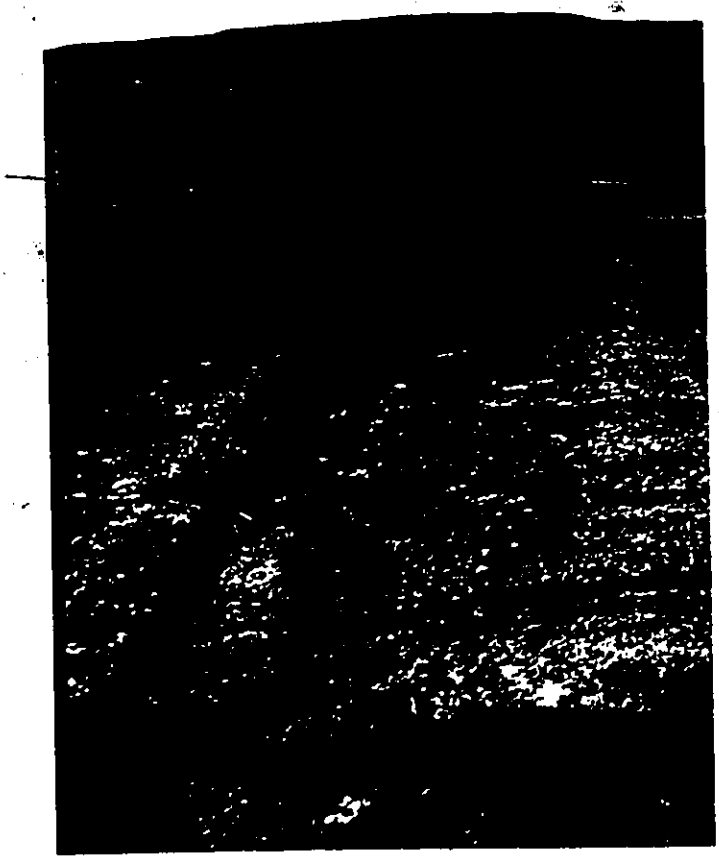


Fig. 199 - Détail d'une cannelure au sud de l'île du Havre de Mingan. Photo 76-7-2.

Fig. 200 - Cannelure au sud de l'île à la Chasse. Photo 75-17-15, B. Landry

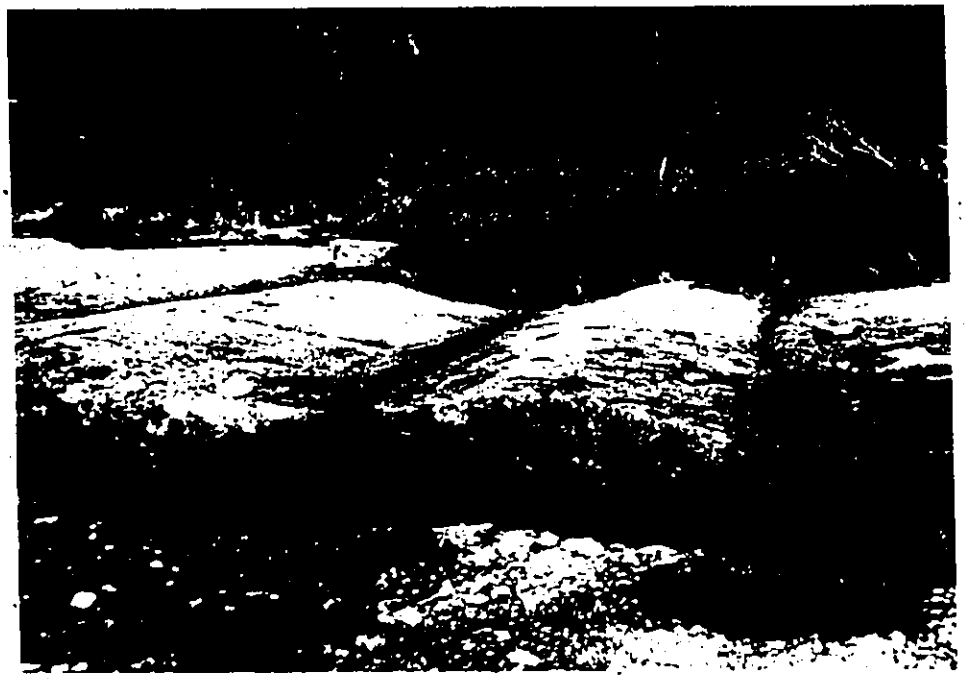


Fig. 201 - Micro-falaise d'érosion actuelle tronquant la surface cannelurée au sud de l'île du Havre de Mingan. Photo 76-7-9.

corallienne" et quelques pêcheurs nous ont dit que la roche "poussait" entre certaines îles!

Les deux principaux problèmes rencontrés sur les îles de Mingan, outre celui des polygones de tangel de l'île Nue de Mingan (Section 2.4.3), sont l'origine des plages de sable et l'origine des terrasses rocheuses..

Il y a de nombreuses plages de sable cristallin, principalement au sud de l'île à la Proie (Quarry) et de la Grande Île. Ce sable est dérivé des formations précambriennes de la côte malgré qu'il n'y ait aucune évidence actuellement de transport de sédiments sableux de la côte vers les îles par dérive littorale, même pas vers l'île du Havre de Mingan qui est pourtant très voisine de la côte. La majorité de ces sables sont certainement d'origine ancienne même si on ne les retrouve que sur les plages actuelles. Comme on ne trouve plus de till sur les îles (c'est le cas aussi sur la terre ferme ou sur l'île Anticosti, sous la limite marine), il est fort probable que les minces placages de till aient été délavés par l'action littorale qui aurait aussi concentré les sables sur les plages actuelles au fur et à mesure de l'émersion des îles. Cette hypothèse de délavage est très plausible d'autant plus que les plus grandes concentrations de sable sont situées vers le sud des îles, c'est-à-dire dans le sens de la pente générale. Il y a certainement aussi une source glacielle de sable à chaque printemps car 1) on retrouve fréquemment des blocs et des galets cristallins (surtout d'anorthosite, qui constitue la majorité de la côte) sur les plages et les estrans actuels, blocs qui sont affectés de stries

glacielles et 2) la période de déglacement d'avril-mai correspond avec un fort pourcentage de vents venant du NNO au NNE.

Les terrasses rocheuses, elles, sont un problème plus fondamental lié à l'origine même des îles (Section 2.2.3 et 2.3.1). La formation des cuestas, supposant une érosion différentielle de strates plus ou moins résistantes, produit des terrasses rocheuses structurales. Comme ces cuestas ont probablement été submergées plusieurs fois, au moins au Quaternaire, certaines terrasses ont pu être façonnées par l'érosion littorale. Le problème est donc de distinguer les terrasses structurales des terrasses d'érosion littorale et, dans ces dernières, de distinguer celles qui sont de l'Holocène.

L'étude des terrasses rocheuses des îles de Mingan et de l'île d'Anticosti préoccupe les chercheurs depuis plus de 120 ans. A Anticosti, RICHARDSON (1857) pensait qu'elles étaient d'origine littorale car il avait remarqué 1) qu'il y avait du gravier, probablement de plage, sur toutes les terrasses, 2) qu'il y avait un monolithe d'érosion vers 122 m d'altitude à West Cliff (au NO) et 3) que les terrasses ne semblaient pas avoir été perturbées par la glaciation. TWENHOFEL & CONINE (1921), qui ont essayé de faire un levé exhaustif de ces terrasses (Fig. 182), ont aussi remarqué la présence de gravier, même sur la plus haute terrasse de 135 m, qu'ils soupçonnent être d'origine marine même s'ils admettent que les sédiments marins se situent généralement sous 30 m d'altitude. L'origine littorale des terrasses est renforcée aussi par l'observation que les surfaces tronquent presque partout la structure indifféremment à la formation ou à la résistance

des strates; de plus, certains niveaux, principalement ceux de 20, 23 et 25 m, présentent aussi des terrasses dans les formations meubles. Ces auteurs, qui admettent l'englacement de l'île (erratiques de labradorite, till et stries), militent pour une origine littorale postglaciaire des terrasses d'autant plus qu'ils pensent que le taux d'érosion des falaises est très rapide tel que rapporté plus haut. Après un calcul des largeurs des différentes terrasses en fonction du taux d'érosion rapporté, TWENHOFEL (1928) estime qu'il aurait fallu 70 000 ans pour former les terrasses (donc beaucoup plus si le taux d'érosion est plus faible comme il est permis de le croire) et donc qu'il est plus que probable que leur origine soit en partie structurale et donc préglaciaire. Enfin, BOLTON & LEE (1960) appuient le fait que l'île ait été récemment englacée à cause des surfaces striées qu'ils remarquent par photo-interprétation et aussi à cause de la couverture de till qu'ils observent au-dessus de 76 m d'altitude. Se fondant principalement sur le fait qu'ils ont trouvé le till non remanié au-dessus de 76 m et qu'il y a des sites fossilifères jusqu'à 75 m, ils affirment que la limite marine maximale se situe au minimum vers cette altitude; les terrasses sous cette altitude sont donc probablement en grande partie d'origine littorale surtout celles de 12 à 15, 30, 53, 60 et 75 m.

Quant aux îles de Mingan, TWENHOFEL (1938) a relevé des monolithes d'érosion à 35 m d'altitude sur l'île aux Bouleaux et il en existe sur les terrasses de 6 et de 12 à 14 m sur l'île Nue de Mingan (Fig. 181). Dans la partie ouest des îles de Mingan, on a aussi

observé que la majorité des surfaces des basses terrasses avaient tronqué la structure au Post-glaciaire à cause des formes récentes qui ont été laissées, tels les monolithes d'érosion (Fig. 197); cependant quelques unes sont conformes à la structure. Aucune observation valable n'a été faite sur les hautes terrasses mais d'après les observations des auteurs précédents il semble évident que toutes ces terrasses n'ont pu se développer au Post-glaciaire mais qu'elles ont certainement été rajeunies pendant cette période puisqu'on retrouve régulièrement des formes littorales fragiles (corniches de sapement ou monolithes d'érosion) jusqu'à 122 m d'altitude au moins. De plus, en comparant les altitudes des terrasses de dépôts meubles (Fig. 180 et 181) et des terrasses rocheuses (Fig. 182), on s'aperçoit que les principaux niveaux des premières correspondent aux principaux niveaux des secondes.

Quant aux plates-formes littorales actuelles, la plupart sont d'origine holocène ou rajeunies à l'Holocène à partir de surfaces anciennes; certaines sont cependant indubitablement d'âge préglaciaire puisqu'elles portent de remarquables marques glaciaires (Fig. 198 à 201). De plus, BEAUPRÉ (1976-77) a remarqué des poches de dissolution qui atteignent 50 cm de profondeur et qui sont recoupées de stries et de cannelures dans la baie des Trilolites; ceci est une preuve supplémentaire pour dire que les plates-formes ne sont pas récentes. Ces observations concordent parfaitement avec celles de DIONNE (1972a, c, d) pour les estrans de la côte sud entre Québec et Matane. Il est donc évident que la belle démonstration de TRENHAILE (1978) prouvant l'ori-

gine holocène de la plate-forme de Gaspésie est insoutenable d'autant plus qu'il nie les évidences de marques glaciaires sur cette plate-forme disant que ce sont probablement des marques d'abrasion par les glaces! Ces observations de la Côte Nord viennent donc renforcer celles de la Gaspésie et l'on peut dire que ces plates-formes rocheuses sont composites, polygéniques et polycycliques (DIONNE & DUBOIS, 1979). D'autres chercheurs sont arrivés aux mêmes conclusions avec des cas semblables en Écosse (GRAY, 1976) en Nouvelle-Zélande (KIRK, 1977) et même au lac Supérieur (PHILLIPS, 1977). Cependant, pour la première région mentionnée, l'Écosse, SISSONS (1974) préconise une origine tardiglaciaire même s'il admet qu'il puisse exister certaines plates-formes qui soient préglaciaires; les raisons qu'il donne sont que les plates-formes sont bien développées autant dans les endroits bien abrités qu'exposés et qu'elles se prolongent aussi dans des sédiments glaciaires et glacio-marins. Notre opinion est que de telles plates-formes peuvent quand même être anciennes et avoir pu correspondre à un même niveau post-glaciaire par le plus grand des hasards! FAIRBRIDGE (1968, 1971 et 1977b) favorise une origine Pléistocène inférieure (alors que le niveau marin était supérieur à l'actuel) pour les plates-formes d'abrasion des hautes et moyennes latitudes, principalement celles qui sont émergées et qui sont entaillées dans des roches dures. L'érosion post-glaciaire y est négligeable puisqu'on y retrouve encore des dépôts et des stries glaciaires. L'auteur mentionne entre autres plusieurs plates-formes du NO de la France qui sont réellement trop larges pour avoir été façonnées par l'érosion littorale normale qui est générale-

ment lente. Faisant aussi remarquer l'absence apparente de plates-formes d'abrasion dans les régions tropicales, le rôle mineur des vagues dans la formation actuelle des plates-formes d'abrasion et le façonnement de ces dernières autant dans les endroits abrités comme les fjords que bien exposés comme les caps, il suppose que le rôle des glaces flottantes doit être prédominant: le pied de glace incorpore les matériaux gélivés et les glaces flottantes transportant ces matériaux.

Enfin, TWENHOFEL & CONINE (1921) supposaient en toute logique qu'il y avait des terrasses présentement submergées. Un rapide examen des cartes marines autour des îles de Mingan confirme cette hypothèse car on retrouve des terrasses au moins jusqu'à 130 m de profondeur avec des niveaux majeurs vers 20, 30-32, 40, 60 et 75-80 m. Ces données concordent en partie avec celles de LORING & NOTA (1973) qui ont retrouvé des terrasses majeures à 100-140 m et 51-62 m de profondeur autour des îles-de-la-Madeleine et de l'Île-du-Prince-Édouard ainsi qu'à 110-132 m près de la Gaspésie (LORING, 1973). Ces terrasses ne sont certainement pas postglaciaires, ce qui renforce notre argumentation.

b) Les environnements côtiers (Fig. 183)

De l'analyse des 27 zones homogènes on peut définir 9 environnements côtiers distincts: deltaïque, à tombolos associé à un delta, morainique, à écueils, à rias sableuses, à rias, fortement tectonisée, accore rocheuse et à cuestas.

- La côte deltaïque (D)

Cet environnement, qui correspond à 7% de la Côte Nord (349 km), est essentiellement constitué des grands deltas des rivières Manicouagan et aux Outardes (zone 1), petite Trinité, du Calumet et Pentecôte (zone 4), Sainte-Marguerite (Fig. 202) et Moisie (Fig. 203) (zone 6), Magpie, Saint-Jean et Mingan (zone 10), Romaine (zone 11) et Natashquan (zone 16). La côte et l'arrière côte sont sableuses, parfois légèrement graveleuses comme à Magpie par exemple, et l'énergie du relief est de moins de 30 m.

La ligne de rivage est toujours sableuse, régulière et généralement à falaise excepté les plus fortes zones d'accumulation. La haute-plage et l'estran sont sableux excepté dans le secteur de Magpie à Mingan, où ils sont très légèrement graveleux, et la baie des Sept-Îles et quelques baies du delta de la Romaine, qui sont vaseuses avec présence de nombreux blocs glaciels. Les graviers du premier secteur sont dérivés des formations graveleuses sommitales des deltas tandis que les vases à blocs du deuxième secteur sont dues à l'érosion des sédiments fins marins à la base des deltas; ces sédiments sont déposés dans des baies abritées où viennent s'échouer les glaces flottantes qui y délestent leur charge. La plate-forme marine, régulière et certainement sableuse, varie en moyenne de 2 à 5 km de largeur et la sédimentation y est toujours active comme on le voit particulièrement bien par les deltas sous-aquatiques des rivières Manicouagan, aux Outardes et Mingan (Fig. 162) ou par les grandes flèches d'embouchure des rivières qui s'allongent la plupart du temps vers l'ouest (Fig.

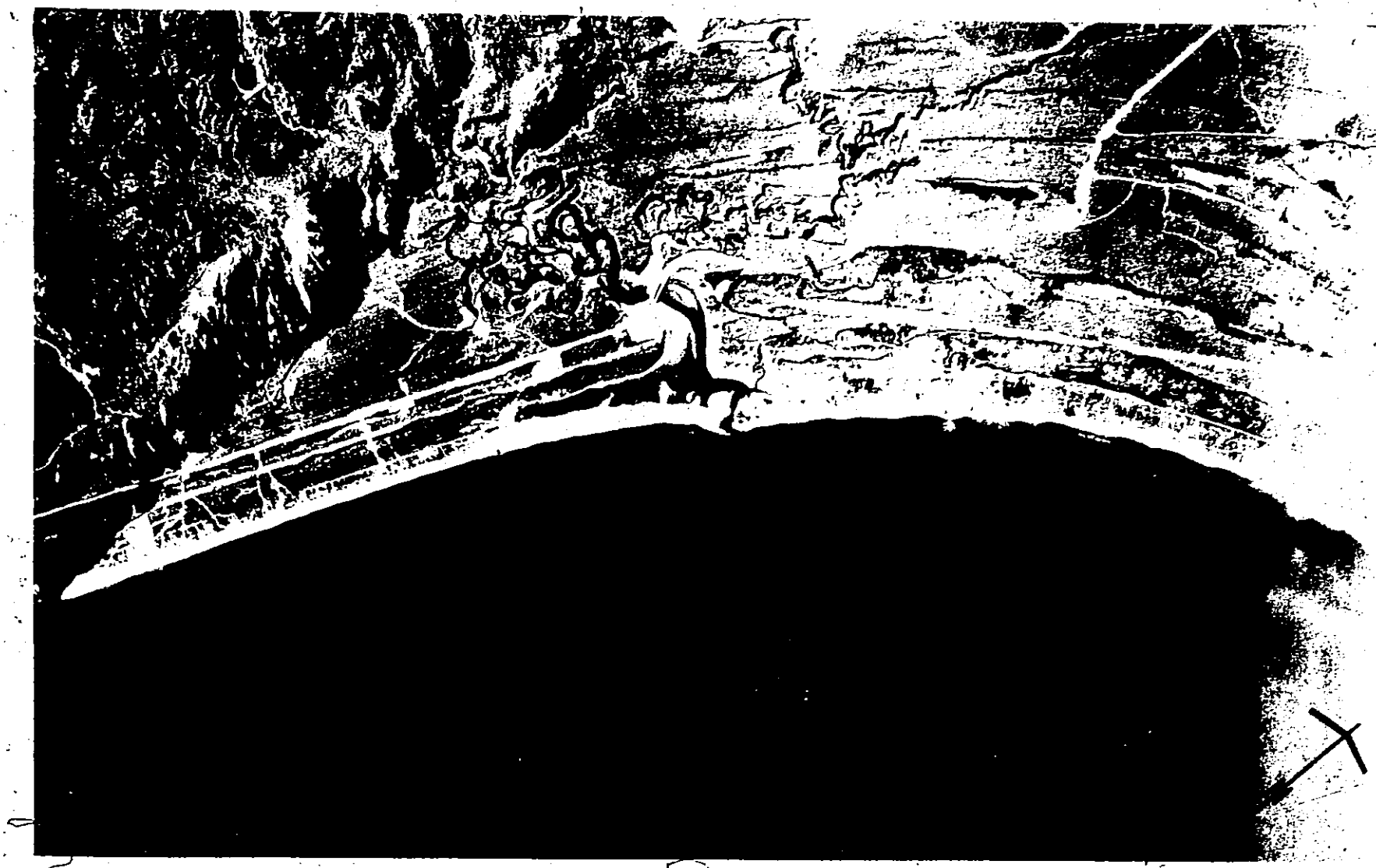


Fig. 202 - Exemple d'une côte deltaïque à l'ouest de la Sainte-Marguerite. Photo E.M.R. A-17945-110 (1962).

Fig. 205 -- Evidence de dérive littorale vers l'ouest à l'embouchure de la Moisie. Photo E.M.R. A-17945-81 (1962).

203). Par contre, l'érosion a fait son oeuvre récemment comme en témoignent les nombreuses falaises mortes qui correspondent à la ligne de rivage actuelle et quelques unes sont très actives en plus d'être affectées par le ravinement ou les glissements de terrain principalement dans le secteur de la Saint-Jean. La déflation est aussi active sur le littoral de la plupart des deltas tels ceux de Magpie (Fig. 204) ou de la Natashquan (Fig. 205).

- La côte à tombolos associée à un delta (Dt)

Cet environnement, qui correspond à 13% de la Côte Nord (675 km), est en fait sur-représenté à cause des 400 km de côtes insulaires du secteur des deltas de Nétagamiou - Petit Mécatina. Il est constitué de secteurs limitrophes à quelques grands deltas mentionnés plus haut ou de secteurs deltaïques fortement insulaires: secteurs de Baie-Trinité (zone 3), de Manitou-Magpie (zone 9), de Nabisipi - Aguanus (zone 14), de Kégashka (zone 17) et de Nétagamiou-Petit-Mécatina (zone 20). La côte et l'arrière côte, d'une énergie de relief de moins de 30 m, sont en majeure partie sableuses excepté dans le secteur de Manitou-Magpie où elles sont plutôt rocheuses (Fig. 206). Ceci est dû à la présence dans ce secteur de très petits bassins-versants de cours d'eau qui trappent leurs sédiments sur leur parcours.

La ligne de rivage est échancrée excepté là où il y a une plus forte influence deltaïque comme dans les secteurs des deltas de la Trinité, de Nabisipi-Aguanus et de Nétagamiou/Petit-Mécatina où elle est légèrement échancrée et même régulière. A part la zone de Manitou-Magpie et le secteur ouest de la zone de Kagashka il n'y a pas de falaise.

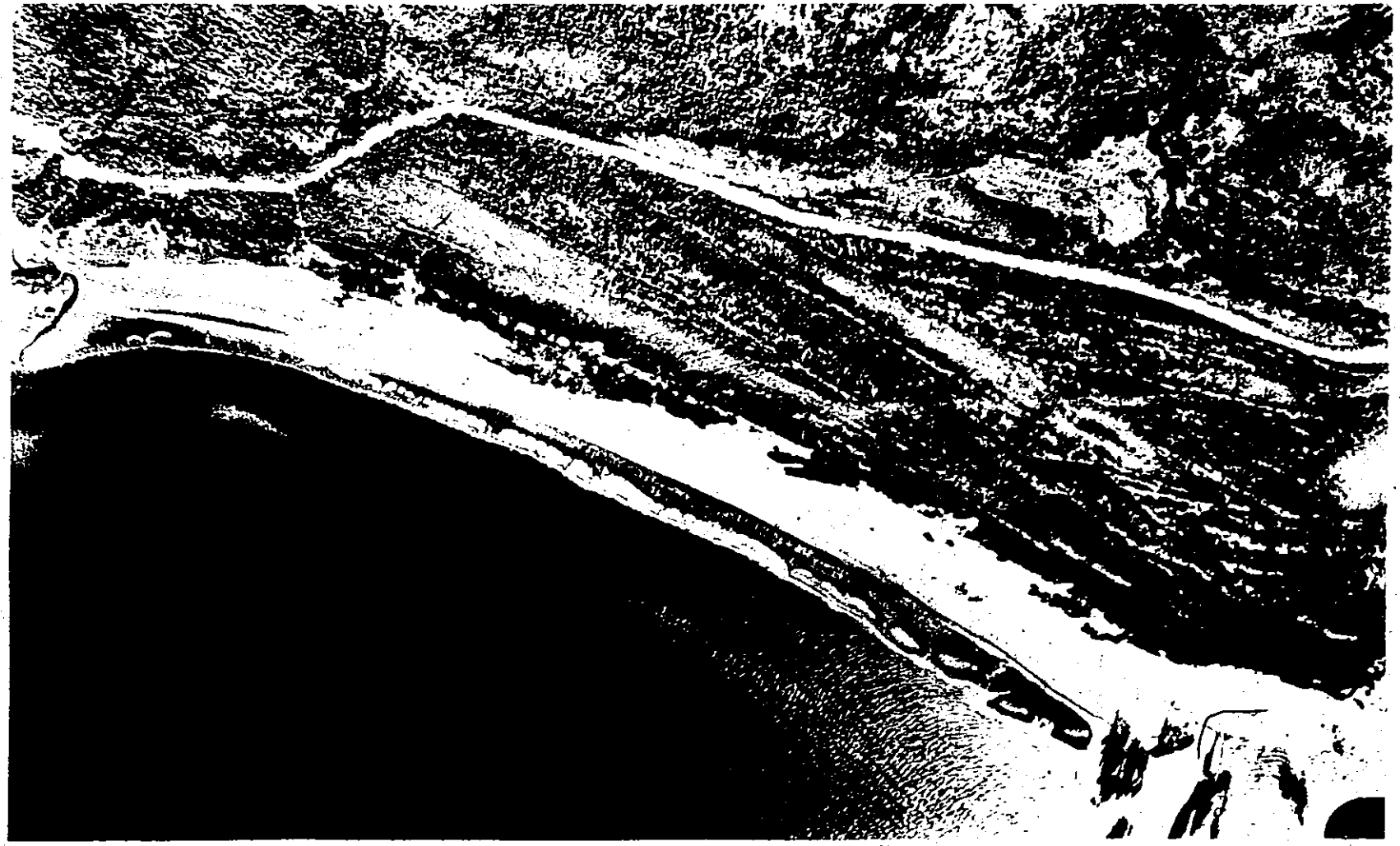


Fig. 204 - Action éolienne transportant le sable de plage vers l'intérieur à l'est de Magpie. Photo E.M.R. A-16319-143 (1958).

Fig. 205 - Une partie des dunes littorales à Natashquan. Photo M.T.F.Q., Q-65567-197 (1965).

Fig. 206 - Exemple d'une côte à tombolos dans la région de Sheldrake. Cette côte tend à se régulariser par accumulation de sédiments entre les tombolos. Ces cours d'eau se sont mis en place dans des axes de fractures des anorthosites et des gabbros. Photo E.M.R. A-11700-325 (1948).

La ligne de rivage ainsi que la haute-plage et l'estran sont sableux entre les caps et rocheux sur ces derniers (Fig. 207); le rapport varie cependant selon la quantité de sédiments à la côte de sorte qu'ils peuvent passer d'une majorité rocheuse dans une zone comme celle de Manitou-Magpie à une majorité sableuse dans une zone comme celle des deltas de Nabisipi-Aguanus où une grande quantité de sédiments a permis une régularisation efficace du littoral par remplissage des baies entre les tombolos. Il y a cependant une exception à cette règle quant à la nature des sédiments: c'est la section du cap Cormoran à la rivière Tortue, à l'ouest de la zone de Manitou-Magpie, on retrouve une plage de blocs locaux ou glaciels de 9 km de longueur, parfois sous forme de pavage (becevnik), et qui sont dérivés en majeure partie des falaises rocheuses ou des anciennes plages de cette côte.

La plate-forme littorale de 2 à 10 km de largeur en moyenne est légèrement disséquée et reflète le relief émergé. Elle est certainement en majeure partie rocheuse et elle n'est ponctuée de nombreuses îles que dans la zone plus fortement tectonisée de Nétagamiou/Petit-Mécatina. Des petits deltas sous-aquatiques peuvent être observés à l'embouchure de la rivière au Bouleau à l'ouest de la zone de Manitou-Magpie et à l'embouchure de petits ruisseaux à l'ouest de la zone de Kégashka et de grands deltas à l'embouchure des rivières Nétagamiou et du Petit-Mécatina.

- La côte morainique (M)

Cet environnement de 80 km à peine ne comprend que la côte

Fig. 207 - Détail d'une côte à tombolos à Rivière-au-Tonnerre. On peut observer le jeu de la réfraction de la houle autour des écueils. Photo E.M.R. A-16519-169 (1958).

de la baie du Milieu (zone 25), soit 2% de la Côte Nord. Cette côte qui évolue par tombolos à partir de la moraine de Brador mise en place sur le littoral, est déjà décrite dans les zones homogènes.

- La côte à écueils (E)

Cet environnement, qui correspond à environ 4% de la Côte Nord (206 km), est représenté par les secteurs de la rivière aux Rochers (zone 5) et de la pointe Saint-Charles (zone 8). La côte et l'arrière côte ont moins de 30 m d'énergie de relief mais dans le premier cas elles sont formées en majorité de dépôts meubles alors que dans l'autre, elles sont entièrement rocheuses. Par contre, la ligne de rivage est rocheuse, échancrée et sans falaise (Fig. 208 et 209). La haute-plage et l'estran sont rocheux excepté le fond des baies qui est sablonneux (Fig. 208) ou vaseux à blocs glaciels dans les cas de la baie des Homards (zone de Baie-Trinité) et du petit Havre (zone de pointe Saint-Charles) (Fig. 210 et 211): les sédiments fins qui constituent la vase proviennent des sédiments marins au fond de chacune des baies. La plate-forme littorale de 2 à 3 km de largeur, est disséquée, certainement rocheuse, et reflète un relief émergé qui est commandé par des axes de fractures (Fig. 212). Les côtes insulaires représentent dans les deux cas près de 50% des côtes de terre ferme.

- La côte à rias sableuses (Rs)

Cet environnement, qui correspond à 13% de la Côte Nord (680 km), est constitué des secteurs qui s'étendent d'Aguanish à Natashquan (zone 15) et de la baie de Kégashka à la baie de Coacoachou (zone

Fig. 208 - Exemple d'une côte à écueils à Matamek. Photo 78-1-1.

Fig. 209 - Exemple d'une côte à écueils au cap Cormoran. Photo 74-6-25.

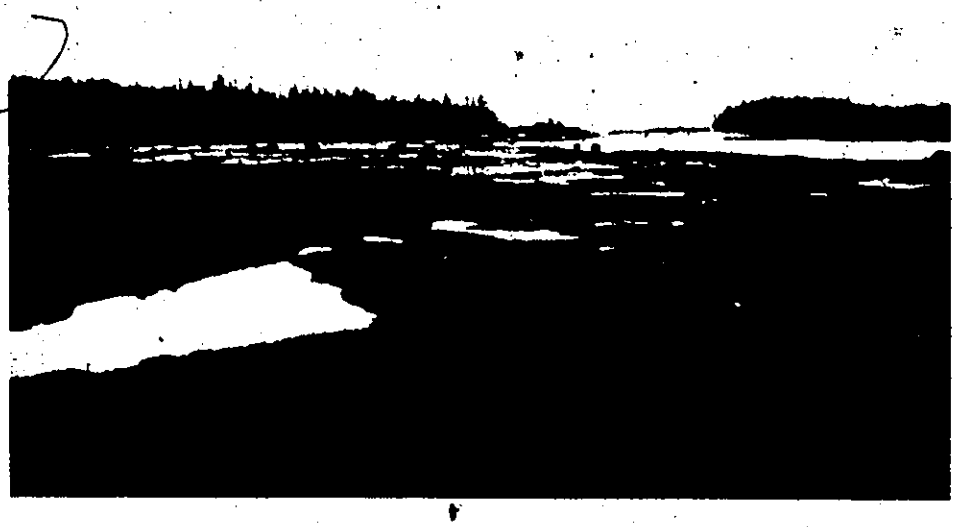


Fig. 210 - Une slikke et un schorre à cicatrices glacielles au Petit Havre. Photo 74-3-25.

Fig. 211 - Détail des cicatrices glacielles dans la slikke et le schorre du Petit Havre. Photo 74-3-28.

Fig. 212 - Exemple d'une côte à écueils à pointe Jambon. La topographie émergée et immergée ainsi que le trait de côte sont contrôlés par la structure gneissique du substratum rocheux. Photo E.M.R. A-17945-100 (1962).

18). La côte et l'arrière côte ont une énergie de relief de moins de 30 m et sont formées soit en majorité de dépôts meubles lorsque les reliefs rocheux sont ennoyés par des sédiments deltaïques, c'est le cas de la première zone, soit de larges interfluves rocheuses avec des dépôts meubles le long des principales vallées, c'est le cas de la deuxième zone.

La ligne de rivage est très échancrée et sans falaise; tout comme la haute-plage et l'estran, elle est rocheuse excepté les fonds de baies qui sont sablonneux. Ces dernières sont alimentées en sédiments par de nombreux deltas sous-aquatiques. Une plate-forme littorale de 4 à 8 km de largeur est très disséquée, certainement rocheuse et reflète un relief émergé qui est commandé par des axes de fractures. Les côtes insulaires représentent toujours une longueur à peu près égale à celle des côtes de terre ferme.

- La côte à rias (R)

Cet environnement, qui correspond à 28% de la Côte Nord (1466 km), est constitué des secteurs de Baie-Johan-Beetz (zone 13), d'Étamamiou (zone 19) et du Vieux Fort (zone 24). La côte et l'arrière côte sont rocheuses et de moins de 30 m d'énergie de relief excepté la zone du Vieux Fort qui possède une énergie de relief de 30 à 75 m.

La ligne de rivage est très échancrée (Fig. 213), sans falaise, excepté dans le secteur ouest de la zone du Vieux Fort, et entièrement rocheuse sauf de très rares fonds de baies sablonneux. La haute-plage et l'estran sont rocheux aussi sauf quelques fonds de baies sablonneux qui sont alimentés par de petits deltas sous-aquatiques. Une

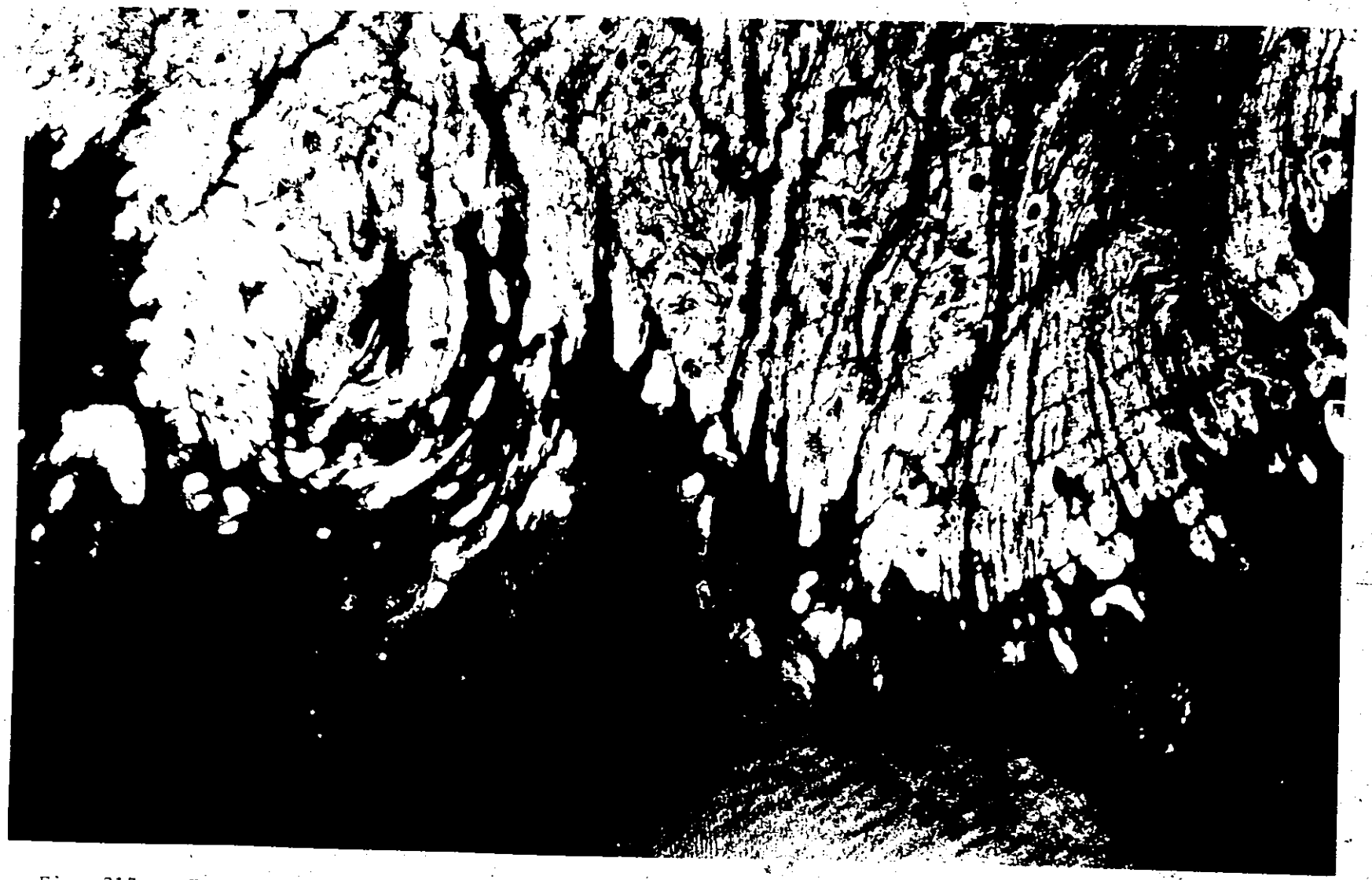


Fig. 213 - Exemple de côte à rias; région de la baie Pontbriand à l'est de Baie-Johan-Beetz. Photo E.M.R. A-11700-154 (1948).

plate-forme littorale de 5 à 12 km de largeur en moyenne est très disséquée, certainement rocheuse et reflète un relief émergé commandé par de nombreux axes de fractures surtout dans les zones du Vieux Fort et d'Étamamiou. Dans ces zones d'ailleurs la longueur de côte insulaire surpasse parfois de beaucoup la longueur de côtes de terre ferme.

- La côte fortement tectonisée (T)

Cet environnement, qui correspond à 23% de la Côte Nord (1180 km), est constitué des secteurs du Gros Mécatina (zone 21) et de Saint-Augustin (zone 22). La côte et l'arrière côte sont entièrement rocheuses et l'énergie de leur relief est de 30 à 75 m excepté le secteur des basses-terres du Gros Mécatina à l'ouest de la zone 21. La ligne de rivage est généralement sans falaise et extrêmement échancrée souvent en de longs fjårds. Tout comme la haute-plage et l'estran, elle est entièrement rocheuse à part le delta de la Saint-Augustin dans un fond de baie. Le découpage de cette côte est fortement commandé par de grands axes de fractures ou de failles en tous sens qui se prolongent sur une plate-forme littorale de 2 à 4 km de largeur mais qui ressort au large dans le premier cas ou qui débute réellement devant une très forte densité de grandes îles dans le deuxième cas (Fig. 214). Dans ces zones, la longueur de côtes insulaires est toujours plus du double de la longueur des côtes de terre ferme.

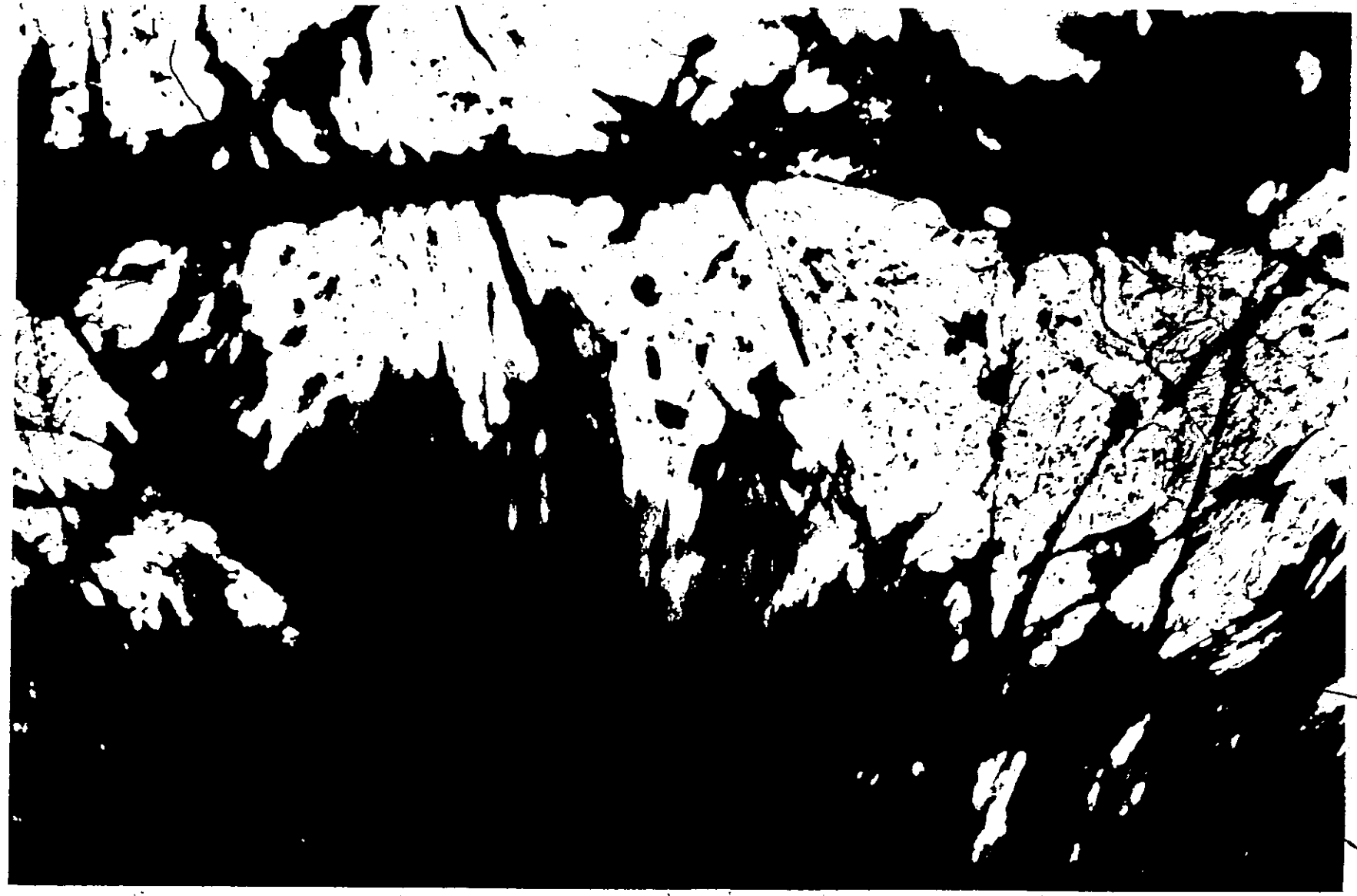


Fig. 214 -. Exemple de côte fortement tectonisée: la Grande Passe au sud-ouest de la baie du Saint-Augustin. Photo E.M.R. A-18953-27 (1965).

- La côte accore rocheuse (A)

Cet environnement, qui correspond à 5% de la Côte Nord (284 km), est constitué des secteurs de Baie-Comeau/Godbout (zone 2), de l'archipel des Sept-Îles (zone 7), de Port-Saint-Servan (zone 23) et de la faille de Brador (zone 26). La côte et l'arrière-côte sont généralement rocheuses et de 30 à 75 m d'énergie de relief. La ligne de rivage est régulière (excepté quelques fjärds des zones de Baie-Comeau/Godbout mais principalement de Port-Saint-Servan), à falaise et rocheuse (Fig. 215) à part quelques petits deltas comme celui de la Godbout. La haute-plage et l'estran sont généralement rocheux aussi à part quelques secteurs de blocs locaux ou glaciels et de sable dérivés des petits deltas dans le secteur de Baie-Comeau/Godbout ainsi que quelques fonds de baies sableux dans les zones de l'archipel des Sept-Îles et de Port-Saint-Servan. Ce type de côte est sis sur un ou plusieurs axes de fractures ou de failles de sorte que leur plate-forme littorale est très étroite (0,2 km en moyenne) si le graben est très abaissé, comme c'est le cas de la zone de Baie-Comeau/Godbout, ou assez large (4 à 6 km en moyenne) s'il n'est pas tellement abaissé, comme c'est le cas des zones de Port-Saint-Servan ou de la faille de Brador. Les îles sont à peu près inexistantes dans cet environnement.

- La côte à cuestas (C)

Cet environnement, qui correspond aussi à 5% de la Côte Nord (290 km), est représenté par les deux seules zones de roches sédimentaires, l'archipel de Mingan (zone 12) et la région de Blanc-Sablon

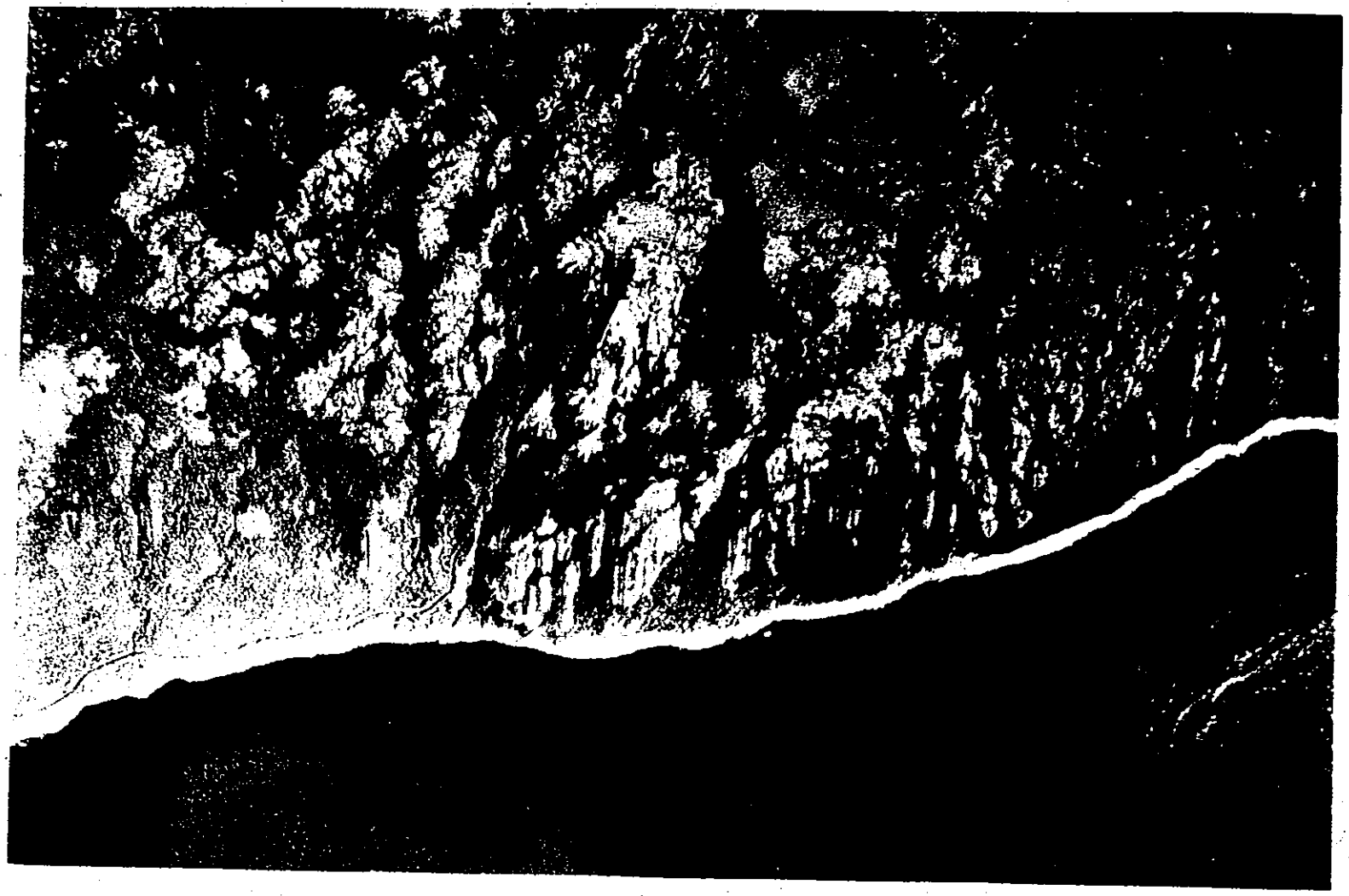


Fig. 215 - Les falaises rocheuses "cannelurées" par l'action glaciaire près de la Sault-Plat. Photo M.T.F.Q. Q-67800-199 (1967).

(zone 27). La côte et l'arrière côte sont en majorité rocheuses et de moins de 30 m d'énergie de relief. La ligne de rivage est généralement régulière à part les zones de substratum précambrien qui apparaissent dans la zone de Blanc-Sablon (Fig. 216). Elle est généralement à falaise sur le côté nord des îles de Mingan et la majorité de la zone de Blanc-Sablon à part les vastes estrans rocheux au sud des îles de la première zone et les secteurs de baies dans les dépôts meubles de la seconde zone. La ligne de rivage, de même que la haute-plage et l'estran, sont habituellement rocheux excepté les grandes baies sableuses de la zone de Blanc-Sablon, les plages graveleuses et à galets de l'île Nue de Mingan et de la Grande Île (archipel de Mingan) et les plages de blocs et de quartiers de roc basculés du nord des îles de Mingan. La plate-forme littorale qui poursuit le relief émergé sous l'eau est de 4 à 5 km de largeur en moyenne, quoique dans la zone de cuestas typiques des îles de Mingan elle soit généralement de moins de quelques kilomètres de largeur au nord, dans ce secteur de front, et de 8 à 10 km de largeur au sud sur le revers formé de couches résistantes à pendage de 1,3 à 1,5%.

c) La relation entre les côtes insulaires et les côtes de terre ferme

D'une façon générale la Côte Nord possède un peu plus de côtes insulaires (2812 km) que de côtes de terre ferme (2388 km). Ce fait, doublé des correspondances entre la dissection et l'énergie des reliefs terrestres et sous-marins en fait un exemple type de côtes ennoyées.

Fig. 216 - La région de la baie de Brador; exemple de la côte acçore rocheuse de la faille de Brador (N76°E) à gauche et de côte à cuestas sur assise cristalline à droite. Photo E.M.R. A-20178-6 (1967).

De plus, il y a une relation évidente entre l'augmentation de la longueur de côtes insulaires et l'augmentation de la dissection du relief ou de la largeur de la plate-forme littorale, qui elle-même est fonction de la pente. A l'exception des côtes deltaïques et accores la plate-forme a toujours plus de 4 km de largeur en moyenne lorsque la longueur des côtes insulaires égale ou dépasse la longueur des côtes de terre ferme. Cette relation peut aller jusqu'à 5/1 dans le cas de plates-formes très larges comme celle de la zone de Nétagamiou-Petit-Mécatina. On peut même établir des rapports significatifs croissant entre la longueur de côtes insulaires et la longueur des côtes de terre ferme pour les cinq principaux environnements côtiers où il y a présence d'îles. Pour les côtes à tombolos les îles forment habituellement moins de 25% de la longueur de côtes excepté dans le cas des zones plus évidemment tectonisées à l'est de Natashquan. Pour les côtes à écueils les îles forment environ 33% de la longueur de côtes tandis qu'elles forment la moitié des côtes à rias sableux. Dans le cas des rias, où les fonds de baies ne sont pas comblés de sédiments, le pourcentage varie de 50 à 75% tandis que dans le cas des côtes fortement tectonisées la longueur des côtes insulaires dépasse les 75%.

4.3 Conclusion partielle en fonction du littoral actuel

a) La représentativité de la côte étudiée

Tel que mentionné dans la section 1.1.4 et suite à l'étude précédente, la Moyenne Côte Nord est représentative de l'ensemble de

la Côte Nord parce qu'on y retrouve les trois grands environnements côtiers suivants: 1) une côte échancrée ou régulière rocheuse, 2) une côte régulière de dépôts meubles et 3) une côte peu échancrée où une couverture de dépôts meubles évolue par tombolos entre les aspérités du substratum rocheux.

En analysant plus en détail la Côte Nord on s'aperçoit rapidement qu'il faut subdiviser les grands environnements en environnements plus caractéristiques (Section 4.2.4b).

Rendu à ce niveau d'analyse la Moyenne Côte Nord n'est plus représentative de l'ensemble puisqu'elle ne possède pas quatre des neuf environnements représentés, soit les côtes morainiques, à rias sableux, à rias et fortement tectonisées. Cependant, elle est représentative des environnements dont les problèmes sont les plus difficiles à cerner à cause de la mobilité potentielle de leurs sédiments sableux: les côtes deltaïques, les côtes à tombolos et les côtes à écueils.

b) L'origine et la mobilité des sédiments sableux

La presque totalité des sédiments forment, ou sont dérivés des deltas postglaciaires. Au fur et à mesure du rebondissement isostatique les cours d'eau se sont incisés dans leur propre delta et ont en grande partie remobilisé ces sédiments pour les redéposer et faire ainsi progresser le delta. On s'aperçoit aussi que les plus grands deltas ont été formés à l'exutoire des plus grands bassins-versants principalement ceux dont le cours d'eau présente moins de

trappes à sédiments ou dont les trappes à sédiments sont éloignées du rivage; c'est le cas des rivières aux Outardes, Manicouagan, Moisie, Romaine, Natashquan et Gros Mécatina. Les zones de très petits bassins-versants ou de bassins dont les trappes à sédiments sont près de la côte présentent très peu de sédiments à la côte, comme c'est le cas de la côte à tombolos de Manitou-Magpie, et même pas du tout, comme c'est le cas de la côte à rias d'Étamamiou.

La deuxième plus grande source de sédiments, aussi représentée par des sédiments fluviaux, forme les deltas récents de fonds de baies, souvent sous-aquatiques, comme c'est le cas de la côte à rias sableux de Gethsémani.

La troisième source de sédiments est l'érosion littorale des falaises de dépôts meubles, comme dans la région de Rivière-Saint-Jean, et des falaises rocheuses des cuestas (sédiments grossiers).

La quatrième source est représentée par les sédiments morainiques, comme ceux de la moraine de Brador sur le littoral de la baie du Milieu.

Enfin, l'apport éolien est quasi nul et il n'y a aucune preuve d'apport de sédiments venant de la plate-forme littorale. Des études hydrodynamiques sur le terrain pourront peut-être infirmer cette conclusion puisque celles de NEU & JORDAN (1977) à l'embouchure de la rivière au Tonnerre ont permis d'identifier une légère source venant du large lors du flot.

Les côtes rocheuses (zones 7, 12, 19, 21, 22, 23, 24 et 26) ne présentent pratiquement pas de sédiments à la côte et, lorsqu'il y

en a, ils sont confinés sur des îles ou au fond de profondes baies. Elles représentent 2608 km de longueur, soit exactement la moitié de la Côte Nord. Sur la Moyenne Côte Nord, elles sont représentées par les archipels des Sept-Îles et de Mingan.

Sur les côtes rocheuses à baies sableuses (zones 3, 5, 8, 13, 18 et 28) les sédiments sont généralement peu mobiles, même si leur quantité est relativement importante, puisque ces sédiments sont confinés dans des compartiments bordés de caps empêchant le transfert littoral. Elles représentent 1342 km de longueur, soit un peu plus du quart de la Côte Nord. Sur la Moyenne Côte Nord, elles sont représentées par la côte à écueils de la pointe Saint-Charles.

Il n'y a donc que le dernier quart de la Côte Nord qui soit affecté par les transferts de sédiments par dérive littorale, soit un total de 1250 km de côtes (zones 1, 2, 4, 6, 9, 10, 11, 14, 15, 16, 17, 20 et 25). La majorité de la Moyenne Côte Nord s'y identifie. Les phénomènes littoraux actuels qui y ont été étudiés plus en détail (Section 4.2.4 et DUBOIS, sous presse) et qui serviront de base à une partie de l'interprétation paléogéographique (Section 6.1.3) pourront donc être associés à la géomorphologie littorale de l'ensemble de la Côte Nord.

5. LE CADRE RÉGIONAL DES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES, GLACIAIRES ET MARINES

Le but de ce chapitre est d'établir un cadre de référence chronologique régional des événements géomorphologiques, principalement du domaine marin. Les diverses composantes de ce cadre de référence, liées en majeure partie aux techniques de datation absolue, tiennent toujours compte des données nord-américaines et parfois mondiales, en plus des données régionales proprement dites. Lorsque les données régionales sont peu fiables ou incomplètes, le cadre de référence régional constitue une hypothèse construite en majeure partie au moyen des données extra-régionales les plus conséquentes.

5.1 Le problème des datations

5.1.1 Les datations relatives

Tout événement d'un cadre de référence doit être daté. La datation absolue est idéale mais encore faut-il trouver les matériaux datables ou les preuves historiques. A défaut de datation absolue, il faut chercher des chronologies relatives, des corrélations d'événements similaires ou des recoupements de phénomènes qui semblent inter-reliés. Ces constructions chronologiques font partie du processus d'induction où, en se basant sur un grand nombre de faits d'observation, on tente d'induire une hypothèse de causalité ou de séquence. C'est là un pro-

cessus classique en géomorphologie et en géologie tel qu'expliqué dans TRICART (1965) et BROWN (1974).

5.1.2 Les datations absolues historiques et au ^{14}C

Malgré tout, de place en place, on a besoin de certaines datations absolues. Les deux principales formes de datation absolue couramment utilisées pour des études post-glaciaires sont la datation par des événements historiques consignés par l'homme et la datation au ^{14}C pour des événements plus anciens non consignés par l'homme. Dans le premier cas, on utilisera principalement de séquences de photographies aériennes pour l'évolution récente du littoral (Section 6.2.2). Dans le deuxième cas, on se servira des radiodatations principalement pour trouver l'âge minimal de déglacement et l'âge d'émersion des terrasses marines.

Pour l'ensemble de la Côte Nord, on a recensé 113 datations ^{14}C (Appendice VI) dont 24 ont spécifiquement été faites pour la présente étude au Laboratoire de géochronologie du Ministère des Richesses Naturelles du Québec (18), au Centre des faibles radioactivités du CNRS à Gif-sur-Yvette (4) et au Laboratoire Geochrone à Cambridge, Massachusetts (2). Il y a 76 datations sur la Moyenne Côte Nord, 26 sur la Basse Côte Nord et l'extrême sud du Labrador, ainsi que 11 sur la Haute Côte Nord. On compte sept types de matériaux datés: les coquillages (48 datations), le charbon de bois (31 datations), les sols (9 datations), la gyttja et autre matière organique lacustre (10 datations), la tourbe (9 datations), le bois (5 datations) et l'os (1 da-

tation). Tous ces matériaux peuvent être utilisés pour trouver un âge minimal de déglacement, spécialement les coquillages, la tourbe et les matières organiques lacustres, et l'âge d'émersion ou l'âge minimal d'émersion des terrasses marines, spécialement les coquillages, la tourbe, les matières organiques lacustres et le bois.

5.1.3 La fiabilité des résultats des datations ^{14}C

a) Les coquillages

Les résultats peuvent être excellents à la condition que l'on connaisse très bien la stratigraphie du site, l'environnement et l'habitat des coquillages.

Les premières sources d'erreur sont faciles à écarter : prélever in situ et non au pied des talus, éviter les zones de contamination possibles par les matières humiques ou le lessivage ainsi que les mélanges d'échantillons. Évidemment, il est difficile d'apprécier ces précautions pour les échantillons que l'on n'a pas prélevés soi-même et de pallier aux erreurs des laboratoires à qui l'on confie les échantillons. Par exemple, CHEVRIER soupçonne une erreur surtout dans le cas de S-729 et TREMBLAY parmi les datations QU-192 à QU-216 (Appendice VI) mais il semble impossible de préciser le problème!

Les datations doivent être faites autant que possible sur des coquillages entiers en position de vie dans ou sur leur substrat propre, afin d'être certain qu'il n'y a pas eu transport vers d'autres altitudes. Si l'on n'a pas vérifié la position de vie ou si le mode de prélèvement ne le permettait pas, il est possible de s'assurer qu'il

n'y a pas eu transport en comparant les coquillages prélevés avec ceux que l'on devrait retrouver dans une communauté normale en fonction de l'habitat (HILLAIRE-MARCEL, 1977). Les âges des coquillages qui ne sont pas en position de vie peuvent varier beaucoup même si statistiquement ce n'est pas significatif (G. DÉLIBRIAS, comm. pers.). Par exemple, il y a une différence de 600 ans sur des échantillons différents à un même site (GIF-3770 et 4017, en appendice VI), de 1 000 ans sur un même échantillon (QU-206 et 722 en appendice VI) et de 250 à 400 ans sur des coquillages isolés par rapport à un assemblage dont ils font partie (QU-203 à 205 en appendice VI).

Il faut aussi éviter de dater des coquillages provenant de sédiments d'eau profonde. HILLAIRE-MARCEL (1977) a prouvé que ces coquillages subissaient un vieillissement isotopique. En effet, les eaux profondes sont déficitaires en ^{14}C et les âges des coquilles sont trop grands par rapport à ceux obtenus vers la surface où il y a équilibre isotopique avec le ^{14}C atmosphérique. On peut facilement constater dans l'appendice VI que les âges des coquillages prélevés dans les sédiments marins typiques ne concordent pas avec les âges des coquillages des autres environnements (QU-216 par exemple).

b) Le charbon de bois

Le charbon de bois est lié à des feux de forêt et, le plus souvent, à un site archéologique. Les datations de ce matériau indiquent l'âge d'occupation des sites par l'homme mais un âge beaucoup trop jeune pour l'émersion marine des sites, puisque les occupants

s'installaient au minimum entre 2 et 5 m au-dessus du plan d'eau. De plus, le charbon de bois est souvent dispersé sur les sites et prélevé près de la surface dans les horizons pédologiques; il est donc très sujet à un rajeunissement par contamination par les matières humiques ou les feux de forêt plus récents. Les datations QU-236 et 238 (Appendice VI) sont un exemple typique de matériau rajeuni de 3 000 à 4 000 ans car les dates ne correspondent pas du tout à l'âge de la culture de l'Archaïque maritime et à l'altitude où le site a été trouvé. D'autres dates trop vieilles pour le niveau d'occupation laissent perplexes, c'est le cas de QU-115 et 116 et S-729 en appendice VI.

c) Les sols, la tourbe et les autres sédiments organiques lacustres

Les matériaux organiques des sols, des tourbières et des lacs sont facilement contaminables par le lessivage, par les racines et radicelles (exemple QU-442 en appendice VI), par les apports récents de matières humiques. En surface, surtout pour les sols et la tourbe, NAKHLA & DÉLIBRIAS (1967) ont trouvé que les sols étaient rajeunis par l'accroissement du radiocarbone naturel dérivé des essais thermonucléaires. Ces chercheurs, ainsi que MARTEL & LA SALLE (1977), ont aussi réussi à montrer que les acides humiques étaient moins affectés que l'humine. De toute façon, les essais de datations de l'âge des horizons Bf des podzols (Section 2.4.1 et 2.4.2) de différents niveaux de terrasses marines ne semblent pas être concluants probablement pour les raisons précitées car les datations indiquent un âge moderne et un maximum de 420 ± 120 BP (QU-628 à 630 et 651 à 654 en

appendice VI).

Les contaminations sur ces matériaux sont difficiles à éviter en laboratoire puisque les possibilités de lavage et de traitement à l'acide restent limitées. De plus, afin d'avoir un poids suffisant il faut faire les analyses sur des colonnes de 5, 20 et parfois 40 à 70 cm de matériau, ce qui donne un âge très moyen. Enfin, les sédiments lacustres peuvent causer des problèmes d'inversion d'âge à cause des glissements sous-aquatiques (QU-503 en appendice VI).

En plus de donner un âge très moyen, les datations sur les sédiments organiques donnent un âge très minimal d'émersion marine ou de déglacement. En effet, DIONNE (1979) a remarqué qu'à la baie James, la paludification par exemple a pris de 700 à 2 100 ans à s'installer après émersion des sites.

d) Le bois et les os

Le bois et les os sont des matériaux peu fiables si l'on connait mal la stratigraphie et donnent toujours un âge très minimal; ils sont de plus très facilement transportables. Les os donnent un âge particulièrement peu fiable puisqu'ils peuvent être facilement transportés par l'homme, les animaux ou les houles de tempêtes (GSC-1911 en appendice VI). Le bois peut aussi être facilement transporté; il est plus fiable dans les sédiments plus anciens, surtout dans les zones deltaïques, mais dans les sédiments plus récents il faut plutôt dater des troncs.

Dans les sédiments deltaïques de la Moisie, une expérience a prouvé que le bois transporté et les coquillages associés dans un

même site donnaient un âge similaire (QU-192 et 211 en appendice VI). Par contre, DIONNE (1979) a trouvé que l'afforestration prend de 300 à 1 500 ans à se faire après émersion des sites à la baie James.

5.2 Les fluctuations paléo-climatiques

5.2.1 La courbe de référence de l'hémisphère nord

Le but de cette section n'est pas de retracer les causes des fluctuations climatiques dont les principales mises au point sont consignées dans TUREKIAN (1971), dans World Meteorological Organization (1975), LAMB (1977) ou BEATY (1978). On admet cependant que ces fluctuations climatiques sont dépendantes des fluctuations de la radiation solaire reçue par notre planète et que ces dernières sont elles-mêmes dépendantes des fluctuations d'émission par le soleil et/ou de filtres ou d'écrans interposés entre ce dernier et la terre et/ou des fluctuations d'inclinaison de l'orbite terrestre et/ou du changement de latitude des continents et/ou des orogénèses.

On a ainsi cherché différents indices paléo-climatiques qu'on a essayé de mettre en relation et de dater jusqu'à ce qu'une courbe générale pour l'hémisphère nord rallie la majorité des chercheurs (Fig. 217). Cette courbe est basée sur une carotte de glace de 1 390 m de longueur prélevée à Camp Century au Gröenland et sur laquelle on a mesuré et daté les concentrations en isotopes ^{18}O sachant que la concentration de ^{18}O dans les précipitations varie avec la température de l'air (DANSGAARD, JOHNSEN & MOLLER, 1969; DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY, 1971). Ce schème général doit être mis en relation avec

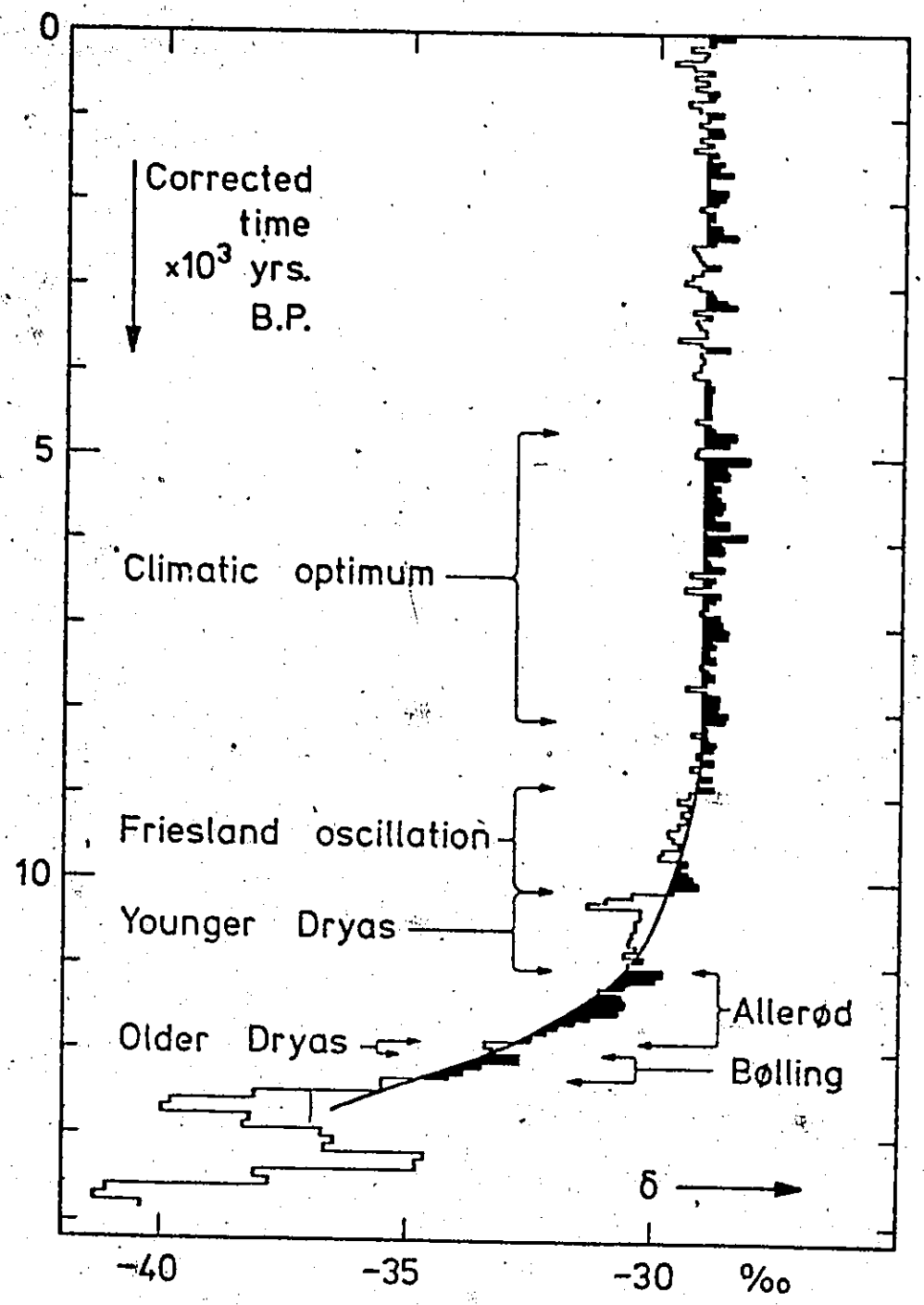


Fig. 217 – LA COURBE PALÉOCLIMATIQUE DE DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971)

les données d'indicateurs plus régionaux tels la palynologie, l'étude des faunes marines et certains phénomènes géomorphologiques.

5.2.2 Les données palynologiques régionales

Dans son étude de l'ensemble du Québec, RICHARD (1977b) insiste sur le métachronisme local important dans le post-glaciaire et le tardiglaciaire ainsi que sur le fait qu'il n'a pu déceler des cycles paléo-climatiques ou des inversions thermiques. Son étude et celle de près d'une vingtaine de chercheurs, qui ont oeuvré dans ce domaine depuis 1930, permettent de confirmer certaines grandes fluctuations révélées par la courbe de DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971).

Au départ, DEEVEY & FLINT (1957) ont décelé dans le nord-est des États-Unis la grande détérioration climatique qui s'est terminée vers 14 100 BP et qui se traduisait à cet endroit par une toundra. Ils n'ont cependant pas décelé l'amélioration climatique de 14 100 à 13 900 BP de même que la détérioration de 13 900 à 13 600 BP. Par contre, l'amélioration climatique de 13 600 à 13 000 BP se traduit par leur phase Pré-Durham (épinette, pin, bouleau) de 14 000 à 13 000 BP et la détérioration de 13 000 à 12 300-12 200 BP se traduit par un parc-toundra. Enfin, les améliorations climatiques du Bølling (12 200 - 12 000 BP) et de l'Allerød (11 700 - 10 900 BP) séparées par la détérioration du Dryas moyen ne sont pas distinguées.

Une limite climatique nette, la limite supérieure de la détérioration climatique du Dryas récent (10 100 BP) a été enregistrée

vers 10 000 BP par HARP (1951) au Labrador qui s'est aussi servi des données de AUER (1930), BOWMAN (1931 et 1932), WENNER (1947) et DEEVEY (1951). Dans l'étude de RICHARD (1977b) et de MOTT (1977), on s'aperçoit aussi que cette date marque pour plusieurs sites du Québec la fin d'une période microthermique de toundra ou de pessière et le début d'une afforestation ou d'une sapinière. Enfin, LAMB (sous presse) distingue très bien les détériorations climatiques de 11 000 à 9 000 BP au sud du Labrador qui se traduit par une toundra à Betula - Salix - Cypéracés.

Après le Dryas récent, le métachronisme des données semble plus prononcé mais il est probable que ce phénomène soit dû au plus grand nombre de données que l'on possède pour cette période.

L'amélioration climatique de 10 100 - 9 700 BP n'a pas été enregistrée quoique TERASMAE (1960) ait remarqué un minimum pour l'épinette et un maximum pour le pin dans les Basses-Terres du Saint-Laurent entre 10 100 et 9 500 BP. La période anathermique de 9 700 à 8 100-8 200 BP a bien été identifiée par HARE (1951) au Labrador avec l'invasion de la forêt de pins-épinettes, par DEEVEY & FLINT (1957) dans le nord-est des États-Unis avec la forêt de pins (env. 8 300 - 8 500 BP) et par TERASMAE & LA SALLE (1968) dans les Basses-Terres du Saint-Laurent par la forêt de pins et de sapins. RICHARD & POULIN (1976) ont bien enregistré aussi la détérioration climatique maximale de cette période qui s'est terminée vers 9 000 BP avec un maximum d'aulne dans Charlevoix. Dans plusieurs sites du Québec (RICHARD, 1977b) la période anathermique s'est prolongée jusque vers 7 000 BP et parfois plus.

L'optimum climatique (mégathermique) est défini entre 8 100 et 4 600 - 4 700 BP par DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971), HARE (1951), DEEVEY & FLINT (1957), POTZGER (1953), POTZGER & COURTEMANCHE (1956), TERASMAE (1960), TERASMAE & LASALLE (1968) et RICHARD (1977b) ont tous consigné cette période de maximum de pins qui se serait terminée vers 5 000 BP. Sur la Côte Nord cependant BOWMAN (1931), POULIN (1975) et MOTT (1976) terminent le mégathermique vers 6 400 BP avec le maximum du pin et le minimum d'aulne et amorcent une détérioration climatique qui s'est faite sentir vers 5 000 BP par un accroissement considérable de l'épinette et la disparition du pin vers 3 400 BP. Cette période détérioration climatique, qu'on nomme le Sub-boréal, se termine généralement entre 3 000 et 2 000 BP (RICHARD, 1977b): 3 000 BP pour Mc ANDREWS & SAMSON (1977) et SHORT & NICHOLS (1977) au Labrador/Nouveau-Québec, 2 500 BP pour HARE (1951) au Labrador et 2 000 BP pour POTZGER (1953), POTZGER & COURTEMANCHE (1956) et TERASMAE (1960) et JORDAN (1975) au Québec et au Labrador et pour DEEVEY & FLINT (1957) au nord-est des États-Unis. LAMB (sous presse) n'a pas retrouvé cette détérioration climatique; il a retracé une amélioration climatique de 9 000 à 2 500 BP avec une apogée entre 4 000 et 2 500 BP correspondant à l'hypsithermal de WRIGHT (1976).

Cependant, les derniers 2 000 à 3 500 ans correspondent pour tous à une détérioration climatique généralisée (le catathermique) exprimée soit par un déclin du pin (RICHARD, 1977b; TERASMAE, 1960), soit par un déclin de l'épinette-sapin (HARE, 1951), soit par un déclin de l'influx pollinique (MOTT, 1976; GRAYSON, 1956; Mc ANDREWS &

SAMSON, 1977; LAMB, sous presse), soit enfin un déclin de la sédimentation organique (SHORT & NICHOLS, 1977). Cette détérioration climatique se retrouve aussi dans les données palynologiques marines du banc Hamilton par un déclin de la forêt boréale à Picea au profit de la toundra forestière à Betula et Alnus, soit un climat plus frais et sec (VILKS & MUDIE, 1978).

Enfin, les études de LAMB (1978 et sous presse) indiquent que la région côtière du sud du Labrador et de Blanc-Sablon (site de Whitney's Gulch à 57°18' de longitude ouest et 51°31' de latitude nord) n'a jamais supporté de forêt au moins depuis 11 500 ans. De plus, des datations de 14 450 ± 195 et de 20 520 ± 400 (Appendice VI) accompagnant l'étude en cours d'un diagramme pollinique à Alexis Lake (57°02' de longitude et 52°31' de latitude nord) indiquent que cette région du sud du Labrador serait déglacée au moins depuis 21 000 ans (LAMB, comm. pers.). Une re-datation en cours permettra de confirmer ou d'infirmer ces résultats.

5.2.3 Les données dérivées de l'étude et de la datation des faunes marines

Les études des faunes marines portent sur l'habitat, la croissance, la taille, le nombre et la diversité. Dans l'Arctique d'abord, une étude d'ANDREWS (1972) qui portait sur le taux de croissance, la taille et la diversité des espèces de bivalves a démontré que l'optimum s'était situé entre 4 600 et 3 600 BP; depuis cette période, il y a détérioration des conditions, ce qui est confirmé par l'étude de

FRENZEL (1975) qui a comparé des données mondiales sur les faunes marines avec des données sur la végétation, les glaciers, l'archéologie, les sols et la géomorphologie. Plus tard, une étude des températures d'habitat des invertébrés marins de la côte atlantique (BOUSFIELD & THOMAS, 1975) a permis de constater que les conditions les plus favorables ont débuté vers 9 500 BP, ont passé par un optimum vers 7 000 BP pour se terminer vers 5 500 BP. Malgré leur métachronisme, ces données concordent approximativement avec la courbe de DANSGAARD, JOHNSEN, LAUSEN & LANGWAY (1971) et avec les données palynologiques.

D'autres déductions paléo-géographiques peuvent être tirées de l'analyse de la fréquence des datations ^{14}C des faunes marines (HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI, 1977 et en prép.; OCCHIETTI & HILLAIRE-MARCEL, 1977). Dans cette analyse, les fluctuations du nombre de datations ne sont pas aléatoires (OCCHIETTI & HILLAIRE-MARCEL, 1977, p. 126):

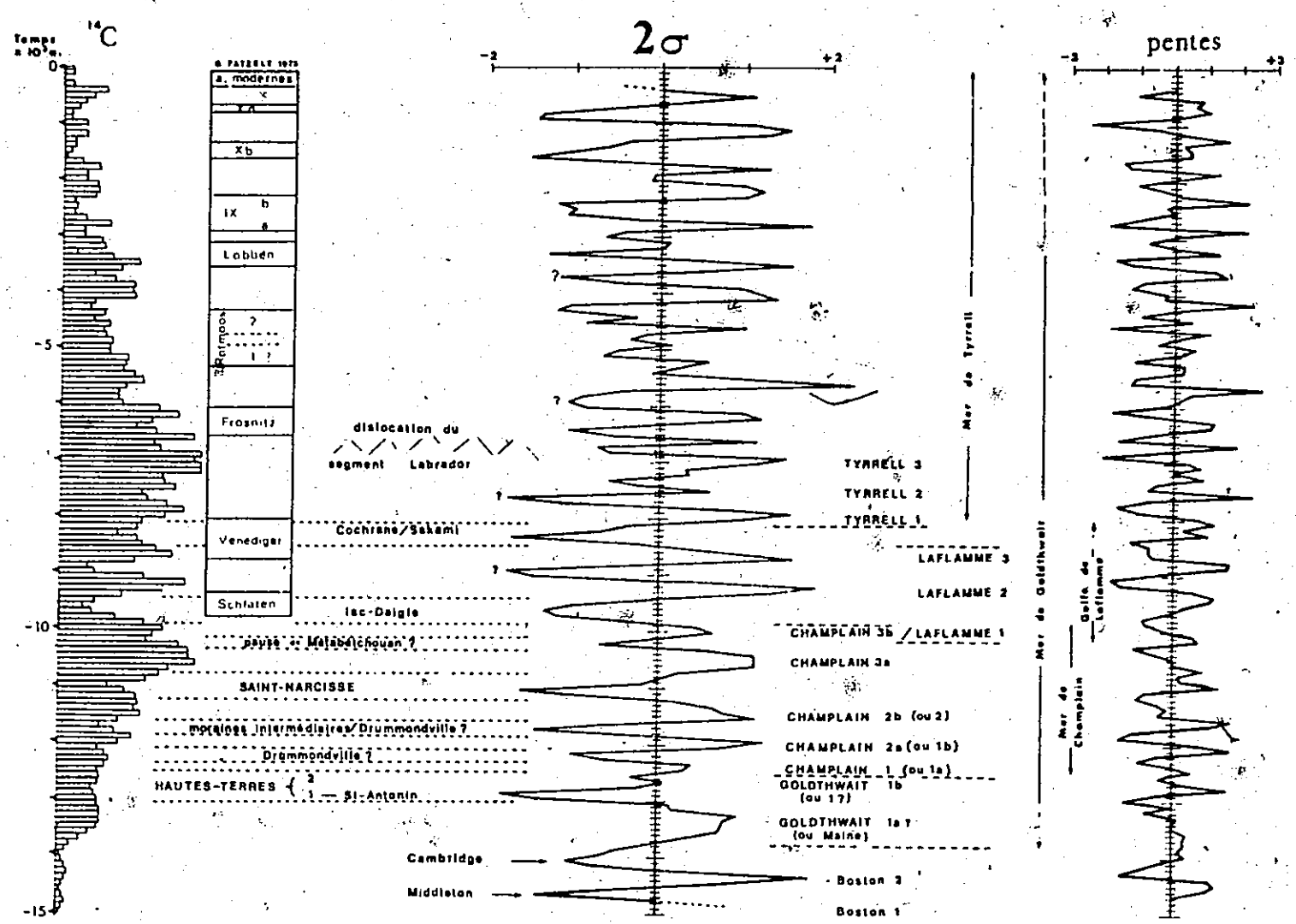
> On sait que le relèvement isostatique est continu et décroissant tandis que le relèvement eustatique, globalement croissant jusqu'à 6 000 BP, est soumis à des fluctuations secondaires (FAIRBRIDGE, 1961). Sur le terrain, les fluctuations eustatiques secondaires positives compensent momentanément le relèvement isostatique et favorisent la construction de formes littorales stables et riches en fossiles. Au contraire, les fluctuations eustatiques négatives, impliquent une exondation rapide du littoral défavorable à l'accumulation de dépôts et de fossiles. En conséquence, la distribution des radiodatations d'organismes littoraux reflète les fluctuations eustatiques positives. Ces dernières ont lieu à l'échelle mondiale et résultent de réchauffements climatiques secondaires qui affectent également la dynamique de l'inlandsis laurentidien. Il existe donc une relation entre les niveaux littoraux fossilifères stables et radiodatables, les pics de la courbe statistique des datations au ^{14}C, les fluctuations eustatiques secondaires positives, les réchauffements climatiques de deuxième ordre et les événements paléogéographiques continentaux (recul du front glaciaire et ouverture de

bassins marins). Au contraire, aux creux de la courbe statistique correspondent une rareté de sites fossilifères, une stabilisation ou un abaissement du niveau eustatique, un refroidissement climatique secondaire et une stabilisation ou une réavancée du front glaciaire. Les limites de ces corrélations ont déjà été reconnues (HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI, 1977).

La figure 218 représente la courbe statistique mentionnée précédemment avec la courbe des écarts-sigma et la courbe des changements de pente. Les changements de pente correspondent à des inversions de tendance qui se rapprocheraient plus de l'inversion climatique elle-même que la courbe statistique puisque la réponse eustatique au changement de climat présente un certain retard. La courbe des changements de pente devrait donc pouvoir être corrélée plus facilement avec les courbes d'indicateurs plus sensibles comme celle de DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971) selon HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI (1977).

En comparant les données des faunes marines avec les données de récurrences glaciaires dans les Alpes (Fig. 218), on s'aperçoit qu'il y a corrélation presque parfaite. En comparant avec la courbe de DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971) à la figure 217, on s'aperçoit qu'il y a aussi concordance mais généralement avec un certain décalage caractérisé par un retard des événements déterminés à partir des faunes marines. De plus, les grandes fluctuations climatiques ne sont pas représentées comme telles mais elles sont segmentées en fluctuations secondaires. Dans ce sens, les données de la palynologie vues précédemment rendent beaucoup plus compte des grandes fluctuations climatiques que des fluctuations secondaires. La figure 218 montre que les fluctuations secondaires correspondent à des événements connus dans l'est de

fig.218 - LA COURBE STATISTIQUE DES DATATIONS AU ^{14}C DES FAUNES MARINES DE L'EST DU CANADA



Tiré de: Hillaire-Marcel & Occhietti, 1977

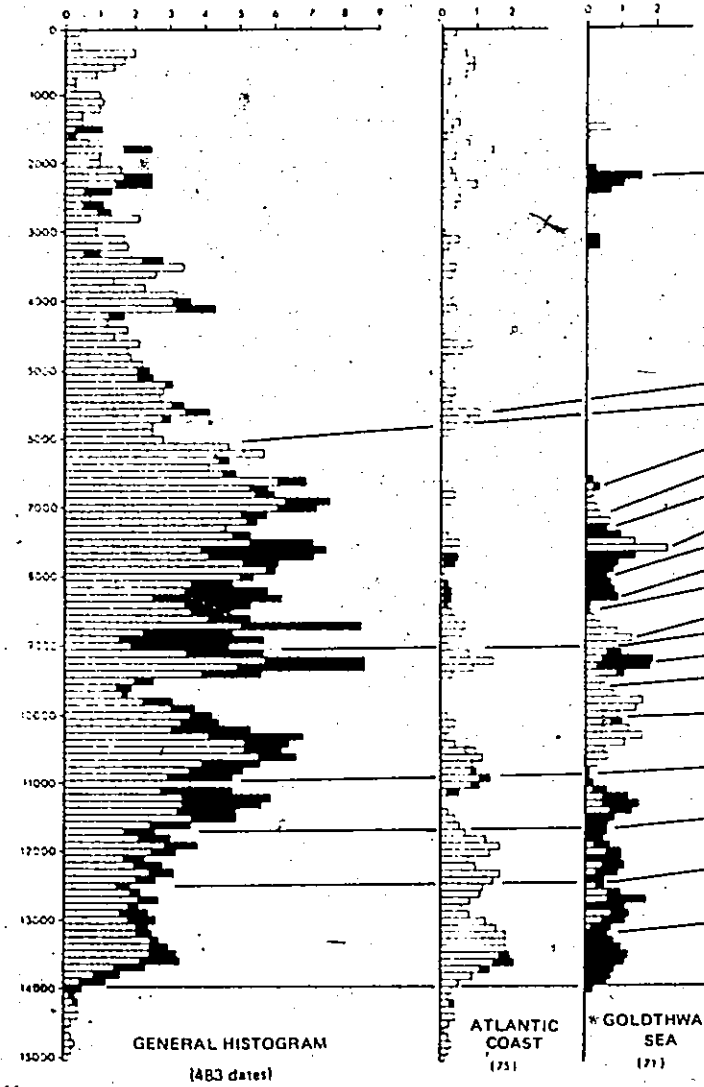
l'Amérique du Nord et dans les Alpes. Ces corrélations demeurent si l'on compare les courbes statistiques améliorées générales et pour la mer de Goldthwait avec les événements qui sont enregistrés sur la Côte Nord (Fig. 219), en particulier les détériorations climatiques de Saint-Antonin, des Hautes-Terres, de Saint-Narcisse, de Métabetchouane/Baie-Trinité, de Manitou-Matamek et de Cochrane; l'épisode de Sakami ne serait pas relié à une détérioration climatique selon HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI (en prép.) car la moraine serait plutôt une moraine de ré-équilibration en bordure d'une masse d'eau. On peut aussi remarquer que les augmentations de fréquences des faunes correspondent avec des terrasses majeures.

5.2.4 Les données géomorphologiques régionales

Les détériorations climatiques sont très bien enregistrées par des récurrences glaciaires régionales (Fig. 219) qui correspondent à celles des Alpes même les plus récentes (Fig. 218), ainsi qu'à celles d'Alaska (DENTON & KARLEN, 1973) et de Suède (PIRAZZOLI, 1976).

D'autres renseignements peuvent être tirés des phénomènes périglaciaires. HÉTU, GANGLOFF & GRAY (1979) ont trouvé de la cryoturbation sur la terrasse de 16,5 m de la rivière à Claude, en Gaspésie, terrasse datée de 9 500 BP, soit exactement lors de la détérioration climatique à l'origine du complexe morainique de Manitou-Matamek. DIONNE (1971) a décrit des fentes de gel et d'autres phénomènes périglaciaires dans la région de Québec sur des terrasses émergées de la mer de Champlain vers 9 000 BP; cette date correspond parfaitement à un minimum

Fig. 219 - LES COURBES STATISTIQUES AMÉLIORÉES DES DATATIONS ^{14}C DES FAUNES MARINES DE L'EST DU CANADA



Terrasse de 6-8 m

Terrasse de 15 m
Formes périglaciaires de la région de Québec.
Terrasse de 23 m
Terrasses de 38-40 et 45-46 m
Cryoturbation sur rivière Saint-Jean (< 7 500)
Terrasses de 60 et 68 m
Moraine de Sakami (8 100-7 900)
Terrasse de 83 m
Moraine de Harricana (8 600-8 000)
Terrasse de 90-91 m
Formes périglaciaires de la région de Québec
Terrasses de 100 à 122 m
Moraine de Manitou-Matamek (9 700-9 500)
Pause de Métabetchouane-moraine de Baie Trinité (10 200-9 500) et réseau de fente de gel à Baie-Comeau
Moraine de Saint-Narcisse (11 100-10 800)
Moraine de Drummondville (11 800-11 600)
Moraine des Hautes-Terres (12 600-12 400)
Moraine de Saint-Antonin et de Piedmont (13 300-13 000)
Début de la transgression marine dans le golfe du Saint-Laurent
Début de la mer de Goldthwait (>14 000)

Récurrence de Rupert, Cochrane et Cockburn

Modifié de HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI (en prép.)

climatique de la figure 217 ainsi qu'à un minimum inexpliqué de la figure 219. De plus, CAILLEUX (1973), à la suite de GANGLOFF, CLERMONT & PAQUETTE (1971), a rapporté des sols polygonaux sur la terrasse de 7 m dans la même région; ces sols, datés de 6 000 BP, correspondent à un minimum sur la figure 219 qui est très faiblement enregistré sur la figure 217.

Sur la Côte Nord, les seuls phénomènes périglaciaires rapportés sont cinq structures cylindriques sur une terrasse de 15 m de la région des Sept-Îles (GANGLOFF & CAILLEUX, 1976); ces structures, qui indiqueraient un pergélisol discontinu selon les auteurs, seraient datées d'environ 5 000 à 5 500 BP selon la courbe de la section 5.4. Deux autres phénomènes ont été relevés au nord de Baie-Comeau et de Rivière-Saint-Jean. Au nord de Baie-Comeau le long de la rivière aux Anglais, des réseaux de fentes de gel (Fig. 220) et de la cryoturbation ont été observées sur la terrasse coquillière de 250 m du sud du lac Inconnu (Fig. 143); la datation de 9 970 ± 130 (QU-574 en appendice VI) permet de corréler cette date avec la détérioration climatique de Métabetchouane/Baie-Trinité. Au nord de Rivière-Saint-Jean, des formes de cryoturbation renfermant du matériel de l'horizon pédologique (Fig. 221) sur la terrasse deltaïque de 61 m peuvent être datées de moins de 7 500 BP selon la courbe de la section 5.4.2b; ceci ne correspond à rien de précis sinon à une détérioration climatique enregistrée entre 7 500 et 7 100 BP et représentée sur la figure 219.

Ces corrélations sont évidemment hasardeuses mais peut-être pourront-elles être vérifiées dans un proche avenir.

Fig. 220 - Une fente de gel de la région de Baie-Comeau; la terrasse sise à 250 m d'altitude est entièrement composée d'un diamicton coquillier. Photo 77-1-16.

Fig. 221 - Une forme de cryoturbation à Rivière-Saint-Jean. Photo 76-20-19.

5.2.5 Conclusion

La courbe paléoclimatique de DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971) appuyée par les différentes données palynologiques représente bien les grandes fluctuations climatiques de la Côte Nord. Dans le détail, la courbe statistique d'HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI (en prép.) représente mieux les fluctuations secondaires qui sont appuyées par certaines données géomorphologiques. Dans les prochaines sections, on verra avec plus de précision de quelle façon ces courbes traduisent les épisodes glaciaires et les fluctuations eustatiques.

5.3 Les glaciations et le retrait du dernier inlandsis

5.3.1 Les glaciations wisconsiniennes

Il n'y a aucune évidence de présence de sédiments interglaciaires ou glaciaires antérieurs au Wisconsinien sur la Côte Nord. Cependant, il n'y a aucune raison que la Côte Nord n'ait pas été affectée au moins par la glaciation illinoienne puisqu'on en retrouve des évidences au nord et au sud.

Au nord, il existe des zones d'altération, tant au nord du Labrador (LØKEN, 1962a; ANDREWS, 1963) que sur l'île de Baffin (LØKEN, 1966), qui sont séparées par des sédiments marins fossilifères datés de 120 000 ± 10 000 BP sur l'île de Baffin (PHEASANT & ANDREWS, 1972 et 1973). Ces sédiments interglaciaires séparent les glaciations de Koroksoak (Labrador), qui est la plus ancienne, de celle de Foxe (Baffin) ou de Saglek (Labrador), selon IVES, NICHOLS & SHORT (1976).

Au sud, ALAM & PIPER (1977) ont trouvé des preuves de l'interglaciaire du Sangamon et de la glaciation de l'Illinoien à l'embouchure du chenal Laurentien avec l'étude de la lithologie et des foraminifères de plusieurs carottes. De plus, COLEMAN (1926) soutient que les zones d'altération wisconsinienne au sud du Long Range de Terre-Neuve sont dérivées d'une surface de roches moutonnées dissymétriques originaire d'une glaciation probablement antérieure à celle du Wisconsinien.

Enfin, sans qu'il y ait de preuve de la présence de sédiments illinoiens, il existe tout de même des sédiments organiques (PREST, 1977) et des roches granitiques kaolinisées (GRANT, 1975c) sangamon en Nouvelle-Écosse, un paléosol sangamon à Québec (LASALLE, MARTINEAU & CHAUVIN, 1977) et au Nouveau-Brunswick (GRANT, 1975b) et des sédiments pré-Johnville dans la région de Sherbrooke (Mc DONALD, 1967; Mc DONALD & SHILTS, 1971).

5.3.2 La dernière glaciation

a) L'âge et l'origine de l'englacement

La calotte glaciaire laurentidienne (DAWSON, 1890) semble avoir pris naissance sur les hautes-terres du Labrador-Ungava (IVES, 1960a), de Baffin (IVES, 1962) et du Keewatin (ANDREWS & BARNETT, 1972), non par coalescence de glaciers de montagnes en glacier de piedmont puis en calotte (ODELL, 1933; TANNER, 1944; FLINT, 1971), mais plutôt par glaciation instantanée (IVES, 1957, 1962; IVES & ANDREWS, 1963; ANDREWS, BARRY, BRADLEY, MILLER & WILLIAMS, 1972; IVES, ANDREWS & BAR-

RY, 1975). La glaciation instantanée est la coalescence de bancs de neige permanents qui finit par abaisser la température moyenne de 3 à 6° C et la pression atmosphérique mais augmente les précipitations jusqu'à deux fois (LOEWE, 1971; WILLIAMS, 1978).

L'âge de cet englacement est encore controversé mais il se situe entre 70 000 à 100 000 BP (DREIMANIS, 1977), 120 000 BP (ANDREWS, FUNDER, HJORT & IMBRIE, 1974), 125 000 BP (PREST, 1977) et même 125 000 BP (MILLER, ANDREWS & SHORT, 1977). L'englacement a principalement progressé vers le sud, si l'on se réfère à la carte glaciaire du Canada (PREST, 1970) et toute la Côte Nord a été affectée. On n'y retrouve cependant aucune preuve des deux ou trois tills observés fréquemment dans le sud du Québec (PREST, 1977).

b) Les limites d'englacement

Lorsque l'on traitait des limites d'englacement et du recul du dernier inlandsis, on faisait référence jusqu'à tout récemment aux travaux de FLINT (1943 et 1971) et aux cartes de PREST (1970 et 1973b) dans lesquels toutes les terres actuellement émergées de la côte atlantique canadienne et tout le golfe du Saint-Laurent sont glaciés. Les preuves s'accumulant, les courants de pensée s'inversent maintenant pour rejoindre les idées de certains chercheurs émises depuis le milieu du 19e siècle. Mais ces courants de pensée n'essaient-ils pas maintenant d'aller trop loin dans le sens opposé?

Les deux régions qui encadrent la Côte Nord et qui soulèvent les discussions sont le nord du Labrador et l'île de Baffin, ainsi que

le pourtour du golfe du Saint-Laurent. GRANT (1977a) et IVES (1978) ont essayé de faire cartographiquement la synthèse des connaissances (Fig. 222 et 223) mais ils ont malheureusement oublié certaines mises au point antérieures importantes, surtout au niveau botanique (ROUSSEAU, 1974). Nous ferons donc ici un sommaire des principales conclusions pour le Labrador, l'île de Baffin, les Maritimes, les Îles-de-la-Madeleine, la Gaspésie et l'estuaire du Saint-Laurent (dont le détail se trouve en appendice VII) et nous élaborerons pour la Côte Nord et le golfe du Saint-Laurent.

Au nord du Labrador et sur l'île de Baffin (Fig. 223), on a réussi à prouver l'existence de nunataks sommitaux et côtiers au Wisconsinien supérieur (IVES, 1978). Les preuves ne sont plus basées sur la présence des felsenmeers (IVES, 1957) ou sur la théorie de refuge biologique (FERNALD, 1925) mais plutôt sur l'altération différencielle des felsenmeers et sur la présence de sédiments marins sangamon et des moraines terminales de Saglek (IVES, 1978).

Les Îles-de-la-Madeleine (Fig. 222) auraient aussi été épargnées au Wisconsinien puisqu'on a pu y effectuer deux datations de plus de 38 000 ans sur des matériaux probablement interglaciaires (PREST, TERASMAE, MATTHEWS & LICHTIFEDOROVICH, 1976).

La Gaspésie (Fig. 222 et 223) aurait été englacée par une calotte individuelle au Wisconsinien supérieur (GRANT, 1977a; LEBUIS & DAVID, 1977); cependant, certaines vallées ont déjà été envahies par la calotte laurentidienne comme en témoignent certains erratiques caractéristiques (COLEMAN, 1922), mais on ne connait pas l'âge de cette forma-

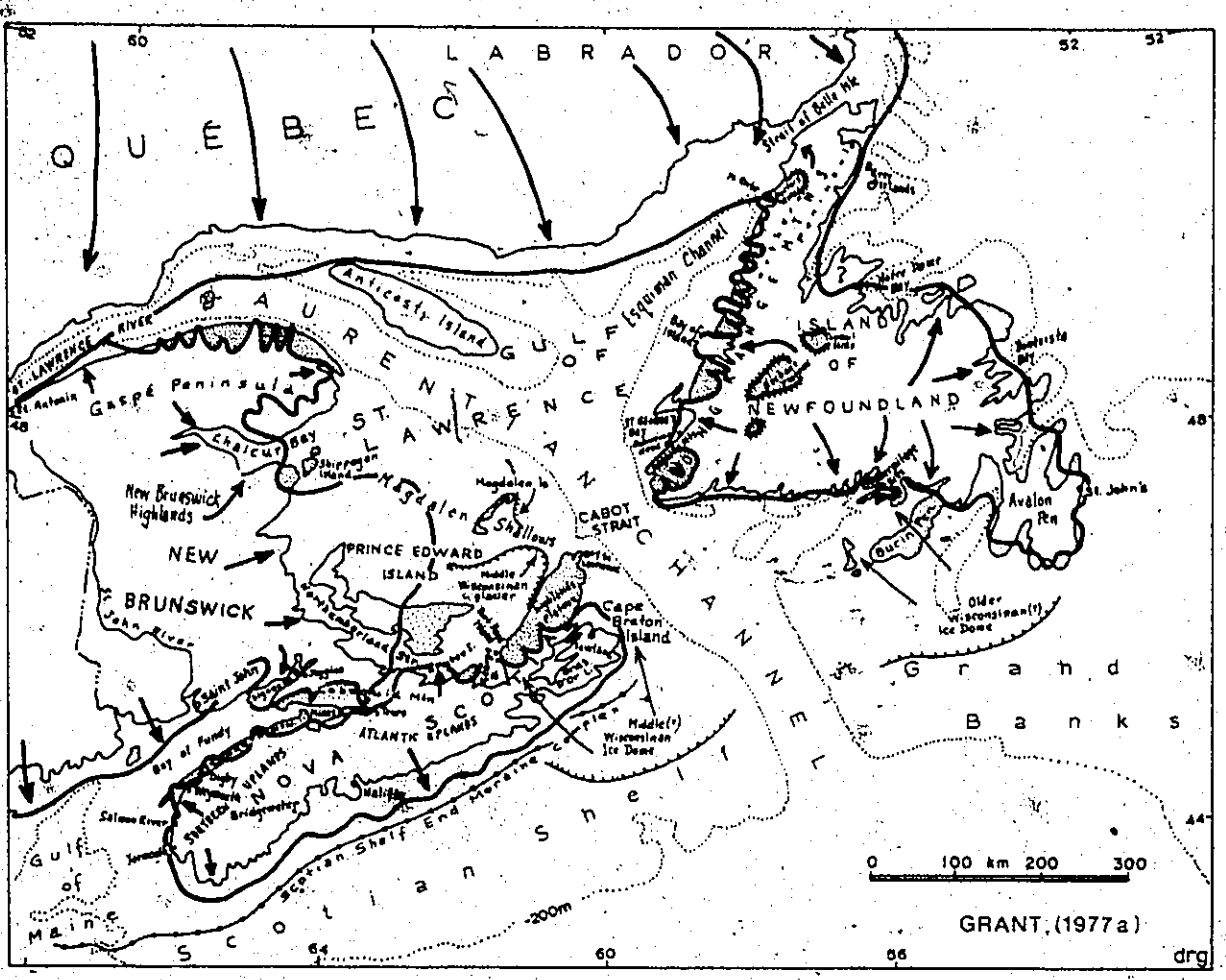


FIG. 222– LES LIMITES D'ENGLACEMENT DU GOLFE DU SAINT-LAURENT AU WISCONSINIEN SUPÉRIEUR SELON GRANT.

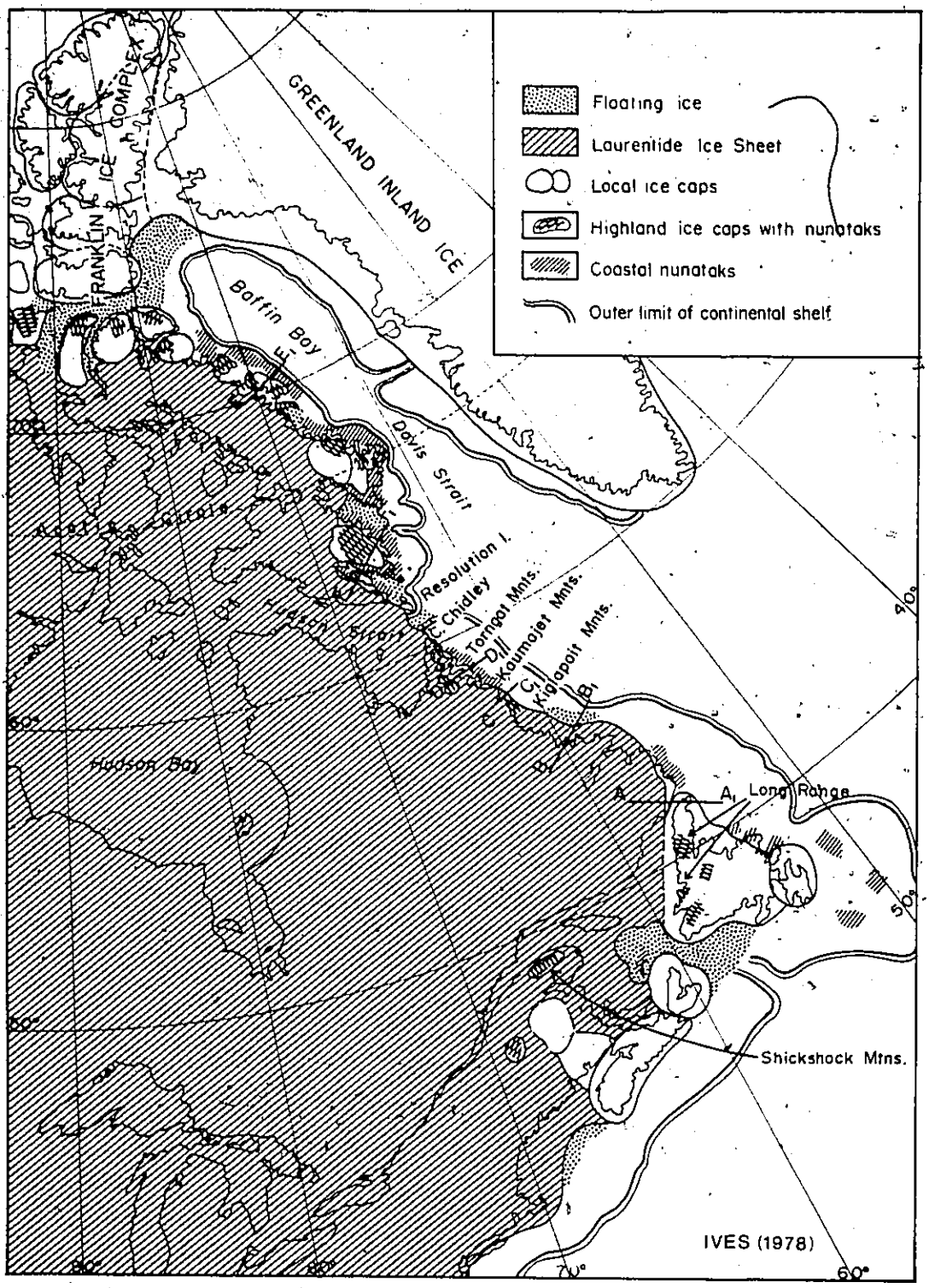


FIG. 223 – LES LIMITES D'ENGLACEMENT DE L'EST DE L'AMÉRIQUE DU NORD AU MAXIMUM DU WISCONSINIEN SELON IVES.

tion d'erratiques. On y trouverait aussi des nunataks sommitaux puisqu'il n'y a pas d'erratique au-dessus de 600 m d'altitude (LEBUIS & DAVID, 1977) et que des felsenmeers de plus de 3 m d'épaisseur n'ont pu être formés seulement à l'Holocène (GRAY, BOURDUAS, COMTOIS & HÉTU, 1978), ainsi que des nunataks côtiers puisqu'on y a trouvé des saprolites très épais (LEBUIS & DAVID, 1977). Tout porte à croire que l'estuaire du Saint-Laurent s'est maintenu libre de glace jusque vers Matane au Wisconsinien supérieur.

Enfin, il n'y a aucune évidence de zone libre de glace sur la terre ferme de la Côte Nord au Wisconsinien. Se basant sur l'hypothèse de refuge biologique de FERNALD (1925) et aussi sur la limite marine de 76 m (BOLTON & LEE, 1960) seulement, contrairement à la terre ferme où elle est de 131 m (DUBOIS, 1977a), GRANT (1977a) suppose cependant qu'Anticosti n'a pas été glaciée au Wisconsinien supérieur et que la limite de la calotte laurentidienne se trouvait dans le détroit de Jacques-Cartier, idée que ne semble pas partager IVES (1978), sans que ce soit très clair.

Terre-Neuve (Fig. 222 et 223) n'aurait été affectée que par une calotte individuelle au Wisconsinien supérieur de sorte qu'on y retrouve aussi des nunataks sommitaux et côtiers (GRANT, 1977a). La présence de felsenmeers et la théorie des refuges biologiques y sont aussi abandonnées auprofit des zones d'altération différentielle des felsenmeers pour lesquelles la profondeur des entailles d'érosion est proportionnelle à l'âge (GRANT, 1977b) ainsi que pour la théorie de refuge des coléoptères carabidés à ailes courtes (LINDROTH, 1970). La

côte sud du Labrador n'aurait pas été englacée elle non plus au Wisconsinien supérieur (IVES, 1978) et la moraine de Brador serait une moraine terminale, comme le supposait GRANT dans DUBOIS (1977b), puisqu'on a effectué une datation de plus de 20 000 ans derrière cette dernière (LAMB, comm. pers.).

En Nouvelle-Écosse (Fig. 222), PREST & GRANT (1969) ont prouvé à partir d'une étude des formes et des marques glaciaires qu'il n'y a eu qu'une calotte individuelle pendant tout le Wisconsinien. De plus, des datations de plus de 32 000 à 52 000 ans (GRANT, 1972d et 1975b; PREST, 1977) permettent d'affirmer que certains secteurs n'ont pas été glaciés depuis le Wisconsinien moyen.

Au Nouveau-Brunswick (Fig. 222), GAUTHIER (1977) établit un centre de dispersion qui aurait couvert la partie ouest de l'Île-du-Prince-Édouard mais qui aurait épargné la partie est de l'île de même que la région de Caraquet; en effet, on retrouve dans ces régions des sols régolithiques probablement sangamon (GRANT, 1975b; PREST, 1970) et des surfaces glaciées moins fraîches (GRANT, 1977a).

Certains faits qui, pris isolément, n'ont peut-être pas de poids mais peuvent en avoir s'ils sont combinés, nous amènent à contredire l'hypothèse qu'Anticosti n'a pas été glaciée au Wisconsinien supérieur. D'abord l'hypothèse de refuge biologique de FERNALD (1925) est maintenant abandonnée (ROUSSEAU, 1974) et la limite marine de 76 m n'est qu'un minimum qui est contredit par la présence d'un monolithe d'érosion vers 122 m d'altitude à West Cliff (RICHARDSON, 1857). Les surfaces striées que BOLTON & LEE (1960) et DUBOIS & CADIEUX (en prép.)

ont observées sur le revers de certaines cuestas sont très bien conservées et le till du bassin de la Haute-Saumon semble frais (ROBERGE, comm. pers.). Dans ce dernier secteur, ROBERGE (1977, 1976-77 et 1979) n'a trouvé qu'un karst jeune et il n'existe aucune preuve que ce karst ne soit pas post-glaciaire; une question est cependant posée: pourquoi n'existe-t-il aucune trace de karst ancien? L'action érosive glaciaire aurait-elle tout enlevé? ROBERGE (comm. pers.) mentionne enfin que le réseau hydrographique du centre de l'île est de type jeune et désorganisé. De plus, DUBOIS & CADIEUX (en prép.) et ROBERGE (1979) ont probablement découvert un système morainique sur les sommets de l'île entre les rivières Jupiter et aux Saumons; ce système pouvait au moins être corrélatif de l'épisode des Hautes-Terres et de Piedmont ou à la rigueur être un complexe terminal.

De toute façon, il semble évident à tous que l'embouchure du chenal Laurentien et que le détroit de Cabot étaient libres de glace pendant tout le Wisconsinien et au moins jusqu'aux Îles-de-la-Madeleine. Au Wisconsinien supérieur, GRANT (1977a) a émis l'hypothèse que tout le golfe était libre de glace en incluant le chenal Esquiman entre Terre-Neuve et la Basse Côte Nord et tout le chenal Laurentien jusque vers Matane (Fig. 222). Les arguments mentionnés plus haut pour Anticosti permettent déjà d'éliminer cette île ou une partie de cette île de la zone déglaciée et la répartition des sédiments du golfe (LORING & NOTA, 1973) permet de formuler une alternative.

Au nord du parallèle 48°30' dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent, on remarque que le till de surface (Fig. 71), calcareux

ou non, est gris et frais contrairement au till brun ou rouge-brun moins frais au sud de ce parallèle. Il est donc probable que le nord ait été englacé au Wisconsinien supérieur, moins les enclaves des chenaux Laurentien et Esquiman, tandis que le sud, conformément aux auteurs précités, ne l'était pas. Les sédiments glacio-marins surmontés d'un till rouge-brun que l'on retrouve sur le rebord sud du chenal Laurentien entre Anticosti et la Gaspésie (Section 3.2.1e) seraient donc pré-Wisconsinien supérieur et le till ne serait pas relié à l'épisode Saint-Narcisse tel que proposé par LORING & NOTA (1973). Notre hypothèse n'entre cependant pas en contradiction avec l'hypothèse de nunataks côtiers en Gaspésie et à l'ouest de Terre-Neuve car il n'est pas dit que la glace devait tout recouvrir.

Le schéma de retraite du dernier inlandsis proposé plus loin (Section 5.3.3) sera donc construit à partir de l'alternative émise ici quant à la limite de la calotte laurentidienne au Wisconsinien supérieur.

c) Le schéma d'écoulement glaciaire de la Côte Nord

PREST (1970) présente un excellent schéma d'écoulement dérivé en grande partie sur la Côte Nord des travaux d'ANDERSON (1963), PAESSLER (1932, 1933, 1934, 1942a, b) et MOYER (1959) pour la Haute Côte Nord, de BLAIS (1953, 1954, 1955, 1960), CLAVEAU (1949a, b), GREIG (1945), KLUGMAN (1954, 1955a), LOW (1895) et TWENHOFEL (1938) pour la Moyenne Côte Nord, de BOLTON & LEE (1960), TWENHOFEL & CONINE (1921) et TWENHOFEL (1926, 1928 et 1938) pour Anticosti, ainsi que de CLAVEAU

(1950), COOPER (1957), DAVIES (1963 et 1965a, b), DÉPATIE (1967), GRENIER (1952 et 1957), LONGLEY (1948 et 1950), Mc PHEE (1961) et RETTY (1944) pour la Basse Côte Nord. Des travaux subséquents n'ont fait que confirmer le schéma déjà établi: DREDGE (1971 et 1976a) et TREMBLAY (1975) sur la Haute Côte Nord, DESMARAIS (1979), DUBOIS (1975), HOGAN (1971) et LANDRY (1975) sur la Moyenne Côte Nord, BOLTON (1972), DUBOIS & CADIEUX (en prép.) à Anticosti, ainsi que BASSAGET (1970) sur la Basse Côte Nord.

Le schéma d'écoulement de PREST (1970) est nettement radial à partir de la région de Schefferville et il tend à devenir perpendiculaire aux différentes orientations du littoral de la Côte Nord. En débordant la côte, la glace a été canalisée par les différents chenaux du Saint-Laurent selon un schéma (Fig. 7 et 8) calqué sur l'ancien réseau du Saint-Laurent (LORING & NOTA, 1973) tel que démontré par la distribution du till calcareux (Fig. 71) venant des îles de Mingan et d'Anticosti ainsi que de Blanc-Sablon.

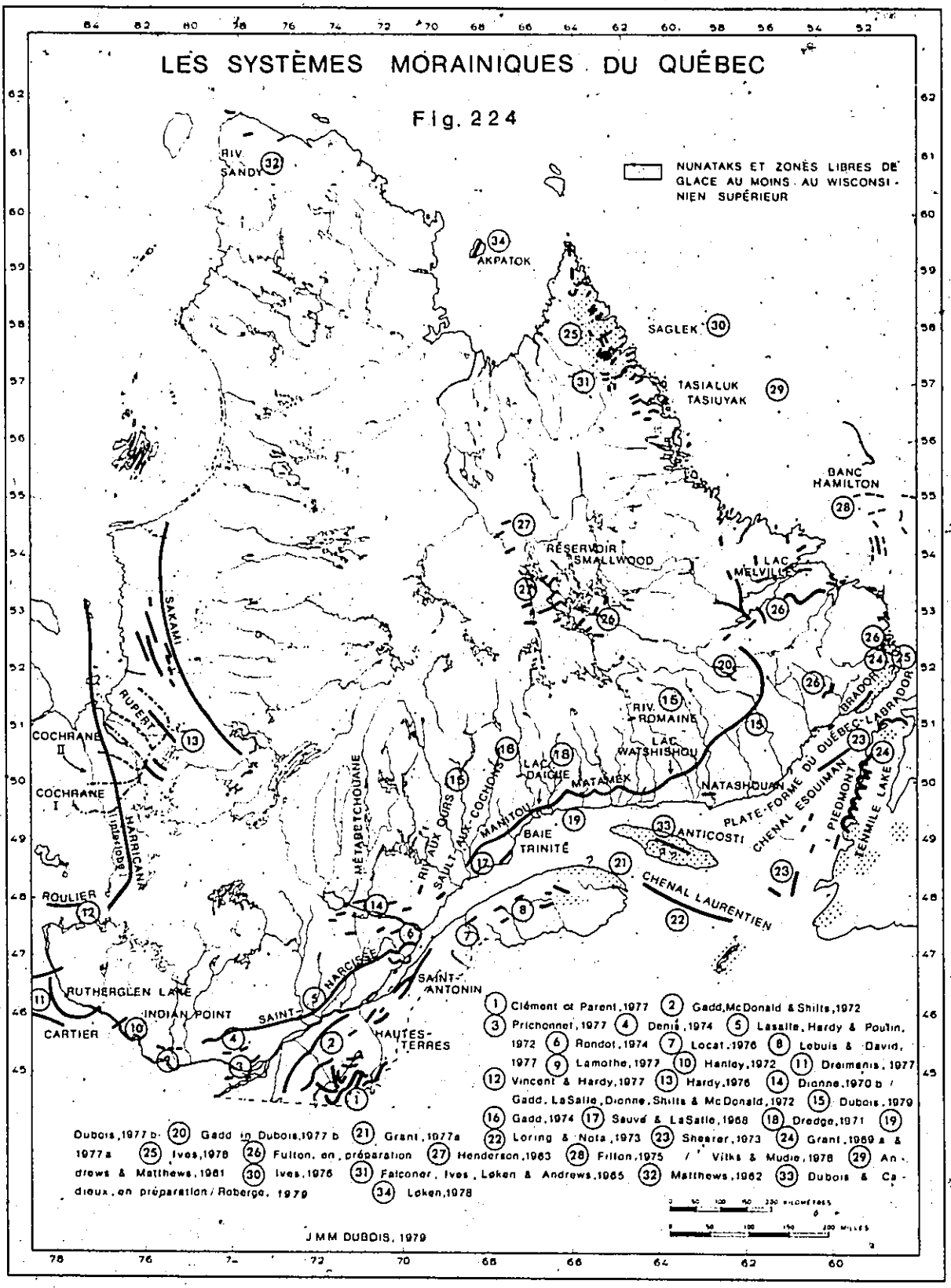
Sur la Moyenne Côte Nord, l'orientation générale des marques glaciaires est S ± 5°; le seul secteur où les orientations divergent de beaucoup est celui de la baie de Moisie où les orientations sur la côte immédiate sont de l'ordre de S17°-45° E mais deviennent normales vers l'intérieur. Dans le détail, les différentes orientations sont nécessairement définies par les accidents topographiques comme les grands couloirs fluviaux (Fig. 68).

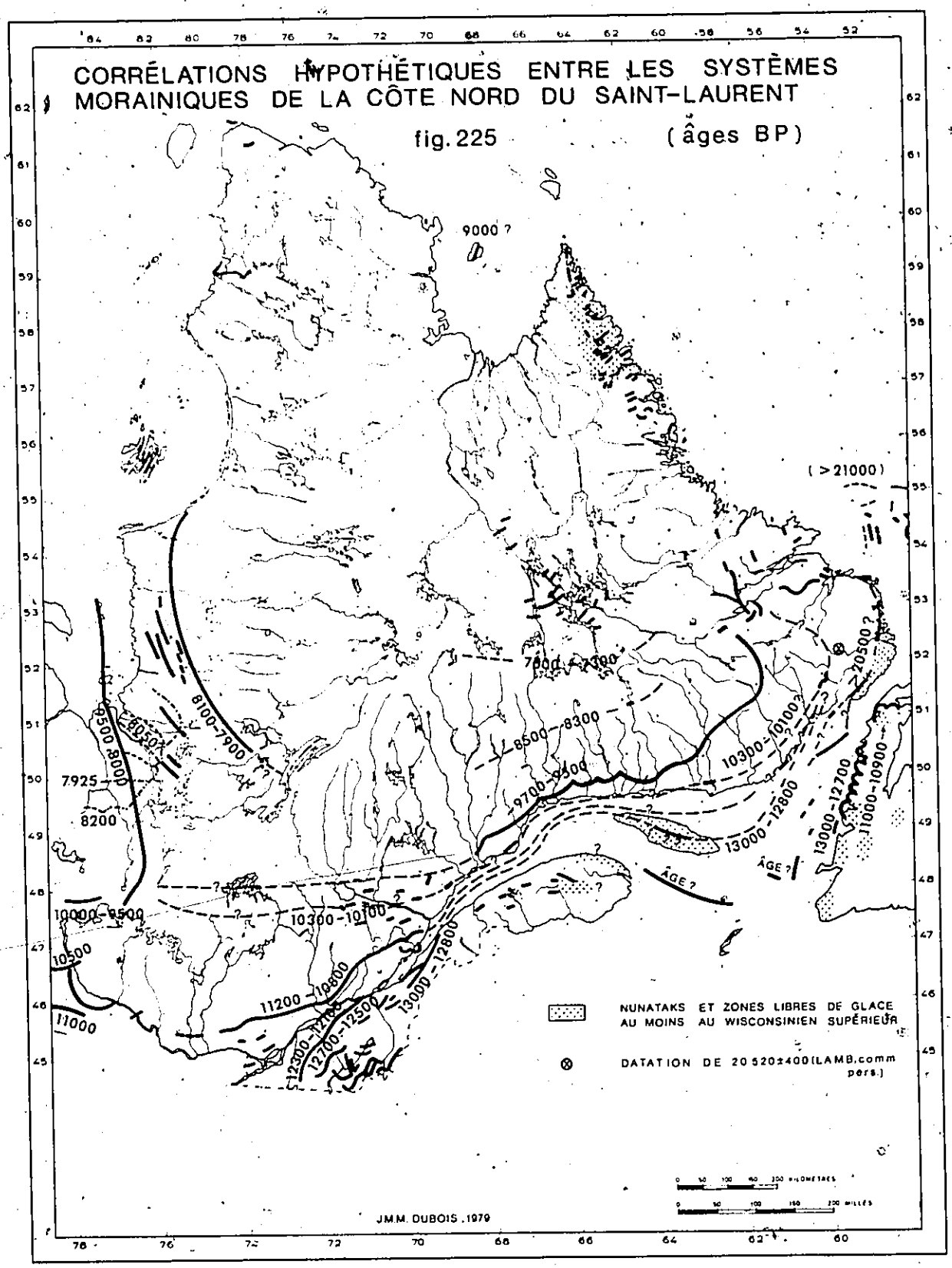
5.3.3 Le retrait de l'inlandsis laurentidien

Le retrait de la calotte laurentidienne constitue une séquence paléogéographique importante. Les modalités du retrait glaciaire ont en effet déterminé la répartition des sédiments fondamentaux des bassins de la Côte Nord, les sédiments dérivés des eaux de fonte (Section 4.2) et elles ont aussi empêché l'invasion marine de certains secteurs de vallée (Section 4.2.2c).

Le retrait glaciaire est traité dans ce chapitre puisqu'il est une conséquence directe des fluctuations paléo-climatiques décrites plus haut (Section 5.2) et qu'il possède une incidence tout aussi directe sur les fluctuations du niveau marin qui seront décrites plus loin (Section 5.4). De plus, le retrait glaciaire n'est pas à proprement parlé du domaine de la paléogéographie post-glaciaire qui est l'objet du prochain chapitre: il en est le point de départ.

Comme le retrait glaciaire de la Côte Nord a déjà été traité dans DUBOIS (1977b), il ne sera fait mention ici que de faits nouveaux au niveau régional à la suite d'une étude récente (DUBOIS, 1979b) et l'on s'attardera beaucoup plus à la signification des faits ou des hypothèses dans le contexte spatial du golfe du Saint-Laurent (Fig. 224 et 225) ainsi que dans celui des événements paléoclimatiques (Fig. 217 et 219). Les différentes cartes récentes représentant le recul de l'inlandsis laurentidien (BRYSON, WENLAND, IVES & ANDREWS, 1969; PREST, 1970 et 1973b; FILLON, 1971) sont déjà désuètes face aux nouvelles données et au regain d'actualité que donnent principalement IVES et GRANT à de vieilles conceptions (Section 5.3.2b).


LES SYSTÈMES MORAINIQUES DU QUÉBEC
Fig. 224
NUNATAKS ET ZONES LIBRES DE GLACE AU MOINS AU WISCONSINIEN SUPÉRIEUR
RIV. SANDY
AKPATOK
SAGLEK
TASIALUK
TASIUYAK
BANC HAMILTON
RÉSERVOIR SMALLWOOD
LAC MELVILLE
SAKAMI
RUPERT
COCHRANE II
COCHRANE I
HARRICANA
ROULIER
RUTHERGLEN LAKE
INDIAN POINT
CARTIER
SAINT-MARCISSE
SAINT-ANTONIN
HAUTES-TERRES
MÉTABETCHOUANE
RIV. AUX OURS
SAULT AUX COCHONS
MANITOU
BAIE TRINITÉ
LAC DAIGLE
MATAMEK
RIV. ROMAINE
LAC WATSHISHOU
NATASHQUAN
ANTICOSTI
CHENAL LAURENTIEN
PLATE-FORME DU QUÉBEC-LABRADOR
CHENAL ESQUIMAN
PIEDMONT
KENAMILE LAKE
1 Clément et Parent, 1977 2 Gadd, McDonald & Shilts, 1972
3 Prichonnet, 1977 4 Denis, 1974 5 Lasalle, Hardy & Poulin, 1972 6 Rondot, 1974 7 Locat, 1976 8 Lebuis & David, 1977 9 Lamothe, 1977 10 Hanley, 1972 11 Dreimanis, 1977
12 Vincent & Hardy, 1977 13 Hardy, 1976 14 Dionne, 1970 b / Gadd, LaSalle, Dionne, Shilts & McDonald, 1972 15 Dubois, 1979
16 Gadd, 1974 17 Sauvé & LaSalle, 1968 18 Dredge, 1971 19 Dubois, 1977 b 20 Gadd in Dubois, 1977 b 21 Grant, 1977a
22 Loring & Nota, 1973 23 Shearer, 1973 24 Grant, 1969 a & 1977 a 25 Ives, 1978 26 Fulton, en préparation 27 Henderson, 1963 28 Fillon, 1975 / Vilks & Mudie, 1978 29 Andrews & Matthews, 1961 30 Ives, 1976 31 Falconer, Ives, Løken & Andrews, 1965 32 Matthews, 1962 33 Dubois & Cadieux, en préparation / Roberge, 1979 34 Løken, 1978
J.M.M. DUBOIS, 1979


CORRÉLATIONS HYPOTHÉTIQUES ENTRE LES SYSTÈMES MORAINIQUES DE LA CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT
fig. 225
(âges BP)
9000 ?
(>21000)
7700-7200
8500-8300
10300-10100
9700-9300
13000-12800
11000-10900
13000-12700
ÂGE ?
ÂGE ?
8100-7900
9500-8000
7925
8200
10000-9500
10300-10100
10500
11200-10800
13000-12800
11000
12300-12100
12700-12500
NUNATAKS ET ZONES LIBRES DE GLACE AU MOINS AU WISCONSINIEN SUPÉRIEUR
DATATION DE 20 520±400 (LAMB, comm pers.)
JM.M. DUBOIS, 1979

a) Les événements pré-Saint-Narcisse (> 11 200 BP)

Selon le schéma précédemment établi principalement d'après GRANT (1977a), la majeure partie du golfe du Saint-Laurent est demeurée déglaciée au moins au Wisconsinien supérieur en incluant le chenal Laurentien et la partie sud du chenal Esquiman (Section 5.3.2b) malgré la détérioration climatique généralisée qui s'est terminée vers 14 100 BP (DEEVEY & FLINT, 1957; DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY, 1971) ou 14 000 BP (HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI, en prép. - Fig. 219). Ces dates correspondent aussi au début de la mer de Goldthwait (DIONNE, 1977).

Dans la zone déglacée à cette époque, sur le versant sud-ouest du chenal Laurentien, LORING (1973) et LORING & NOTA (1973) ont identifié un banc de sédiments glacio-marins recouvert d'un till qu'ils supposent être d'âge Saint-Narcisse à cause d'une datation de 10 220 ± 440 BP (GSC-1528) faite sur des coquillages dans les sédiments glacio-marins. Avec raison, DIONNE (1977) s'interroge sur la validité de la date ou de l'interprétation du sédiment appelé till car il ne voit absolument pas quelle configuration pourrait avoir une calotte de glace qui aurait fabriqué cette moraine alors qu'il est admis que le chenal Laurentien était déglacé. Ne serait-il pas plus logique d'attribuer cette moraine à un stade du Wisconsinien inférieur tout comme les crêtes morainiques les plus profondes découvertes par SHEARER (1973) sur le rebord est du chenal Esquiman? Cette hypothèse amène d'autres hypothèses quant à l'âge et à la position de la moraine de la plate-forme externe du Québec-Labrador découverte par SHEARER (1973) entre Baie-des-

Moutons et Sainte-Barbe (T.-N.). Cette moraine pourrait d'abord être la moraine terminale de la calotte laurentidienne au Wisconsinien supérieur ou bien être une moraine frontale de la détérioration climatique (Fig. 217) associée au stade de Port-Huron externe (EVENSON, FARRAND, ESCHMAN, MICKELSON & MAHER, 1976). Selon la deuxième hypothèse, cette moraine serait ainsi reliée aux moraines du Piedmont à Terre-Neuve (GRANT, 1969b; BROOKES, 1974) estimées à un âge de 12 700 à 13 000 BP, à la moraine de Saint-Antonin et/ou des Hautes-Terres (GADD, Mc DONALD & SHILTS, 1972) estimées à un âge de 12 800 à 13 000 BP pour la première et à 12 500 à 12 700 BP pour la deuxième et peut-être à la moraine de Pineo Ridge dans le sud du Maine (BORNS & HUGHES, 1977) estimée à un âge de 12 700 BP. Nous serions aussi portés à relier la moraine d'Anticosti à cet épisode (DUBOIS & CADIEUX, en prép.). Cependant, si les datations de LAMB (comm. pers.) sont bonnes (Appendice VI), l'hypothèse d'une moraine terminale serait la meilleure. La moraine de Brador et l'épandage proglaciaire sous-aquatique situé à 15 km au sud-ouest de l'île du Vieux Fort (SHEARER, 1973) pourraient aussi y être associés.

Quant aux moraines du banc Hamilton, par 100 à 180 m de fond au large du Labrador, FILLON (1975) mentionne qu'elles présentent dans un excellent état de préservation des formes et des stratifications dues à la fusion glaciaire qui indiquent un front reculant par vêlage d'icebergs et d'âge Wisconsinien. Comme FILLON (1975) soutient que ces moraines semblent identiques, aux niveaux morphologique et sédimentologique, à la moraine de la Scotian Shelf (KING, 1969; KING, MAC LEAN

& DRAPEAU, 1972) et comme GRANT (1977a) n'écarte pas la possibilité que cette dernière soit une moraine terminale pré-Wisconsinien supérieur, il est possible que les moraines du banc Hamilton soient aussi des moraines terminales de cet âge. Les datations prélevées sur la côte du Labrador ne renseignent pas beaucoup sur l'âge de ces moraines (Appendice VI) effet, les dates significatives les plus vieilles sont de l'ordre de 7 730 ± 160 (GSC-1284) à la baie Sandwich et de 8 640 ± 230 (GSC-1453) à Hamilton Inlet; une autre date de 10 240 ± 1240 (SI-1737) sur de la gyttja de l'île Saint-John est contestée par JORDAN (1975).

L'étude récente de deux carottes du banc Hamilton par VILKS & MUDIE (1978) vient confirmer l'hypothèse que les moraines sont d'âge pré-Wisconsinien supérieur. L'analyse sédimentologique indique d'abord qu'il y a eu production de matières organiques en abondance pendant toute la période de sédimentation laquelle débuta au minimum vers 21 050 ± 1050 (GX-4944 en Appendice VI). La diversité des espèces de foraminifères qui n'est pas moindre qu'elle l'est aujourd'hui, la présence importante d'Elphidium clavatum, espèce de plage sous-marine arctique ou sub-arctique libre de glace au moins en été, l'absence de sédiment glaciel et la présence de fortes concentrations de pollen, surtout de celui de Salix, qui n'est pas adapté au transport aérien sur de longues distances et qui n'est pas assez résistant pour survivre au remaniement de sédiments anciens, démontrent que le banc Hamilton a été libre de glace pendant tout le Wisconsinien supérieur et qu'il y avait des zones forestières sources de pollen sur la côte du Labrador.

Avant de terminer cette section, il faut tenir compte de deux faits. Le premier est que la prétendue moraine du banc Beaugé au large du cap Whittle (MONAHAN, 1971), interprétée comme une moraine d'interlobe par LORING (1973), n'est en réalité qu'un cran rocheux selon SHEARER (1973). Le deuxième est que plusieurs datations entre 13 800 et 13 500 BP faites sur des coquillages (LEBUIS & DAVID, 1977) indiquent que l'estuaire du Saint-Laurent était déglacié jusqu'au moins vers Cap-Chat et Matane dès cette époque, ce qui est beaucoup plus hâtif que ne le supposait PREST (1970 et 1973b). LASALLE, MARTINEAU & CHAUVIN (1977) établissent même que l'estuaire était déglacié jusqu'à Saint-Pascal vers 13 000 BP, jusqu'à Québec vers 12 500 BP et que le Saint-Laurent n'était plus bloqué par le glacier laurentidien avant 11 600 BP. Tel que mentionné par nombre de chercheurs (GRANT, 1969a; HUGHES, SCHILLING & BORNS, 1976; BORNS & HUGHES, 1977; THOMAS, 1977), le déglacement rapide de l'estuaire s'est effectué par baie de vêlage.

b) . L'épisode de Saint-Narcisse (11 200 - 10 800 BP)

La moraine de Saint-Narcisse (OSBORNE, 1951) est le résultat d'une détérioration climatique généralisée (LASALLE & ELSON, 1975) illustrée sur la carte de PREST (1970). DREIMANIS (1977) suggère d'ailleurs une corrélation avec le complexe de Cartier en Ontario qui marque le début du stade Algonkien; par la suite, LAMOTHE (1977) la prolonge par un segment dans l'Outaouais au sud du lac Poisson-Blanc et y joint le segment d'Indian Point de HANLEY (1972). Les principaux chercheurs qui ont étudié cette moraine sont mentionnés dans OCCHIETTI

(1977). Cependant, il faut mentionner que près de notre région d'étude POULIN (1976) a interprété comme faisant partie de ce complexe une moraine relevée par profil sismique dans le fleuve en face de La Malbaie par D'ANGLEJAN & BRISEBOIS (1974) et que vers l'est, des études plus poussées (LETENDRE, 1977) n'ont pu vérifier la possibilité d'une moraine dans le fleuve en face de Rimouski (DRAPEAU in DUBOIS, 1977b). Jusqu'à preuve du contraire nous maintenons donc, contrairement à LA SALLE, MARTINEAU & CHAUVIN (1977) sur la Haute Côte Nord, que le front morainique se trouvait dans l'estuaire du Saint-Laurent, mais sur la plate-forme nord. Sur la Moyenne Côte Nord, le front devait se situer près du front de l'épisode précédent dans le détroit de Jacques-Cartier et devait passer à près de 50 km au nord de la moraine de Brador contrairement à ce que supposait DUBOIS (1977b, 1979b).

Cette région du nord du détroit de Belle-Isle est fort peu étudiée mais elle fait l'objet d'une cartographie systématique de la part de la Commission géologique du Canada à la suite d'un premier travail de BLAKE (1956). En effet, FULTON (en prép.) est en train de compiler au 1: 500 000^{e} les travaux produits sur photo-mosaïques au 1: 50 000^{e} entre 55°30' et 65°30' de longitude ouest et entre 52° et 55° de latitude nord à partir de travaux antérieurs de son équipe et de GRANT (1971); une première carte a été publiée récemment (FULTON, HODGSON & MINNING, 1979).

c) La fin du stade Algonkien (10 800 - 10 000 BP)

La fin du stade Algonkien est marquée par une détérioration

climatique enregistrée vers 10 100 BP sur la courbe de DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971), vers 10 000 BP au Labrador (HARP, 1963) et entre 10 200 et 10 000 BP cur la courbe statistique des faunes marines (Fig. 219).

Ce stade est marqué au sud du lac Saint-Jean par les moraines de Métabetchouane (LA SALLE, 1966a; TREMBLAY, 1968; DIONNE, 1968 et 1970b) dont l'âge est estimé entre 10 300 et 10 000 BP. DUBOIS (1977b) propose le raccord de ces moraines avec la position frontale de Sault-aux-Cochons (GADD, 1974) et de la moraine de Baie-Trinité (DREDGE, 1976c) sur des critères de position. Ce système n'a pas de correspondant à l'ouest ou à l'est; vers l'ouest, il pourrait cependant se diriger vers la moraine de Roulier au nord du lac Témiscamingue dont l'âge est estimé entre 10 000 et 9 500 BP (VINCENT & HARDY, 1977) tandis que vers l'est, il pourrait être joint à certaines moraines de la tête du lac Melville dans le sud-est du Labrador en passant par les positions frontales de la Natashquan et de l'Aguanus.

C'est pendant le stade Algonkien que le trait de côte de la Moyenne Côte Nord s'est déglacié; en effet, selon les datations ^{14}C sûres (Appendice VI), le trait de côte était déglacié vers 10 500 BP.

Enfin, ce serait à la toute fin de ce stade, soit vers 10 000 BP qu'auraient été mises en place les formes périglaciaires de la région de Baie-Comeau (Section 5.2.4).

d) L'épisode de Manitou-Matamek (9 700 - 9 500 BP)

La période de 9 700 à 9 500 BP correspond avec un minimum climatique (Fig. 217) ainsi qu'un minimum de fréquence des faunes marines de l'est du Canada (Fig. 219). Les premiers segments du complexe morainique de Manitou-Matamek (DUBOIS, 1977b) ont été levés par SAUVÉ (1962) et SAUVÉ & LA SALLE (1968) dans la région de Baie-Comeau, par LAVERDIÈRE (1954), DREDGE (1971, 1976c) et TREMBLAY (1975) à l'ouest de la Moisie et par DUBOIS (1976a, b), DUBOIS, DESMARAIS & CLAVET (1975) et DESMARAIS (1976b) à l'est de la Moisie. Suite à d'autres travaux de photo-interprétation tant dans le bassin de la Matamek (DESMARAIS, 1979; DESMARAIS & DUBOIS, 1979b), qu'à l'est de ce bassin, des modifications mineures du tracé de DUBOIS (1977b) sont présentées ici (Fig. 68).

DUBOIS (1977b) proposait que les positions frontales de la Natashquan (GADD, comm. pers.) et de l'Aguanus (J. VÉZINA, comm. pers.) étaient le prolongement vers l'est du complexe morainique. Depuis ce temps, la découverte d'autres segments morainiques entre les rivières Romaine et Natashquan (DUBOIS, 1979b) viennent infirmer cette hypothèse en permettant de fermer le lobe de Mingan à 60 km au nord des positions frontales mentionnées et de former un sixième et un septième lobe, soit celui de Natashquan et celui du Petit Mécatina. Un premier segment morainique a été découvert à 120 m d'altitude au centre du lac XXIIe Mille sur la rivière Corneille et un deuxième avait été identifié au sud du lac Watshishou par GRENIER (1957) et confirmé par Mc PHEE (1977). Ce dernier segment bloque le sud du lac Watshishou vers

180 m d'altitude et l'oblige à se déverser dans le lac Holt à l'est.

Si le complexe morainique est discontinu entre la Romaine et la Natashquan, il est beaucoup plus continu entre la Natashquan-Ouest et le Labrador. En effet, nous avons pu retracer le complexe (DUBOIS, 1979b) au sud des lacs Cormier, Doré, Philipot et Le Tort entre la Natashquan-Ouest et le Petit Mécatina grâce à des indications de J.H. BOURNE (comm. pers.) qui y étudie la géologie du Précambrien (BOURNE, STOTT, BORDUAS & LALONDE, 1977; BOURNE, ASHTON, GOULET, HELMSTAEDT, LALONDE & NEWMAN, 1978; BOURNE, 1978). Au nord du 52e parallèle, le complexe morainique se poursuit par les moraines de la Mécatina, de la Kénamiou et peut-être de Goose Bay, de la Sébaskachiou et de la Kanairiktok qui s'étirent sur plus de 300 km le long du 60e méridien entre 52° et 55° de latitude nord selon les travaux de FULTON (en prép.).

FULTON & HODGSON (1979) mentionnaient la possibilité d'un raccord entre les moraines du Petit Mécatina et de Manitou-Matamek; nous avons maintenant prouvé cette hypothèse par photo-interprétation. Le complexe morainique de Manitou-Matamek est donc continu maintenant sur au moins 800 km entre les rivières aux Outardes et Churchill.

Vers l'ouest, il serait probable que ce complexe morainique passe immédiatement au nord du lac Saint-Jean et qu'il joigne la moraine de Roulier d'âge approximativement semblable. Certains segments morainiques de la rive nord du Saguenay (DIONNE, 1970b) dans les régions de Saint-Nazaire-de-Chicoutimi et des rivières Valin et Sainte-Marguerite-Nord-Est pourraient en faire partie. Il serait aussi pro-

bable qu'il y ait une position vers 300 m d'altitude, à travers la rivière aux Ours, près de la rivière Portneuf.

e) Les événements post-Manitou-Matamek et le déglacement final (9 500 - 5 700 BP)

Au nord du complexe morainique de Manitou-Matamek, on n'a pu retracer de front glaciaire bien marqué. CLAVEAU (1949b) mentionne cependant plusieurs lacs ou anciens lacs de barrage morainique le long de la Romaine et particulièrement un ancien barrage de 15 m de hauteur vers 450 m d'altitude dans la partie inférieure des rapides au sud de l'embouchure de la rivière aux Sauterelles vers le 51°45' N. De la même façon, BLAIS (1960) rapporte qu'il existe nombre de lacs de barrage glaciaire dans la région de Wacouno-Waco au nord du lac Nipisso. Par contre, les trois moraines de retrait identifiées par HOGAN (1971) au nord du lac Nipisso ne sont que des crêtes entre les chenaux d'eau de fonte d'un épandage proglaciaire (DESMARAIS, 1979).

Il semblerait ainsi que les récurrences de Cockburn sur l'île de Baffin (ANDREWS, 1973b) et de Rupert (HARDY, 1976) et de Cochrane (BOISSONNEAU, 1966; PREST, 1970) à la baie de James, situées entre 8 200 et 8 000 BP (HARDY, 1976), n'aient pas laissé de trace tangible sur la Côte Nord. De la même façon, on perd la trace de la moraine de Sakami (HARDY, 1976), datée de 7 900 BP par HARDY (Comm. pers.) ou de 8 100 BP par OCCHIETTI & HILLAIRE-MARCEL (1977), à l'est du lac Mistassini, ce qui est tout à fait normal à cause de sa formation liée à la bordure d'une masse d'eau (HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI, en prép.).

Il n'existe d'ailleurs aucune corrélation avec des positions glaciaires du sud du Labrador.

Au nord des têtes des bassins hydrographiques de la Côte Nord, un grand nombre de segments morainiques, principalement des moraines de De Geer, ont été cartographiés à l'ouest du réservoir Smallwood (EADE, 1949; FAHRIG, 1949; KIRKLAND, 1950; CROUSE, 1952; KAVANAGH, 1952; HENDERSON, 1963, au sud du réservoir Smallwood (FULTON, en prép.), au nord-ouest de Shefferville (KIRKLAND, 1950; HENDERSON, 1963). Toute une polémique a été engagée pour situer le lieu de désintégration finale de la calotte de Scheffer (LAVERDIÈRE, 1967) entre cette région et le lac Bienville à l'ouest (LOW, 1897; IVES, 1959, 1960a, c, 1968; HARRISON, 1963; HUGHES, 1964; BARNETT & PETERSON, 1964, 1968; MORRISON, 1966; LAVERDIÈRE, 1967, 1968). Il semble cependant accepté que la fonte finale ait eu lieu aux environs de 6 000 BP (LAVERDIÈRE, 1967; PREST, 1970; JORDAN, 1975; IVES, NICHOLS & SHORT, 1976) et même de 5 700 BP dans le bassin de la Churchill selon les données polliniques de MORRISON (1970).

La plupart des têtes de bassins hydrographiques de la Moyenne Côte Nord ont été déglaciées entre la position de Manitou-Matamek (9 700 - 9 500 BP) et le déglacement final du bassin de la Churchill (6 000 - 5 700 BP). La distance moyenne entre ces deux sites étant d'environ 400 km, on peut dire que la retraite moyenne du front glaciaire a été de 100 à 115 m par année. Ces données concordent avec les données calculées par FLINT (1955) dans la région des Grands Lacs avec 95 à 105 m par année au Michigan et une moyenne de 119 m par année en

Ohio en tenant compte d'une retraite ininterrompue et de 136 m par année en tenant compte des récurrences. En comparaison, pour des marges flottées, HUGHES (1965) a trouvé un retrait moyen de 282 m par année à l'ouest de la moraine d'Harricana, VINCENT (1977) a trouvé une moyenne de 217 m par année (entre 167 et 360 m) à l'est de la moraine d'Harricana et HARDY (1976) a déterminé une retraite de 319 m par année au début et de 900 m par année à la fin entre les moraines d'Harricana et de Sakami.

Comme le suggèrent les auteurs précédents, il semblerait que les 100 à 115 m de retraite par année soit un minimum moyen si l'on tient compte de la possibilité de récurrence ainsi que du fait que le déglacement était moins rapide au début qu'à la fin. Un maximum moyen se situerait ainsi vers 150 m par année pour la Côte Nord. Ces derniers estimés permettent donc de déduire approximativement la date de déglacement complet des bassins de la Côte Nord d'après leur longueur à partir du système morainique de Manitou-Matamek (Tableau 10).

5.4 Les fluctuations du niveau marin

Dans la section précédente, on a vu que les grandes fluctuations climatiques se traduisaient directement par des fluctuations des marges glaciaires. Dans la présente section, on verra quelles sont les variations du niveau marin engendrées par le plus ou moins grand emmagasinement d'eau par les glaces wisconsiniennes (eustatisme) et le plus ou moins grand enfoncement des terres dû au poids des glaces (glacio-isostatisme) ou au poids de l'eau (hydro-isostatisme). De

Tableau 10 - ESTIMÉ DE L'ÂGE DE DÉGLACEMENT COMPLET DES BASSINS DE LA CÔTE NORD

Bassin	Longueur en km au nord de la moraine de Manitou-Matamek	Âge estimé du déglacement complet (BP)
Ruis. à Moïse	-	9700 - 9500
Sault-Plat	-	9700 - 9500
Pigou	-	9700 - 9500
à la Chaloupe	2	9700 - 9500
Jupitagon	5	9700 - 9500
aux Loups-Marins	15	9600 - 9400
au Tonnerre	20	9500 - 9300
Matamek	27	9400 - 9200
(petite) Manitou	30	9400 - 9200
au Bouleau	40	9300 - 9100
Sheldrake	50	9200 - 9000
Tortue	63	9100 - 8900
Mingan	88	8800 - 8600
(grande) Manitou	110	8700 - 8500
Saint-Jean	130	8500 - 8200
Magpie	150	8300 - 8100
Romaine	250	7500 - 7300
Moisie	250	7500 - 7300

plus, comme on assume généralement que le rebondissement isostatique se produit à des vitesses différentes dans le temps, mais sans saccade, il est peut-être possible de mettre en relation les fluctuations eustatiques et l'âge des principales terrasses de la Côte Nord. Si cette relation n'est pas satisfaisante, il faudra se rendre à l'évidence que l'emplacement des terrasses ou de certaines terrasses est plutôt dû à des fluctuations sédimentologiques, à de la compaction des sédiments ou à l'intensité différentielle des agents marins de dispersion des sédiments (CURRAY, 1964; GREENSMITH & TUCKER, 1973 et 1974).

5.4.1 La limite marine maximale

Dans toute étude d'une zone côtière, le terrain le plus important de l'évolution altitudinale du littoral demeure la limite maximale du plan d'eau, même si elle est diachronique. Elle donne une idée de l'ampleur des mouvements verticaux différentiels qu'a subi le littoral dans la région à l'étude.

a) Les critères de détermination et les problèmes d'altimétrie

Six critères ont servi pour déterminer la limite marine maximale.

Le plus sûr et le plus facile à identifier est la forme littorale construite: cordon de plage, flèche littorale ou d'embouchure, tombolo. Malheureusement, il y a très peu de ces formes près de la limite marine maximale puisque le taux de retrait du plan d'eau étant très fort (Section 5.4.2) la concentration de matériaux était faible.

Le deuxième est la terrasse ou le talus d'érosion marine. Ces formes donnent une idée bien minimale de la limite marine car, comme les formes précédentes, elles se trouvent rarement près de la limite marine maximale. On les retrouve dans les zones deltaïques exposées aux grands fetchs et il faut faire une sélection judicieuse pour qu'elles ne soient pas confondues avec des formes fluviales qui en sont souvent le prolongement logique plus en amont.

Le troisième critère est la concentration de blocs émoussés sous forme de plage au pied de certaines parois rocheuses très exposées aux grands fetchs et qui ont servi de falaise marine. Il va sans dire que cette forme est rare.

Le quatrième critère est la limite du till de logement remanié. Comme le till est rare sur la Côte Nord ou peu accessible (Section 3.2.1), ce critère n'a servi qu'au nord de Rivière-au-Tonnerre. On sait cependant que dans certaines régions comme à la Baie d'Hudson (ARCHER, 1968; HILLAIRE-MARCEL, 1976) c'est un des critères qui sert le plus.

Le cinquième critère est la présence de blocs erratiques perchés en équilibre instable au-dessus de la limite marine alors qu'ils ont été prélevés par l'action glacielle ou relogés dans les dépressions par l'action littorale sous la limite marine (DUBOIS, 1977b; DE BOUTRAY & HILLAIRE-MARCEL, 1977).

Le dernier critère est constitué des sommets de deltas ou d'épandages fluvioglaciaires. Ces formes sont très fréquentes dans toutes les vallées de la Côte Nord, mais elles constituent un critère

aléatoire si l'on ne tient pas compte de la géomorphologie locale et de la stratigraphie de chacun des épandages (LOUGEE, 1953b; AGRELL, 1976). L'examen de la géomorphologie locale permet d'abord d'éliminer les épandages construits dans les lacs de barrage temporaires ainsi que les épandages construits lors de crues après le départ des glaces et alors que le rebondissement isostatique était déjà amorcé. L'examen de la stratigraphie n'est pas chose facile sur la Côte Nord, soit à cause du manque de coupe, soit à cause du peu de différentiation entre les strates sommitales et frontales. LOUGEE (1953b) estimait que le plan d'eau devait être déterminé par la limite entre ces deux types de strates mais AGRELL (1976) apporte certaines nuances des plus importantes surtout en regard des strates sommitales. En effet, il faut faire la distinction entre des sédiments fins qui indiquent des conditions de sédimentation sous-aquatiques et des sédiments grossiers qui indiquent des conditions de sédimentation sub-aériennes. La majorité des épandages de la Côte Nord sont de la deuxième catégorie de sorte qu'il ne faut jamais prendre le haut de leur surface comme indicateur de la limite marine maximale mais plutôt une position moyenne à défaut d'une reconnaissance stratigraphique adéquate.

Malgré les meilleurs indices, le tracé de la limite marine maximale est entièrement dépendant de l'altimétrie. Les problèmes d'altimétrie ont été exposés dans la section 4.1. Dans le cas des critères ayant servi à déterminer la limite marine maximale, on s'est surtout servi de levés à l'altimètre, principalement le long des cours d'eau à partir des cotes d'altitudes du Ministère des Richesses Natu-

relles du Québec; l'erreur est ainsi estimée à 0,6 m.

b) La détermination sur la Côte Nord et les relations avec l'ensemble de la mer de Goldthwait

Le premier travail décrivant l'extension maximum des mers de Champlain et de Goldthwait est celui de FAESSLER (1948) entre Trois-Rivières et Moisie à partir de ses données publiées depuis 1930. ELSON (1969) et PREST (1970) firent des compilations pour l'ensemble de ces mers à petite échelle. GADD (1974) produisit une excellente compilation au 1: 250 000^{e} pour le sud du Québec, à l'ouest d'Anticosti; il prit cependant une limite très conservatrice de 107 m sur la Moyenne Côte Nord. Enfin, DUBOIS (1977b) établit une carte précise pour la Moyenne Côte Nord qui servit à la carte de compilation de DIONNE (1977) pour la mer de Goldthwait au Québec.

Un des problèmes majeurs des compilations sur les limites marines est le fait que l'on ne peut souvent pas retracer les sources.

Pour pallier à ceci, nous avons établi une liste non exhaustive (excepté pour la Côte Nord) des données, présentée en appendice VIII. Par rapport à la liste déjà publiée pour la Côte Nord (DUBOIS, 1977b), il n'y a que quelques changements: GADD (1974) mentionne une limite de 145 m sur la rivière aux Outardes par la présence d'un delta à cette altitude, TREMBLAY (comm. pers.) n'admet plus sa limite de 140 m à pointe Noire (TREMBLAY, in DUBOIS, 1977b) et DALY (1921) mentionnait déjà une limite de 152 près de Blanc-Sablon. Dans le bassin de la Matamek, GREIG (1945) notait une limite de 122 m

tout en préconisant que la mer s'était rendue jusqu'au lac Key, soit vers 152 m; DESMARAIS (1979) a démontré que ce secteur était plutôt un environnement lacustre (Section 4.2.2c).

Le problème le plus épineux qu'il reste à solutionner se situe sur Anticosti. La limite actuellement acceptée est celle de 76 m (BOLTON & LEE, 1960) déterminée à partir de l'altitude d'une zone de till non remanié. Ce niveau de très faible altitude, si on le compare aux 131 m de la terre ferme au nord, semble contredit par la présence d'un monolithe d'érosion à 122 m (RICHARDSON, 1857). DIONNE (1977) suggère deux explications peut-être complémentaires:

> La première est que l'île d'Anticosti ayant été déglaciée avant la côte nord, le relèvement isostatique avait déjà joué quand la mer de Goldthwait a atteint son niveau le plus élevé dans le golfe et l'estuaire. La seconde est liée à la position géographique de l'île près du chenal laurentien. Il est vraisemblable, pour ne pas dire davantage, que l'épaisseur de la glace au droit de l'île d'Anticosti était moindre que sur la basse côte nord. Dans le golfe, l'inlandsis s'est étalé en une grande plate-forme qui flottait même par endroits, alors que sur la côte nord, l'inlandsis reposait entièrement sur le continent et avait une plus grande épaisseur. En raison de ces faits, l'enfoncement de la croûte terrestre au droit de l'île d'Anticosti aurait vraisemblablement été moindre que sur la basse côte nord, d'où un relèvement isostatique moindre.

Face à la seconde explication, GRANT (1977a) va plus loin en soutenant que l'île d'Anticosti n'a probablement pas été englacée au Wisconsinien supérieur, opinion que nous ne partageons pas pour les raisons explicitées précédemment (Section 5.3.2b) et même si une photo-interprétation préliminaire du tiers ouest de l'île n'a pas permis de remonter la limite de 76 m (DUBOIS & CADIEUX, en prép.). Nous ne pensons pas que la photo-interprétation du reste de l'île permettra de

changer quoi que ce soit: il faudra faire une campagne de terrain.

Au niveau des relations entre la limite marine de la Moyenne Côte Nord et celles de l'ensemble de la mer de Goldthwait, notre contribution la plus importante a été de préciser son parallélisme à la côte.

Depuis près d'une centaine d'années, un grand nombre de cartes isolignes (diachroniques) de la limite marine maximale ont été produites; elles reproduisent tant l'évolution des données que l'évolution de l'allure des isolignes dans le golfe du Saint-Laurent. Quelques cartes concernent la Moyenne Côte Nord (DALY, 1921; GOLDTHWAIT, 1924; FLINT, 1940, 1957 et 1971; WIGHTMAN & COOKE, 1978), d'autres présentent des isolignes perpendiculaires à la côte (FAIRCHILD, 1918) ou obliques (DALY, 1934; LAVERDIÈRE, 1955; ANDREWS, 1973a et c). Parmi les cartes d'isolignes parallèles à la Moyenne Côte Nord, il est étonnant de retrouver la plus ancienne carte produite par DE GEER (1892) et celle de COOKE (1930); une bonne partie de leurs données et l'allure des isolignes qui tiennent compte, involontairement peut-être, d'une baie de vêlage dans le golfe se comparent très bien avec les cartes les plus récentes de GRANT (1978), de WIGHTMAN & COOKE (1978) et de DUBOIS (1977b) mais moins bien avec celles d'ANDREWS (1973a) ou de FARRAND & GAJDA (1962).

A notre avis et tant que le problème d'Anticosti ne sera pas réglé, la meilleure carte d'isolignes de la limite marine est actuellement celle de GRANT (1978) pour l'ensemble du golfe du Saint-Laurent (Fig. 226) en y incluant les données de celle de DUBOIS (1977b) pour

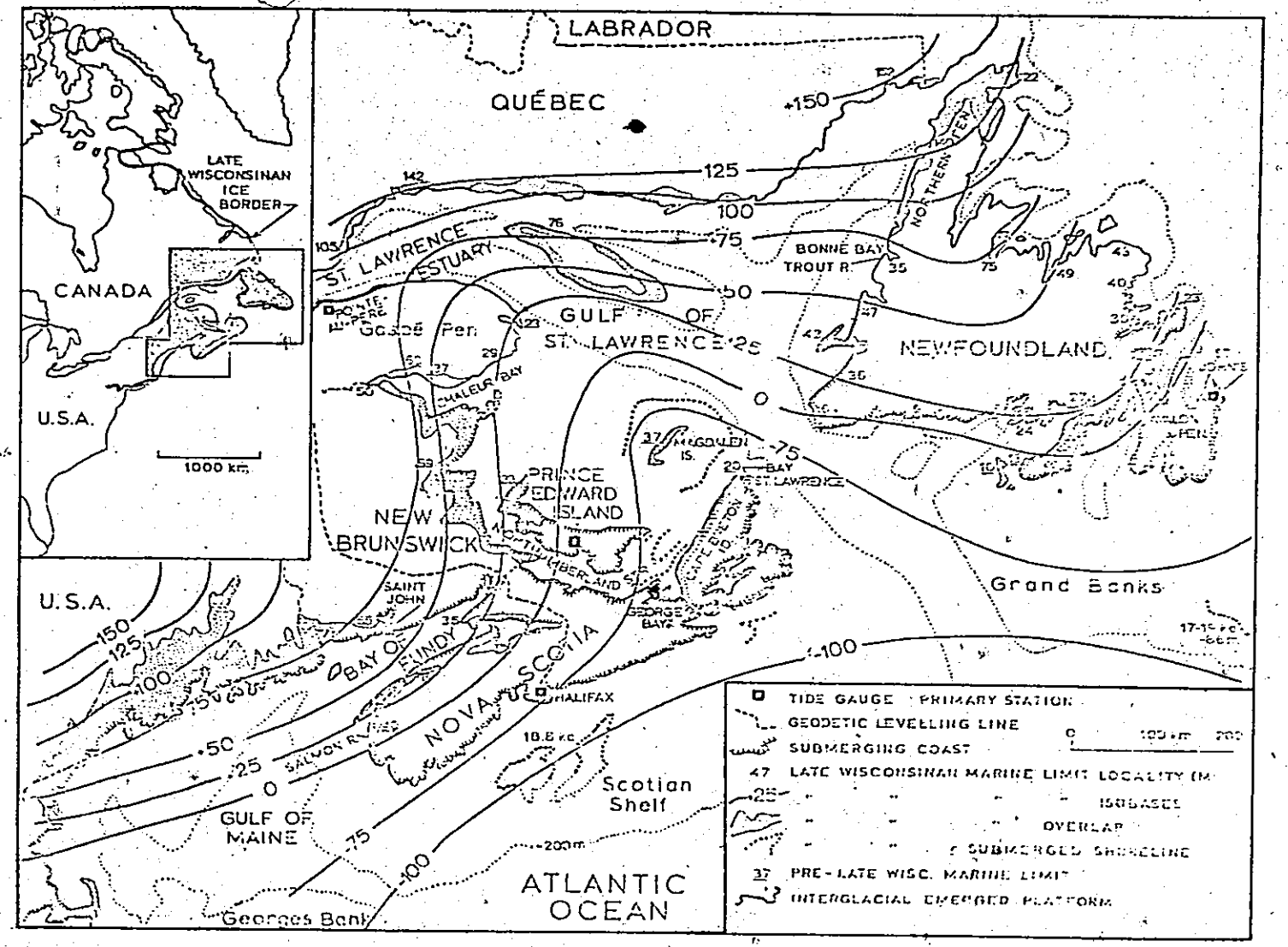
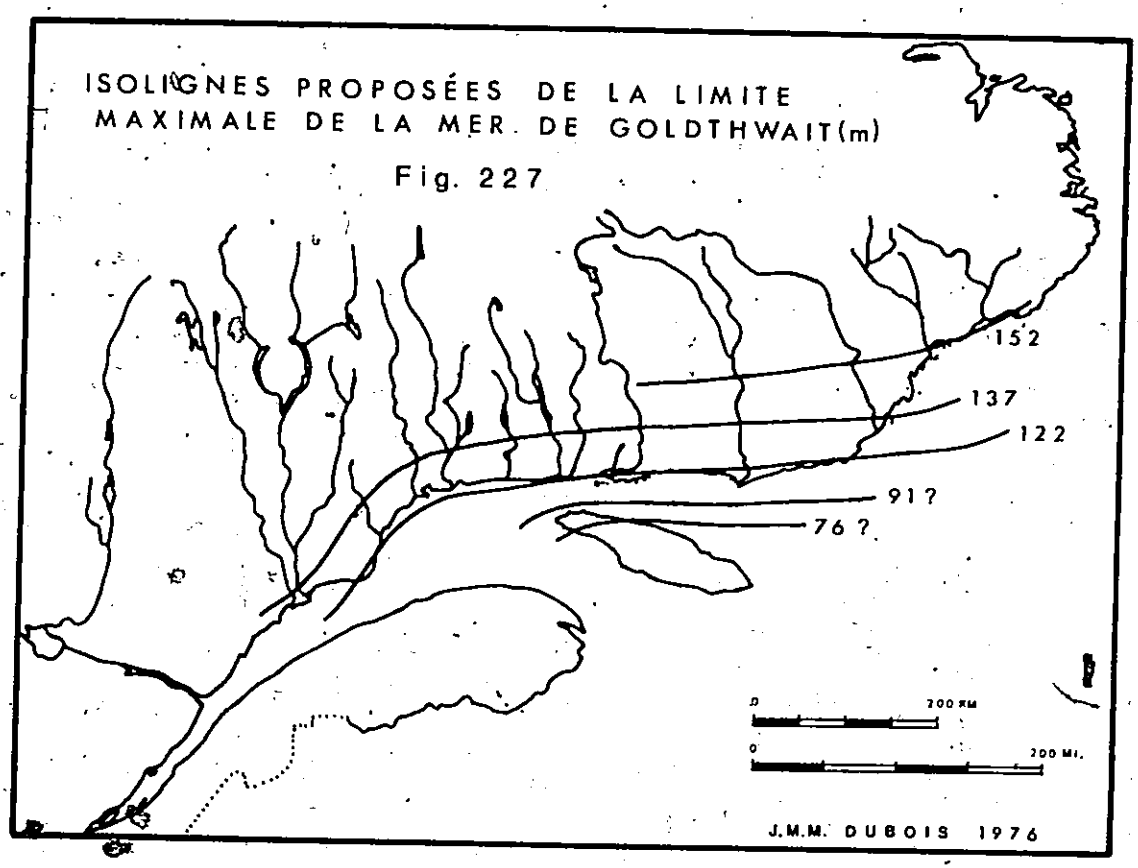


Fig. 226 - ISOLIGNES DE LA LIMITE MAXIMALE DE LA MER DE GOLDTHWAIT SELON GRANT(1978)

la Côte Nord (Fig. 227). L'allure des isolignes est calquée sur le schéma de déglaciation présenté précédemment (Section 5.3.3): les axes des niveaux les plus élevés se situent de part et d'autre du golfe du Saint-Laurent tandis que l'axe des niveaux les moins élevés suit le chenal Laurentien. L'isoligne 0 déjà reconnue par DE GEER (1892) passe par la pointe ouest de la Nouvelle-Écosse, le centre de l'Île-du-Prince-Édouard, le nord de la plate-forme des Îles-de-la-Madeleine, le cap Ray et la péninsule d'Avalon à Terre-Neuve. Au NE de cette isoligne, l'altitude de la limite marine augmente régulièrement jusqu'à 152 m à Blanc-Sablon et au NO elle atteint plus de 200 m à Québec. Au sud de l'isoligne 0 au contraire, la réduction du bombement isostatique périphérique (DALY, 1934; NEWMAN & MARCH, 1968; WALCOTT, 1970) détermine une subsidence de l'ordre de 75 m aux Îles-de-la-Madeleine et de 100 m sur la Scotian Shelf et les Grands Bancs de Terre-Neuve comme en témoignent les plages submergées qu'on y trouve. Cette idée déjà émise par GOLDTHWAIT (1914) a été développée à partir de preuves hydrographiques, archéologiques et géologiques par GRANT (1970b, 1975a, 1977c) et VANICEK (1976).

5.4.2 L'émersion des terres

Comme les limites marines maximales varient dans l'espace et dans le temps, ces dernières témoignent d'un rebondissement isostatique différentiel diachrone retracé en majeure partie à partir des courbes d'émersion dont il faut être conscient des limites. Ces limites peuvent être relatives aux données ou au type de construction de la


ISOLIGNES PROPOSÉES DE LA LIMITE
MAXIMALE DE LA MER DE GOLDTHWAIT(m)
Fig. 227
152
137
122
91 ?
76 ?
0 200 KM
0 200 MI.
J.M.M. DUBOIS 1976

courbe elle-même.

a) La construction et les limites des courbes d'émersion

Les données sont des datations ^{14}C reportées à certaines altitudes sur un graphique. On a vu précédemment quelle était la fiabilité des résultats des datations ^{14}C des différents matériaux utilisés, des problèmes relatifs au type de dépôt principalement dans le cas des coquillages et des problèmes de laboratoire (Section 5.1.3). Lorsqu'on pointe sur le graphique une datation, il faut garder en tête ces limites et s'établir mentalement une limite de confiance autre que la limite de confiance d'âge statistique (établie par les laboratoires) qui est effectivement pointée en abcisse. L'interprétation des altitudes est aussi subjective dans bien des cas. Comme le montre ANDREWS (1970b), une bonne connaissance de la géomorphologie et de la stratigraphie est aussi nécessaire que de bonnes mesures altimétriques; l'erreur altimétrique moyenne a été déterminée précédemment entre 0,3 et 1,5 m dans la plupart des cas (Section 4.1). Ce qui est intéressant de dater ce n'est pas le site de prélèvement mais bien l'altitude du plan d'eau inféré. Mis à part les sols, les tourbes et les matériaux des sites archéologiques, le plan d'eau inféré est toujours d'altitude égale ou supérieure au site de prélèvement à moins que l'on soit dans un secteur de subsidence. Il est donc nécessaire de bien reconnaître la stratigraphie des formations au-dessus du site ainsi que la surface géomorphologique à laquelle le plan d'eau daté peut être inféré: plage, terrasse, surface deltaïque.

Il est souvent difficile de choisir parmi une série de terrasses de sorte qu'il faut pointer des fourchettes en ordonnée sur le graphique et parfois même là, on ne peut pas mettre de limite supérieure dans le cas des faciès marin et glacio-marin qui peuvent ne pas être reliés à un plan d'eau spécifique.

La courbe peut être construite de deux façons, de façon statistique ou de façon intuitive. La courbe statistique est préconisée par ANDREWS (1970) qui en a décrit la méthodologie. Il est cependant impossible de faire rendre aux statistiques tout le subjectivisme lié à la connaissance du terrain qui est nécessaire à son interprétation. C'est la raison pour laquelle nous préconisons plutôt la courbe intuitive qui est plus malléable et qui peut rendre compte plus adéquatement des cassures que l'on remarque sur la plupart des courbes à la jonction des taux d'émersion initial et tardif.

Enfin, aucune courbe ne rend compte des variations eustatiques possibles, lesquelles seront étudiées dans une section subséquente (Section 5.4.3).

b) Les courbes d'émersion de la Moyenne Côte Nord

La seule courbe d'émersion publiée est la courbe de DREDGE (1971) pour la région des Sept-Îles (Fig. 228). Cette courbe statistique a été fabriquée à partir de deux datations, GSC-1337 et GSC-1482, et d'une limite marine maximale de 128 m. La courbe peut être criticable sur divers points (DUBOIS, 1977b) mais elle donne une bonne idée générale.

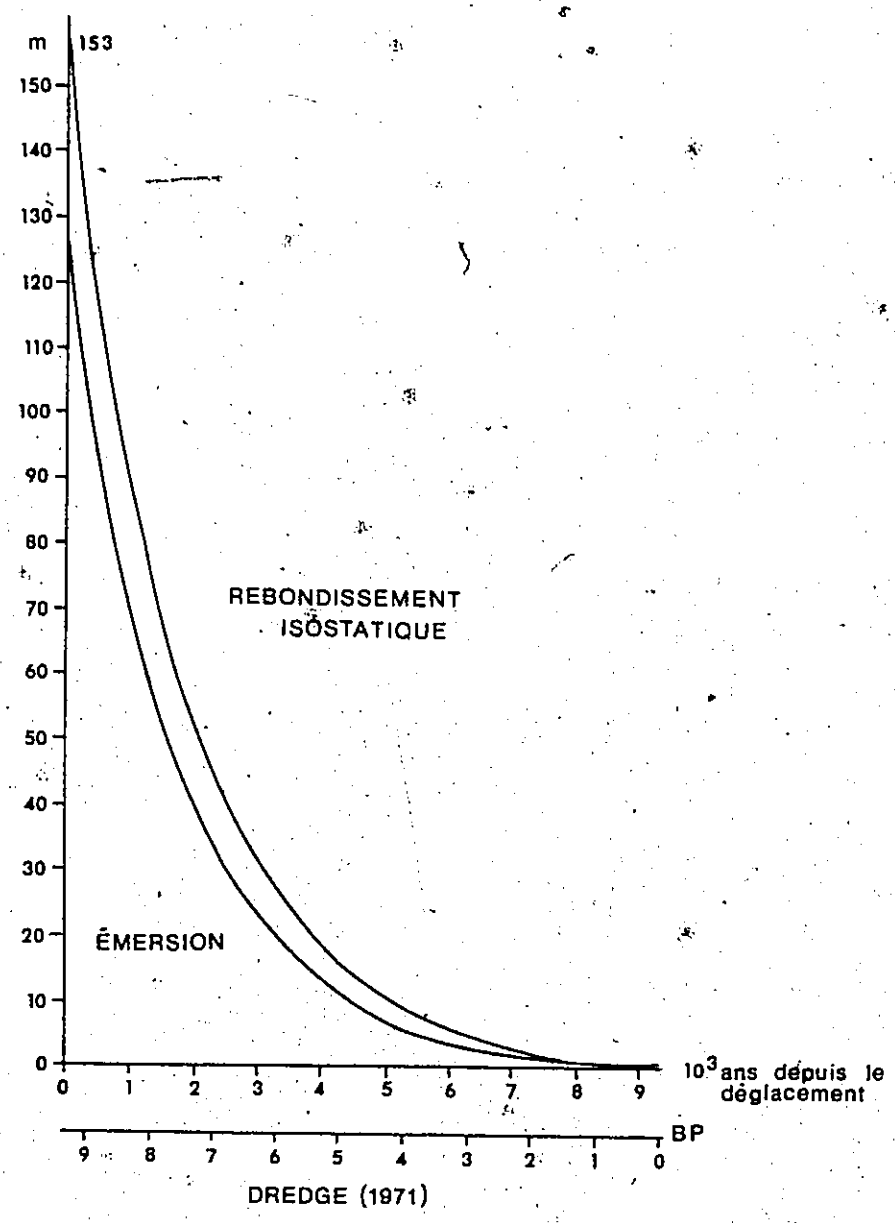


FIG. 228 - COURBES STATISTIQUES D'ÉMERSION ET DE REBONDISSEMENT ISOSTATIQUE POUR LES SEPT-ÎLES

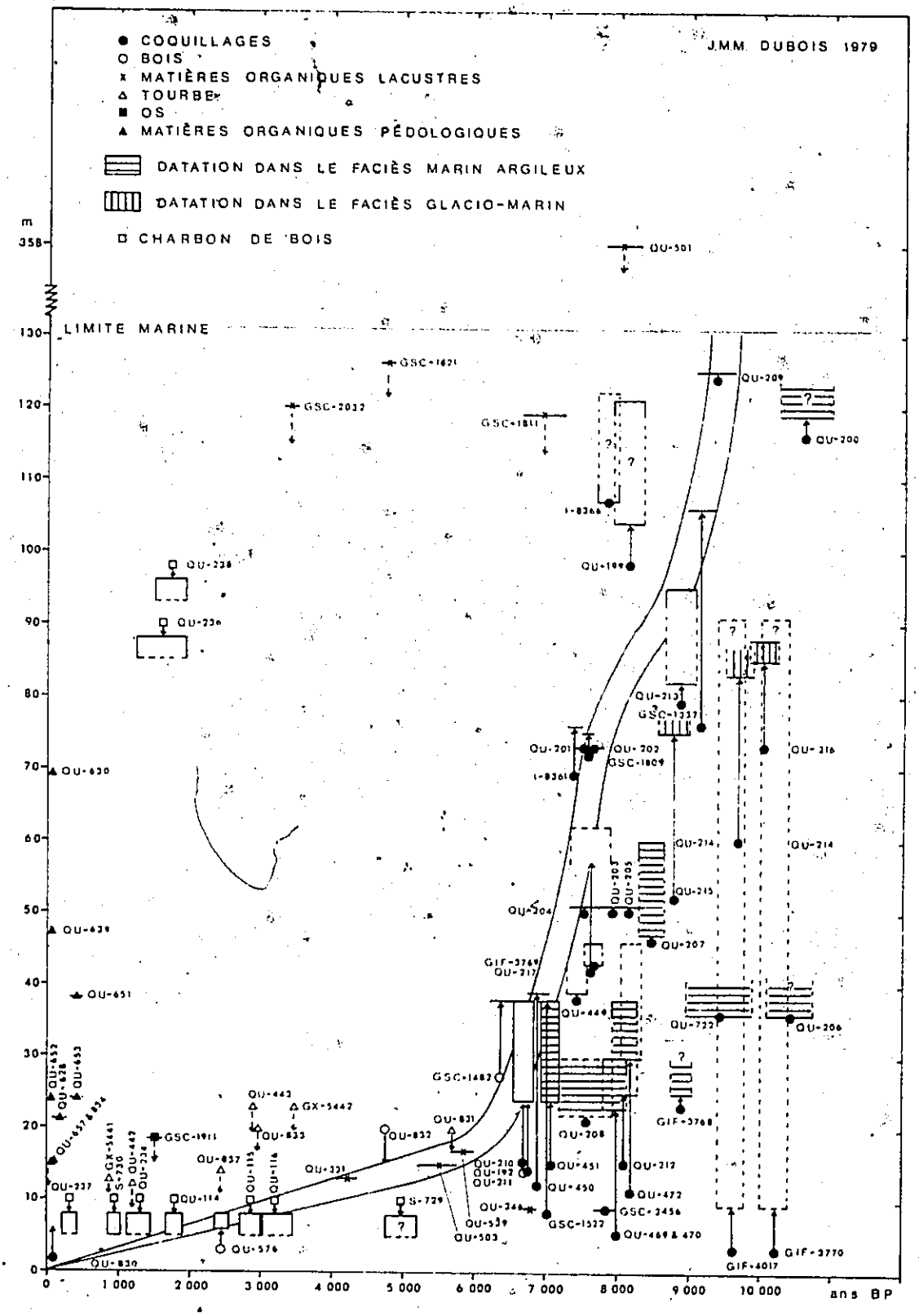
Par la suite, 76 datations ^{14}C ont été effectuées sur la Moyenne Côte-Nord (Appendice VI) et elles ont servi à construire une nouvelle courbe d'émersion complexe (Fig. 229) qui ne peut que déboucher sur des alternatives.

D'abord y a-t-il trois courbes, une pour la région du lac des Rapides, une pour la région de Moisie et une pour la région de Mingan, ou bien n'y a-t-il qu'une seule courbe moyenne, celle de la région de Moisie?

S'il y a trois courbes, c'est donc dire que les niveaux marins sont diachrones, que la limite marine maximale est plus élevée à l'est qu'à l'ouest et que le déglacement a été aussi plus hâtif à l'est qu'à l'ouest. Plusieurs arguments vont à l'encontre de cette hypothèse: 1) le déglacement s'est effectué à peu près parallèlement à la côte (Section 5.3.3d), 2) il est impensable de supposer que le glacier a duré près de 1 500 ans de plus dans le bassin du lac des Rapides qui se situe à peine à 10 ou 15 km de la Moisie, 3) la limite marine maximale est constante vers 131 m (Section 5.4.1b) et 4) il n'y a aucune évidence que les terrasses marines de moyenne et haute altitude possèdent une pente généralisée vers l'ouest (Section 4.2.3c). La première hypothèse semble donc rejetée.

S'il n'y a qu'une courbe maintenant, laquelle choisir? La courbe de Mingan est la plus aléatoire puisqu'elle n'est basée que sur des datations de coquillages prélevés dans des sédiments estuariens, prodeltaïques ou marins (QU-207, 208, 212, 469, 470 et 472, GIF-3770 et 4017). De plus, toutes les datations hors-courbe les plus vieilles,

Fig. 229 - COURBE INTUITIVE D'ÉMERSION DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT



ont été effectuées sur des coquillages prélevés dans des sédiments marins ou glacio-marins (QU-200, 206, 214, 215, 216 et 722, GIF-3768) probablement non reliés à un plan d'eau spécifique ou ayant subi un vieillissement isotopique (Section 5.1.3). Certaines de ces datations ont même été rajeunies de 600 à 1 000 ans lors d'une re-datation (GIF-3770 et 4017, QU-206 et 722)! Quant à la courbe de la région du lac des Rapides, elle n'a aucun sens puisqu'elle suppose une limite marine maximale de 131 m vers 8 100 BP. Il est cependant difficile de conclure à la non-fiabilité de I-8366 dans des sédiments littoraux et surtout de l'ensemble des quatre datations (QU-201 et 202, I-8361 et GSC-1809) vers 70 à 75 m d'altitude. Il ne reste donc que la courbe de Moisie. Cette courbe est centrale, elle est basée sur le plus grand nombre de datations dans les sédiments littoraux ou deltaïques, elle date un niveau marin maximal de 131 m vers 9 500 BP, ce qui est compatible avec les déductions de DREDGE (1971) et de DUBOIS (1977b) et enfin, c'est celle qui se rapproche le plus de la courbe de DREDGE (1971) pour les Sept-Îles (Fig. 228). Cependant, comme la série de datations à 73 m d'altitude semble être très fiable, il est nécessaire de les inclure à la courbe. Nous nous retrouvons donc devant une courbe complexe représentée par 4 segments qui impliquent une variation assez grande du taux d'émersion et surtout un ralentissement entre 9 000 et 7 500 BP. Ce ralentissement correspond à deux séries de terrasses importantes, 90-91 m et 75-76 m (Fig. 180), et pourrait être causé par une décélération temporaire du rebondissement isostatique.

c) Les courbes d'émersion de la Basse Côte Nord, du sud du Labrador et du nord de Terre-Neuve

Il n'existe présentement aucune courbe d'émersion pour la Basse Côte Nord car il n'y a aucune datation ^{14}C avant la région de Blanc-Sablon. Des 26 datations qui existent dans la région de Blanc-Sablon et de l'extrême sud du Labrador (Appendice VI), 25 ont été faites sur des charbons de bois et des paléosols de sites archéologiques et une seule sur des coquillages (I-8365). De plus, les sites sont tous situés à moins de 27 m d'altitude alors que la limite marine maximale est sise à 152 m.

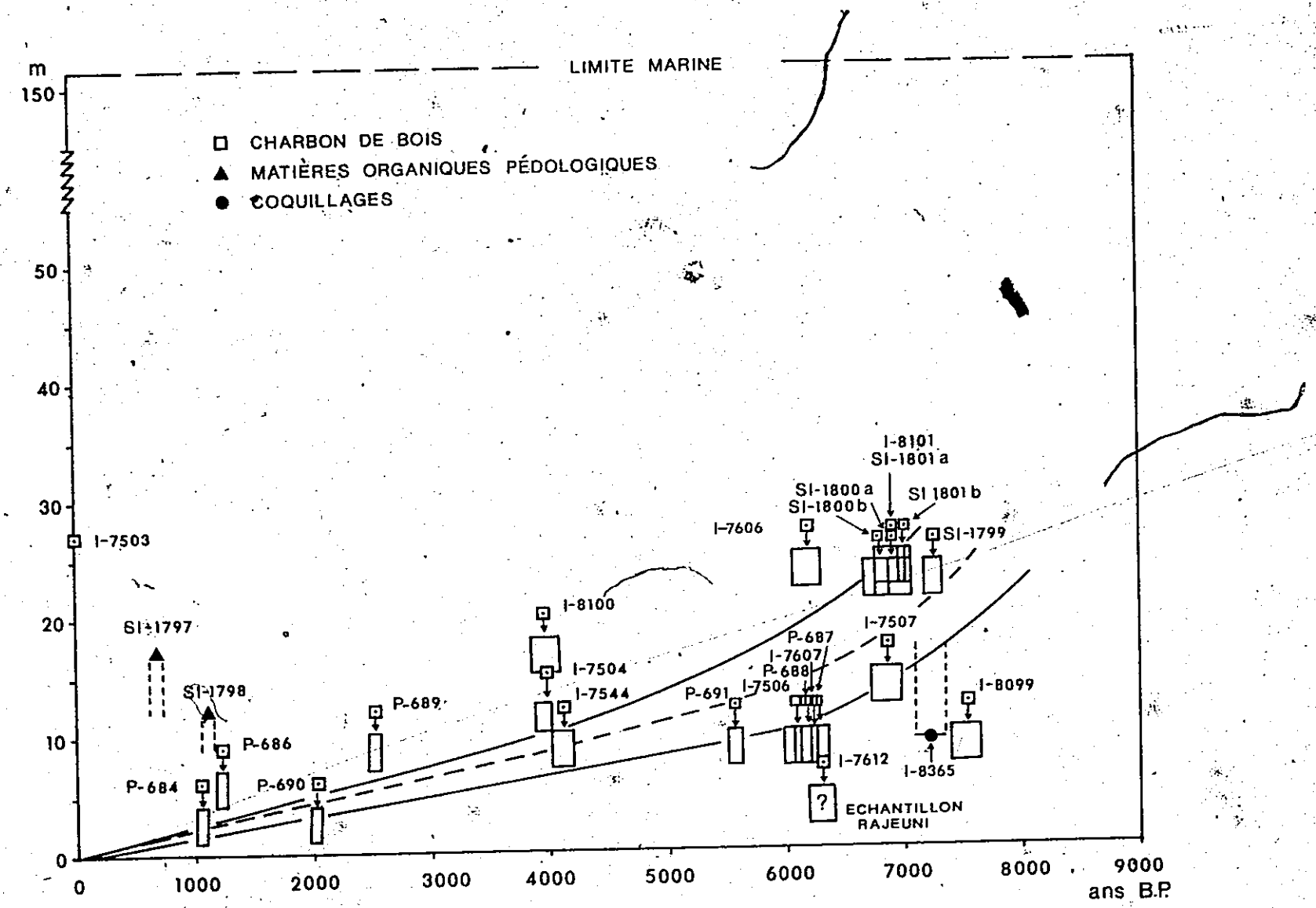
Le début de courbe d'émersion qui a été tracée (Fig. 230) ressemble beaucoup au début de la courbe de GRANT (1972c) pour le nord de Terre-Neuve (Fig. 231); cette dernière pourrait donc servir sur la Basse Côte Nord d'ici à ce qu'une courbe distincte soit établie. Il faut ici noter que le niveau marin maximal était de 130 m avant la récurrence de Ten Mile Lake et qu'il n'était plus que de 69 m après la récurrence.

A titre de comparaison, on s'aperçoit que les courbes de la région de Hamilton Inlet (Fig. 232) construites par FITZHUGH (1973) et modifiées par JORDAN (1975) représentent un style d'émersion plus jeune auquel se rattacherait aussi la région de Sandwich Bay selon les datations ^{14}C que nous avons (Appendice VI).

d) Les courbes d'émersion de la Haute Côte Nord et de la Gaspésie

Tout comme sur la Basse Côte Nord, il n'y a pas encore de courbe d'émersion sur la Haute Côte Nord.

FIG. 230 – COURBE INTUITIVE D'ÉMERSION DE LA BASSE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT



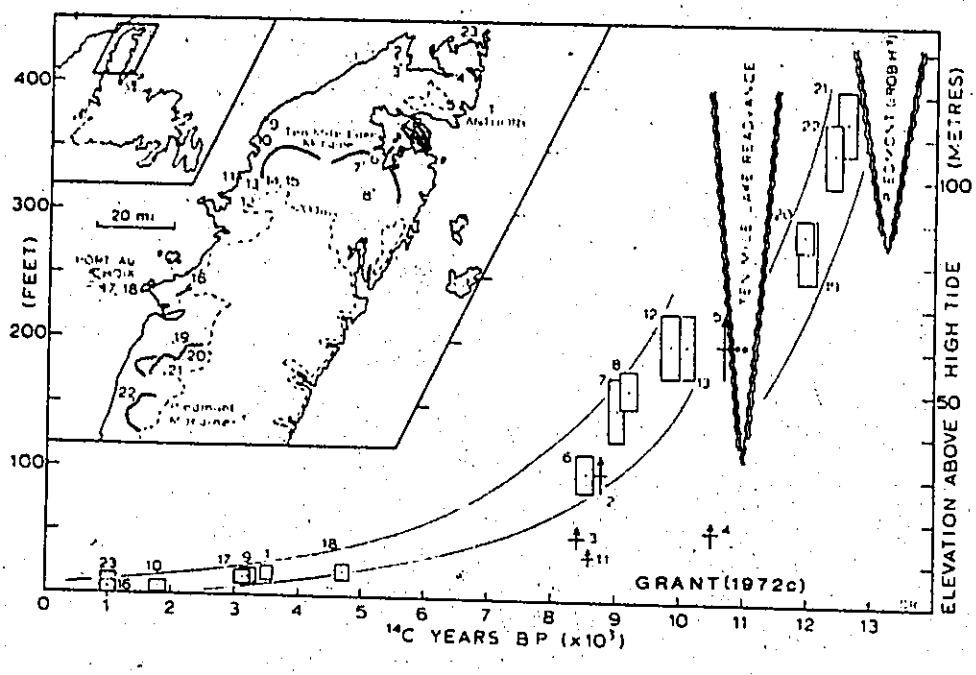


Fig. 231 - COURBE D'ÉMERSION DU NORD DE TERRE-NEUVE

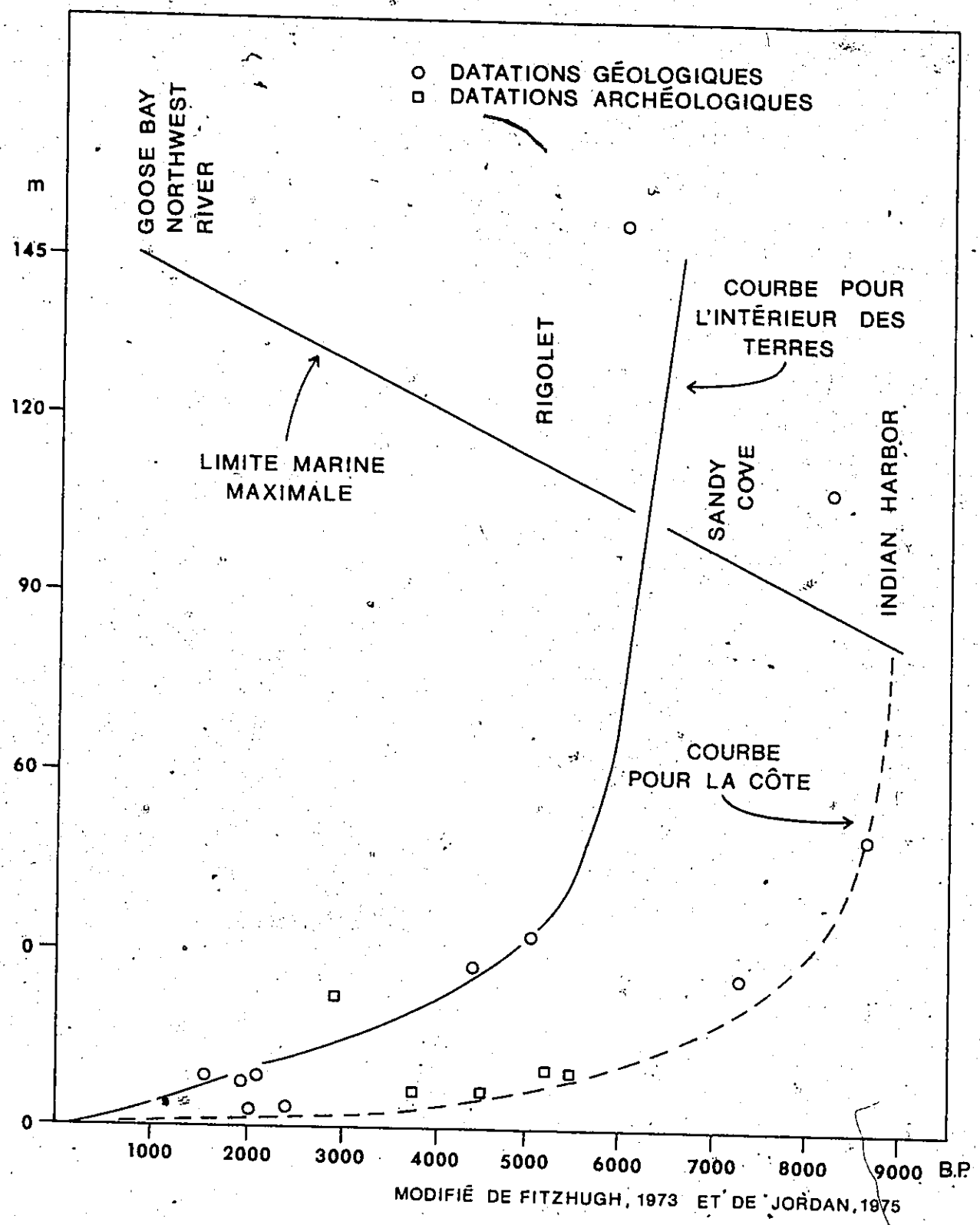


FIG. 232 - COURBE D'ÉMERSION DE HAMILTON INLET

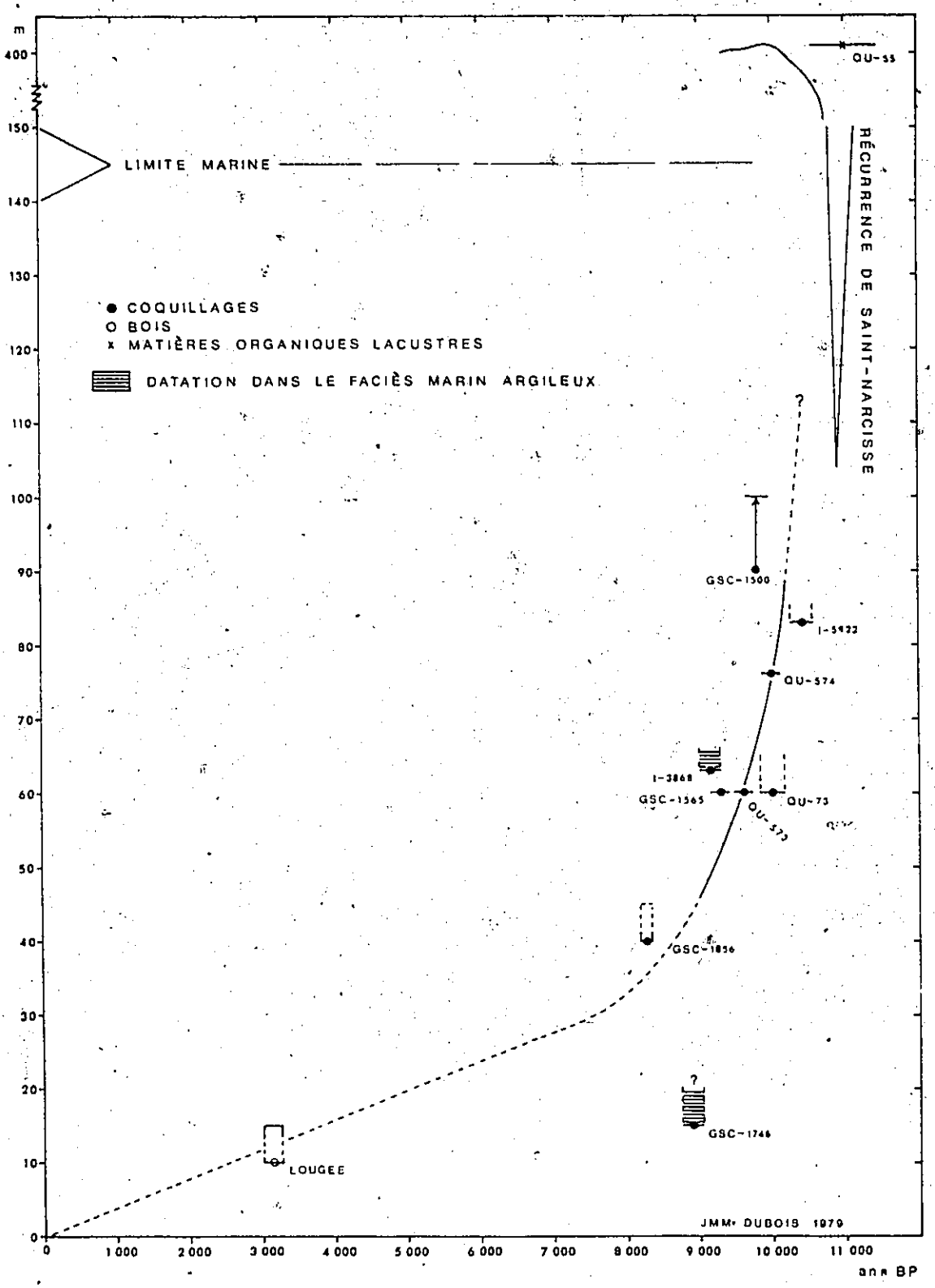
A partir d'une dizaine de datations ^{14}C (Appendice VI) glanées entre Rivière-Pentecôte (GSC-1856) et La Malbaie (QU-73), nous avons tenté un essai (Fig. 233). A l'exception de la région de Rivière-Pentecôte, la limite marine maximale varie entre 140 et 150 m d'altitude au moins depuis l'épisode de Saint-Narcisse; la limite marine maximale de la région de Baie-Saint-Paul avant cet épisode serait de 200 m selon RONDOT (1974). Si l'on compare cette courbe très généralisée avec la courbe de LOCAT (1977) pour la Gaspésie (Fig. 234), on peut remarquer que les pentes sont plus fortes sur la Côte Nord et que la cassure est décalée d'environ 1 000 ans. Quant à la courbe d'ELSON (1969) pour Rivière-du-Loup, cette dernière ne cadre pas beaucoup dans l'ensemble: LOCAT (1977) suppose que ceci est dû au manque de données à ce moment là..

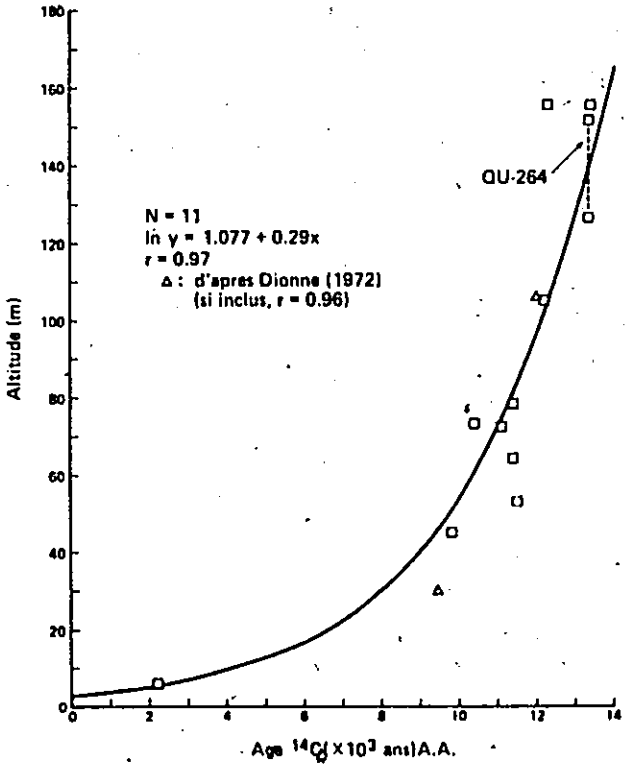
Malgré tout, les données de LOCAT (1976) concordent avec les données de la Haute Côte Nord pour les altitudes près du niveau marin actuel (moins de 10 m) ainsi que pour les altitudes moyennes (20 à 45 m). De plus, on peut remarquer que la courbe de LOCAT (1976) se présente exactement de la même façon que la courbe de GRANT (1972c) au nord de Terre-Neuve: ces deux régions pourraient donc être comparables pour les événements récents.

e) Les courbes de variation du rivage du sud du golfe du Saint-Laurent

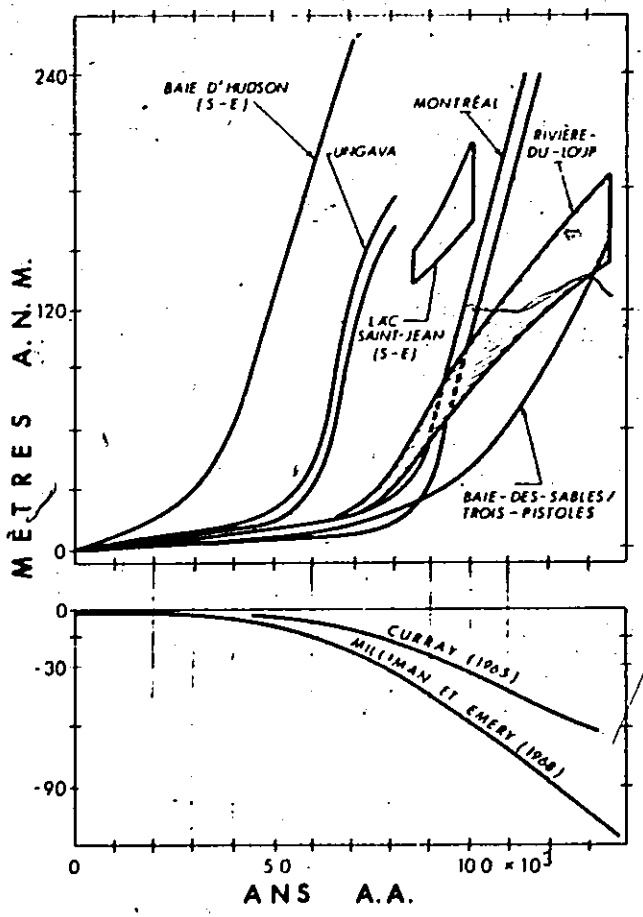
Les courbes de GRANT (1977c) permettent de compléter la vue d'ensemble du golfe du Saint-Laurent (Fig. 235). Tel que mentionné précédemment (Section 5.4.1b), le sud du golfe du Saint-Laurent ne subit

Fig. 233 - COURBE INTUITIVE D'ÉMERSION DE LA HAUTE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT





La courbe d'émersion des terres pour la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles (LOCAT, 1977).



Courbes d'émersion des terres pour différentes régions et courbes eustatiques (modifié d'après ELSON, 1969).

Fig. 234 - COURBES D'ÉMERSION DE LA GASPÉSIE ET D'AUTRES RÉGIONS DU QUÉBEC

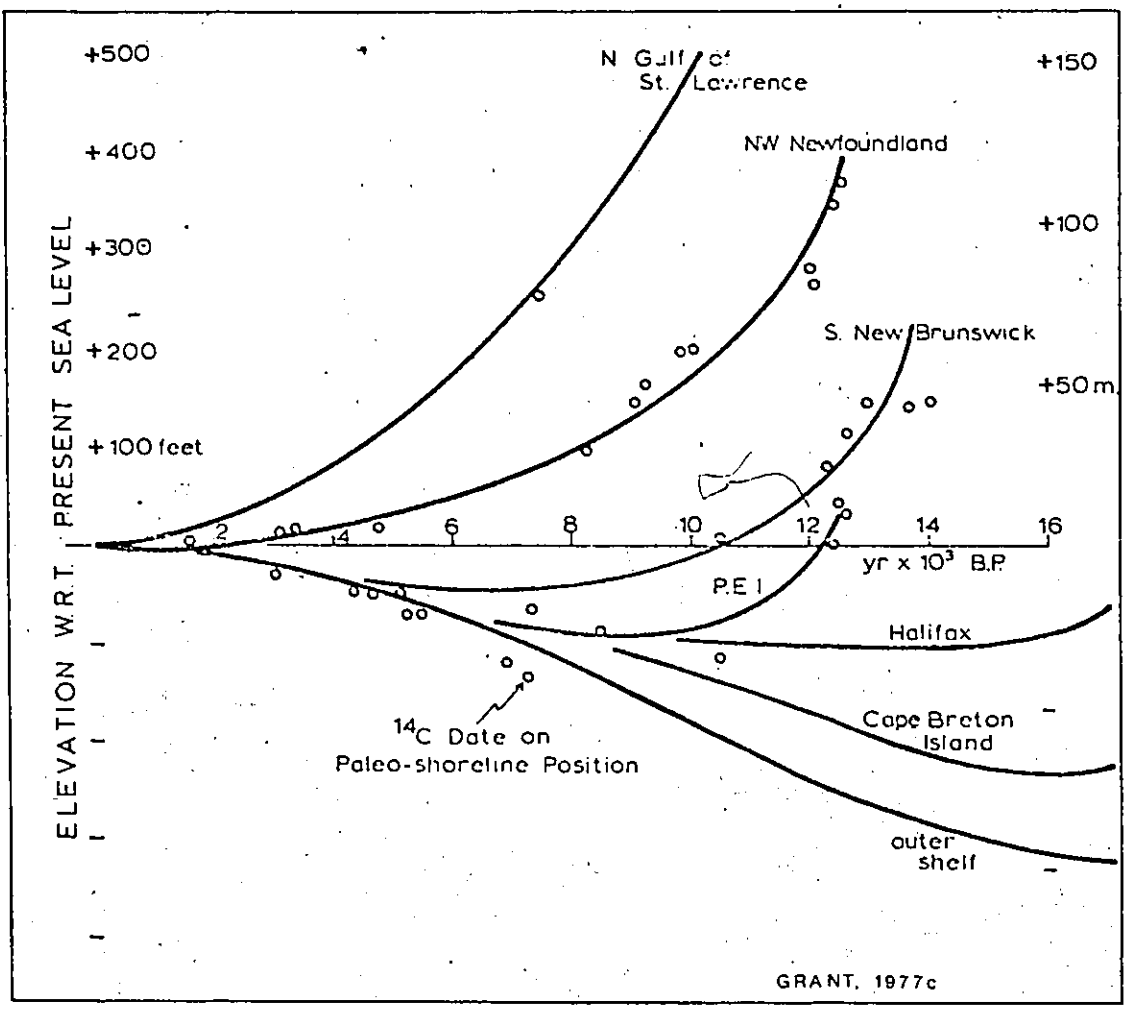


Fig. 235 - COURBES DE VARIATION DU RIVAGE DU GOLFE DU SAINT-LAURENT

pas une émersion mais plutôt une submersion par suite de la réduction du bombement isostatique périphérique: c'est donc un secteur complètement différent du nord du golfe et qui n'a rien de commun avec lui au niveau du style isostatique.

f) Les taux d'émersion et l'âge des terrasses

En plus de servir de base aux données glacio-isostatiques, les courbes d'émersion renseignent sur les taux d'émersion des terres et l'âge des différents phénomènes marins dont les formes les plus marquantes du paysage, les terrasses côtières.

Lors de l'essai de correspondance altimétrique des terrasses dans le nord du golfe du Saint-Laurent (Section 4.2.3c), nous nous interrogions sur les corrélations d'âge de ces terrasses. Le tableau 11 indique les âges moyens probables des terrasses majeures de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent en incluant la fourchette de confiance de ces âges. Les âges sont ensuite comparés aux âges des mêmes niveaux dans les différentes régions dont on a vu les courbes d'émersion précédemment.

Compte tenu des fourchettes de confiance, on peut dire qu'il y a une corrélation pour la première terrasse, celle de 6-8, à travers l'estuaire et le nord du golfe du Saint-Laurent. Il semble même qu'on puisse relier les terrasses de 15 m entre la Côte Nord, la Gaspésie et le nord de Terre-Neuve. On peut cependant remarquer que les fourchettes peuvent être très grandes aux basses altitudes. Outre le manque de données ou le manque de précision, on est porté à croire que certaines

Tableau 11: Âge des terrasses majeures de la Moyenne Côte Nord et essai de corrélation avec des niveaux semblables dans d'autres régions

Altitude (m) des terrasses	Âges estimés (B.P.) et fourchettes de confiance							
	Moyenne Côte Nord	Anticosti	Basse Côte Nord	Nord de Terre-Neuve	Hamilton Inlet (côte)	Haute Côte Nord	Gaspésie	Gaspésie (Dionne,1977)
130	9 500 (9700-9300)							
122	9 400 (9600-9200)							
106	9 100 (9300-8900)							
90-91	8 500 (8800-8300)							
75-76	7 700 (7900-7500)							
60	7 500 (7700-7300)			~10 000 (10500-9300)		9 600	~10 200	
45-46	7 200 (7400-7000)			~ 9 200 (10000-8600)		~ 9 000	~9 300	
30	6 700 (6900-6500)	11 500 ?	?	~ 8 200 (9000-7400)	~8 000	~ 7 600	~8 100	
23	6 500 (6700-6200)	9 500 ?	7 500 (8100-6200)	~ 7 300 (8200-6500)	~7 600	~ 5 800	~ 7 200	
15 (Mic-Mac)	5 200 (5800-4600)	7 500 ?	6 300 (7100-5300)	~6 200 (7100-5100)	~6 600	~ 3 500	~ 5 500	7 000 ?
6-8 (Mitis)	2500-2100 (3300-1800)	3300-1800?	3700-2700 (4800-2400)	~4000-3300 (5200-2300)	~5200-4300	~2000 - 1500	~3000-2200	3000-2000

données diachroniques ont été éliminées volontairement de la base de certaines courbes d'émersion ou bien qu'elles sont mêlées à d'autres phénomènes pour d'autres courbes d'émersion. Par exemple, plusieurs chercheurs semblent pencher vers l'hypothèse d'une transgression marine pendant une période sise entre 10 000 BP et 2 000 - 3000 BP.

Sur la Basse-Côte Nord d'abord, LÉVESQUE (1976) explique, par la possibilité d'une transgression, le fait que les sites archéologiques de la région de Blanc-Sablon, sis entre 0 et 15 m d'altitude, ont été occupés successivement par diverses traditions. Cette transgression, qui daterait de moins de 7 000 BP (Fig. 230), aurait donc été de 15 m. Ceci est corroboré par W.W. FITZHUGH de l'Institut Smithsonian dont les données archéologiques du sud du Labrador suggèrent que la côte subit une transgression depuis 2 500 à 3 000 ans (LAMB, comm. pers.).

Dans le chenal laurentien, LORING & NOTA (1973) ont noté un changement du taux de sédimentation et du type de foraminifères vers 5 000 BP. Dans la baie des Chaleurs, SCHAFER (1977) décrit une régression temporaire vers 10 000 - 8 000 BP.

Les preuves les plus intéressantes se situent cependant en Gaspésie. LEBUIS & DAVID (1977) ont décrit une oscillation récente de 30 m du niveau marin à partir d'un remblaiement fluvial de la rivière Sainte-Anne sur une terrasse de sédiments glacio-estuariens. En même temps, DIONNE (1977) précise que le niveau Mitis (5-6 m), daté de 2 000 à 3 000 BP par LOCAT (1976, 1977), serait une phase transgressive plutôt que régressive. Il est en effet très improbable que le ni-

veau marin n'ait baissé que de 20 à 25 m entre le niveau Mitis et le niveau Mic Mac (25-30 m) daté de 10 000 BP. De plus, la régularité du plan de 5 à 6 m indique une période de stabilisation et une datation de 6 970 ± 100 ans BP (GSC-112) d'une tourbe sise à 15 m d'altitude dans la région de l'Île Verte (DIONNE, comm. pers.) indique que ce niveau était émergé à cette date. De leur côté, HÉTU, GANGLOFF & GRAY (1979) dans un document d'excursion se contentent d'affirmer que les sédiments marins qui recouvrent des sections d'épandages proglaciaires à la rivière à Claude auraient été mis en place par une transgression postérieure à 9 500 BP.

Sur la plate-forme de Rimouski, SILVERBERG (1978) retrouve des sédiments sableux très étendus mais peu épais jusque vers 35 à 40 m de profondeur. Le contact avec les argiles marines sous-jacentes est toujours net et les décroissances granulométriques observées vers le large n'ont aucun rapport avec la profondeur d'eau ou la distance du rivage. Ces sédiments seraient des sables littoraux anciens non reliés à la sédimentation actuelle. De plus, on remarque la mise en place actuelle de silts sableux de plage sous-marine près des côtes; le fait qu'on en retrouve aussi par 35 à 40 m de profondeur sur le rebord de la plate-forme suggère un ancien littoral. SILVERBERG (1978) conclut donc que la régression marine en Gaspésie n'a pas été continue mais qu'elle s'est effectuée jusqu'à -35 ou -40 m d'altitude et qu'elle a été perturbée par une transgression qui aurait débuté vers 5 350 ou 5 000 BP selon des datations ^{14}C et l'identification de foraminifères d'eau peu profonde marquant le début de sédimentation des sables.

Enfin, DIONNE (comm. pers.) commente l'article de SILVERBERG (1978) en mettant en doute que ces sédiments soient des dépôts de plage; il propose plutôt une mise en place à au moins 10 m de profondeur: la régression aurait donc été beaucoup moins importante que ne le suggère SILVERBERG (1978). DIONNE (comm. pers.) apporte un autre argument intéressant venant de la rivière Boyer au SE de Québec. A cet endroit un tronc de chêne rouge recouvert de 3 m de sédiments marins à 10 m d'altitude donne un âge de 3 590 ± 110 (QU-500).

Comme au moins huit chercheurs rapportent des anomalies au schéma actuellement accepté d'une régression postglaciaire continue du niveau marin, il semble qu'il soit possible d'envisager une transgression marine récente dans l'estuaire et le nord du golfe du Saint-Laurent. On ne s'entend cependant pas sur l'ampleur et l'âge du phénomène. A l'extrême, la transgression aurait été de 65 à 70 m en cumulant + 30 m (LEBUIS & DAVID, 1977) et -35 à -40 m (SILVERBERG, 1978). Il y a cependant plus d'évidences pour une simple transgression de moins d'une quinzaine de mètres au-dessus du niveau marin actuel (LÉVESQUE, 1976; DIONNE, 1977; DIONNE, comm. pers.). Quant à l'âge, outre celui de SILVERBERG (1978) pour le niveau de -35 à -40 m, tout pourrait concorder. En effet, il semble que le niveau de +15 m était émergé tant sur la Basse Côte Nord qu'en Gaspésie un peu avant 7 000 BP. La deuxième étape serait la régression jusque vers le niveau marin actuel vers 5 000 BP, si l'on reporte à un autre niveau cette date vers laquelle SILVERBERG (1978) suggère un minimum et à laquelle LORING & NOTA (1973) ont remarqué un changement dans la sédimentation marine du

golfe. La troisième étape serait une transgression de moins d'une quinzaine de mètres atteinte vers 3 500 BP. La quatrième étape serait une régression rapide jusqu'au niveau Mitis vers 3 000 BP puis une régression lente jusqu'au retour au niveau actuel.

Enfin, sur la Moyenne Côte Nord, aucun indice stratigraphique n'a vraiment été trouvé pour appuyer une transgression récente. On est cependant frappé par la régularité de la terrasse de 6 à 9 m (Mitis) et même de celle de 12 à 15 m (début Mic Mac?) comme DIONNE (1977) l'a décrite en Gaspésie. D'un autre côté, on est aussi frappé par la régularité des niveaux de 25 et de 30 m (Fig. 180 à 182)! Les âges estimés des terrasses peuvent à la rigueur correspondre (Tableau 11). Ce qui ne correspond pas avec le schéma précédemment établi, c'est l'âge de la transgression présumée elle-même si l'on se reporte à la courbe d'émersion de la Moyenne Côte Nord (Fig. 229). En effet, sur cette courbe, il y a de nombreuses anomalies dans les échantillons surtout prélevés entre 5 et 15 m d'altitude et datés entre 8 200 à 6 700 BP! Faut-il explorer la possibilité d'une régression vers ces âges et d'une transgression plus hâtive que celle du schéma de la Gaspésie? Nous verrons plus loin quelle est l'hypothèse la plus valable en examinant les courbes eustatiques mondiales (Section 5.4.3b).

En revenant à l'ensemble des courbes d'émersion, on pourrait aussi constater sur toutes les courbes au moins deux segments de pentes différentes avec une cassure souvent radicale entre des taux d'émersion initiaux élevés et des taux d'émersion terminaux très faibles. Il est difficile de comparer les taux initiaux à cause du très grand

diachronisme entre les régions; ils varient cependant entre 400 et 1 000 cm par siècle. La Moyenne Côte Nord aurait ainsi un taux moyen de 600 cm par siècle. Les taux terminaux sont faciles à comparer entre eux: la Gaspésie, le nord de Terre-Neuve et la côte de Hamilton Inlet auraient un taux de 20 cm par siècle, la Moyenne Côte Nord aurait un taux semblable au nord de l'Ungava (MATTHEWS, 1967) de 26 à 27 cm par siècle. Quant à la Haute Côte Nord, on peut lui donner un taux très approximatif de 40 cm par siècle. Ces dernières données sont très faibles si on les compare aux 111 cm par siècle de la Baie d'Hudson (HILLAIRE-MARCEL, 1976).

5.4.3 L'isostasie et l'eustatisme

Les courbes d'émersion ne tiennent compte que de l'isostasie apparente de sorte qu'il faut y rajouter la composante eustatique pour connaître véritablement tout le rebondissement isostatique. Dans un deuxième temps, nous verrons les relations possibles entre les fluctuations eustatiques et les niveaux de terrasses de la Côte Nord. Et enfin, nous traiterons de la question des transgressions récentes.

a) Le rebondissement isostatique

Le rebondissement isostatique en tant que tel a été traité par maints chercheurs, en particulier dans les travaux de synthèse de WALCOTT (1972b) et de CLARK, FARRELL & PELTIER (1978). Le rebondissement isostatique total est calculé, selon ANDREWS (1968a, b et 1970b), par l'addition des données eustatiques et de rebondissement résiduel

au rebondissement isostatique apparent levé sur le terrain. Le rebondissement étant considéré comme linéaire, la majorité des chercheurs utilisent aussi des données eustatiques linéaires, soit celles de SHEPARD (1963a) et surtout de CURRAY (1965) pour les raisons évoquées par WALCOTT (1972a) et que l'on verra plus loin.

Pour la Moyenne Côte Nord, DREDGE (1971) avait calculé, en prenant une limite marine de 128 m et la courbe eustatique de SHEPARD (1963a), que le rebondissement résiduel était de 25 m. Sur notre propre courbe, en prenant une limite marine de 131 m et la courbe eustatique de CURRAY (1965), on arrive à un rebondissement isostatique résiduel de 29 m; le résultat de L. DREDGE aurait donc été le même que le nôtre si elle avait pris la même limite marine. On peut donc dire que le rebondissement isostatique total de la Moyenne Côte Nord sera d'environ 300 m: 131 m de rebondissement apparent, plus 29 m de rebondissement résiduel, plus environ 130 m en moyenne de remontée eustatique (5.4.3b) et plus quelques mètres d'hydro-isostasie (5.4.3b).

En terminant sur une prospective, et en tenant compte que le rebondissement isostatique résiduel de 29 m s'accomplit à un rythme calculé de 3,3 cm/siècle selon notre courbe, la Moyenne Côte Nord aura donc théoriquement atteint son équilibre au minimum dans 900 ans s'il n'y avait pas une décélération constante.

b) L'eustatisme et les variations des niveaux marins

Depuis moins de vingt ans, on a réussi à fabriquer une multitude de courbes eustatiques ou de variation des niveaux marins pour

diverses périodes et diverses régions du globe; BLOOM (1977) en a compilé un grand nombre dans un premier atlas sur ce sujet.

Une première courbe depuis l'Illinoien (MORNER, 1971a) donne un aperçu général des 130 derniers milliers d'années (Fig. 236). Cette courbe montre un minimum eustatique d'environ -165 m à la fin de l'Illinoien, une transgression correspondant grossièrement au Sangamon entre 130 000 et 70 000 BP, une régression entre 70 000 (date correspondant au début d'englacement de DREIMANIS, section 5.3.2a) et 6 000 BP; MORNER (1971a) placé ses minima du Wisconsinien supérieur entre -130 et -150 m respectivement vers 20 000 et 14 000 BP. CURRAY (1965) place son minimum eustatique de -125 m entre 19 000 et 18 000 BP tandis que MILLIMAN & EMERY (1968) placent leur minimum de -130 m vers 15 000 BP. Dans ce dernier cas, MACINTYRE, PILKEY & STUKENRATH (1978) et DILLON & OLDALE (1978) contestent le -130 m et le ramènent à -100 m en stipulant que les auteurs précédents avaient oublié la subsidence du bourrelet isostatique périphérique dans leurs calculs. Les seuls à présenter un minimum aussi faible de -91 m est ANTEVS (1928) suivi par LOUGEE (1953b, 1954) et SHEPARD & WANLESS (1971); il se pourrait qu'ils aient oublié le jeu hydro-isostatique exprimé par MORNER (1971a) dans sa courbe générale (Fig. 236).

Plusieurs données dans la région du golfe du Saint-Laurent semblent confirmer un minimum eustatique d'au moins -130 à -140 m probablement vers 15 000 à 14 000 BP. Des terrasses sous-marines dans les dépôts meubles estimées à ces âges ont été trouvées dans la partie externe du chenal Laurentien, sur les Grands Bancs et sur la "Scotian

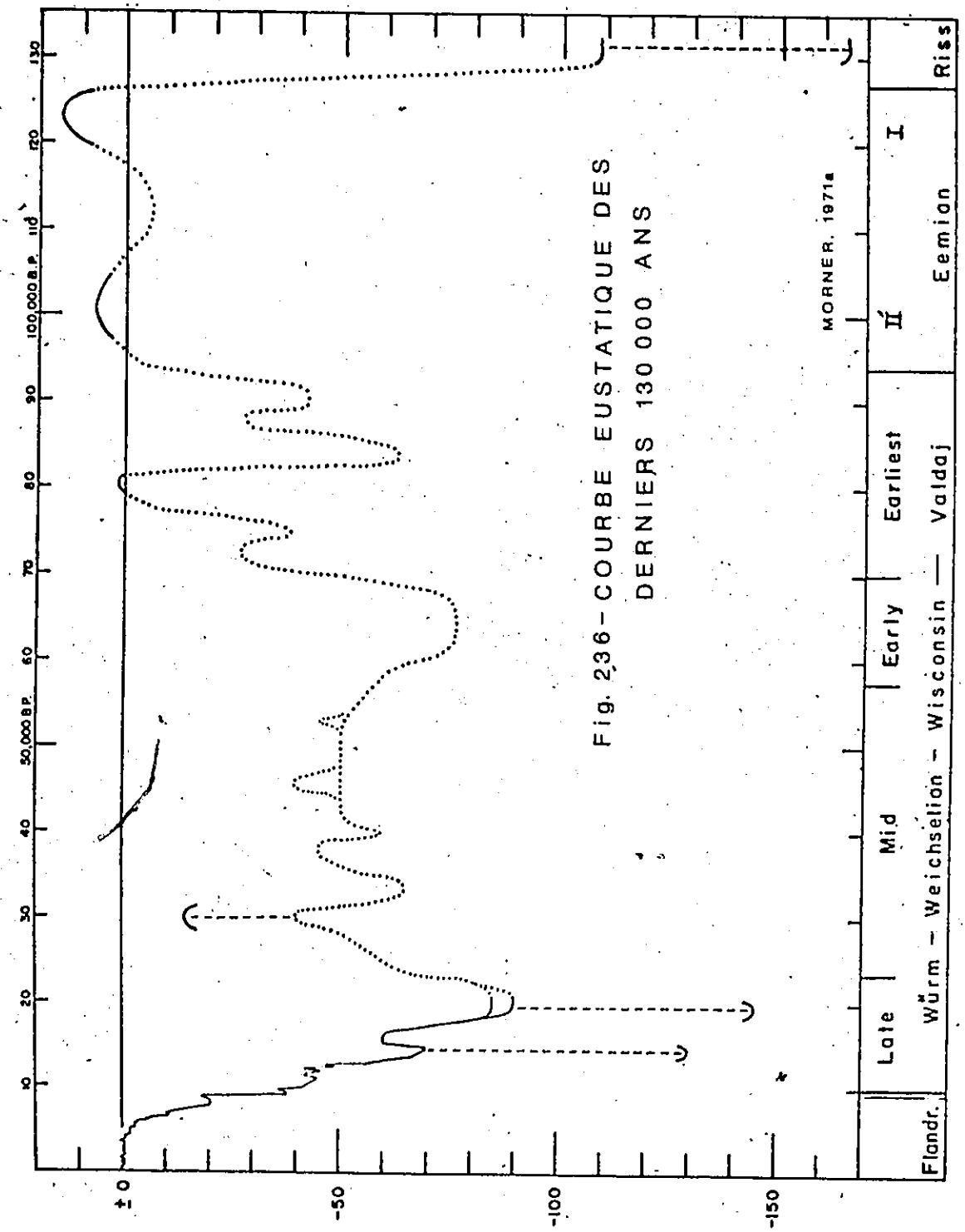


Fig. 236 - COURBE EUSTATIQUE DES DERNIERS 130 000 ANS
MORNER, 1971a
Flandr.
Late
Würm - Weichselien - Wisconsin
Mid
Early
Earliest
Valdaj
II
Eemian
I
Riss
+0
-50
-100
-150
50,000 B.P.
100,000 B.P.

Shelf" entre -120 et -115 m (KING, MACLEAN & DRAPEAU, 1972). D'autres terrasses ont été relevées près de la Gaspésie entre -132 et -110 m (LORING, 1973), près des Îles-de-la-Madeleine et de l'Île-du-Prince-Édouard entre -140 et -100 m (LORING & NOTA, 1973) et jusqu'à environ -130 m autour des îles de Mingan (Section 4.2.4a). Nombre de ces terrasses sont des terrasses rocheuses pré-wisconsiniennes mais certaines sont certainement des épandages mis en place lors du minimum eustatique du Wisconsinien supérieur. Sur le banc Hamilton, FILLON (1975) a trouvé un complexe de moraines et d'épandages proglaciaires entre -180 et -100 m semblable à celui de la "Scotian Shelf" (Section 5.3.3a, b) qui pourrait aussi avoir été mis en place lors du minimum eustatique du Wisconsinien supérieur. Dans le golfe du Saint-Laurent, SHEARER (1973) a remarqué une érosion ou un remaniement du till probablement par l'action littorale jusqu'à -120 à -110 m. Pour leur part, GRANT & MOLINSKI (1972) mentionnent l'absence de microfaune d'eau profonde entre -200 et -100 m, tandis que BOUSFIELD & THOMAS (1975) estiment un minimum eustatique de -137 m vers 15 000 BP d'après leur étude sur les faunes marines.

Même si les données du sud du golfe du Saint-Laurent doivent être abaissées à cause de l'état de submersion qui y prévaut présentement (Fig. 226), avec les données du nord du golfe on peut affirmer qu'un minimum eustatique d'au moins -130 m vers 15 000 ou 14 000 BP est réaliste puisque FLINT (1969) et BLOOM (1971) estiment qu'une hausse eustatique de 130 à 132 m pourrait s'expliquer par la seule fonte des calottes glaciaires; les calottes laurentidienne et européenne y auraient contribué pour 70 à 75 m selon MORAN & BRYSON (1969) et PATERSON (1972). A titre de comparaison, FLINT (1969) estime que la fonte des glaces actuelles ferait remonter le niveau marin mondial de 65 m.

Parmi les nombreuses courbes des niveaux marins du Postglaciaire produites depuis 1961, on peut distinguer deux types: les courbes de tendance et les courbes fluctuantes.

Des courbes de tendance locale ont par exemple été produites pour la Hollande (JELGERSMA, 1961), la Micronésie (BLOOM, 1971), les Bermudes (NEUMANN, 1969), la Floride (SCHOLL, CRAUGHEAD & STUIVER, 1969), la plate-forme continentale du SE des États-Unis (MILLIMAN & EMERY, 1968) ou le golfe du Mexique (SHEPARD, 1963a, 1964; CURRAY, 1965; SHEPARD & CURRAY, 1967). Ces courbes (Fig. 237a, b) sont moins sujettes à des interprétations que les courbes fluctuantes et quelques-unes, telles celles de SHEPARD (1963a), de CURRAY (1965) et de MILLIMAN & EMERY (1968), peuvent servir de courbes de référence puisqu'elles ont été produites dans des zones stables éloignées des foyers de glaciation. C'est la raison pour laquelle elles servent à corriger les courbes de rebondissement isostatique (Section 5.4.3a), surtout celle de CURRAY (1965) selon WALCOTT (1972a).

Dans le détail cependant, il est fort peu probable qu'il y ait eu une transgression continue pendant tout le Postglaciaire (CURRAY, 1964; GREENSMITH & TUCKER, 1973, 1974; SHEPARD, 1974) et des régressions d'amplitudes diverses se sont inscrites dans diverses régions dont l'Angleterre (GREENSMITH & TUCKER, 1973; TOOLEY, 1974), le sud de la Scandinavie (MORNER, 1971a, b, 1976) ou le littoral atlantique français (TERS, 1973); FAIRBRIDGE (1961) a même essayé de produire une synthèse mondiale (Fig. 237a, c, d, e). Malgré quelques divergences ou décalages très localisés probablement dûs à des erreurs

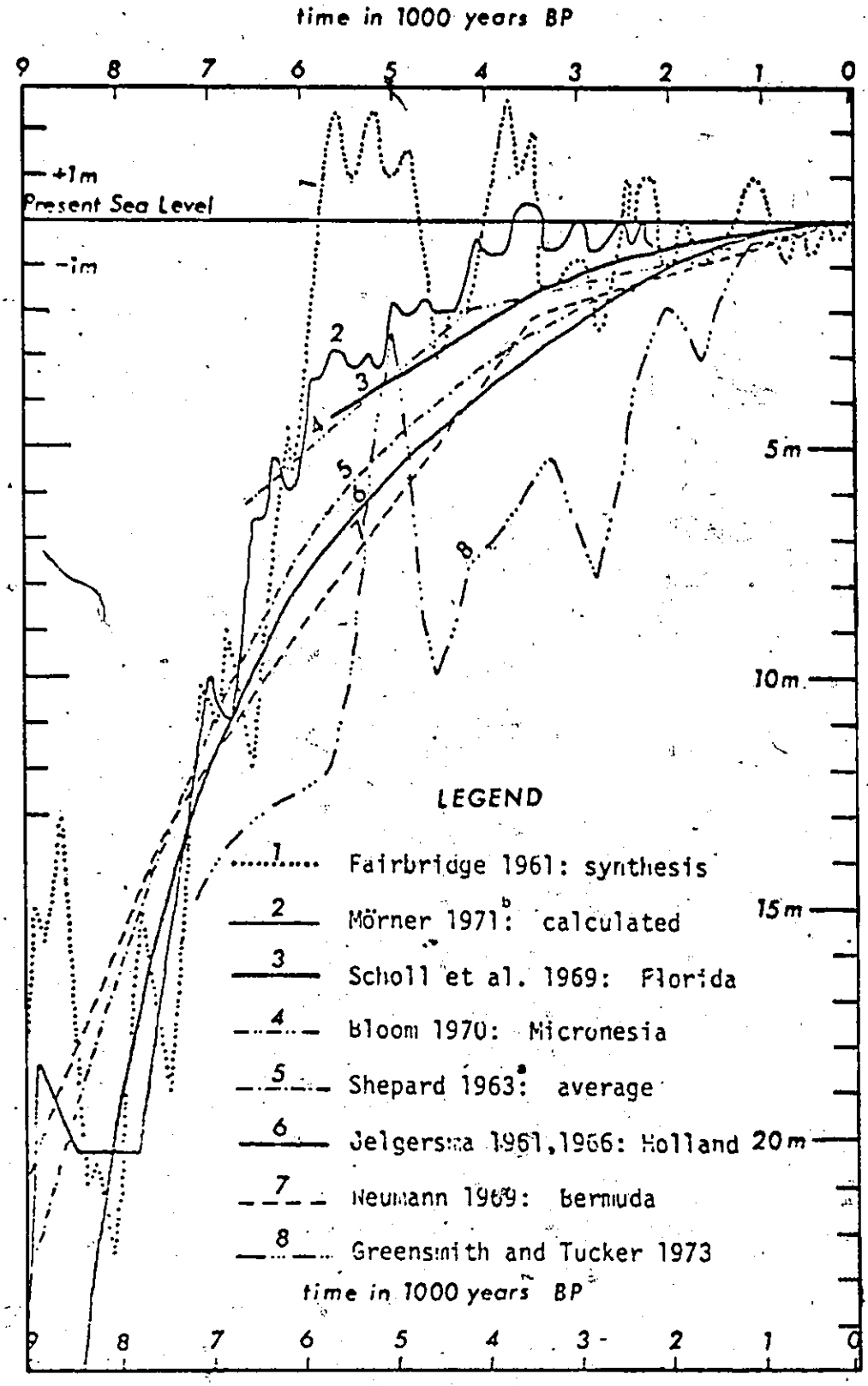
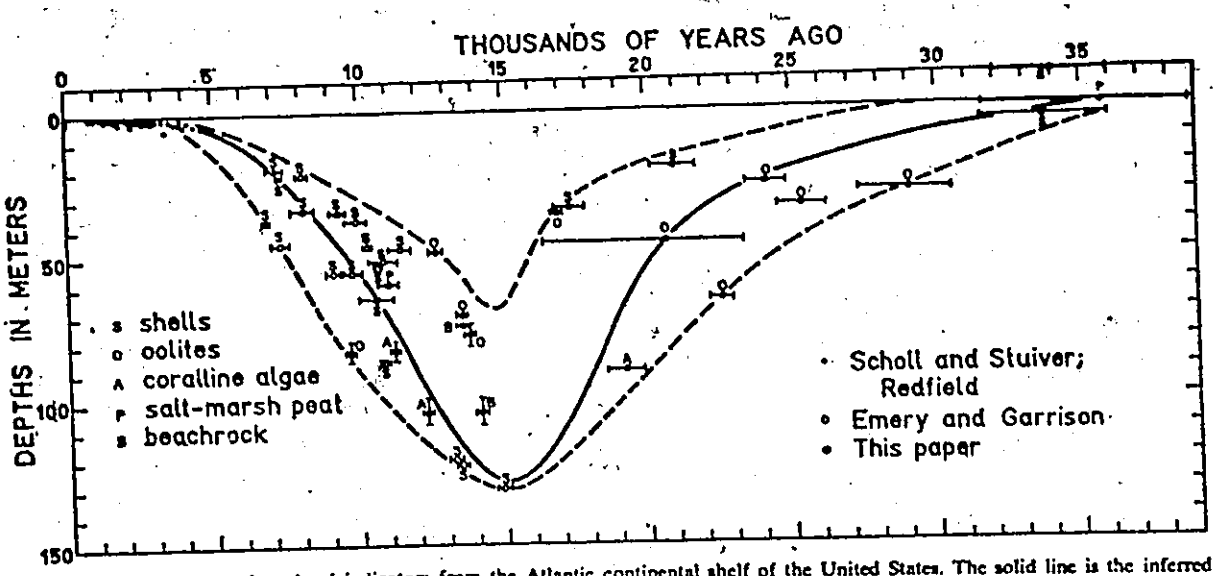
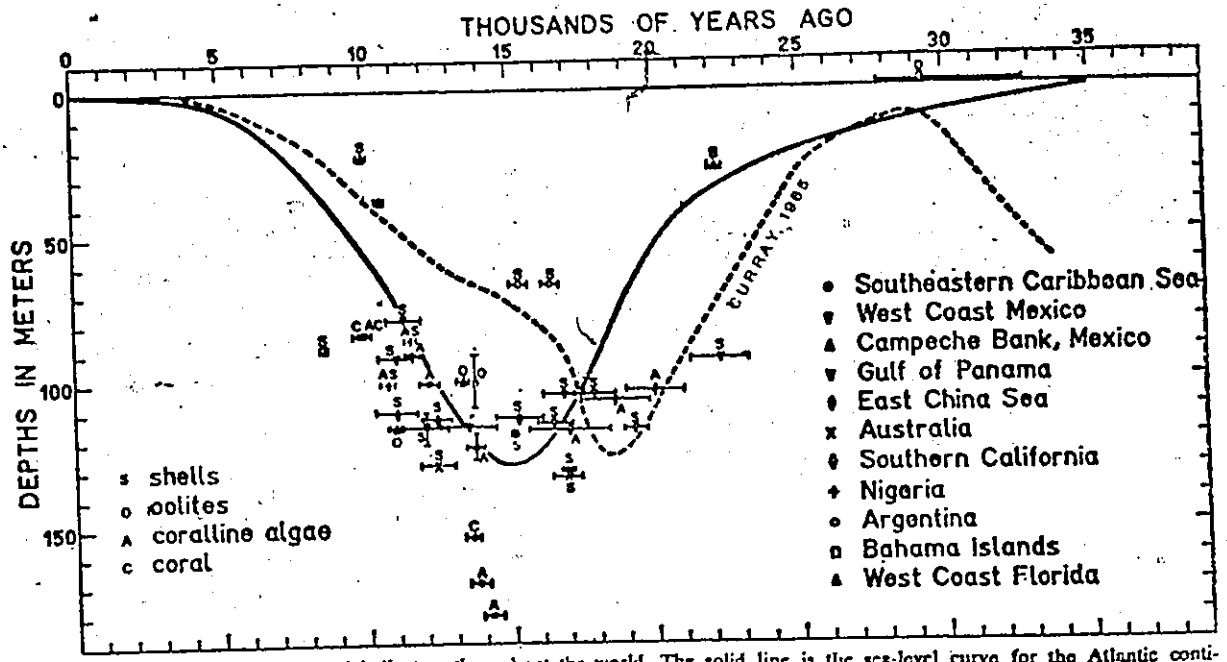


Fig. 237a – COURBES DES NIVEAUX MARINS AU POSTGLACIAIRE (SHEPARD, 1974)



Depths and ages of sea-level indicators from the Atlantic continental shelf of the United States. The solid line is the inferred sea-level curve for the past 35,000 years; the dashed line, envelope of values.



Depths and ages of sea-level indicators throughout the world. The solid line is the sea-level curve for the Atlantic continental shelf, as defined in Fig. 1. The dotted line is the sea-level curve for the Texas shelf

MILLIMAN & EMERY, 1968

Fig. 237b - COURBE DES NIVEAUX MARINS AU POSTGLACIAIRE

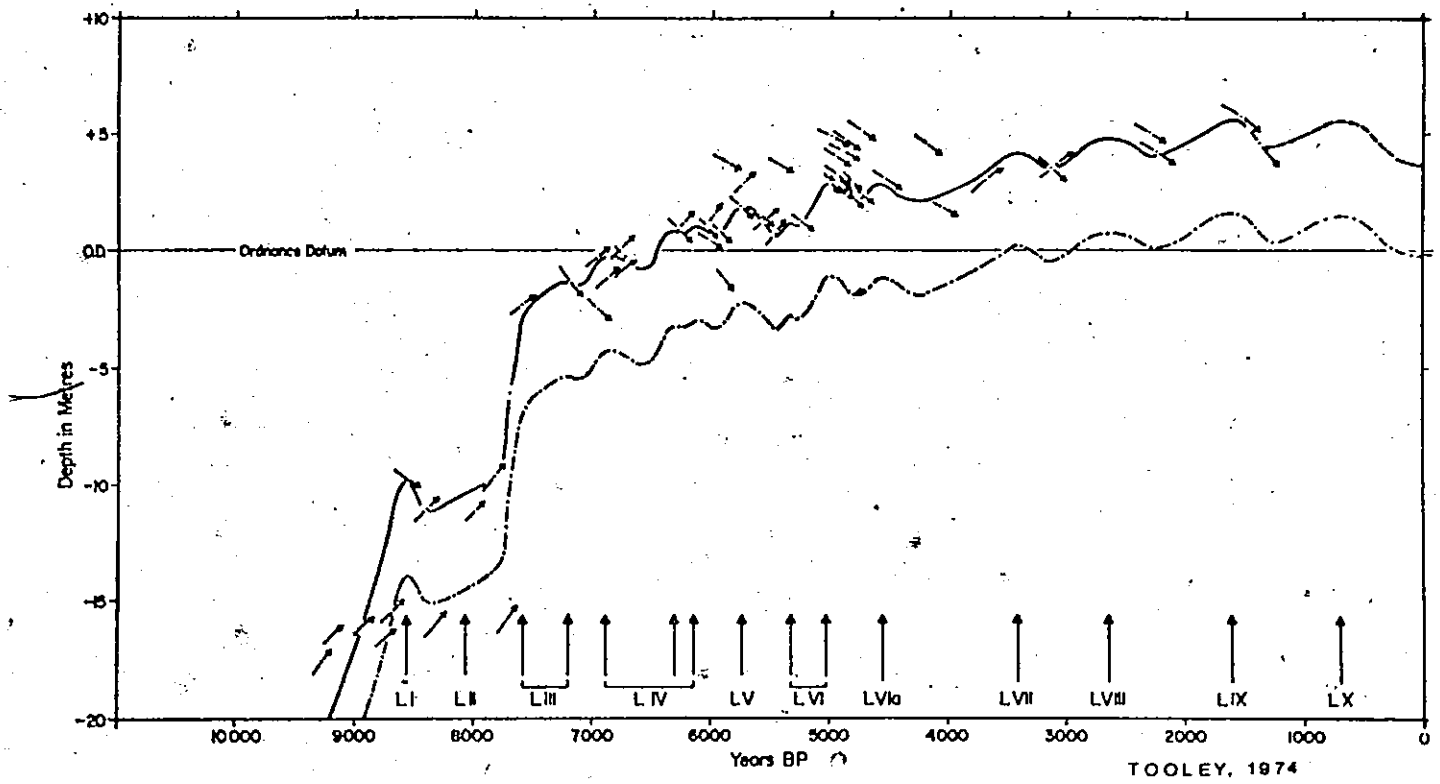


Fig. 237c - COURBES DES NIVEAUX MARINS AU POSTGLACIAIRE

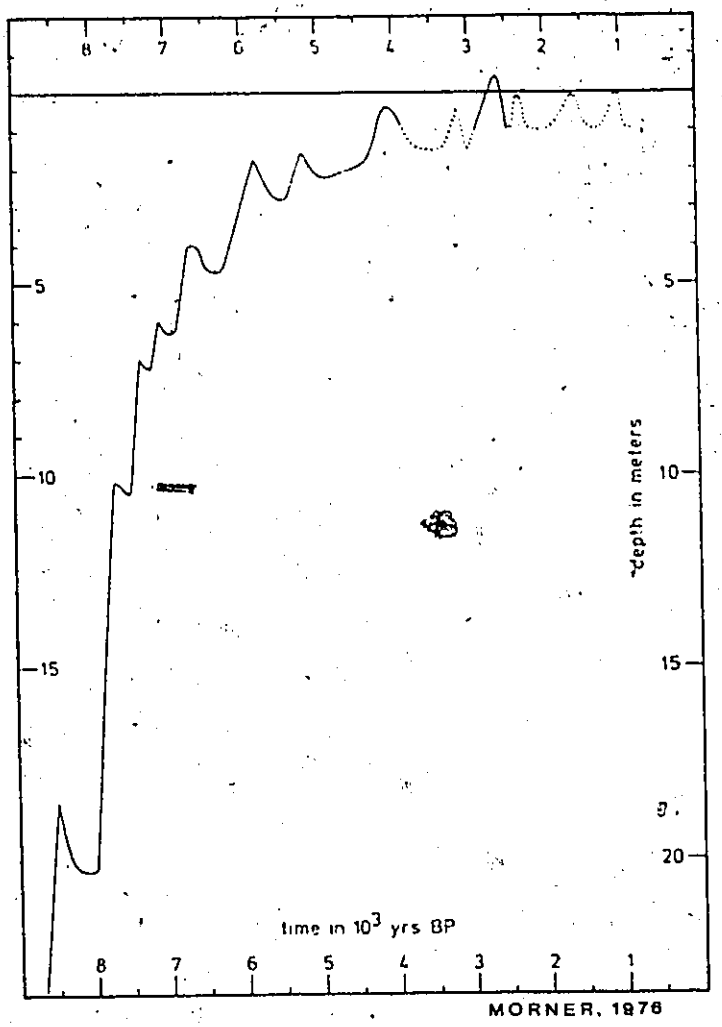


Fig. 237d - COURBES DES NIVEAUX MARINS AU POSTGLACIAIRE

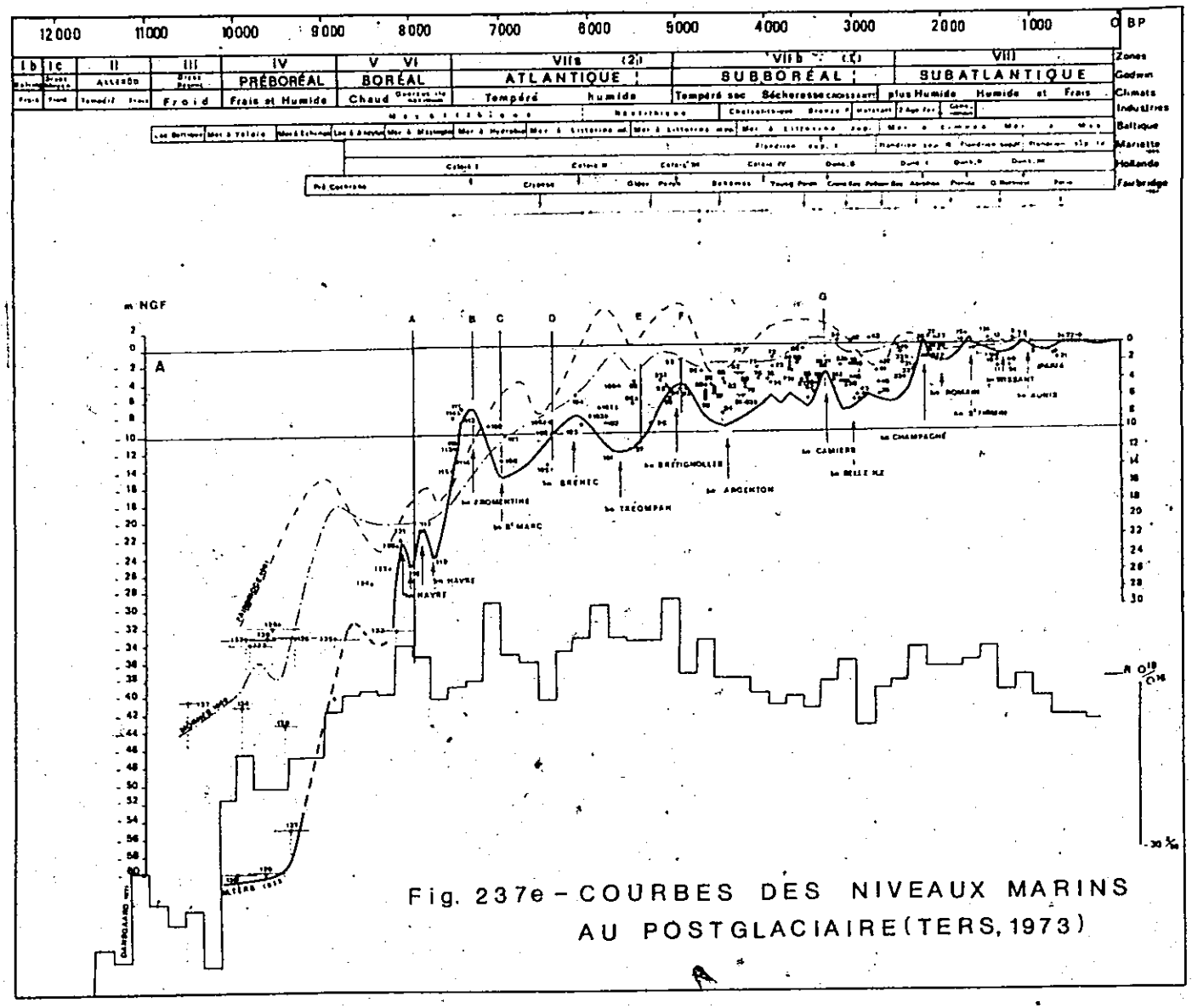


Fig. 237e - COURBES DES NIVEAUX MARINS AU POSTGLACIAIRE (TERS, 1973)

de datation, on s'aperçoit que la plupart des minima et des maxima des courbes correspondent non seulement entre eux mais correspondent aussi aux fluctuations climatiques (Fig. 217 et 219). Par exemple, le début de la principale hausse eustatique entre 9 000 et surtout 8 000 BP correspond exactement avec un important réchauffement climatique (Fig. 217) et se traduit aussi dans la localisation de la cassure des courbes d'émersion (Section 5.4.2). Ce phénomène représente évidemment le début de la fonte finale des calottes glaciaires qui se terminera vers 6 500 à 5 500 BP, date à partir de laquelle le volume des océans n'a pratiquement pas varié (CLARK, FARRELL & PELTIER, 1978).

A l'exception des deux dernières terrasses importantes de 6-8 m et de 15 m, toutes les terrasses de la Côte Nord ont été construites pendant la période de fonte de la calotte glaciaire entre 9 500 et 5 700 BP. En mettant en relation les améliorations climatiques (Fig. 217 et 219), les hausses eustatiques (Fig. 237) et l'âge estimé des terrasses (Tableau 11), on est à même de constater que la corrélation est évidente et que les terrasses sont le résultat d'une hausse du niveau marin qui devait s'accompagner d'un taux de sédimentation plus important. Le seul cas divergent est la première terrasse de 130 m qui est le résultat d'une sédimentation plus prolongée due à une stagnation du front glaciaire car vers 9 500 BP on retrouve une détérioration climatique accompagnée d'une baisse eustatique (Fig. 237e). Quant à la terrasse de 6-8 m, il faudrait peut-être chercher les preuves de la transgression marine d'Abrolhos (Dunkirk) que suggère la courbe de FAIRBRIDGE (1961) entre 2 600 et 2 100 BP ou tout simplement

une stabilisation relative pendant la régression (Section 5.4.2f).

Depuis la fonte finale des calottes glaciaires, on remarque une décélération normale du réhaussement eustatique; cette décélération a aussi été accentuée par l'hydro-isostasie (WALCOTT, 1972a; MORNER 1971a) que BLOOM (1971) estime au moins à 1,8 à 3 m depuis 6 500 BP. Quant au glacio-eustatisme, PIRAZZOLI (1976) l'évalue à peine à quelques décimètres depuis 2 000 ans dont 1 à 1,2 décimètre pendant le recul généralisé qui est survenu entre les années 1870-90 et 1950.

Même si PIRAZZOLI (1976, 1977a, b) conteste les grandes amplitudes des fluctuations de TERS (1973) ou de FAIRBRIDGE (1961) à partir de données archéologiques des côtes provençales et tyrrhéniennes, il n'en reste pas moins que les fluctuations récentes sont réelles et qu'elles concordent assez bien d'un auteur à l'autre (Fig. 237a, c, d, e). Pour expliquer cette similitude, outre le glacio-eustatisme, PIRAZZOLI (1976) fait appel à une cause commune qui serait la variation de la densité de l'eau. Régionalement ou localement, d'autres causes peuvent s'ajouter: taux différenciels de sédimentation ou de compaction, subsidence due aux déformations du géoïde de la terre, intensité et déplacement des phénomènes océanographiques qui dispersent les sédiments.

La compaction des sédiments estuariens et deltaïques est reconnue à l'embouchure du Rhone (DENIZOT, 1957) et du Rhin (WIGGERS, 1954); il se pourrait bien que l'érosion qui sévit actuellement près de l'embouchure de la Saint-Jean soit due à un tel phénomène. NEWMAN (1978) mentionne que la déformation du géoïde de la terre pourrait

expliquer une subsidence de 2 m dans le golfe du Saint-Laurent vers 6 000 - 5 000 BP dont l'effet se serait annulé vers 3 000 - 2 000 BP. Si cette hypothèse se vérifie, elle permettrait de mieux expliquer la flexure des courbes d'émersion ainsi que la présence de la terrasse de Mic-Mac à 15 m d'altitude. Certaines légères hausses eustatiques peuvent aussi s'expliquer par le déplacement vers la côte de courants marins dont la densité de l'eau est moindre que les masses d'eau encaissantes; ainsi, contrairement à MARMER (1943, 1948) qui fait appel à la subsidence, PIRAZZOLI (1976) explique une hausse eustatique d'environ 15 cm depuis 1930 sur les côtes atlantiques des États-Unis (Fig. 238) par le fait que le Gulf Stream se rapproche des côtes.

Enfin, les deux hypothèses de transgressions récentes, c'est-à-dire vers 3 500 BP en Gaspésie ou après 6 600 BP sur la Moyenne Côte Nord (Section 5.4.2b) peuvent se vérifier selon la courbe de FAIRBRIDGE (Fig. 237a); ce dernier indique même une autre transgression vers l'âge de la terrasse Mitis (2 500 - 2 100 BP). La courbe de MORNER (Fig. 237a) indique aussi une transgression vers 3 500 BP mais non vers 5 000 à 6 000 BP. Enfin, les courbes de GREENSMITH & TUCKER (Fig. 237a) et de TERS (Fig. 237e), sans montrer de transgression au-dessus du niveau actuel des mers, pointent tout de même des niveaux positifs vers 3 500 et vers 5 000 BP. Le problème n'est donc pas résolu.

Il importe d'ajouter que, selon les séries marégraphiques de Harrington Harbour et de Pointe-au-Père (RAJEWICZ, 1979), le niveau marin serait stationnaire depuis au moins 1910 dans le golfe du Saint-Laurent contrairement à la côte atlantique américaine (Fig. 238).

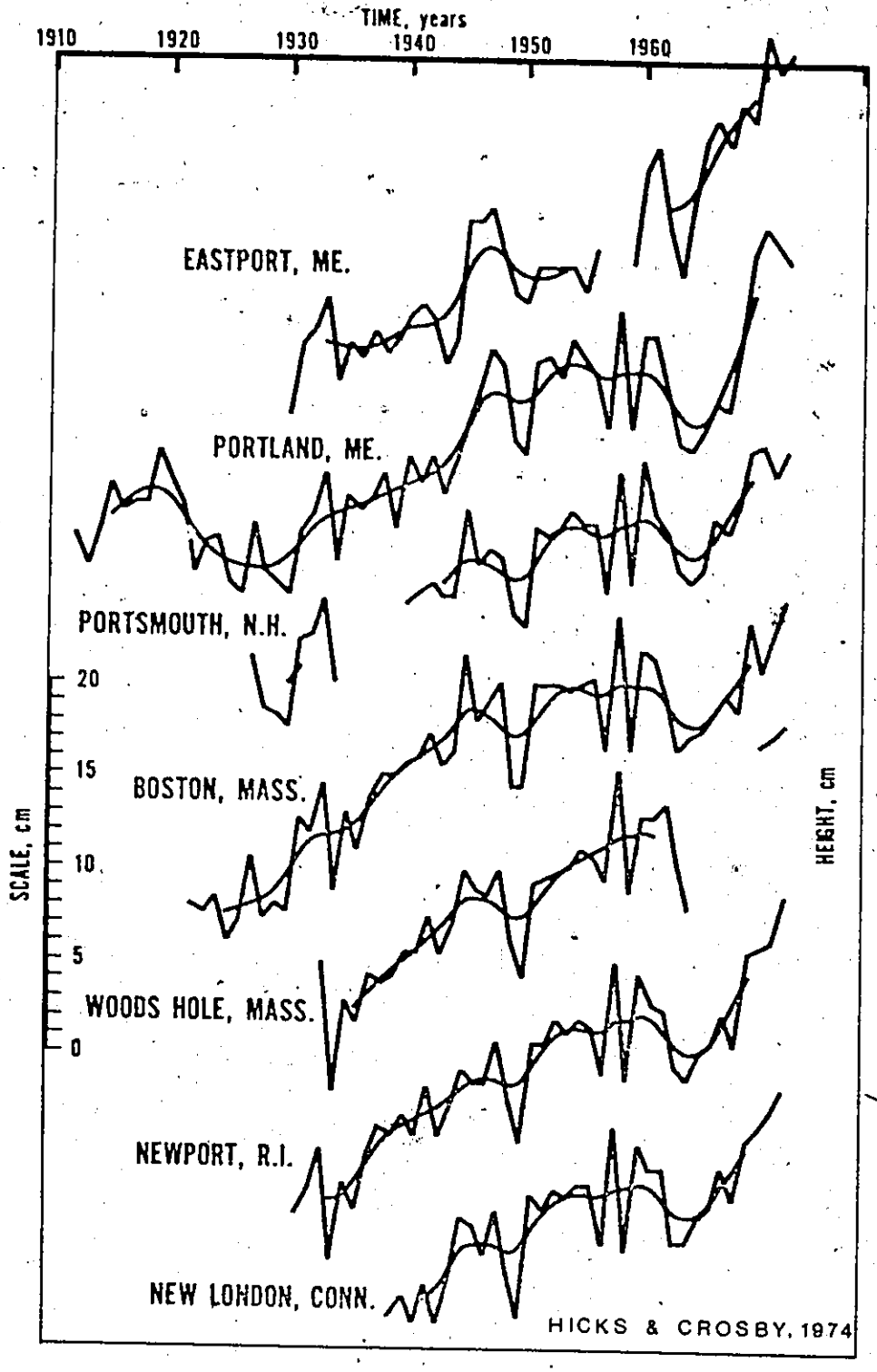


Fig. 238 – HAUSSE DU NIVEAU MARIN SUR LES CÔTES ATLANTIQUES DES ÉTATS-UNIS DEPUIS 1910

5.4.4 Le cadre chronologique de la Moyenne Côte Nord

Malgré les lacunes des datations ou des données régionales, il semble que l'on puisse appliquer à la Moyenne Côte Nord un cadre chronologique dérivé en partie de données extra-régionales où l'on observe une corrélation évidente entre les fluctuations climatiques, les fluctuations glaciaires, les fluctuations des niveaux marins et les principaux événements géomorphologiques.

En résumé, la région a au moins été affectée par les glaciers du Wisconsinien supérieur qui se sont retirés d'Anticosti avant 13 000 BP talonnés par les eaux des phases glacio-marine et transgressive de la mer de Goldthwait (Goldthwait I et II de DIONNE, 1977). Entre cette date et le début du déglacement de la côte elle-même vers 10 500 BP, diverses fluctuations du front glaciaire n'ont pas laissé de trace puisque le front glaciaire se situait en mer. La seule fluctuation glaciaire qui ait affecté la région est celle de Manitou-Matamek entre 9 700 et 9 500 BP; cette fluctuation est aussi contemporaine de la limite marine maximale de 131 m. Ces dates correspondent avec le début de la phase régressive de la mer de Goldthwait (Goldthwait III de DIONNE, 1977). La phase régressive, qui a été affectée par des influences glaciaire et fluvioglaciaire jusqu'au déglacement complet des dernières têtes de bassins vers 7 500 - 7 300 BP, s'identifie au Goldthwait IIIa; tandis que la phase régressive séparée des effets glaciaire et fluvioglaciaire s'identifie au Goldthwait IIIb. D'un autre côté, il est suggéré d'identifier la phase terminale de la mer de Goldthwait depuis la formation de la terrasse de 6-8 m il y a environ

2 500 ans comme la phase laurentienne ou du Saint-Laurent. Les principales terrasses, qui marquent les étapes d'émersion des terres, sont dues principalement à des fluctuations eustatiques positives, parfois à des variations du rebondissement isostatique et peut-être même à une transgression pour les plus basses, comme celle de 6-8 m (Mitis) datée d'une moyenne de 2 500 à 2 400 BP. Enfin, une zone de cryoturbation se serait créée sur une terrasse près de la rivière Saint-Jean dont l'âge correspond à peu près à une détérioration climatique datée de 7 500 à 7 100 BP.

6. LA CHRONOSTRATIGRAPHIE ET L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE POSTGLACIAIRE

Ce chapitre est une conclusion sur l'évolution de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent depuis son déglacement; il fait donc la suite directe à l'évolution géologique et structurale de la section 2.3.1 et du retrait de l'inlandsis laurentidien de la section 5.3.3. On y verra, à l'aide de séries de cartes paléogéographiques, la régression de la mer de Goldthwait et l'évolution récente de la côte. Cette étude débouchera enfin sur un essai de prospective d'évolution du littoral.

6.1 La transgression et la régression marine

6.1.1 La méthodologie

La cartographie paléogéographique au 1: 100 000^{e} qui illustre l'évolution des littoraux de la mer de Goldthwait (Fig. 239) est dite cinématique selon VERGER (1973, 1977) puisqu'elle montre des états successifs (anisochrones). Elle est aussi dynamique puisque l'on y appose les agents et les facteurs responsables de l'évolution lorsqu'ils sont connus ou lorsque l'espace le permet sur la carte.

La carte montre d'abord une reconstitution du front morainique majeur, le système de Manitou-Matamek, les endroits où des fronts mineurs et des culots de glace tardifs ont barré les vallées créant

ainsi des lacs postglaciaires souvent très éphémères. La carte identifie également les épandages, les deltas, les chenaux et les déversoirs proglaciaires avec leur altitude approximative.

La carte montre aussi la transgression marine maximale, le trait de côte de cette époque et les relations directes avec les lacs proglaciaires et l'influence de la proximité du front morainique. Enfin, elle présente quatre des grandes étapes de régression de la mer (106, 75-76, 45-46 et 15 m) définies selon la fréquence des surfaces de terrasses et de deltas à la section 4.2.3c. Afin de ne pas surcharger la carte, on n'a pas retenu les étapes un peu moins importantes intermédiaires de 122, 90-91, 60, 30 et 23 m et l'état actuel de la côte peut être visualisé sur la carte géomorphologique (Fig. 68). Quant à l'importante étape de 6-8 m, corrélative de la terrasse Mitis en Gaspésie, elle n'a pas été représentée puisque le trait de côte est semblable à l'actuel.

Les dates des étapes déduites de la courbe d'émersion (Fig.229) sont indiquées sur le tableau 11. L'erreur moyenne sur les altitudes des premiers kilomètres près de la côte actuelle est de 1 à 4 m tandis qu'elle est d'environ 8 m à l'intérieur des terres (Section 4.1).

La reconstitution de chacune des étapes est représentée par la même classification de côte que sur la carte géomorphologique (Fig. 68), mais nous n'avons distingué que les blocs dans les sédiments meubles représentant l'estran et la haute-plage parce que les travaux de terrain ne permettent pas de faire d'autres distinctions d'une façon certaine. L'interprétation des événements majeurs a été faite à par-

tir des données géomorphologiques et stratigraphiques consignées sur les cartes de terrain au 1: 25 000^{e} et dans la description de chacun des sites désignés sur la figure 3; l'interprétation a surtout été laborieuse dans le cas des deltas conjoints des rivières Saint-Jean, (petite) Manitou et Mingan.

6.1.2 La déglaciation et la transgression marine

La lithostratigraphie (Section 3.3 et fig. 153) et la répartition des formes littorales et deltaïques (Section 4.2.2) permettent d'affirmer que la mer de Goldthwait talonnait le glacier en retraite jusque vers 131 m d'altitude (Section 5.4.1b). Cette altitude aurait été atteinte vers 9 500 BP (Section 5.4.2b et fig. 229) lors de la mise en place du complexe morainique de Manitou-Matamek (Section 5.3.3 d) dont le front est représenté sur la figure 239.

Des moraines, des épandages ou des culots de glace associés au front morainique ont alors retenu, au moins dans les vallées de la Matamek, de la Tortue, de la (grande) Manitou, de la rivière à la Chaloupe, de la Sheldrake, de la (petite) Manitou et probablement de la Saint-Jean, des lacs proglaciaires à différentes altitudes (Section 4.2.2c). La plupart de ces lacs ont été éphémères et ceux de la Matamek, de la Tortue, de la Sheldrake et de la Saint-Jean ont probablement été en contact avec la mer de Goldthwait dans sa phase maximale. si ce contact s'est effectué, il a été éphémère puisqu'aucune trace de remaniement littoral n'y a été décelée et que le rebondissement isostatique était très rapide à cette époque (Section 5.4.3a). Le

seul remaniement littoral observé s'est effectué sur la moraine de Manitou-Matamek entre le Moisie et le ruisseau Thom ainsi que sur un des segments morainiques de la basse (petite) Manitou (Section 3.2.1d).

La présence du front glaciaire a permis la mise en place d'importants épandages proglaciaires dans toutes les vallées. Certains épandages sont sis à la tête de lacs proglaciaires et quelques uns, dont celui de la Matamek, chevauchent même des sédiments fins lacustres. D'autres ont été franchement mis en place près de la limite marine, le plus impressionnant étant celui de la Moisie, et peuvent chevaucher divers sédiments marins (Section 3.2.2b). Dans certains cas sur la Matamek, la Tortue, la Sheldrake et la (petite) Manitou, on peut encore remarquer l'emplacement de kettles sous la limite marine, ce qui souligne l'influence quasi négligeable d'une présence marine éphémère.

KOUTANIEMI (1979) a étudié une région bordant la mer Blanche entre 66° et 67° de latitude nord et 28° à 30° de longitude est dont l'âge de la limite marine est estimé à 9 500 - 9 300 BP. Tout comme sur la Côte Nord, il a constaté que les épandages et les deltas proglaciaires formaient l'essentiel des sédiments des vallées vers la limite marine maximale avec des formations grossières supra-aquatiques entaillées de chenaux reposant sur des formations deltaïques plus fines subaquatiques. DONNER (1969), FOGELBERG (1970) et KOTEFF (1974) ont aussi observé de tels phénomènes qu'ils nomment "deltas de train de vallée" (Valley Train Deltas).

La transgression marine, qu'a talonnée le glacier en retrai-

te, n'a laissé de véritables sédiments marins de transgression que sous une altitude maximale de 85 à 87 m mais plus fréquemment sous 41 m (Section 3.2.4). On en retrouve un peu partout sur les 4 ou 5 premiers kilomètres le long de la côte entre les rivières Moisie et au Bouleau et à l'embouchure des rivières Jupitagon, Magpie et Mingan; il n'y a que dans la vallée de la Saint-Jean où ces sédiments se rencontrent jusque vers une vingtaine de kilomètres à l'intérieur des terres. Ces sédiments proviendraient probablement du délavage, lors de la transgression, d'un mince till de fond que l'on ne retrouve plus que par endroits sous la limite marine maximale (Section 3.2.1) car l'analyse minéralogique (Section 3.2.4) prouve que ces derniers ont la même composition que la matrice du till (DREDGE, 1976a).

6.1.3 Les étapes de la régression marine

Pour chacune des six étapes de retrait de la mer de Goldthwait qui ont été choisies, nous décrirons les événements géomorphologiques et sédimentologiques ainsi que le type de côte caractéristique, le lecteur pourra se référer à l'appendice IX pour un examen plus détaillé. Une partie des résultats en terme de longueurs de côtes est représentée par le tableau 12. Dans ce tableau, les mesures effectuées doivent être prises comme une approximation puisqu'il est parfois difficile de juger l'emplacement exact des paléorivages et surtout des îlots et des écueils; en ce sens, il est pratiquement certain que les îlots et les écueils ont été sous-estimés par exemple.

TABLEAU 12 - EFFECTIFS DES CARIDINA DES ENVIRONNEMENTS CÔTIERS ET DE LA LIGNE DE RIVAGE DE LA MOYENNE ET HAUTE VALLÉE DU VAR EN 1986 (mesures effectuées au cours de la 1ère quinzaine de juillet)

ALTITUDE (m)	Grand total	Rivage rocheux	Rivage en dépôts meubles	Iles et écueils	Haute-plage et estran en dépôts meubles avec rivage rocheux	Falaises
0-5	1	1				
5-10	1	1				
10-15	1	1				

a) La limite marine maximale de 131 m vers 9 500 BP

À ce niveau, la côte est très longue, près de 1 000 km, très échancrée et entièrement rocheuse. Elle se subdivise en trois environnements côtiers: 64% de côtes tectonisées, 35% de côtes à rias sableuses et moins de 1% de côtes deltaïques.

Les côtes tectonisées sont caractérisées par un très fort découpage en fjårds ou en bras de mer orthogonaux provoquant un morcellement extrême de la côte, une multitude d'îles (43% de la longueur de côte) et de nombreuses falaises qui sont en réalité les parois des axes de fracture évidés (30% de la longueur de côte). Les 7 km de côtes (moins de 1%) et les 76 km de hautes-plages et d'estrans (12%) dans les dépôts meubles sont dérivés principalement des épandages proglaciaires des rivières Tortue, (grande) Manitou, Magpie et Saint-Jean.

Les côtes à rias sableuses se distinguent par un fort découpage en fjårds avec quelques îles et écueils rocheux (9%) et un peu moins de falaises (20%), toujours localisées dans les fjårds. Les têtes de fjårds sont en partie remblayées de sédiments meubles sous forme d'épandages proglaciaires submergés desquels dérivent 18% de hautes-plages et d'estrans dans les dépôts meubles. Les principaux épandages non submergés sont ceux des rivières à la Chaloupe, Sheldrake et Mingan. Plusieurs kilomètres de hautes-plages et d'estrans en dépôts meubles sont aussi dérivés du délavage des placages de till de la région de Rivière-au-Tonnerre.

La seule côte qu'on peut qualifier de deltaïque est celle de l'épandage proglaciaire de la rivière Moisie et qui possède une

longueur de 5 km dans la zone d'étude.

Tel que précisé antérieurement par DUBOIS (1976c), ce très long rivage entièrement rocheux s'explique par une profonde pénétration des vallées dans le plateau laurentidien. Le manque de matériaux meubles est attribuable au court laps de temps pendant lequel le plan d'eau s'est maintenu à ce niveau et surtout au fait que l'inlandsis n'a pratiquement pas laissé de dépôts, excepté dans les fonds de vallées encaissées. Les eaux de ces vallées longues et étroites, dans lesquelles se concentraient aussi les eaux de fonte, devaient être douces ou légèrement saumâtres tel que le précise KOUTANIEMI (1979) pour une région comparable de Finlande. On n'y retrouve d'ailleurs jamais de coquillages. Ces vallées, protégées de l'action directe des vagues (ZENKOVICH, 1967), étaient de véritables estuaires d'où la distinction qui est faite au niveau sédimentologique dans la section 3.2.5.

Plusieurs têtes de vallées, même sous la limite marine de 131 m, n'ont probablement pas été envahies par la mer parce qu'elles furent barrées temporairement par des culots de glace ou des dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires: Matamek, Tortue, à la Chaloupe, Sheldrake, Saint-Jean et (petite) Manitou. Même lorsque le barrage cédait, les eaux devaient demeurer douces ou légèrement saumâtres de sorte que les vastes étendues d'eau qui se trouvaient dans certaines vallées comme celles de la Matamek, de la Saint-Jean et de la (petite) Manitou en particulier pouvaient être qualifiées de lacs. N'existe-t-il pas aujourd'hui de tels lacs séparés de la mer seulement par un étroit

goulot: lac Bras-d'Or sur l'île du Cap Breton, lac Melville au Labrador, lac Guillaume Delisle sur la baie d'Hudson?

b) Le niveau de 106 m vers 9 100 BP

À ce niveau, la côte est encore très longue même si elle a été diminuée de près de 28% par rapport au niveau précédent. Elle est échancrée et presqu'entièrement rocheuse. Elle se subdivise en quatre environnements côtiers: 74% de côtes tectonisées, 10% de côtes à rias sableuses, 11% de côtes à écueils et 5% de côtes deltaïques.

Les côtes tectonisées, moins longues qu'au niveau précédent en valeur absolue, sont plus longues en valeur relative; ceci est dû à la très grande énergie du relief de ces secteurs sur le rebord du plateau laurentidien. On y retrouve encore 45% de longueur de côte formée d'îles et d'écueils mais moins de 5% de falaises rocheuses, ce qui indique que le niveau marin a presqu'atteint le plancher des vallées du plateau. Les 3% de côtes et les 9% de hautes-plages et d'estrans dans les sédiments meubles sont principalement dérivés des deltas des rivières, mais aussi de l'épandage proglaciaire de la (petite) Manitou et d'un segment morainique du complexe de Manitou-Matamek près de la rivière aux Rats-Musqués.

Les côtes à rias sableuses ont diminué de 79% par rapport au niveau précédent parce que le niveau d'eau a presqu'atteint le plancher des vallées du plateau. Cette côte très échancrée possède moins de 3 à 5% de falaises, d'îles et d'écueils, de hautes-plages et d'estrans ou de côtes dans les sédiments meubles. Les sédiments meubles

proviennent des deltas des cours d'eau. La rivière aux Loups-Marins y connait une phase deltaïque maximale parce qu'une partie des eaux de fontes du bassin de la Matamek s'y déverse encore.

Un nouveau type de côtes, les côtes à écueils commencent à apparaître. Ces côtes sont rocheuses et échancrées mais sans fjård, avec moins d'îles que les côtes tectonisées ou les côtes à rias sableux mais autant d'écueils (8 à 9%). Le peu de dépôts meubles (1% des côtes et 13% des hautes-plages et des estrans) provient des deltas ainsi que de l'épandage proglaciaire de la rivière à la Chaloupe. La rivière Tortue y connait sa phase deltaïque maximale qui correspond en âge avec le déglacement complet de son bassin.

Les côtes deltaïques sont sept fois plus longues qu'au niveau précédent. Ces côtes sont dérivées de deltas mais aussi de quelques épandages proglaciaires comme ceux des rivières Moisie, à la Chaloupe et Sheldrake; celui de la rivière Sheldrake, qui chevauche des sédiments deltaïques plus fins, correspond au temps de déglacement final du bassin. La rivière au Bouleau connait aussi une phase deltaïque maximale correspondant au temps de déglacement final de son bassin. Quant aux rivières (grande) Manitou et (petite) Manitou, une phase deltaïque maximale semble correspondre beaucoup plus au fait que leurs lacs (des Eudistes et Manitou) se sont libérés de leur englacement pendant cette période et que par la suite, leurs sédiments y ont été "trappés".

L'érosion littorale est un phénomène encore isolé qui n'affecte qu'environ 10 km de côtes dans les secteurs des rivières au

Bouleau, Sheldrake et Saint-Jean. On commence aussi à percevoir certains indices de dérive littorale vers l'ouest dans le secteur des rivières (grande) Manitou et à la Chaloupe.

c) Le niveau de 75-76 m vers 7 700 BP

À ce niveau, la côte a pratiquement pris sa longueur définitive en diminuant encore de 54% par rapport au niveau précédent. Elle est encore échancrée mais seulement à 70% rocheuse. Ce changement est dû au fait que la mer n'envahi plus les vallées du plateau laurentidien, mais se confine plutôt à son piedmont. Ainsi, les côtes à écueils et à tombolos prennent la relève de côtes tectonisées et à rias sableuses avec respectivement 70% et 10% de la longueur totale des côtes, tandis que les côtes deltaïques ont plus que doublé leur longueur absolue et relative avec 20% de la longueur totale des côtes.

Les côtes à écueils ont triplé leur longueur. Elles sont presqu'entièrement rocheuses avec 15% d'îles et d'écueils. Les 5% de côtes et 10% de hautes-plages et d'estrans de sédiments meubles sont entièrement dérivés des deltas des rivières; l'une d'elles, la rivière Pigou, est à sa phase deltaïque maximale.

Un nouveau type de côtes, les côtes à tombolos commencent à apparaître; ces côtes sont peu échancrées, presque sans îles ou écueils et généralement aussi bien dans les dépôts meubles que rocheuses. Les côtes à tombolos sont toujours contiguës aux côtes deltaïques dont les sédiments, transportés par la dérive littorale, tentent de

régulariser la côte entre les aspérités du substratum rocheux. On n'y trouve donc pratiquement pas de falaises dans les sédiments meubles.

Même si les côtes deltaïques ne sont pas encore à leur extension maximale, le niveau de 75-76 m correspond à la phase deltaïque maximale généralisée correspondant à peu près au déglacement complet des bassins de grands cours d'eau comme les rivières Sheldrake, Magpie, Saint-Jean et Mingan. Pour d'autres cours d'eau, comme les rivières Pigou ou au Tonnerre, ce niveau semble correspondre à l'érosion maximale de leur propre delta ou épandage proglaciaire. Quant à la Moisie, ce niveau s'accorde au passage graduel entre la sédimentation typiquement proglaciaire et typiquement fluviatile deltaïque.

L'érosion littorale, qui était un phénomène isolé au niveau précédent, commence à s'étendre et affecte plusieurs dizaines de kilomètres de côtes principalement dans les secteurs des rivières à la Chaloupe, au Tonnerre et Magpie.

Les premiers niveaux de sédiments marins de transgression commencent à émerger ou à être dégagés par l'érosion fluviale près des rivières Matamek et Sault-Blanc.

Enfin, commencent à se mettre en place les premières dunes importantes par des vents d'ouest ou de l'OSO près des rivières Magpie, Saint-Jean et Mingan. Aucune indication valable ne permet à ce niveau de déduire le sens de la dérive littorale.

d) Le niveau de 45-46 m vers 7 200 BP

À ce niveau, la côte est très légèrement plus longue qu'à la période précédente de 5%. Elle est moins échancrée et presque aussi rocheuse (68%). Les trois types de côtes ont conservé exactement leur valeur relative de 70% pour les côtes à écueils, 10% pour les côtes à tombolos et 20% pour les côtes deltaïques. L'augmentation absolue a principalement affecté les côtes de dépôts meubles avec une augmentation de 14%.

Les côtes deltaïques en sont arrivées à leur extension maximale au point de vue longueur. Les plus grandes rivières, comme la Moisie et la Romaine, sont dans leur phase deltaïque maximale qui coïncide à peu près au déglacement complet de leur bassin. Dans les bassins déjà déglacés, l'apport sédimentaire s'amenuise un peu de sorte qu'on rencontre de plus en plus de falaises d'érosion littorale sur le rebord des principaux deltas; le déficit sédimentaire de la Saint-Jean par exemple se traduit par le début d'une baie près du lac Patterson.

L'éolisation des deltas des rivières Magpie et Mingan se poursuit avec des vents d'ouest, tandis qu'une bonne différenciation des dérives littorales se fait vers l'ouest à l'embouchure des rivières Moisie, Sheldrake et Jupitagon et vers l'est, le long des deltas des rivières au Tonnerre, Magpie et Saint-Jean. Le sens des dérives se repère principalement par les flèches d'embouchure; dans le cas de la Moisie, cette dérive est déduite de l'évolution vers l'ouest des cordons de plage tels que représentés au NE de la figure 240.

Fig. 240 - Évolution de l'orientation des cordons littoraux et des flèches à l'est des Sept-Îles depuis 7 200 BP. Photo E.M.R. A-12763-586 (1950).

Enfin, on peut dire que le trait de côte commence à ressembler à l'actuel. Par exemple, à l'est de la rivière au Tonnerre (Fig. 241) le trait de côte change d'oblique à parallèle à la côte actuelle.

e) Le niveau de 15 m vers 5 200 BP

À ce niveau, la longueur totale de côtes a encore diminué de 25% tandis que la répartition entre côtes de sédiments meubles et côtes rocheuses est à peu près égale. De la même façon, la répartition entre côtes deltaïques, côtes à tombolos et côtes à écueils est aussi à peu près égale avec de 30 à 35% de la longueur totale. Un nouveau type de côtes, les côtes à cuestas, commencent à apparaître sous forme d'îles au large de la terre ferme: elles représentent 5% de la longueur totale.

Les côtes à écueils ont diminué d'une façon drastique contrairement aux côtes à tombolos qui ont plus que doublé leur longueur. Chez les premières, le littoral de dépôts meubles représente à peine 4% de l'ensemble tandis que chez les secondes, il représente 57% de l'ensemble. Les côtes à tombolos, qui sont formées à 57% en sédiments meubles, s'érodent sérieusement comme en témoignent leur 29% de falaises.

Les côtes à cuestas sont rocheuses et bordées de falaises surtout du côté nord (soit du côté de leur front). L'apparition de ce type de côtes indique le début d'émersion de la plate-forme paléozoïque des Basses-Terres du Saint-Laurent.

Bien que la longueur totale de rivage de sédiments meubles

Fig. 241 - Évolution de l'orientation des cordons littoraux entre les rivières au Tonnerre et Jupitagon depuis 7 200 BP. Photo E.M.R. A-12548-8 (1948).

augmente toujours, la longueur des côtes deltaïques a diminué de 11% par rapport au niveau précédent surtout à cause d'une régularisation du trait de côte. Comme chez les côtes à tombolos, on remarque aussi une sérieuse érosion de ces côtes comme en témoignent les 37% de falaises. Le delta de la Moisie a poursuivi un peu sa phase maximale à ce niveau; il s'est étalé vers l'est, repoussant dans ce sens l'embouchure de la rivière aux Rats-Musqués qui finit par se déverser dans la Matamek (Appendice IX). Par la suite, un changement probable d'orientation de la dérive vers l'ouest a provoqué le changement de cours de la Moisie. Entre le delta de la Moisie et le delta conjoint des rivières Magpie, Saint-Jean et Mingan, toutes les indications de dérive littorale sont aussi orientées vers l'ouest, soit dans le sens de propagation des marées actuelles. Le long du delta des rivières Magpie, Saint-Jean et Mingan au contraire, la dérive est généralement vers l'est, excepté vers l'embouchure de la Saint-Jean et de la Mingan qui ont toutes deux migré ainsi vers l'ouest. La dérive générale vers l'est a créé une longue flèche littorale probablement aussi alimentée par les sédiments apportés du large, qui tend à refermer la baie du lac Patterson. Sur la figure 242, on peut remarquer le changement brusque d'orientation des cordons littoraux entre la petite partie nord de l'aéroport d'une altitude supérieure à 15 m et toute la partie sud d'une altitude inférieure à 15 m; ce changement brusque coïncide avec la fermeture de la baie du lac Patterson. Comme dans le cas de la Moisie, la Romaine devait terminer sa phase deltaïque maximale à ce

Fig. 242 - Évolution de la Longue Pointe depuis 6 000 BP. Photo E.M.R. A-13682-333 (1948).

niveau, de sorte qu'une masse importante de ces sédiments devait être étalée vers l'ouest par la dérive littorale et jusqu'à l'embouchure de la Mingan.

Enfin, on peut dire que le trait de côte de ce niveau correspond à peu près au trait de côte actuel.

f) Le niveau actuel (Fig. 68)

Contrairement à la tendance depuis le début de la régression marine, la longueur de côtes a maintenant tendance à augmenter; depuis le niveau de 15 m, l'augmentation a été de 25%. Les rivages rocheux ont augmenté du tiers, en grande partie à cause de la présence de près de 5 fois plus d'îles, d'écueils et de côtes rocheuses à cuestas; tandis que les rivages de dépôts meubles ont augmenté de 13% presqu'uniquement à cause de l'émersion de tels rivages sur les côtes à cuestas.

L'ensemble des côtes de ce niveau est principalement dominé par les côtes à tombolos (41%), suivi des côtes à écueils (26%), des côtes deltaïques (21%) et des côtes à cuestas (11%).

Les côtes à cuestas ont triplé de longueur et elles sont formées à 40% de sédiments meubles principalement localisés au sud. Leurs 44% de falaises, qui correspondent en majeure partie aux fronts de cuesta, sont orientées à composante nord.

Les côtes à écueils se sont peu régularisées bien qu'elles soient maintenant composées d'environ 10% en sédiments meubles. La longueur des falaises a cependant plus que doublé, mais ce phénomène n'a aucune signification en soi puisque ce sont généralement de fausses falaises rocheuses.

Quant aux côtes à tombolos, elles ont augmenté de 66% par rapport au niveau de 15 m et elles sont composées à 40% en sédiments meubles. Contrairement aux côtes à tombolos des autres niveaux, elles possèdent plus de 10% d'îles et d'écueils et près de 40% de falaises en grande partie dans les sédiments meubles. Avec les côtes à cuestas, les côtes à tombolos ont causé l'augmentation généralisée du trait de côte à ce niveau. Deux explications nous viennent à l'esprit. La première est que nous soyons en présence du début de l'émersion d'une plate-forme à la même altitude que la plate-forme paléozoïque, d'autant plus que l'allongement du trait de côte se produit à l'est de la rivière (grande) Manitou. La deuxième explication qui semble la plus valable est que la grande décélération du rebondissement isostatique, doublée de la grande décélération des apports sédimentaires fluviaux tendent à provoquer l'érosion des côtes, d'où le déglacement d'un plus grand nombre d'îles et d'écueils ainsi que le façonnement de plus en plus de falaises dans les sédiments meubles. Pour les côtes deltaïques par exemple, la longueur de falaises a augmenté de près de 100% par rapport au niveau de 15 m.

Les côtes deltaïques ont un peu régressé à ce niveau. Sur les deltas des rivières Magpie, Saint-Jean et Mingan, on constate le déplacement vers l'est de l'embouchure de la Saint-Jean, l'allongement de la Longue Pointe à l'abri des îles aux Perroquets et Nue de Mingan avec des sédiments dérivés en partie de l'érosion des falaises à l'ouest de la pointe, la fermeture complète de la baie du lac Patterson et la poursuite de la construction du delta de la Mingan à partir

de ses propres sédiments à l'abri de l'île du Havre de Mingan. Sur le delta de la Moisie, les flèches d'embouchure se sont un peu allongées et la boucle du dernier méandre de la rivière s'allonge de plus en plus vers l'est.

Le système de dérives littorales est représenté de l'ouest à l'est dans la section 4.2.4a.

Le delta de la Moisie (Fig. 187), entre les côtes rocheuses de Matamek et de la Pointe Noire, est affecté d'une dérive littorale vers l'ouest (Fig. 203) jusque dans la baie des Sept-Îles. Cette dérive est conforme au sens des courants marins (Fig. 10) mais surtout au sens du flot (Fig. 187) qui est le seul courant selon MOIGN (1972) à avoir une influence sur la côte. Une zone de courants de déchirure transfère aussi des sédiments vers le large à Malioténam. L'étude de MOIGN (1972), au moyen de traceurs fluorescents, vient confirmer ces observations. De plus, THOM & MOIGN (1970) avaient déjà émis l'hypothèse d'une dérive vers l'ouest dans ce secteur, de même que LAVERDIÈRE (1954) qui avait remarqué l'ensablement du vieux quai des Sept-Îles vers l'est et l'érosion de la plage vers l'ouest. Enfin, DREDGE (1976a, p. 126) rapporte que les plages des Sept-Îles recèlent un certain nombre de blocs de gneiss dont la source est la région de Matamek à l'est.

De Matamek au cap Cormoran, il est probable que la dérive littorale soit divergente à partir de la pointe Saint-Charles, mais cette dérive n'a pas d'influence sur les mouvements des sédiments qui demeurent emprisonnés entre les caps (Fig. 68).

Du cap Cormoran à Magpie, la côte est très composite et morcelée en 12 unités physiographiques affectées de dérives propres (Fig. 188).

La première, essentiellement composée de plages de blocs et comprenant le delta de la rivière au Bouleau, semble être affectée d'une dérive principale vers l'ouest suggérée par la décroissance granulométrique des sédiments et la flèche d'embouchure de la rivière au Bouleau. D'un autre côté, une décroissance granulométrique moins marquée du cap Cormoran vers la rivière au Bouleau est un indice d'une dérive secondaire vers l'est. La deuxième unité, composée de plusieurs plages, est probablement affectée d'une dérive convergente suggérée par des flèches convergentes à l'est de la rivière Tortue; une partie des sédiments proviennent du delta de la rivière Sault-Blanc et des glissements de terrain. La troisième unité est affectée d'une dérive vers l'est à partir de la pointe à Canot. La quatrième unité est le delta de la (grande) Manitou; la dérive semble être convergente vers l'embouchure avec une prédominance vers l'est comme le suggère la flèche d'embouchure. Une certaine quantité de sédiments proviennent de glissements de terrain. La dérive de la cinquième unité est difficile à déterminer à cause du morcellement du trait de côte, mais la migration de l'embouchure de deux cours d'eau semble indiquer une prédominance vers l'ouest; l'érosion des falaises de dépôts meubles alimente cette dérive. Dans les sixième et septième unités, des dérives convergentes sont suggérées par des déviations d'embouchures de cours d'eau ainsi que la flèche d'embouchure de la Sheldrake (Fig. 206). Dans

la huitième unité, la flèche d'embouchure de la Couture suggère une dérive vers l'est (Fig. 206) tandis que la neuvième unité est affectée d'une dérive vers l'ouest suggérée par une décroissance granulométrique des matériaux de plage et la déviation d'une embouchure de cours d'eau vers la pointe Couture. La dixième unité est affectée d'une dérive vers l'est suggérée par une décroissance granulométrique des matériaux de plage et la sédimentation à l'ouest du quai de Rivière-au-Tonnerre. Les onzième et douzième unités sont toutes deux affectées d'une dérive vers l'ouest suggérée par une déviation des embouchures de petits cours d'eau.

Dans la vaste zone des deltas des rivières Magpie, Saint-Jean et Mingan (Fig. 189), il n'y a pas de limite nette d'unités physiographiques à part le quai de Mingan. Cependant on peut tenter de la subdiviser en 6 unités dont les limites sont soit des fronts de vagues divergents, soit des zones de pertes de sédiments vers le large observées sur toutes les couvertures aériennes disponibles et causées par la convergence des courants.

Dans la première unité la dérive est généralisée vers l'est. A l'ouest de l'embouchure de la Magpie, ce courant alimente une petite flèche près de l'île à Ross, tandis qu'un petit courant secondaire dirige un peu de sédiments vers l'ouest. Une partie des sédiments est cependant transportée sur la terre ferme et même dans l'estuaire de la rivière par le vent (Fig. 204). L'alluvionnement de la rivière Magpie semble faible, puisque cette dernière ne possède pratiquement pas de berges d'érosion active et que les seuils rocheux sont nombreux, en

plus de la présence du barrage hydroélectrique. Cependant, tous les sédiments fins qui ont réussi à passer le barrage s'accumulent sous forme de delta entre l'île à Ross et les Cayes de la Magpie. Très peu de ces sédiments sont transportés vers l'est des Cayes à cause d'un courant de dérive secondaire près de la côte qui les ramène vers l'ouest. A l'est des Cayes de la Magpie, un courant vers l'est transporte les sédiments dérivés du ravinement et de l'éboulement des falaises (Fig. 168), mais probablement pas plus loin que la région des lacs de la Grande Plaine à cause d'une zone de fronts de vagues divergents à cet endroit.

La deuxième unité, uniquement affectée d'une dérive littorale vers l'est, tire ses sédiments de l'érosion des falaises et de quelques glissements de terrain (Fig. 168 et 169). Les sédiments s'accumulent un peu sous forme de flèche littorale à la pointe à Robin, mais la majeure partie semble sédimenter au large, le courant littoral étant dévié dans cette direction par le courant fluvial de la Saint-Jean. Une petite partie des sédiments de cette unité peuvent cependant passer dans l'unité 3 tout comme cela est possible de l'unité 1 à l'unité 2, à cause de la dérive littorale généralisée vers l'est.

Les sédiments de la troisième unité proviennent presque tous de la rivière Saint-Jean et un peu de l'érosion littorale des falaises. En effet, aussi loin que notre photo-interprétation nous mène, soit jusqu'au nord de la confluence avec la Saint-Jean-Est au parallèle 50° 43', les berges sableuses ou silto-sableuses sont activement érodées et souvent affectées de glissements de terrain. Comme il n'y a

aucune trappe à sédiments sur ce parcours les sédiments sont entraînés vers l'embouchure et évacués sous forme de delta. Le delta est déversé vers l'est dans le sens de la dérive littorale générale, mais la flèche d'embouchure dirigée vers l'ouest et un début de flèche dirigée vers le large à la hauteur de la flèche de la pointe à Robin indiquent un petit courant de retour près de la côte. Il est évident que cette flèche est alimentée et par les sédiments fluviaux et par les sédiments littoraux. Un peu de sédiments, principalement dérivés des falaises, se dirigent vers la Longue Pointe, soit vers l'est, mais une partie est transportée vers la terre ferme par le vent.

La quatrième unité est délimitée à partir d'un point de divergence des fronts de vagues souligné par une falaise active à l'est de Longue-Pointe-de-Mingan. Les sédiments dérivés de cette falaise doublés d'un peu de sédiments éoliens sont entraînés par un courant de dérive vers l'ouest. Ce courant double la Longue Pointe en entraînant les sédiments érodés par la vague à une section de falaise littorale et, en frappant le faible courant venant en sens contraire, entraîne la majorité des sédiments au large, vers le sud-ouest.

La cinquième unité est affectée d'une dérive littorale généralisée vers l'est. Les sédiments, dérivés en partie de petits secteurs de falaises actives, alimentent quelques petites flèches, principalement à la pointe ouest de l'île du Havre-de-Mingan où l'accumulation forme une grande pointe sableuse. La majorité des sédiments semblent être arrêtés vers l'est par la structure du quai de Mingan mais quelques indices, dont la migration de l'embouchure d'un petit cours d'eau,

permettent de penser qu'il peut y avoir une dérive secondaire en sens inverse jusqu'au tombolo. Fait curieux, on a trouvé sur les plages de cette unité beaucoup de galets de 5 à 15 cm de diamètre qui avaient été transportés par des algues.

Les sédiments de la sixième unité proviennent pratiquement tous de la rivière Mingan et un peu de l'érosion littorale des falaises. En effet, jusqu'à 5 ou 6 km de l'embouchure les berges sableuses et sablo-silteuses des rivières Mingan et (petite) Manitou sont activement érodées et, comme il n'y a aucune trappe à sédiments sur ce parcours, ces derniers sont entraînés vers l'embouchure et évacués sous forme de delta (Fig. 162). Le delta est un peu déversé vers l'est dans le sens de la dérive littorale générale; cette dernière n'est pas tellement forte cependant. Une autre dérive dirige aussi certains sédiments vers l'ouest, soit vers le quai de Mingan. Ces dérives divergentes semblent être issues de fronts de vagues qui frappent le delta de front, comme en témoignent quelques structures sédimentaires sur ses rebords frontaux, et qui dispersent leur énergie dans les deux sens, mais surtout vers l'est. Comme dans le cas de la Saint-Jean, une flèche d'embouchure dirigée vers l'ouest indique un petit courant de retour près de la côte. La flèche est alimentée et par les sédiments fluviaux et surtout par les sédiments littoraux, puisqu'elle se maintient malgré l'érosion de son extrémité par le chenal principal de la rivière et puisqu'elle est déversée vers le nord. L'origine du courant vers l'ouest semble être des fronts de vagues divergents à partir d'un petit cap à environ 3 km à l'est de l'embouchure; c'est ce qui consti-

tue la limite avec la zone du delta de la Romaine.

Dans la dernière zone, celle du delta de la Romaine, l'interférence des nombreuses îles rend hasardeuse l'interprétation des courants de dérive. On peut tout de même distinguer facilement six unités dont la première nous intéresse particulièrement ici, puisqu'elle est essentiellement constituée par le delta lui-même de la rivière (Fig. 190).

A l'ouest de l'île Grosse Romaine, un delta sableux actif est alimenté par la rivière Romaine. Même si nous n'avons pas fait la cartographie de la géomorphologie le long de cette rivière, cette dernière transporte certainement beaucoup de sédiments sableux actuellement puisqu'on en trouve des levées immédiatement au sommet de ses chutes côtières. La dérive littorale est généralisée vers l'est. Sur la côte ouest, un petit courant de dérive vers l'est transporte un peu de sédiments comme en témoigne une décroissance granulométrique des sédiments de plage dans cette direction. Cette dérive n'alimente cependant pas beaucoup le delta de la Romaine car elle semble mourir sous forme de flèche littorale en doublant la pointe Paradis. Du front de vagues qui frappe le rebord du delta, semble aussi découler une dérive littorale vers l'est au large de l'île Grosse Romaine. A l'est de cette île, il y a une slikke dont les sédiments silteux et peut-être argileux ont été dérivés de l'érosion littorale du delta, comme en témoigne l'importante falaise morte au fond de la baie de la pointe aux Morts. La slikke est présentement alimentée très légèrement par le mouvement du flux et du ressac qui étale les sédiments fins dérivés

des petits cônes fluviaux des ravinements et aussi des glissements de terrain. Au fond de la baie, il y a une possibilité d'une dérive vers l'ouest, comme en témoigne la déviation de l'embouchure d'un petit ruisseau, mais elle n'aurait pratiquement pas d'importance à cause du peu de sédiments sableux qu'on y trouve. Au large des îles Grosse Romaine et Petite Romaine, des dérives littorales, issues de divergences d'orientation des fronts de vagues sur le rebord du delta et sur les îles, sont convergentes entre la Grosse et la Petite Romaine et sont convergentes vers le large aussi au SE de la Petite Romaine.

g) Conclusion sur la régression marine

En analysant une zone beaucoup plus petite, nous avions déjà conclu, qu'au fur et à mesure de la décélération du rebondissement isostatique, la ligne de rivage raccourcit tandis qu'au contraire les côtes de sédiments meubles augmentent simultanément aux falaises de sédiments meubles (DUBOIS, 1976c). Notre explication était que la ligne de rivage avait de plus en plus de temps pour se régulariser vers les bas niveaux en conjonction avec une masse de matériaux de plus en plus importante doublée d'un relief de moins en moins disséqué.

Cette conclusion est encore valable, mais elle ne doit s'appliquer qu'aux étapes de régression marine pendant le déglacement des principaux bassins-versants d'une zone côtière, ainsi que pendant la période d'intense réorganisation du réseau qui suit le déglacement. Pour la Moyenne Côte Nord, cette conclusion n'est valable que pour les niveaux de 15 m et plus, soit jusque vers 5 200 BP.

Depuis 5 200 BP au contraire, la ligne de rivage a tendance à s'allonger malgré le racourcissement des côtes deltaïques. Cette date correspond d'abord à peu près à la cassure de la courbe d'émersion (Fig. 229) qui indique une intense décélération du rebondissement isostatique et donc une relative stabilisation du rivage favorisant sa régularisation. Cette relative stabilisation qui, normalement, devrait correspondre à un rétrécissement de la longueur de la ligne de rivage, correspond à un accroissement par pénurie de sédiments d'où augmentation du dégagement des îles et des écueils et augmentation des falaises de sédiments meubles. La pénurie de sédiments est directement liée à la diminution des masses sédimentaires deltaïques.

L'examen des phases deltaïques maximales des principaux cours d'eau en fonction de l'âge estimé du déglacement complet de leur bassin (Tableau 1) est assez révélateur. Par exemple, les rivières au Bouleau ou Tortue dont le déglacement s'est effectué entre 9 300 et 8 900 BP présentent une phase deltaïque maximale à 106 m d'altitude, soit vers 9 100 BP. La rivière Sheldrake, dont le déglacement s'est effectué entre 9 200 et 9 000 BP présente une phase deltaïque maximale à 90 m d'altitude, soit vers 8 500 BP. Les rivières Mingan, Saint-Jean et Magpie, dont le déglacement s'est effectué entre 8 800 et 8 100 BP, présentent une phase deltaïque maximale à 75-76 m d'altitude, soit vers 7 700 BP. Enfin, les rivières Moisie et Romaine, dont le déglacement s'est effectué entre 7 500 et 7 300 BP, présentent une phase deltaïque maximale entre 45-46 et 15 m d'altitude, soit entre 7 200 et 5 200 BP. Les plus petites rivières ou les rivières qui possèdent

d'importantes trappes à sédiments sur leur cours ne peuvent compter dans cette généralisation puisqu'il y a trop de risques que d'autres facteurs entrent en ligne de compte.

On se rend compte que les rivières transportent maintenant de moins en moins de sédiments mais que la mer, demeurant toujours grande consommatrice de sédiments, selon l'expression d'OTTMAN (1965), ne peut que provoquer un bilan sédimentaire négatif sur les côtes depuis environ 5 200 ans.

Cette conclusion vient donc appuyer celle que nous avions présentée en 4.3 ainsi que celle de TIMSON (1977) sur la côte du Maine: les sédiments littoraux proviennent des deltas fluviaux ou fluvio-glaciaires et la localisation et l'importance des systèmes fluviaux déterminent le type de côte. ZENKOVICH (1967) avait raison de dire que les rivières ont des effets certains sur la dynamique et la géomorphologie des côtes et sont parfois un facteur décisif de leur développement.

Enfin, on peut remarquer, que sauf quelques zones exceptionnelles très localisées, le sens des dérives littorales n'a pas changé au cours des âges. De même, selon les champs de dunes inventoriées, le sens des vents ne semble pas avoir varié non plus.

A titre de conclusion méthodologique, il faut dire qu'il serait possible d'obtenir plus de précision sur les niveaux et les âges représentant des changements importants dans l'évolution du littoral en se servant d'intervalles plus courts que ceux qui ont été utilisés; les six niveaux choisis ici sont présentés à titre représentatif.

6.2 L'évolution récente de la côte

Dans la section précédente, les tendances évolutives à long terme (millénaires) de la Côte Nord, tant pour les rivages rocheux que pour les rivages de sédiments meubles, ont été soulignées. Cette évolution tend vers une érosion générale du trait de côte qui est de plus en plus composé de sédiments meubles. Cet allongement du trait de côte de sédiments meubles rend cependant ce dernier beaucoup plus mobile, beaucoup plus transitoire. Il est donc nécessaire d'analyser les données sur les tendances d'évolution à plus court terme, surtout séculaires et décennales. Ces données sont un prérequis à tout aménagement rationnel des terres dans un contexte où l'homme tend à construire le plus près possible des plans d'eau.

6.2.1 Les enseignements des travaux antérieurs

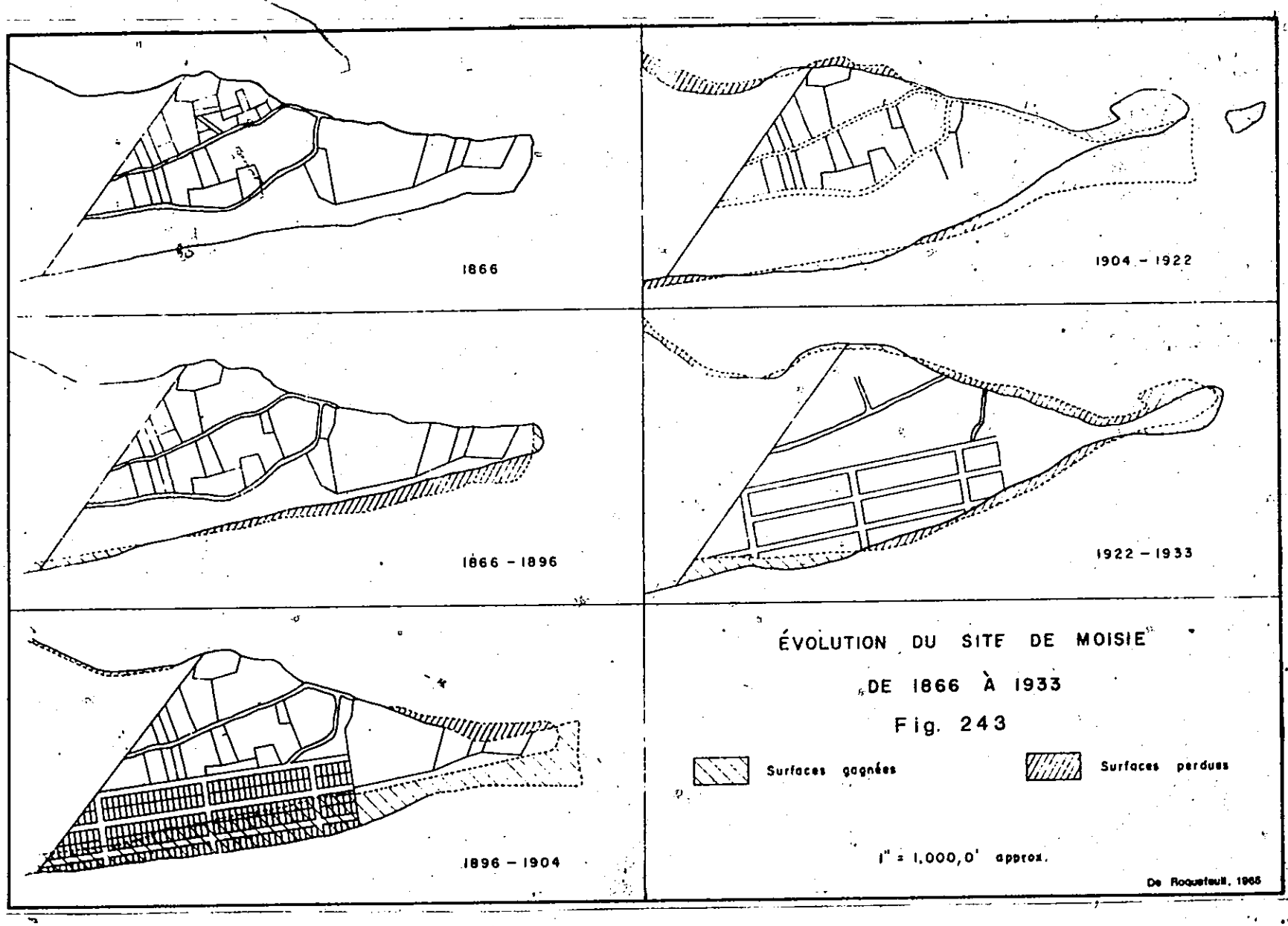
Les travaux cartographiques d'évolution séculaire, ou à moyen terme, et décennale, ou à court terme, des côtes ne sont réalisés en pratique que depuis une trentaine d'années. On trouve les tendances séculaires à partir de cartes ou d'écrits historiques et les tendances décennales à partir de photographies aériennes principalement.

a) Les tendances séculaires au moyen de cartes historiques

SHALOWITZ (1964) et CHARDON (1978) ont décrit la méthode d'utilisation des cartes historiques, le premier discutant principalement de la sélection des documents et le deuxième présentant la technique de superposition. Notons cependant, à la suite de STAFFORD (1968),

que la méthode des cartes historiques n'est pas très précise et qu'elle ne constitue qu'un indice de tendance car les données consignées sur les cartes sont sélectives et ne sont pas une représentation fidèle du terrain. De plus, il est impossible de quantifier l'erreur des différentes cartes et souvent on se retrouve en face du problème de sélection de points de repère communs (Mc GOWEN & BREWTON, 1975). Enfin, il est souvent difficile ou impossible de déterminer le zéro de ces cartes (BIRD, 1974) et ce que l'on peut déduire, ce sont les changements en plan du littoral mais non les volumes de sédiments en cause (LANGFELDER, STAFFORD & AMEIN, 1970). Les données des cartes historiques peuvent toujours être complétées par l'examen d'actes notariés ou par enquête auprès des vieux résidants dans les zones habitées. Mais dans le premier cas, la ligne des hautes eaux qui est généralement prise comme borne est souvent indiquée de façon vague et, dans le deuxième cas, on se retrouve avec des données parfois exagérées ou contradictoires selon STAFFORD (1968).

Sur la Côte Nord, une seule carte a pu être consultée (Fig. 243). Elle a été produite à partir de cartes historiques de cadastre à l'embouchure ouest de la rivière Moisie pour 1866 à 1933 (DE ROQUEFEUIL, 1965). Cette carte n'est pas commentée par l'auteur mais on peut y déceler une érosion quasi généralisée de la côte que la période d'intense sédimentation (100 m de gain de terrain en moyenne) de 1896 à 1904 n'a que faiblement réussi à atténuer. Retenons cependant que l'érosion normale peut occasionner un retrait de 2 à 5 m par an et peut aller exceptionnellement jusqu'à 11 m par an vers le bout de la flèche comme


1866
1904 – 1922
1866 – 1896
1922 – 1933
1896 – 1904
ÉVOLUTION DU SITE DE MOISIE
DE 1866 À 1933
Fig. 243
Surfaces gagnées
Surfaces perdues
1" = 1.000,0' approx.
De Roquefeuil, 1966

s'était le cas entre 1904 et 1922. La sédimentation est très localisée mais elle peut occasionner des gains normaux de 1 à 5 m par an, exceptionnellement de 20 m par an vers le bout de la flèche comme cela s'est produit entre 1896 et 1904.

Cet exemple de Moisie ne reflète pas nécessairement la tendance générale sur la Côte Nord car ce village est sis sur une flèche d'embouchure de la rivière Moisie et ces flèches sont aussi soumises aux caprices sédimentaires des rivières, ainsi qu'à l'action marine.

Une deuxième carte qu'il a été impossible de trouver devait accompagner un rapport de la C.D. Howe Co. Ltd. (1961) pour la ville des Sept-Îles. Selon le rapport, la carte aurait été produite à partir des cartes de cadastre de 1903, 1934 et 1953 ainsi que de travaux de terrain en 1960 et 1961.

De 1903 à 1934, le littoral de la ville des Sept-Îles a connu une lente accumulation de sédiments causée par une dérive littorale d'est en ouest (Fig. 189); une légère érosion s'est cependant produite à l'ouest du quai construit en 1910. Mais en 1934, on a rempli la structure du quai de sorte qu'une plus forte accumulation à l'est a provoqué une sévère érosion à l'ouest. Pour contrer cette érosion, on a construit en 1947 un mur de bois à l'ouest du quai. Ce mur, détruit par une tempête en 1955, fut remplacé par un mur de pierres qui fut progressivement érodé puis détruit par des vagues de l'ordre de 19 pieds (5,8 m) de la tempête du 17 décembre 1960. Un peu à l'est du quai des Sept-Îles, le quai de l'Iron Ore (Canada) Ltd a été construit en 1953. Il a évidemment provoqué de l'érosion à l'ouest, principalement

lors de la tempête de 1955, mais cette érosion a été enrayée par un mur de pierres construit entre 1955 et 1958. Un estimé des gains et pertes de terrain entre 1934 et 1961 pour les Sept-Îles montre un bilan négatif (Tableau 13). Cependant, ce bilan ne peut pas être transposé à l'ensemble de la côte puisqu'il a été provoqué par l'homme.

Tableau 13 - ESTIMÉ DES GAINS ET PERTES DE TERRAIN DE LA VILLE DES SEPT-ÎLES PAR L'ACTION LITTORALE ENTRE 1934 ET 1961

	1934 - 1953	1953 - 1961	Total (pi.^{2})
Terrain perdu	147 158	250 820	397 978
Terrain gagné	284 766	32 100	316 866
Total (pi.^{2})	137 608	-218 720	-81 112

Une étude de couvertures spéciales de photographies aériennes prises en 1943, 1950, 1953, 1954, 1955, 1956 et 1957 vient compléter le rapport.

Pendant cette période de 1943 à 1957, on estime qu'il y a eu accumulation constante de la pointe aux Basques au quai de l'Iron Ore. Du quai de l'Iron Ore au quai des Sept-Îles, il y a érosion sur les premiers 2 200 pi. (670 m) à l'ouest du quai, dont 200 pi. (61 m) de profondeur à 450 pi. (137 m) du quai. Il y a cependant accumulation sur les 3 500 pi. (1 067 m) suivants à l'abri du quai des Sept-Îles. A l'ouest du quai des Sept-Îles, il y a un rivage stable protégé des

vents du SO sur les premiers 250 pi. (76 m), de l'érosion, sur les 3 400 pi. (1 037 m) suivants puis accumulation vers la flèche littorale à l'entrée de la baie; cette flèche progresserait au moins depuis 50 ans. Cependant, MOIGN (1972) rapporte que cette flèche n'évolue plus maintenant car la dérive littorale est coupée par les deux quais.

Pour revenir à la pointe aux Basques, le rapport estime qu'elle s'est érodée d'environ 300 pi. (91 m) et THOM & MOIGN (1970) pensent que cette érosion se produit depuis 100 à 500 ans alors que le littoral à l'est et à l'ouest s'engraisse. Cette pointe, qui s'était érigée à l'abri de l'île Grande Basque depuis environ 6 000 BP (DREDGE, 1971) selon l'allure des plages soulevées (phénomène de tombolo), s'érode maintenant à cause de l'étranglement du détroit qui augmente le pouvoir érosif des courants combinés de dérive et de marée (Section 2.7.4 et fig. 187).

Une dernière conclusion qui ressort du rapport est le fait que ce sont les tempêtes qui causent réellement de l'intense érosion du littoral. La fréquence de ces tempêtes est estimée à 5 ou 10 ans et l'on peut comparer les vagues démesurées qu'elles engendrent avec la vague normale dans la section 2.7.5. Une enquête auprès des vieux résidants de Longue-Pointe-de-Mingan en 1975 a révélé que la tempête de 1960 a emporté environ 50 pi. (15 m) de terrain sur la pointe à l'ouest du village alors que le recul est estimé à environ 300 pi. (90 m) depuis 40 ans. Compte tenu des conclusions de STAFFORD (1968) sur ce genre d'enquête, il faut donner à ces chiffres une valeur maximale.

Depuis une vingtaine d'années, plusieurs chercheurs ont mentionné les effets catastrophiques des tempêtes sur les littoraux. Par exemple, TANNER (1961) et EL-ASHRY & WANLESS (1965) montrent des exemples photographiques de ces effets pour la Floride et la côte atlantique américaine. BIRD (1976) rapporte des effets semblables sur les Grands Lacs. En Nouvelle-Zélande, KIRK (1975) et DUCKMANTON (1974) signalent que deux tempêtes ont emporté 5 m de terrain, soit 12% des variations de 32 années. Au Texas, Mc GOWEN & BREWTON (1975) estiment à 800 pi. (245 m) le terrain perdu à certains endroits en quelques heures par l'ouragan Carla de 1961; ces sédiments ont été emportés au large hors du système littoral actuel. MORTON (1977) a calculé qu'il y avait une moyenne de 0,8 tempête par an au Texas, ce qui rend cette côte très vulnérable. Quant à LANGFELDER, STAFFORD & AMEIN (1970), ils rapportent qu'en Caroline du Nord, il y a véritablement eu une période de tempêtes entre 1949 et 1956. Enfin, ARMON & Mc CANN (1979) soutiennent que la côte NE de l'Île-du-Prince-Édouard peut s'éroder de 1,5 m par an lors de tempêtes alors que généralement l'érosion moyenne est de 0,26 m par an.

Enfin, sur la Côte Nord, certains écrits permettent de retracer l'évolution de l'embouchure de la rivière Natashquan (Fig. 192) depuis une centaine d'années. Selon les enquêtes de WELSTED (1960), la flèche d'embouchure actuelle rattachée à la rive sud aurait commencé à se former vers 1900; elle avait 700 m de longueur en 1912 et 2 260 m en 1960, soit une augmentation de 40 m par année. Cependant, DUMONT (1952a) rapporte, qu'aux dires des pêcheurs de la région, l'Île Sainte-

Hélène à l'embouchure de la rivière faisait partie d'une flèche rattachée celle-là à la rive nord vers 1875; ceci est confirmé par WELSTED (1960) qui y a remarqué les mêmes cordons de plage que sur la rive nord. Il semblerait donc qu'il y ait eu un changement dans les dérives littorales il y a une centaine d'années et que l'embouchure de la Natashquan migrerait vers le nord.

b) Les tendances décennales par la photographie aérienne

L'utilisation de la photographie aérienne dans les études d'évolution du littoral est beaucoup plus fréquente que l'utilisation des cartes, entre autres à cause du grand nombre de couvertures disponibles depuis les années 1930. Déjà en 1960, on retrouvait nombre d'exemples dans le manuel de photo-interprétation de l'American Society of Photogrammetry. Depuis, plusieurs travaux ont été effectués, principalement ceux de MORTON (1977) au Texas et d'ARMON & Mc CANN (1979) à l'Île-du-Prince-Édouard.

Ces études, entre autres, ont permis d'établir la validité de la méthode par la photographie aérienne, de déduire une tendance généralisée d'érosion des côtes sableuses actuellement et de formuler quelques causes possibles de cette tendance.

L'aspect méthodologique a principalement été traité par STAFFORD (1968), LANGFELDER, STAFFORD & AMEIN (1970), Mc GOWEN & BREWTON (1975), GATTO (1979) et ARMON & Mc CANN (1979). Il s'agit essentiellement d'une comparaison entre plusieurs couvertures aériennes d'un même site à partir de points de repère communs aux différentes

couvertures, généralement des aménagements anthropiques. Ensuite on trace en superposition les différentes lignes de rivage et l'on fait des mesures des variations à intervalle régulier, à tous les 1 000 pi. (300 m) par exemple (LANGFELDER, STAFFORD & AMEIN, 1970) ou à tous les 500 m (ARMON & Mc CANN, 1979).

c) Les résultats et les causes

Les travaux sur l'évolution récente des littoraux ont permis à TANNER (1958, 1970, 1972) et à BIRD (1976) de conclure que les littoraux sableux subissaient, depuis au moins un siècle ou deux, une érosion généralisée même là où il n'y a aucune interférence anthropique.

Au Canada, tous les travaux démontrent cette tendance à l'érosion depuis plus d'un siècle. Sur la Côte Nord, on a vu précédemment que le bilan de la zone des Sept-Îles est négatif de 1896 à 1961 (DE ROQUEFEUIL, 1965; C.D. Howe Co. Ltd., 1961). Même si les secteurs considérés sont soit très localisés, soit perturbés par des structures, il n'en demeure pas moins qu'ils sont dans la tendance générale. A l'Île-du-Prince-Édouard, FORWARD (1960) estime l'érosion de certains secteurs à 1 à 3 pi. (0,3 à 0,9 m) par an et parfois à 8 à 13 pi. (2,4 à 4,0 m) par an de 1935 à 1958 tandis que ARMON & Mc CANN (1979) évaluent cette érosion à 0,26 m par an au nord-est de l'île. Ces derniers précisent qu'une analyse de tendance selon la méthode de MILLER & KAHN (1962) indique que cette tendance est significative. BIRD (1976) rapporte que cette tendance à l'érosion se produit aussi sur les Grands-Lacs depuis un siècle.

Aux États-Unis, COOPER (1958) indique cette même tendance à l'érosion sur les côtes du Pacifique. Sur les côtes de l'Atlantique, la Caroline du Nord a subi cette tendance entre 1938 et 1966 (LANGFELDER, STAFFORD & AMEIN, 1970) même si l'érosion peut atteindre parfois 21,9 pi. (6,7 m) par an et l'accumulation 25,3 pi. (7,7 m) par an dans certains cas. CHARDON (1978) prouve que même depuis plus de deux siècles (1770 à 1867) l'érosion prédominait sur les côtes non perturbées par l'homme en Floride. La même conclusion est présentée dans la vaste synthèse de MORTON (1977) pour les côtes du Texas entre 1851 et 1975.

Enfin, nombre de chercheurs en sont arrivés à conclure en une érosion généralisée depuis au moins un siècle en Australie (DAVIES, 1957; BIRD, 1960; THOM, 1968), au Danemark (BIRD, 1974) en Argentine, en Uruguay et au Brésil (TANNER & STAPOR, 1972), au Mexique, en Espagne, au Portugal, en U.R.S.S., en Inde, en Afrique de l'ouest et du sud, au nord du Japon et dans certaines régions de la France et de la Grande-Bretagne (BIRD, 1976).

Après une grande période d'accumulation qui a duré pendant tout l'Holocène, quel est le ou les facteurs qui a ou ont modifié le bilan sédimentaire des côtes mondiales? Comment isoler ce ou ces facteurs parmi ceux que MORTON (1977) énumère dans la figure 244.

Selon FAIRBRIDGE (1966), la cause serait une hausse généralisée du niveau marin d'environ 1 mm par an depuis quelques décennies. BRUUN (1962) et SCHWARTZ (1967) se rallient à cette idée tandis que THOM (1968) l'envisage parmi d'autres causes pour l'Australie et MORTON (1977) pour le Texas. Sur les côtes atlantiques des États-Unis,

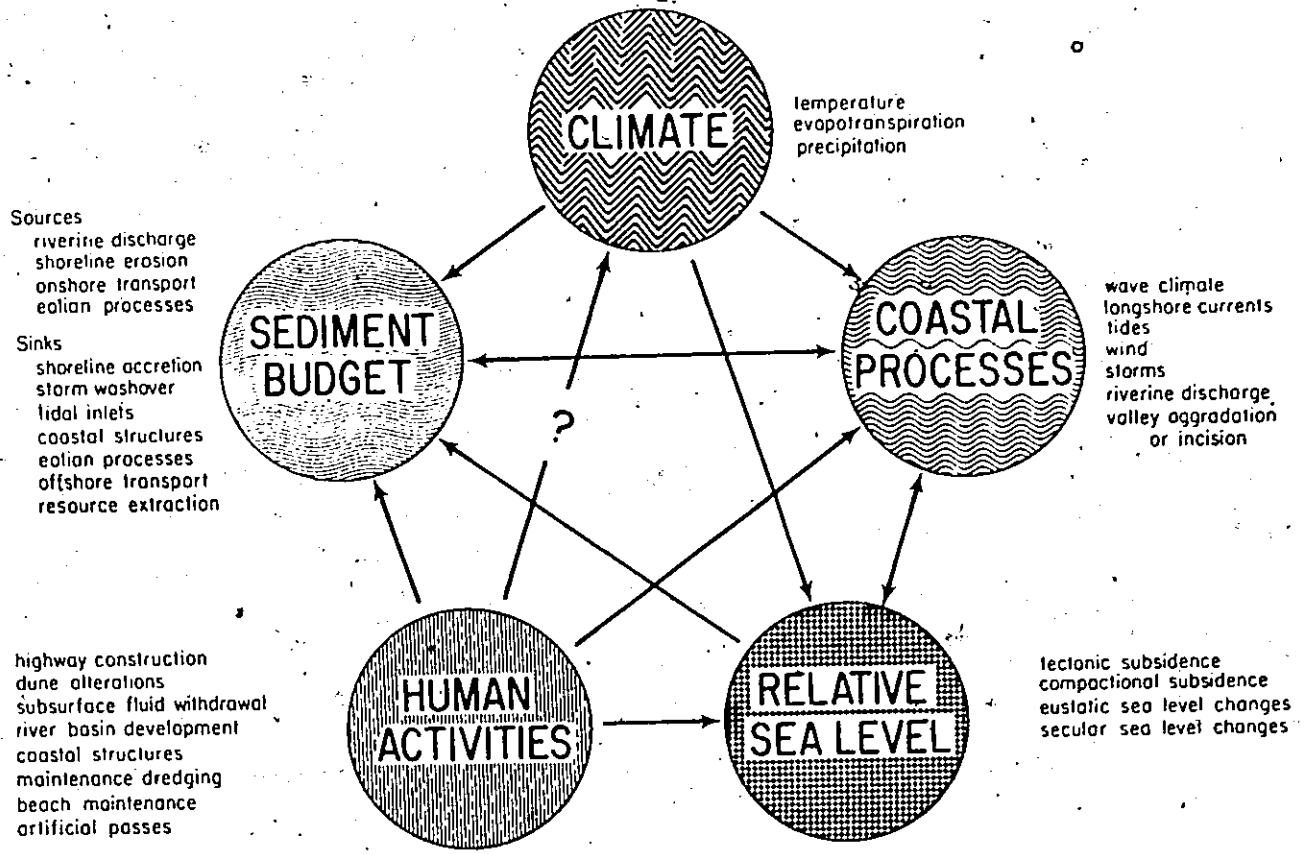


Fig. 244 - Interaction des facteurs pouvant provoquer des variations de la ligne de rivage (MORTON, 1977).

PIRAZZOLI (1976) rapporte même, selon les séries marégraphiques (Fig. 238), que cette hausse peut atteindre 15 cm depuis 1930 mais il explique ce phénomène par le rapprochement du Gulf Stream des côtes. Cette cause ne peut en effet être généralisée puisque les Grands-Lacs aussi subissent une érosion qui est indépendante des fluctuations océaniques (BIRD, 1976). D'ailleurs, il se pourrait que sur les côtes du Maine, la cause soit plutôt une subsidence évaluée au minimum à 17,5 cm entre 1942 et 1966 selon les levés géodésiques étudiés entre Bangor et Calais par TYLER, LADD & BORNS (1979).

Une deuxième cause possible est la subsidence par compaction des formations deltaïques telles les embouchures du Rhone (DENIZOT, 1957), du Rhin (WIGGERS, 1954) ou la côte du Golfe du Mexique (MORTON, 1977), mais cette cause ne peut être généralisée.

Une troisième cause est la relative stabilisation entre la terre et le niveau marin pendant une certaine période de temps comme le préconise BIRD (1974) pour le Danemark; cette cause ne peut certainement pas être appliquée aux régions qui n'ont pas été englacées au Wisconsinien.

Une quatrième cause est l'action humaine que THOM (1968) envisage entre autres pour l'Australie, MORTON (1977) pour le Texas et que BIRD (1976) semble trouver acceptable pour la zone très humanisée des Grands-Lacs. Dans ce dernier cas, il faut tenir compte du batillage surtout près des ports, mais une étude de OUELLET & BAIRD (1977) dans l'estuaire du Saint-Laurent affirme que les vagues générées par le batillage ont peu d'effet comparées aux vagues générées par le vent.

Même si cette cause ne peut être généralisée puisque l'on rapporte que même les côtes non humanisées s'érodent, il faudrait peut-être maintenir cette hypothèse puisque l'action humaine occasionne nécessairement des modifications des unités physiographiques de côtes (telles que définies à la section 4.2.4) selon MORTON (1977). Si des structures, des prélèvements, des aménagements favorisant ou défavorisant les apports sédimentaires sont exécutés sur un littoral sableux et que les unités physiographiques sont perturbées, il faut nécessairement que le nouvel équilibre se fasse au détriment de certains secteurs.

Les deux dernières hypothèses envisagées sont l'augmentation du taux et/ou de la puissance des tempêtes et la diminution des apports sédimentaires.

L'augmentation du taux et/ou de la puissance des tempêtes est envisagée par THOM (1968) pour l'Australie et par MANLEY (1962) aux Îles Britaniques. MORTON (1977), lui, en fait une des principales causes d'érosion des littoraux du Texas car il y a à cet endroit une fréquence de tempêtes de 0,8 par an et parce que DUNN & MILLER (1964) ont démontré qu'il y avait une recrudescence des tempêtes lors des réchauffements climatiques. Enfin, BIRD (1976) semble vouloir étendre cette perspective comme une des causes de l'érosion des plages mondiales; cette cause peut en effet produire l'érosion autant des littoraux marins que lacustres.

La dernière cause envisagée par Mc GOWEN & BREWTON (1975) et MORTON (1977) au Texas et par BIRD (1976) dans les régions où l'on

a construit des réservoirs et des barrages sur les cours d'eau est le déficit d'apports sédimentaires. Cette hypothèse a principalement été développée par TANNER (1972) et peut s'appliquer autant aux mers qu'aux lacs ayant connu des phases glacio-lacustres, car le déficit d'apports sableux qui prévaut depuis quelques décennies ou quelques siècles, est indépendant des fluctuations marines ou lacustres lesquelles ce sont relativement stabilisées depuis quelques millénaires. TANNER (1972) exprime ainsi son hypothèse. Lorsque le niveau d'eau s'est stabilisé, l'équilibre géométrique des nouvelles plages s'est établi rapidement. Les dérives littorales travaillaient à re-répartir le sable disponible jusqu'à une géométrie telle que le système absorbait le taux maximum d'énergie des vagues avec un minimum de transport de sédiments. Avant que ce point ne soit atteint, il y avait abondance de sédiments et absorption maximale d'énergie par les dérives mais, ce point étant atteint, la majorité du sable est hors d'atteinte dans les estuaires, les dunes, les cordons de plage ou sur la plage sous-marine. Le système a donc besoin de sables nouveaux, soit celui des rivières, mais le volume de ceux-ci est maintenant de beaucoup inférieur à celui qui était disponible immédiatement après la déglaciation et lors de l'érosion des deltas qui émergeaient rapidement, de sorte que le rivage lui-même doit maintenant absorber toute l'énergie disponible. Le système a donc passé depuis quelques siècles à une économie de pénurie de sédiments caractérisée par une érosion généralisée. Cette séduisante hypothèse fonctionne très bien dans les zones qui ont été englacées au Wisconsinien supérieur mais il faut se rabattre sur une ou l'autre des

hypothèses précédentes pour expliquer l'érosion des plages des autres zones. Il n'y a peut-être pas de cause unique mais plutôt une conjoncture.

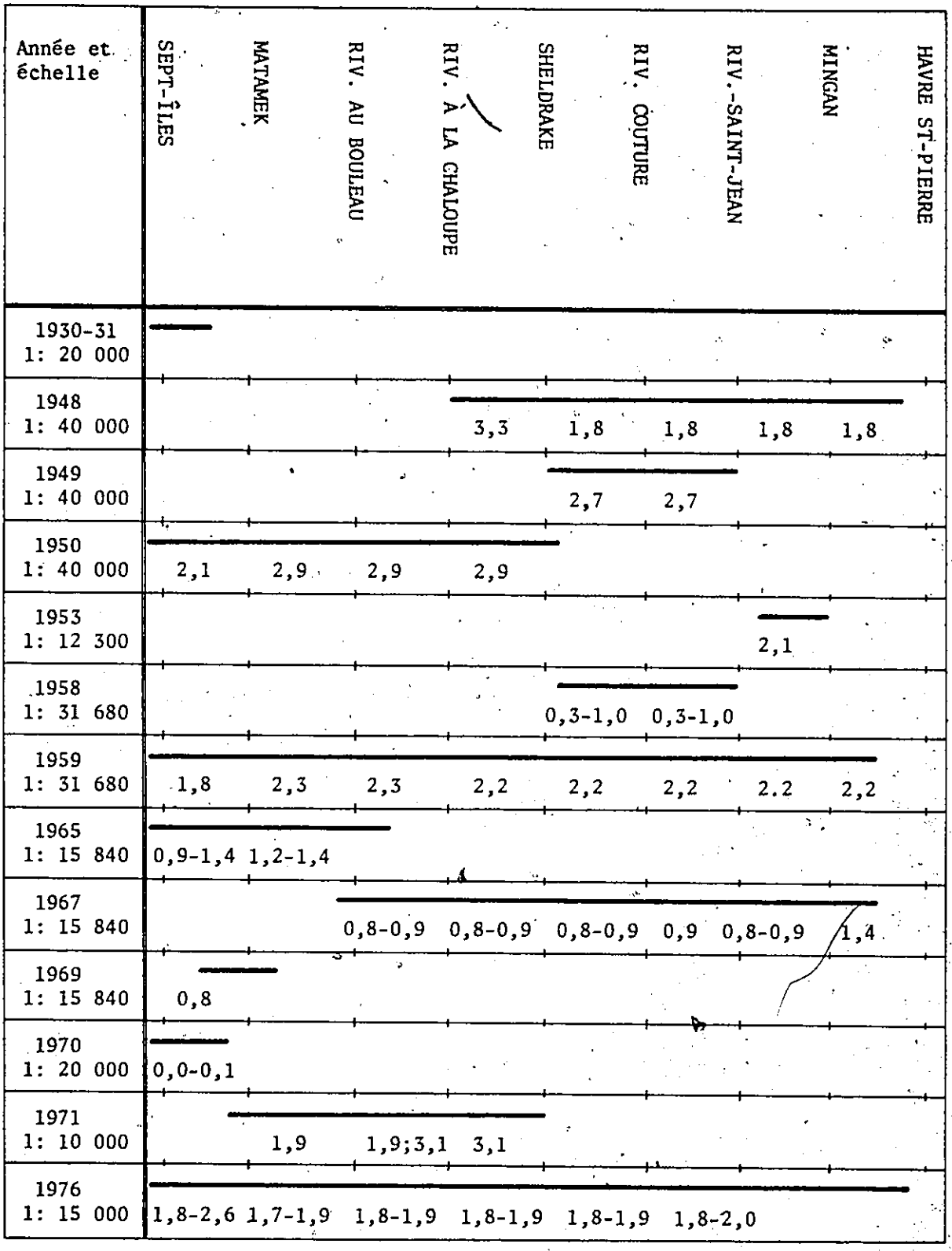
6.2.2 L'évolution actuelle des rivages sableux de la Côte Nord par photo-interprétation (1948-1976)

a) La méthodologie

Comme la ligne de rivage elle-même (water line) est le véritable point de mesure pour retracer l'évolution d'un littoral sableux selon LANGFELDER, STAFFORD & AMEIN (1970), elle a donc été choisie pour la présente étude. Ce choix a été fait à cause de notre connaissance des particularités de chacune des plages de la région et aussi parce que nous pouvions retracer l'heure exacte de la prise de vue des photographies aériennes ainsi que la hauteur de marée correspondante pour chacune des lignes de vol des différentes années (Fig. 245). Pour cette étude d'ensembles, trois couvertures continues ont été choisies, soit celles de 1948-50, 1965-67 et 1976.

Sur chacun des 150 doublets photographiques, on a pris trois points de repère communs qui ont été superposés sur un même acétate au moyen d'un projecteur Kargl Reflecting de Keuffel & Esser (X 0,25 à 4,0). Les résultats ont été reportés sur un fond de carte au 1: 25 000^{e}, puis schématisés sur une carte au 1: 100 000^{e} (Fig. 246). L'erreur estimée, surtout due à la largeur du trait de crayon et à l'utilisation d'une couverture aérienne au 1: 40 000^{e}, est de ± 10 m au maximum; si les couvertures utilisées étaient toutes au 1: 15 840^{e} par exemple l'erreur ne serait que de l'ordre de ± 2 à 3 m.

Fig. 245 - COUVERTURES AÉRIENNES DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT ET HAUTEURS DE MARÉE LORS DE LA PRISE DE VUE (m)



b) Les résultats

La carte finale (Fig. 246), préparée par BRIARD (en prép.), représente, pour les périodes de 1948-50 à 1965-67 et de 1965-67 à 1976 , les rivages sableux où il y a eu érosion, accumulation ou stabilité relative avec un estimé maximal à ± 10 m des variations pour chacune des périodes. En indiquant les rivages affectés de falaises, on peut se rendre compte des zones où les volumes de sédiments risquent d'être les plus grands à défaut de calculs précis tel que mentionné précédemment (Section 6.3 a et b). Sachant la hauteur approximative (± 1 à 3 m) de ces falaises, il serait toujours possible de faire des calculs volumétriques indicatifs. Chacune des baies importantes est identifiée par des symboles d'évolution et un estimé maximal d'accumulation ou d'érosion a été calculé lorsque ce dernier dépassait la marge d'erreur de ± 10 m. Dans le cas du long littoral à l'est de la Saint-Jean, des zones d'évolution à peu près homogènes ont été découpées, sur lesquelles on a généralement fait plus d'un calcul d'érosion ou d'accumulation.

La période de 1948-50 à 1965-67, qui représente 15 ans à l'ouest de la rivière au Bouleau et 19 ans à l'est de celle-ci, est caractérisée par une érosion quasi généralisée surtout sur les longs littoraux bien exposés. Les autres secteurs sont demeurés stables, principalement les petites baies isolées sans falaise des côtes échancrées. Les deux seules zones d'accumulation sont une petite zone à l'est de Longue-Pointe-de-Mingan, qui a probablement accueilli les sédiments arrachés vis-à-vis le village lors des tempêtes de 1955 et de

Figure 246

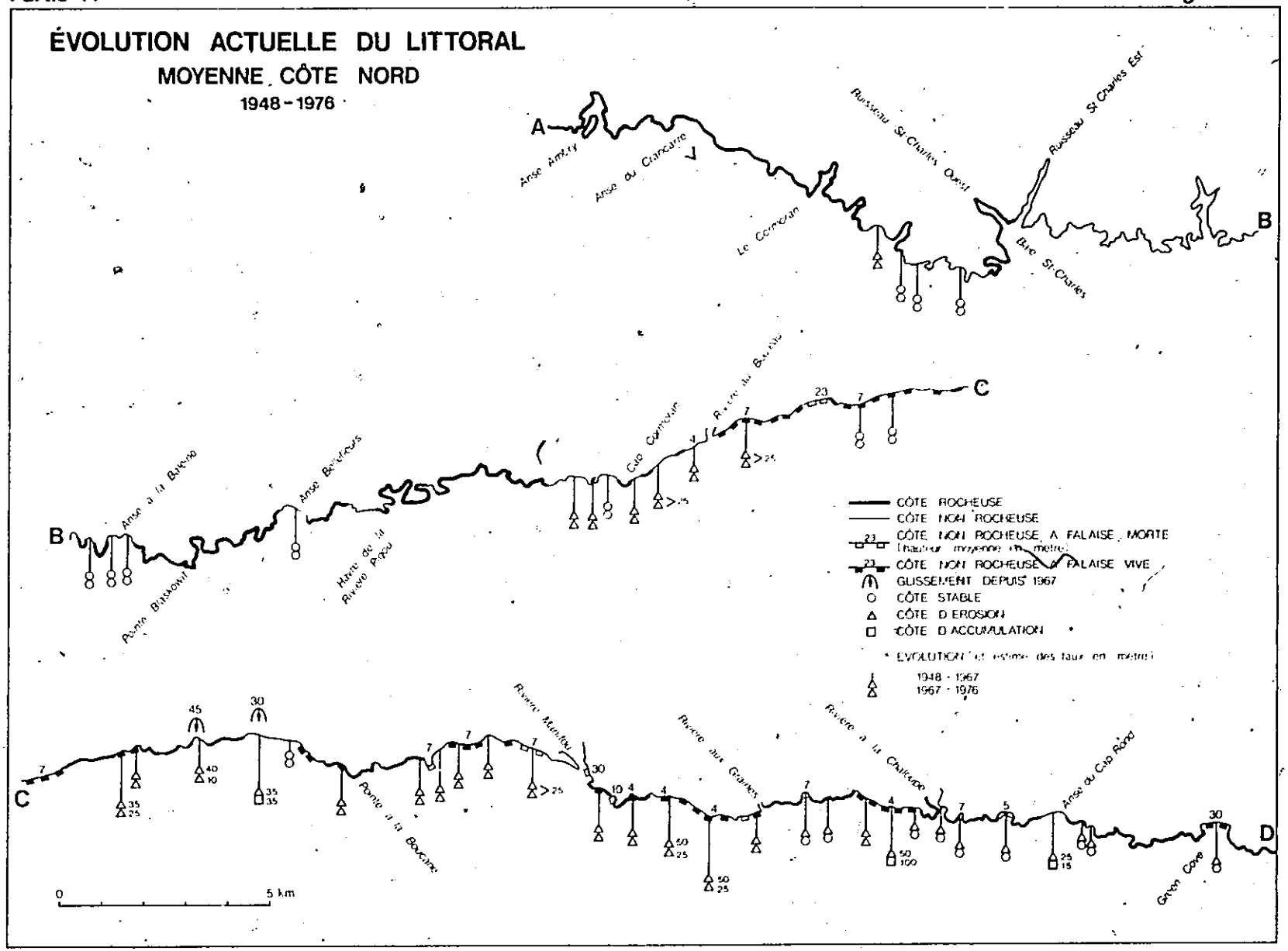
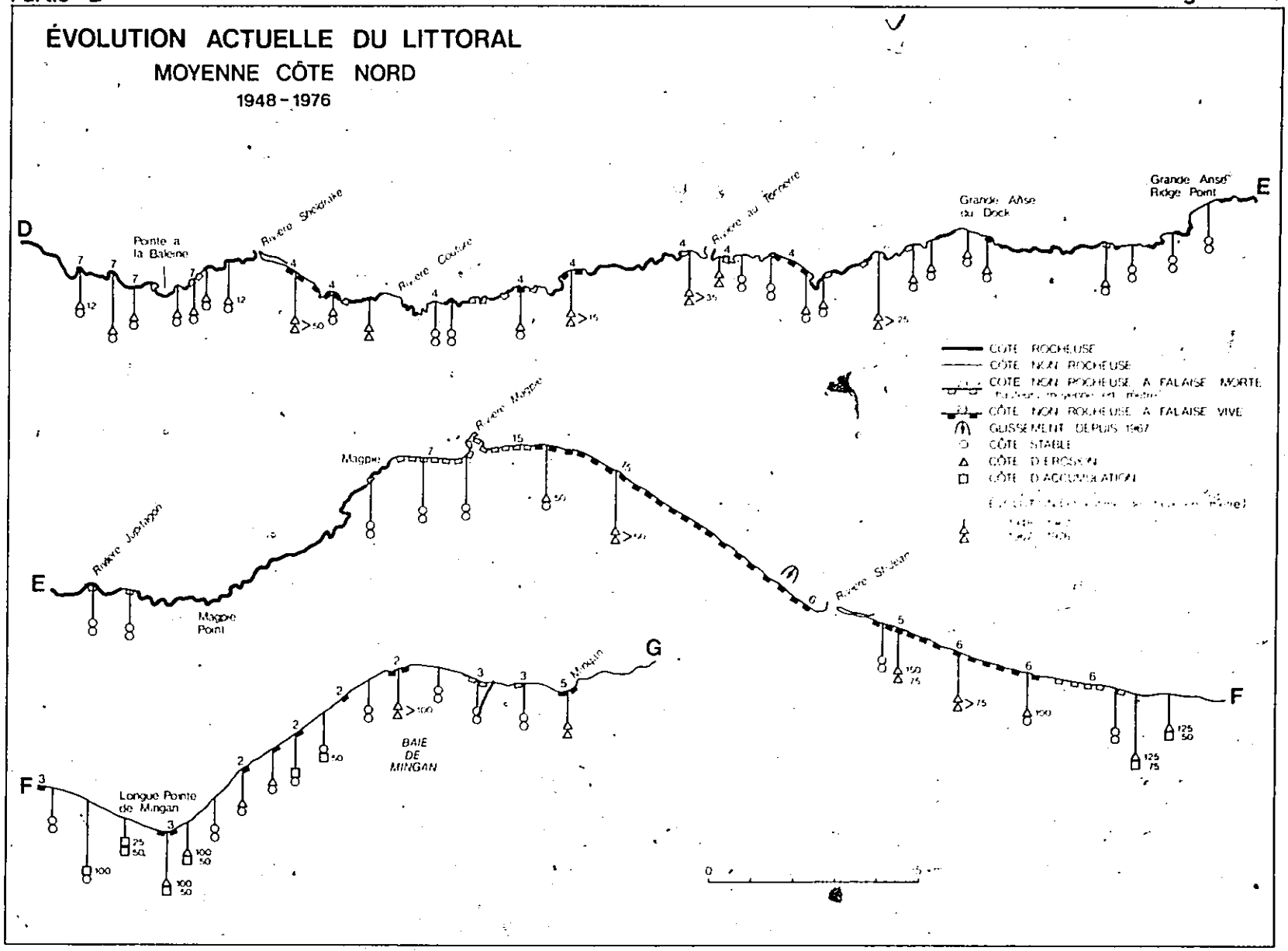

ÉVOLUTION ACTUELLE DU LITTORAL
MOYENNE CÔTE NORD
1948 - 1976
A
B
C
D
Anse Amiry
Anse du Cancane
Le Comeau
Ruisseau St Charles Ouest
Ruisseau St Charles Est
Baie St Charles
Anse à la Baleine
Anse Bellevue
Pointe Blanchard
Havre de la Rivière Pigou
Cap Comeau
Rivière du Bonhomme
Rivière Manitou
Pointe à la Boucane
Rivière aux Graines
Rivière à la Chaloupe
Anse au Cap Rond
Green Cove
0
5 km
CÔTE ROCHEUSE
CÔTE NON ROCHEUSE
CÔTE NON ROCHEUSE A FALAISE MORTE
(hauteur moyenne en mètres)
CÔTE NON ROCHEUSE A FALAISE VIVE
GLISSEMENT DEPUIS 1967
CÔTE STABLE
CÔTE D'EROSION
CÔTE D'ACCUMULATION
* EVOLUTION (en mètres des taux en mètres)
1948 - 1967
1967 - 1976

Figure 246


ÉVOLUTION ACTUELLE DU LITTORAL
MOYENNE CÔTE NORD
1948 - 1976
D
Pointe a la Baleine
Rivière Shedrake
Rivière Couture
Rivière au Tonnerre
Grande Anse du Dock
Grande Anse Ridge Point
E
Rivière Jupiagon
Magpe
Rivière Magpe
Magpe Point
Rivière St-Jean
F
Longue Pointe de Mingan
BAIE DE MINGAN
Mingan
G
CÔTE ROCHEUSE
CÔTE NON ROCHEUSE
CÔTE NON ROCHEUSE A FALAISE MORTE
CÔTE NON ROCHEUSE A FALAISE VIVE
GLISSEMENT DEPUIS 1967
CÔTE STABLE
CÔTE D'EROSION
CÔTE D'ACCUMULATION

1960, ainsi qu'une vaste zone à l'ouest de la Longue Pointe qui, en plus d'avoir certainement accueilli les sédiments arrachés à cette dernière en 1955 et en 1960, doit aussi accueillir les sédiments que la dérive normale fait doubler la pointe (Fig. 189). Dans le premier cas, l'hypothèse se vérifie puisque dans la période suivante la zone est devenue stable et dans le deuxième cas, l'hypothèse se vérifie aussi puisque dans la période suivante, la longueur de rivage affecté est plus restreinte près de la pointe. Dans les petites baies ou les baies pas très exposées, l'érosion atteint rarement plus de 25 ± 10 m, excepté dans celles qui sont affectées de glissements de terrain où l'érosion atteint de 35 ± 10 à 44 ± 10 m, comme c'est le cas à l'anse de Glaise ou à l'anse du Sault-Blanc. Les longues côtes très exposées à l'ouest de la rivière à la Chaloupe et entre les rivières Magpie et Mingan ont pu s'éroder de 50 ± 10 à 100 m et même de 125 ± 10 à 150 ± 10 à l'est de la Saint-Jean. Dans ce dernier cas, il est plus que probable que les sédiments ont été emportés vers le large vers l'embouchure de la Saint-Jean et au niveau de la Longue Pointe, selon le schéma des dérives actuelles (Fig. 189).

La période de 1965-67 à 1976, qui représente 11 ans à l'ouest de la rivière au Bouleau et 9 ans à l'est de celle-ci, est caractérisée par un plus grand nombre de zones stables, une diminution des zones d'érosion et une augmentation des zones d'accumulation. Plusieurs zones d'intense érosion à la période précédente, comme la Longue Pointe, sont maintenant des zones d'accumulation. La majorité des petites baies, qui possèdent leur environnement propre, continuent ce-

pendant la même évolution qu'à la période précédente. Dans les baies plus exposées, l'accumulation peut atteindre parfois de 15 ± 10 à 25 ± 10 m ou une érosion pouvant atteindre 25 ± 10 m. Les longues côtes très exposées peuvent subir une accumulation qui atteint de 35 ± 10 à 100 ± 10 m mais aussi une érosion qui atteint de 25 ± 10 à 75 ± 10 m. Pendant cette période, même si elle est plus courte que la précédente, on ne peut certainement pas parler de bilan négatif malgré la vaste zone attenante à l'embouchure de la Saint-Jean qui est toujours en déficit et à part la petite zone stabilisée par les apports de la rivière immédiatement à l'est de l'embouchure. Outre ce secteur, qui peut être affecté par la compaction des sédiments deltaïques selon la deuxième cause retenue en 6.3.1c, la stabilité relative que l'on retrouve en général pendant cette période est probablement due au fait qu'il n'y a pas eu de grandes tempêtes.

En résumé, comme on l'a vue précédemment dans la région des Sept-Îles entre 1896 et 1961, pour les 26 à 28 ans représentés par l'ensemble des deux périodes, soit de 1948-50 à 1976, on enregistre un déficit sédimentaire sur la Moyenne Côte Nord car un grand nombre de zones d'érosion pendant la première période sont demeurées stables pendant la seconde période ou bien les apports sédimentaires de cette seconde période n'ont pas encore comblé le déficit de la période précédente. Les deux tempêtes de 1956 et de 1960 sont certainement la cause de ce déficit, mais il est curieux de remarquer l'érosion continue aux embouchures d'importantes rivières comme la Saint-Jean, la Mingan, la Magpie (partie est), l'au Tonnerre, la Sheldrake, la (gran-

de) Manitou et l'au Bouleau! Par exemple, en tenant compte du taux d'erreur déjà mentionné, les 7 à 8 km de côte de chaque côté de la Saint-Jean auraient perdu de 11 000 000 à 18 000 000 m^3 de sédiments en 28 ans et le recul moyen annuel du littoral serait de l'ordre de 3,6 m par année. L'hypothèse de compaction des sédiments deltaïques, avancée précédemment comme une des causes possibles pour la Saint-Jean, ne peut être retenue pour les autres rivières où le substratum rocheux est très près de la surface. La seule explication qui demeure reste donc l'hypothèse de TANNER & STAPOR (1972), le déficit d'apports de sédiments fluviaux, puisque les données marégraphiques de référence de Harrington Harbour et de Pointe-au-Père indiquent un niveau marin stationnaire depuis au moins 1910 (RAJEWICZ, 1979).

6.3 La prospective d'évolution des côtes

6.3.1 Les tendances millénaires

À la section 5.4.3a, un estimé du rebondissement isostatique résiduel dérivé de la courbe d'émersion a permis de prédire un rajustement d'un autre 29 m sur la Moyenne Côte Nord. Au rythme moyen depuis 6 000 BP, ceci veut dire que la côte atteindra un équilibre dans un millénaire au minimum; mais sachant qu'il y a évidence de décélération continue de ce mouvement, il est plus probable que la période de relative stabilité ne sera atteinte que dans plusieurs millénaires.

Un estimé de l'allure du trait de côte lorsque le rebondissement isostatique sera complété est reproduit sur la figure 239. Le littoral se diviserait en 4 zones principales: de la baie des Sept-

Îles à la Matamek, de la Matamek à la Magpie, de la Magpie à Mingan et l'est de Mingan incluant les îles de Mingan.

De la baie des Sept-Îles à la rivière Matamek, on a une côte deltaïque. La baie des Sept-Îles est presque complètement exondée de même que la baie de la Boule. La zone exondée peut atteindre 3 à 4 km même à l'ouest de l'embouchure actuelle de la Moisie où le banc de Moisie est rattaché à la côte. L'île Grande Basque est définitivement rattachée par un tombolo à la Pointe aux Basques et la dérive littorale vers l'ouest y est bloquée. La rivière Moisie a probablement retrouvé son ancien cours vers le SE sur la plate-forme littorale tel que le suggèrent les courbes bathymétriques de la figure 13. Après avoir débouché dans la baie de Moisie environ, à huit km à l'est de son embouchure actuelle, comme nous le verrons plus loin, la rivière Moisie y a développé un delta dérivé de l'érosion de son delta émergé.

De la rivière Matamek à la rivière Magpie, le rivage, exondé sur 1 à 3 km doit être en grande partie rocheux probablement en majeure partie de type côte à tombolos avec un peu de côtes à écueils, comme le suggère la tendance (Tableau 12).

De la rivière Magpie à Mingan, la côte est deltaïque. La baie de Magpie est complètement exondée sur 5 à 8 km et le reste de la côte sur 1 à 3 km. La rivière Saint-Jean a certainement continué à bâtir un delta à même les sédiments de son delta émergé, tandis que l'effet de tombolo entre la Longue Pointe et l'île Nue de Mingan doit s'accentuer de sorte que le chenal n'est certainement pas plus large qu'un kilomètre.

A l'est et au large de Mingan, la côte est en partie deltaïque excepté autour des cuestas qui émergent. Cette vaste plate-forme exondée peut atteindre de 13 à 22 km de largeur. Les îles aux Perroquets et Nue de Mingan ainsi que le banc de Mingan sont rattachés ensemble mais non à la terre ferme. Par contre deux grands caps se sont formés d'une part par les îles aux Bouleaux et du Havre de Mingan et d'autre part par la Grande Île et les îles à la Proie, à Samuel, Grosse et Petite Romaine. Entre ces deux grands caps, un chenal canalise les eaux des rivières Mingan et Romaine qui forment chacune un delta.

Ces tendances millénaires sont le continuum des tendances amorcées depuis le déglacement complet des bassins hydrographiques, c'est-à-dire allongement du trait de côte par exondation de la plate-forme littorale et allongement des côtes à tombolos avec tendance vers les côtes à écueils dû au dégagement des aspérités du substratum rocheux par pénurie des apports fluviaux de sédiments à la côte. Enfin, le réseau hydrographique préglaciaire sera de plus en plus mis en évidence surtout dans la plate-forme paléozoïque.

6.3.2 Les tendances séculaires et décennales

Les tendances séculaires et décennales sont trop courtes pour permettre une évaluation des variations des types de côte comme les tendances millénaires. Elles nous renseignent cependant sur les processus qui sont les plus actifs à court ou à moyen terme.

On a vu précédemment (Section 6.2.2b) que malgré la tendance à une plus grande stabilisation du rivage de 1965-67 à 1976, la tendance depuis 1896 pour la région des Sept-Îles et depuis 1948-50 pour le reste de la côte était l'érosion généralisée. Cette érosion généralisée peut être le fait de la décélération du rebondissement isostatique, mais la cause principale est le déficit d'apports sédimentaires fluviaux de sorte qu'au moment des tempêtes, la mer consomme tellement de sédiments que ces derniers ne peuvent être entièrement remplacés par les sédiments apportés à la côte par l'érosion fluviale, gravitaire ou littorale. Si la tendance se prolonge, et aucune indication ne permet de croire le contraire, la pénurie de sédiments à la côte sera de plus en plus aigüe.

Comme nous avons remarqué que l'apport de sédiments fluviaux à la côte était essentiellement dû aux crues printanières et estivales, il est évident que toute tendance de régularisation des débits sur des rivières comme la Moisie, la Saint-Jean ou la Mingan et même la Romaine augmentera le déficit sédimentaire du littoral (DUBOIS, 1979a). C'est ainsi que le harnachement hydroélectrique de ces rivières peut être des plus dangereux pour la côte.

Dans le détail, les deux secteurs qui sont susceptibles d'évoluer le plus sont les deltas des rivières Moisie et Mingan, advenant qu'il n'y ait aucune intervention humaine pour contrecarrer les projets de la Nature.

Aux Sept-Îles d'abord, MOIGN (1972) a remarqué que les quais bloquaient la dérive littorale vers l'ouest de sorte que

les flèches ne sont plus alimentées à l'entrée de la baie; l'érosion sera donc de plus en plus sévère si l'on ne protège pas le littoral. Dans un deuxième temps, des modifications importantes peuvent survenir à l'embouchure de la Moisie. En effet, un premier événement, déjà souligné dans la section 4.2.3b, pourrait être le déversement de la rivière aux Rats-Musqués dans la Moisie par régression de la grande coulée à ravin de 1965 lors d'une crue exceptionnelle. Un tel événement mettrait en danger le pont de la route 138 et la relative stabilité des berges. De toute façon, le pont est menacé à court terme car il est situé sur la rive concave d'un méandre important. Jusqu'à présent, la rivière a érodé les sédiments glissés dans la rivière au rythme de 20 m par année entre 1970 et 1976 (selon les photographies aériennes). Les 120 m qui restent prendront un peu plus de temps parce que les sédiments sont plus épais de sorte qu'on peut croire qu'ils peuvent être érodés en 10 ou 12 ans en décélérant le rythme de moitié. L'érosion des sédiments glissés complétée, la rivière continuera d'éroder sa rive concave vers 1986 ou 1988.

La vitesse d'érosion de la rive concave du grand méandre de la Moisie a pu être déterminée de deux façons: par extrapolation à partir de la situation reconstituée au niveau de 15 m daté d'environ 5 200 BP sur la figure 239 et par comparaison de photographies aériennes entre 1930 et 1976. Dans le premier cas, le méandre s'est déplacé de 2,5 km vers l'est depuis 5 200 BP; le rythme d'érosion de la rive concave est donc de 0,48 m par année en moyenne. Si l'on tient compte de la possibilité d'erreur de datation qui peut être de l'ordre de

600 ans selon le tableau 11, le taux serait plutôt de 0,48 ± 0,06 m par année. A ce rythme, le pédoncule de 600 m qui reste à éroder avant que la rivière ne se jette à 8 km à l'est de son embouchure actuelle serait coupé dans 1 100 à 1 400 ans. Dans le deuxième cas, on calcule un retrait de 30 m en 46 ans au sud de l'accumulation de sédiments glissés; soit un taux d'environ 0,65 m par année. A l'endroit où se sont accumulés les sédiments glissés, la berge s'est érodée de 22 m en 35 ans (1930 à 1965), soit un taux d'environ 0,66 m par année: les données sont donc concordantes. A ce rythme, le pédoncule serait érodé dans environ 925 ans et le changement de tracé ré-activant l'érosion, à cause de la pente plus forte du lit, permettra à la rivière de construire rapidement un delta à sa nouvelle embouchure tel qu'indiqué en 6.3.1.

Quant à la rivière Mingan, il y a aussi une possibilité qu'elle recoupe le pédoncule de la presqu'île qu'elle forme à l'est du village de Mingan. Selon les calculs sur les photographies aériennes il y aurait eu un retrait de 10 à 15m entre 1948 et 1976. A un taux de retrait de 0,36 à 0,55 m par année, le pédoncule de 130 m de largeur sera coupé dans 240 à 360 ans. L'effet de tombolo à l'ouest de l'île du Havre de Mingan devrait alors être accentué par un plus grand apport de sédiments dû à une augmentation locale de la pente de la rivière.

7. CONCLUSIONS

Cette étude avait pour but d'établir un schéma d'évolution postglaciaire d'une zone côtière en émersion en bordure sud du Bouclier Canadien. Son originalité réside dans le fait qu'elle est basée à la fois sur l'analyse des paléolittoraux et du littoral actuel et qu'elle débouche sur un essai de prospective d'évolution. Pour atteindre ce but le travail est divisé en deux grandes parties. La première, qui comprend les chapitres 2, 3, et 4 décrit la nature, la stratigraphie, la genèse, la géomorphologie et la distribution spatiale des formations meubles. Dans les chapitres 5 et 6, qui forment la deuxième partie, l'étude est orientée plus spécifiquement vers le phénomène côtier proprement dit en vue de retracer l'évolution sédimentologique et géomorphologique de la zone côtière en la replaçant dans les cadres chronologiques régionaux et parfois généraux des fluctuations climatiques, glaciaires et marines.

7.1 La lithostratigraphie et la géomorphologie

L'étude géomorphologique permet d'aboutir à des conclusions générales (Chapitre 2) et, en intégrant les données lithostratigraphiques, de caractériser les grands ensembles géomorphologiques (Chapitre 4).

Le relief de la Côte Nord est issu d'une tectonique cassante plutôt que de l'érosion différentielle, à l'exception du contact Pré-

cambrien-Paléozoïque et du Paléozoïque lui-même qui forme un relief de cuestas. De la même façon, l'altération des roches précambriennes est négligeable excepté dans les zones de faiblesse, mais elle est importante dans les roches paléozoïques surtout si l'on songe aux estrans actuels (Section 2.3.3). Enfin, l'analyse des profils longitudinaux et des cartes bathymétriques permettent d'affirmer que les principales rivières coulent en majeure partie dans un cours préglaciaire, principalement les rivières Sainte-Marguerite, Moisie, Saint-Jean, Mingan et Romaine (Sections 2.1 et 2.2).

Les grands ensembles géomorphologiques reflètent les grandes régions physiographiques (Section 2.2) et correspondent à des environnements différents.

Le premier grand ensemble est le plateau rocheux qui se situe entièrement dans le domaine continental. Sa surface a principalement été affectée par l'érosion et l'accumulation glaciaires, ses vallées ont été affectées par l'accumulation fluvioglaciaire et l'érosion fluviatile et les versants de ses vallées ont subi les actions gravitaires (Section 4.2.1).

L'étude des valeurs de surcreusement des ombilics des vallées en auge du plateau a permis d'établir que le surcreusement glaciaire minimal sous le niveau de base actuel du relief était identique au surcreusement fluvial maximal au-dessus du niveau de base, ce qui permet aussi d'estimer éventuellement la profondeur d'autres ombilics (Tableau 8). En dehors de ces axes préférentiels, l'efficacité de l'érosion des calottes glaciaires sur le Bouclier est minime contrai-

rement à certaines conceptions,parce qu'il y a un faible pourcentage de formes dissymétriques sur les surfaces de type "moutonnée", parce qu'il y a une relative rareté des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires et parce qu'il y a présence et relative fraîcheur des talus et des vallées qui sont nettement de facture préglaciaire et qui ont à peine été adoucis par la glace.

Le deuxième grand ensemble est le piémont en grande partie rocheux qui forme une zone de transition entre les domaines continental et marin. Ses interfluves ont été affectés par l'action glaciaire comme le plateau,tandis que ses vallées ont été affectées par l'accumulation fluvioglaciaire, marine et parfois glacio-lacustre ainsi que par l'érosion fluviatile (Section 4.2.2).

Deux phénomènes particuliers méritent d'être signalés: l'un est généralisé, c'est l'épandage proglaciaire de chevauchement (offlap), et l'autre est unique, c'est une fissure de retrait dans les sédiments marins (Sections 3.2.2, 3.2.4 et 4.2.3b). L'épandage de chevauchement est une inversion stratigraphique caractéristique des grandes vallées encaissées. Des sédiments graveleux proglaciaires viennent coiffer en discordance des sédiments glacio-lacustres ou deltaïques marins lors du déglacement final rapide des bassins. Ils représentent une progression dans la sédimentation pendant la régression marine. Enfin, l'examen d'une fissure de retrait sans déplacement apparent des lèvres,tant horizontalement que verticalement,dans les silts marins de la rivière Saint-Jean et comblée de sédiments sableux deltaïques laisse penser aux séquelles d'un tremblement de terre rapporté par REIMNITZ & MARSHALL

(1965) dans les sédiments intertidaux d'Alaska. De plus, compte tenu de la pente du cours d'eau, il y a concordance d'âge entre le sommet de la terrasse deltaïque surmontant la fissure et les terrasses de sédiments provenant des plus grandes zones de glissements de la Côte Nord sis en aval de la fissure, soit entre 7 200 et 6 000 BP.

Le troisième grand ensemble est la plaine côtière mi-rocheuse (plaines vallonnées) mi dans les sédiments meubles (deltas et terrasses) et qui est du domaine marin ancien. Les plaines vallonnées ont principalement été affectées par l'érosion ou l'accumulation glaciaire, marine, fluviatile et paludéenne, tandis que les deltas et les terrasses ont été construits par l'action marine et fluviatile avec des modifications paludéennes, gravitaires et éoliennes (Section 4.2.3).

Deux problèmes particuliers méritent d'être signalés, ce sont la signification géomorphologique des deltas et des terrasses et leur correspondance altimétrique (Sections 4.2.3b et c), ainsi que la signification géomorphologique de la cuirasse ferrugineuse (Section 2.4.2).

La dimension des deltas et la largeur des terrasses entre ces derniers n'a pas de signification géomorphologique autre que celle exprimée par la pente du substratum rocheux sous-jacent. Les gros deltas se situent dans de profondes dépressions et sont peu contrôlés par le substratum rocheux, tandis que les larges terrasses sont sises sur des pentes faibles du substratum rocheux. Par contre, les petits deltas et les terrasses étroites sont sis sur des pentes fortes du substratum rocheux et sont contrôlés par ce dernier. La largeur des terrasses sur les deltas eux-mêmes possède cependant une signification géomorphologi-

que autre qui reflète beaucoup plus l'importance de la sédimentation aux diverses altitudes. Une observation importante relative à la présence des sédiments disponibles à la côte est que les grands deltas ont été formés à l'exutoire des grands bassins-versants principalement ceux dont le cours d'eau présente moins de trappes à sédiments ou dont les trappes à sédiments sont éloignées du rivage. Par contre, les zones de petits bassins-versants ou de bassins-versants dont les trappes à sédiments sont près de la côte présentent de petits deltas et même parfois pas du tout. L'analyse de la correspondance altimétrique des surfaces de deltas et de terrasses sur la Moyenne Côte Nord n'a révélé aucune déformation apparente des mêmes niveaux, excepté sur un même delta où il y a une décroissance normale à partir de la source qui est liée au mode de sédimentation. On retrouve ainsi 17 niveaux importants dont 11 majeurs: 6-8, 15, 23, 30, 45-46, 60, 75-76, 90-91, 106, 122 et 131 m.

Les surfaces des deltas et terrasses sont protégées contre l'érosion par une cuirasse ferrugineuse de type ortstein. Cette cuirasse est continue et peut atteindre plus de 2 m d'épaisseur dans les granulométries variant des sables fins aux graviers moyens. Sa présence et son épaisseur sont indépendantes de l'altitude: elles sont plutôt liées au bon drainage qui se présente aussitôt que le site est hors d'atteinte des crues fluviales ou des vagues de tempête. La formation de la cuirasse est rapide puisque le rebord de la majorité des terrasses a été protégé du ravinement.

Le quatrième grand ensemble est la côte et la plate-forme littorale qui sont tant rocheuses que dans les sédiments meubles et qui sont du domaine marin actuel (Section 4.2.4). Une classification morphosédimentologique régionale a permis d'identifier des zones homogènes sur l'ensemble de la Côte Nord et d'en déduire neuf environnements côtiers avec leur pourcentage de représentation: deltaïque (7%), à tombolos (13%), morainique (2%), à écueils (4%), à rias sableuses (13%), à rias (28%), fortement tectonisé (23%), accore rocheuse (5%) et à cuestas (5%). Cette classification a permis non seulement de replacer la zone d'étude dans son contexte régional, mais aussi d'appliquer ce zonage aux paléo-rivages afin d'en retracer l'évolution (Chapitre 6). On peut conclure que la Moyenne Côte Nord n'est pas représentative de tous les environnements actuellement mais que tous les environnements ont été représentés à un moment ou l'autre de son évolution. Elle est cependant représentative des environnements dont les problèmes sont les plus difficiles à cerner à cause de la mobilité potentielle de leurs sédiments sableux, soit les environnements deltaïque, à tombolos et à écueils.

Le dernier problème abordé est celui de l'origine des terrasses rocheuses des îles de Mingan et de l'île d'Anticosti (Section 4.2.4a). Ces terrasses, incluant la plate-forme littorale actuelle, sont polygéniques et polycycliques. En effet, elles sont en partie structurales (érosion différentielle) ou en partie d'érosion littorale (surfaces recoupant la structure) d'âge préglaciaire (ampleur et nombre des terrasses et présence de cannelures sur les terrasses). Sous la limite

marine maximale mais au-dessus du niveau marin actuel, ces terrasses ont été rajeunies par l'action littorale qui se manifeste par des monolithes d'érosion, des corniches de sapement et le prolongement de certaines terrasses rocheuses en terrasses de sédiments meubles.

Notre cartographie détaillée au 1: 25 000^{e} de la géomorphologie, des formations meubles et de la stratigraphie est une première sur la Côte Nord. Cette cartographie touche les environnements glaciaire, fluvioglaciaire, glacio-lacustre, marin, estuarien ou prodeltaïque, deltaïque, littoral, éolien, fluviatile, gravitaire et paludéen pour le Wisconsinien supérieur. Une carte synthèse au 1: 100 000^{e} est présentée ici (Fig. 68).

L'étude détaillée des textures et des paramètres sédimentaires (Tableau 6) ainsi que des familles de courbes granulométriques (Section 3.2) permet de distinguer les divers environnements et la plupart du temps, les diverses formations lorsque les structures et la géomorphologie ne nous viennent pas en aide. On a pu ainsi identifier sans équivoque tous les faciès liés à la présence du milieu marin jusqu'à la limite maximale de la mer de Goldthwait et on peut aussi affirmer que presque tous les sédiments de la côte sont d'origine fluviale (deltas) ou fluvioglaciaire (épandages proglaciaires).

Une coupe lithostratigraphique généralisée de la Moyenne Côte Nord a été établie (Fig. 153). Dans cette coupe, on allie pour la première fois les interactions entre les domaines terrestre et marin des divers environnements précités et l'on indique les probabilités de discordance et de passage franc et graduel entre les formations.

7.2 La chronostratigraphie et la paléogéographie

Nous avons appliqué avec succès à la Côte Nord un cadre chronologique dérivé en partie de données extra-régionales où l'on observe une corrélation évidente entre les fluctuations climatiques, glaciaires et des niveaux marins, ainsi que les principaux événements géomorphologiques (Chapitre 5).

La courbe paléoclimatique de DANSGAARD, JOHNSEN, CLAUSEN & LANGWAY (1971), appuyée par les différentes données palynologiques régionales, représente bien les grandes fluctuations climatiques de la Côte Nord (Sections 5.2.1 et 5.2.2). Cependant dans le détail, la courbe statistique des datations ^{14}C des faunes marines de la mer de Goldthwait de HILLAIRE-MARCEL & OCCHIETTI (en prép.) représente mieux les fluctuations secondaires (Fig. 219). Ainsi, les principales détériorations climatiques correspondant à des données géomorphologiques régionales sont perçues: pause de Métabetchouane/moraine de Baie-Trinité et réseau de fentes de gel de Baie-Comeau (10 200 - 10 000 BP), moraine de Manitou-Matamek (9 700 - 9 500 BP) et formes de cryoturbation à Rivière-Saint-Jean (< 7 500 BP). L'âge des principales améliorations climatiques correspondent aussi à l'âge des principales terrasses de sédiments meubles.

Le Wisconsinien supérieur: l'englacement laurentidien

Il n'y a aucune évidence de sédiments pré-Wisconsinien supérieur sur la Côte Nord mis à part les sédiments organiques du sud du Labrador datés d'environ 20 000 BP (LAMB, comm. pers.) (Section 5.3.1).

Au Wisconsinien supérieur, la calotte laurentidienne a envahi l'entière Côte Nord excepté la région de Blanc-Sablon et la côte sud-est du Labrador tel qu'indiqué dans IVES (1978). De plus, contrairement à GRANT (1977a), nous croyons que l'île d'Anticosti ou tout au moins sa partie nord-ouest a été englacée puisque l'hypothèse de refuge biologique est abandonnée; la limite marine maximale est controversée, le till de la Haute-Saumon semble frais, le karst et le réseau hydrographique sont jeunes et de grandes surfaces striées et un système morainique sont probablement issus du Wisconsinien supérieur.

Le Wisconsinien terminal: le déglacement

Si la datation de 20 520 ± 400 BP de LAMB (comm. pers.) est exacte, la moraine de Brador (Fig. 224 et 225) serait une moraine terminale tel que suggéré par GRANT et rapporté par DUBOIS (1977b); l'épandage proglaciaire sous-aquatique de l'île du Vieux Fort (SHEARER, 1973) y serait associé. Il est aussi possible que le système morainique d'Anticosti soit aussi terminal comme il peut être possible qu'il constitue une des premières étapes du retrait glaciaire contemporaine au minimum du système de Saint-Narcisse (>11 200 - 10 800 BP) (Section 5.3.3).

Le milieu du stade Algonkien marque le déglacement de la côte elle-même vers 10 500 BP, tandis que la fin de ce stade, qui est représenté par les moraines de Matabetchouane au sud du lac Saint-Jean, correspondrait à la moraine de Baie-Trinité et de Sault-aux-Cochons (10 300 - 10 000 BP), ainsi qu'au réseau de fentes de gel de Baie-Comeau (env. 10 000 BP) sur la Haute Côte Nord. Ces événements coïncident

d'ailleurs avec une phase microthermique dans le sud du Québec (Section 5.2.2) et avec un minimum de la courbe paléoclimatique (Fig. 217).

Coïncidant aussi avec un minimum de la courbe paléoclimatique (Fig. 217) et de la courbe statistique des datations ^{14}C (Fig. 219), un nouveau système morainique a été découvert, celui de Manitou-Matamek, auquel s'intègre la moraine du lac Daigle et qui peut être daté d'environ 9 700 - 9 500 BP. Ce système a été suivi sur 800 km de longueur entre la rivière Manicouagan et la région de Hamilton-Inlet au Labrador, ce qui en fait le plus long système morainique du Québec. Nous nous basons sur ce système pour affirmer que le déglacement se faisait d'une façon parallèle à la côte.

Au nord du système de Manitou-Matamek, aucun front glaciaire bien marqué n'a été retracé. On peut cependant affirmer que les têtes des grands bassins ont été déglaciées avant 7 500 - 7 300 BP, compte tenu d'un taux de retrait moyen de 150 m par année calculé entre le système de Manitou-Matamek et le bassin de la Churchill (Tableau 10).

Le Goldthwaitien inférieur et moyen: la transgression marine

La lithostratigraphie et la répartition des formes littorales et deltaïques permettent d'affirmer que la mer de Goldthwait talonnait le glacier en retrait jusque vers 131 m d'altitude sur la Moyenne Côte Nord. Cette limite marine maximale aurait été atteinte vers 9 500 BP lors de la mise en place du complexe morainique de Manitou-Matamek. Sur la Haute Côte Nord, cette limite est de 140 à 150 m et sur la Basse Côte Nord, elle est de 152 m. À Anticosti, la limite officielle est de

76 m (BOLTON & LEE, 1960) mais cette dernière est controversée et pourrait être de 122 m d'altitude (Section 5.4.1).

Par endroits, des moraines, des épandages ou des culots de glace tardive ont barré les vallées et ont créé ainsi des lacs souvent très éphémères (Matamek I et II, Key, Manitou, Brûlé et Carré). De grandes étendues d'eau douce dans certaines vallées ont été en contact avec la mer lors de sa phase maximale sur les rivières Matamek, Tortue, Sheldrake et Saint-Jean (Section 4.2.2). La fréquence des kettles sous la limite marine souligne l'influence quasi négligeable d'une présence marine éphémère.

Ces phases glacio-lacustre, glacio-marine et de transgression de la mer de Goldthwait correspondent au Goldthwaitien I et II.

Le Goldthwaitien supérieur: la régression marine

L'étude de la régression marine a pu être faite grâce à une carte paléogéographique cinématique et dynamique au 1: 100 000^{e} de conception unique (Fig. 239) et grâce à une courbe intuitive d'émersion (Fig. 229). La carte paléogéographique permet de synthétiser les divers environnements côtiers pour les principales étapes de la régression marine et de la prospective d'évolution, tandis que la carte de la géomorphologie et des formations meubles donne les environnements côtiers actuels (Fig. 68). La courbe d'émersion permet, elle, de dater les diverses étapes: 131 m (9 500 BP), 106 m (9 100 BP), 75-76 m (7 700 BP), 45-46 m (7 200 BP) et 15 m (5 200 BP).

La courbe d'émersion présente quatre segments différents impliquant une grande variation du taux d'émersion, soit une accélération

de 9 500 à 9 000 BP, une décélération de 9 000 à 7 500 BP, une reprise de l'accélération de 7 500 à 6 000 BP et enfin une décélération continue depuis 6 000 BP. En moyenne, le taux initial d'émersion serait de 600 cm/siècle, tandis que le taux final est de 26 à 27 cm/siècle. Malgré des données de plus en plus évidentes en Gaspésie, sur la Basse Côte Nord et dans le golfe du Saint-Laurent, il n'y a aucune preuve de transgression marine récente sur la Moyenne Côte Nord. Cependant, on retrouve plusieurs anomalies dans les échantillons prélevés entre 5 et 15 m d'altitude et qui semblent être trop vieux puisque datés entre 8 200 et 6 700 BP. Il est donc permis de penser qu'on puisse éventuellement trouver une telle preuve. La courbe d'émersion a aussi contribué à calculer le rebondissement isostatique total de la Moyenne Côte Nord (Section 5.4.3). Ce rebondissement de l'ordre de 300 m se décompose en 131 m de rebondissement apparent, plus 29 m de rebondissement résiduel, plus 130 m en moyenne de remontée eustatique et plus quelques mètres d'hydroisostasie.

A l'exception des deux dernières terrasses importantes de 6-8 m et de 15 m, toutes les terrasses ont été construites pendant la période de fonte glaciaire entre 9 500 et 5 700 BP. En mettant en relation les améliorations climatiques (Fig. 217 et 219), les hausses eustatiques (Fig. 237) et l'âge estimé des terrasses (Tableau 11), on est à même de constater que la corrélation est évidente et que les terrasses sont le résultat d'une relative stabilisation du niveau marin qui devait s'accompagner d'un taux de sédimentation plus important. Quant aux deux plus basses terrasses, surtout celle de 6-8 m (Mitis),

il est possible qu'elles soient le résultat d'une transgression marine. En examinant leur continuité à travers l'estuaire et le nord du golfe du Saint-Laurent, ainsi que l'âge exprimé par les diverses courbes d'émersion, on s'aperçoit qu'il y a une corrélation certaine pour la terrasse de 6-8 m (3 000 à 2 000 BP) et possible pour celle de 15 m (7 000 à 5 000 BP) au moins entre la Côte Nord, la Gaspésie et le nord de Terre-Neuve.

Au niveau chronologique, la période de régression de la mer de Goldthwait est le Goldthwaitien III. La phase régressive qui a été affectée par les influences glaciaire et fluvioglaciaire jusqu'au déglacement complet des dernières têtes de bassins vers 7 500 - 7 300 BP s'identifie au Goldthwaitien IIIa, tandis que la phase séparée des effets glaciaire et fluvioglaciaire s'identifie au Goldthwaitien IIIb. D'un autre côté, il est suggéré dans les études détaillées (Fig. 67) d'identifier la phase terminale depuis la formation de la terrasse de 6-8 m il y a environ 2 000 à 3 000 ans comme la phase laurentienne ou du Saint-Laurent.

En analysant les étapes de la régression marine caractérisées par les principales terrasses (Section 6.1.3), on s'aperçoit qu'il y a une différence fondamentale entre les étapes de plus de 15 m et celles de moins de 15 m d'altitude. Le premier cas réfère à la période de 9 500 à 5 200 BP pendant laquelle ce sont effectués le déglacement progressif des bassins et l'intense réorganisation du réseau hydrographique ainsi que le rebondissement isostatique rapide. Le deuxième cas réfère à la période de moins de 5 200 BP qui correspond à une décéléra-

tion importante du rebondissement isostatique.

Dans le premier cas, au fur et à mesure de la décélération du rebondissement isostatique, la ligne de rivage raccourcit mais au contraire, les côtes de sédiments meubles augmentent en même temps que les falaises dans ces sédiments meubles; l'explication est que la ligne de rivage a de plus en plus de temps pour se régulariser vers les bas niveaux en conjonction avec une masse de matériaux de plus en plus importantes, doublée d'un relief de moins en moins disséqué. Dans le deuxième cas au contraire, la ligne de rivage a tendance à s'allonger malgré le racourcissement des côtes deltaïques. Cette observation coïncide avec la cassure de la courbe d'émersion, ce qui indique qu'une intense décélération du rebondissement isostatique permet une relative stabilisation du rivage favorisant sa régularisation. Cette relative stabilisation qui, normalement, devrait correspondre à un rétrécissement de la longueur de la ligne de rivage, correspond à un accroîssement par pénurie de sédiments, d'où augmentation du dégagement des îles et des écueils et augmentation des falaises de sédiments meubles. La pénurie de sédiments est directement liée à la diminution des masses sédimentaires deltaïques. L'augmentation de la longueur de la ligne de rivage se fait aussi par l'exondation progressive de la plate-forme paléozoïque.

En examinant l'âge des phases deltaïques maximales des principaux cours d'eau en fonction de leur altitude, on s'aperçoit aussi qu'il y a une correspondance significative avec l'âge de déglacement final de chacun des bassins. Cette constatation n'est cependant pas

valide pour les trop petites rivières ou pour celles qui possèdent d'importantes trappes à sédiments sur leurs cours.

On peut donc dire que l'importance des systèmes fluvioglaciaires puis fluviaux détermine le type de côte.

Enfin, on peut remarquer qu'en général le sens des dérives littorales n'a pas varié au cours des âges de même que le sens des vents selon les champs de dunes inventoriés (Tableau 9).

L'évolution historique des côtes sableuses a été retracée au moyen de documents cartographiques ou de photographies aériennes (Section 6.2). Entre 1896 et 1976, la Côte Nord enregistre un déficit sédimentaire qui concorde avec l'érosion généralisée des côtes observée sur l'ensemble du globe depuis un ou deux siècles. L'examen plus détaillé de la période de 1948 à 1976 permet d'affirmer que les côtes s'érodent lors des tempêtes et que le déficit grandissant d'apports de sédiments fluviaux ne permet plus le remplacement adéquat des sédiments consommés par la mer.

En dernier lieu, nous avons essayé de tracer une prospective d'évolution des côtes (Section 6.3). Les tendances sont représentées très sommairement sur la figure 239 par l'allure de la zone exondée lorsque le rebondissement isostatique résiduel de 29 m sera accompli. La ligne de rivage s'allongera malgré le déficit grandissant de sédiments surtout par l'exondation de la plate-forme paléozoïque et donc de nombreuses îles se rattachent à la terre ferme. Les côtes deltaïques diminueront au profit des côtes à tombolos, à écueils et à cuestas. De plus, le réseau hydrographique préglaciaire sera mis en éviden-

ce surtout dans la plate-forme paléozoïque.

Enfin, il est possible que l'action humaine vienne accélérer la pénurie de sédiments à la côte par le harnachement hydroélectrique des cours d'eau en régularisant les débits. Cette régularisation atténuera les crues printanières et estivales qui fournissent la majeure partie des sédiments à la côte.

Cette thèse a contribué à acquérir une meilleure compréhension des environnements quaternaires et de l'évolution postglaciaire des zones côtières en bordure sud des boucliers précambriens. En effet, les divers types de données de la Moyenne Côte Nord ont toujours été replacées dans le contexte régional de l'ensemble de la Côte Nord et souvent de l'ensemble du golfe du Saint-Laurent.

8. RÉFÉRENCES

- A -

AARIO, R. (1977) Associations of flutings, drumlins, hummocks and transverse ridges. Geojournal, vol. 1, no 6, pp. 65-72.

ABBE, E.C. (1936) Botanical results of the Grenfell-Forbes Northern Labrador Expidition, 1931. Rhodora, vol. 38, pp. 102-161.

ABBE, E.C. (1938) Phytogeographical observations in northernmost Labrador. Am. Geogr. Soc., Spec. Publ. no 22, pp. 217-234.

ADAMS, F.D. (1893) On the typical Laurentian area of Canada. Jour. Geol., vol. 1, pp. 325-340.

AGRELL, H. (1976) The highest coastline in South-Eastern Sweden. Boreas, vol. 5, no 3, pp. 143-154.

ALAM, M. & D.J.W. Piper (1977) Pre-Wisconsin stratigraphy and paleoclimates off Atlantic Canada, and its bearing on glaciation in Québec. Geogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 15-22.

ALCOCK, F.J. (1926) Mount Albert Map-Area, Québec. Geol. Surv. Can., Mem. 144.

ALCOCK, F.J. (1935) Geology of Chaleur Bay region. Geol. Surv. Can., Mem. 183, 146 p.

ALCOCK, F.J. (1941) The Magdalen Islands, their geology and mineral deposits. Can. Inst. Min. and Met. Trans., vol. 44, pp. 623-649.

ALCOCK, F.J. (1944) Further information on glaciation in Gaspé. Trans. Roy. Soc. Can., Ser. III, vol. 38, sec. IV, pp. 15-21.

ALLEN, W.T.R. (1964) Break-up and Freeze-up Dates in Canada. Ministère des Transports du Canada, Meteo. Br., CIR-4116, ICE-17, 201 p.

ALLIE, J. (1976) Essai de représentation cartographique de phénomènes géomorphologiques et stratigraphiques (géomorphologie et stratigraphie de la région de Mingan). Rapp. de B.A. Spéc., Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke, 30 p.

AMBROSE, J.W. (1964) Exhumed paleoplains of the Precambrian shield of North America. Am. J. Sci., vol. 212, pp. 817-857.

American Society of Photogrammetry (1960) Manual of photographic interpretation. Washington, D.C., 868 p.

ANDERSON, F. (1934) The current in the St. Lawrence estuary. Can. Hydrogr. Serv., Ottawa.

ANDERSON, A.T. (1963) Report Port Cartier Area. Ministère des Rich. Nat. du Québec, Serv. de l'exploration géologique. Rapp. DP-171, 21 p.; cartes au 1: 31 680.

ANDREWS, J.T. & E.M. Matthew (1961) Geomorphological studies in northeastern Labrador-Ungava. Dept. Mines & Tech. Surv., Geogr. Paper no 29, 29 p.

ANDREWS, J.T. (1963) End moraines and late-glacial chronology ot the northern Nain-Okak section of Labrador. Geogr. Annal., vol. 45, pp. 158-171.

ANDREWS, J.T. (1968a) Pattern and cause of variability of postglacial uplift and rate of uplift in Arctic Canada. J. Geol., vol. 76, pp. 404-425.

ANDREWS, J.T. (1968b) Postglacial rebound in Arctic Canada: similarity and prediction of uplift curves. Can. J. Earth Sci., vol. 5, pp. 39-47.

ANDREWS, J.T. (1970) A geomorphological study of postglacial uplift with particular reference to Arctic Canada. Inst. Brit. Geogr., Spec. Publ. no 2, 156 p.

ANDREWS, J.T. (1972) Recent and fossil growth rates of marine bivalves, Canadian Arctic and Late-Quaternary marine environments. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., vo. 11, pp. 157-176.

ANDREWS, J.T. & D.M. Barnett (1972) Analysis of strandline tilt directions in relation to ice centres and postglacial crustal deformation, Laurentide ice sheet. Geogr. Ann., vol. 54A, pp. 1-11.

ANDREWS, J.T., R.G. Barry, R.S. Bradley, G.H. Miller & L.D. Williams (1972) Past and present glaciological responses to climate in eastern Baffin Island. Quat. Res., vol. 2, pp. 303-314.

ANDREWS, J.T., G.K. Guennel, J.L. Wray & J.D. Ives (1972) An early Tertiary outcrop in northcentral Baffin Island, Northwest Territories, Canada: Environment and significance. Can. J. Earth Sci., vol. 9, pp. 233-238.

ANDREWS, J.T. (1973a) Maps of the maximum postglacial marine limit and rebound for the former Laurentide ice sheet (The national atlas of Canada). Arctic and Alp. Res., vol. 5, no 1, pp. 41-48.

ANDREWS, J.T. (1973b) The Wisconsin Laurentide ice sheet: dispersal centers, problems of rates of retreat and climatic implications. Arctic and Alp. Res., vol. 5, no 3, pp. 105-199.

ANDREWS, J.T. (1973c) Rebondissement postglaciaire. in: Atlas national du Canada. Ministère de l'Énergie, Mines et Ress., Planche 35-36.

ANDREWS, J.T., S. Funder, C. Hjort & J. Imbrie (1974) Comparison of the glacial chronology of eastern Baffin Island, East Greenland, and the Camp Century accumulation record. Geology, vol. 2, pp. 355-358.

ANDREWS, J.T. (1978) Relative sea level and ice sheet reconstructions, Baffin Island, N.W.T., with the last 125,000 years. Proc. Symp. on Earth Rheology and Late Cenozoic Movements, Stockholm.

ANTEVS, E. (1928) The last glaciation. Am. Geogr. Soc. Res. Ser. 17, 292 p.

ARCHER, D.R. (1968) The upper marine limit in the Little Whale river area, New Quebec. Arctic, vol. 21, pp. 153-160.

ARCHIBALD, D.C., M.N. Monsinger and T.B. Kilpatrick (1960) Aerial ice observing and reconnaissance, St. Lawrence River, the Gulf of St. Lawrence and coastal waters of Newfoundland 1959. Ministère des Transports du Canada, Meteor. Br., Tech. Circ. CIR-3417, 98 p.

ARCHIBALD, D.C., M.N. Monsinger and T.B. Kilpatrick (1961) Aerial ice observing and reconnaissance, St. Lawrence River, the Gulf of St. Lawrence and coastal waters of Newfoundland, 1960. Ministère des Transports du Canada, Meteor. Br., Tech. Circ. CIR-3465, TEC-353, 101 p.

ARCHIBALD, D. C., M.N. Monsinger and T.B. Kilpatrick (1962a) Aerial sea ice observing and reconnaissance, St. Lawrence River, the Gulf of St. Lawrence and the Strait of Belle Isle, 1961. Ministère des Transports du Canada, Meteo. Br., CIR-3591, TEC-391, 157 p.

ARCHIBALD, D.C., M.N. Monsinger and T.B. Kilpatrick (1962b) Aerial sea ice observing and reconnaissance Eastern Canadian Seabord, 1962. Ministère des Transports du Canada, Meteo. Br., CIR-3768, TEC-438, 171 p.

ARMON, J.W. & S.B. Mc Cann (1979) Longshore variations in shoreline erosion, Malpeque barrier system, Prince Edward Island. Can. Geogr., vol. 23, no 1, pp. 18-31.

ARRIGNON, J. (1976) Aménagement écologique et piscicole des eaux douces. Série Ecologie fondamentale et appliquée, Gauthier-Vilars, Paris, 320 p.

AUER, V. (1930) Peat bogs in southeastern Canada. Ministère des Mines du Canada, Comm. Géol. Can., Mem. 162.

- B -

BACHAND, A., M. Leclerc et H.G. Jones (1976) Rapport d'avancement des travaux sur la limnologie physico-chimique du lac Matamek. INRS-Eau, Québec; Rapp. à Woods Hole Oceanographic Inst., 32 p.

BAKER, M.B. (1916) The geology of Kingston and vicinity. Ontario Bureau of Mines. Ann. Rept. 25, pt. 3, pp. 1-36.

BAKER, M.B. (1939) The floor of the Paleozoic in Canada. Roy. Soc. Can. Trans., ser. 3, sec. 4, pp. 11-18.

BARABÉ, G. (1972) Rivière Moisie; influence de la rivière aux Rats-Musqués sur les éboulements. Min. Rich. Nat. Qué.; Serv. de l'aménag. hydraul.; rapp. soumis au Min. de la Voirie du Québec, 55 p.

BARABÉ, G. (1973) Rivière Moisie; stabilisation du ravin principal. Min. Rich. Nat. Qué., Dir. de l'aménag.; rapp. soumis au Min. de la Voirie du Québec, 103 p.

BARNETT, D.M. & J.A. Peterson (1964) The significance of glacial lake Naskaupi 2 in the deglaciation of Labrador-Ungava. Can. Geogr., vol. 8, no 4, pp. 171-173.

BARNETT, D.M. & J.A. Peterson (1968) Comments on "Sur le lieu de fonte sur place de la calotte glacière de Scheffer". Can. Geogr., vol. 12, no 1, pp. 53-54.

BASSAGET, J.P. (1970a) Géologie de la région de Natashquan, comté de Duplessis. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. prél. 582, 14 p.; carte 1712 (1 mi/po.).

BASSAGET, J.P. (1970b) Geology of Kegashka Area, Duplessis County. Min. Rich. Nat. Qué., rapp. prél. 597, 18 p.; carte 1721 (1 mi/po.).

BAYFIELD, H.W. (1834) Notes on the geology of the north coast of the St. Lawrence. Geol. Soc. London Proc., vol. 2, pp. 4-5; aussi Phil. Mag., 3rd ser., vol. 4, pp. 51-52 et 453-454; aussi Soc. Géol. France, Bull. 5, pp. 407-408.

BAYFIELD, H.W. (1846) Sailing Directions for the Gulf and River of St. Lawrence. 3rd ed., London, Hydrogr. Office, I, 336 p.

BEATON, A.P. (1962) Ice conditions in the Gulf of St. Lawrence and Newfoundland Coastal Waters Winter 1960-61. Can. Dept. of Transport, Meteorological Br., Tech. Circular CIR-3651, TEC-407, 24 p.

BEATON, A.P. and W.E. Markham (1964) Summary of Ice conditions in the Gulf of St. Lawrence and Newfoundland Waters Winter and Spring 1962-63. Can. Dept. of Transport, Meteo. Br., CIR-4045, TEC-523.

BEATY, C.B. (1978) The causes of glaciation. Am. Scientist, vol. 66, no 4, pp. 452-459.

BEAUGÉ, L. (1956) Le Golfe du Saint-Laurent. Rev. Trav. de l'Inst. des Pêches Maritimes,Paris, vol. 20, no 1, pp. 5-39.

BEAUPRÉ, M., D. Caron & J. Roberge (1974) Karstification de l'île d'Anticosti: reconnaissance. Soc. Qué. Spéléologie, 62 p.

BEAUPRÉ, M. (1976-77) Quelques observations sur les phénomènes karstiques de la Minganie. Spéléo-Québec, vol. 3-4, pp. 34-38.

BÉLAND, R. (1950) Le synclinal du lac Wakeham et la fosse du Labrador. Nat. Can., vol. 77, pp. 291-304.

BELL, R. (1863) On the superficial geology of the Gaspé Peninsula. Can. Nat. and Geol., vol. 8, pp.175-183.

BELL, R. (1884) Observations on geology, mineralogy, zoology and botany of the Labrador Coast, Hudson's Strait and Bay. Comm. Géol. Can., Rept. of Progr.1882-83-84, pp. 5DD-62DD.

BELLIN, J.N. (1758) Remarques sur le détroit de Belle-Isle, et les côtes septentrionales de la Nouvelle-France, depuis la rivière Saint-Jean, jusqu'au Cap Charles. Tirées des journeaux de navigation qui sont au Dépôt des cartes et plans de la marine, pour le service des vaisseaux du Roi. Paris.

BERNARD, C. (1966a) Les rivières préglaciaires et leur relation avec certains gisements archéologiques de la Côte Nord. Soc. d'Archéologie du Qué., Bull. no 1, pp. 9-12.

BERNARD, C. (1966b) Note sur la relation possible entre le silex de Mingan et certains artefacts de la Côte Nord. Soc. d'Archéologie de Québec, Bull. no 1, pp. 13-14; aussi Anthropological Jour. of Canada, vol. 5, no 1, (1967).

BIAYS, P. (1964) Les marges de l'oekoumène dans l'est du Canada (Partie orientale du Bouclier Canadien et île de Terre-Neuve). P.U.L. (Travaux et documents du Centre d'études nordiques), 760 p.

BILLINGS, E. (1859) Fossils of the Calciferous sandrock including those of a deposit of white limestone at Mingan, supposed to belong to the formation. Can. Nat., vol. 4, pp. 345-367.

BILLY, G. (1954) Étude des courbes normales de dispersion: éléments de statistique à l'usage des naturalistes. C.D.U., Paris, 204 p.

BIRD, E.C.F. (1960) The formation of sand beach ridges. Australian J. Sci., vol. 22, pp. 349-350.

BIRD, E.C.F. (1974) Coastal changes in Denmark during the past two centuries. Lab. for Fysisk Geogr., Geol. Inst., Aarhus Univ., Skrifter i Fysisk Geografi Nr. 8, 21 p.

BIRD, E.C.F. (1976) Shoreline changes during the past century; a preliminary review. IGU Working Group on the Dynamics of Shoreline Erosion, 23rd IGU Congress, Moscow, 1976; Dept. of Geogr., Univ. of Melbourne, 54 p.

BIRD, J.B. (1967) The physiography of Arctic Canada. John Hopkins Press, Baltimore, 336 p.

BLACK, R.F. (1963) Les coins de glace et le gel permanent dans le nord de l'Alaska. Ann. de géogr., vol. 72, pp. 257-271.

BLACK, W.A. and C.N. Forward (1956) Gulf of St. Lawrence Ice survey, Winter 1956. Queen's Printer, Ottawa, 3 (1), 21 p.

BLACK, W.A. (1957a) Ice Conditions, Gulf of St. Lawrence, 1956. Geogr. Bull., no 10, Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, pp. 77-83.

BLACK, W.A. and C.N. Forward (1957b) Gulf of St. Lawrence Ice Survey, Winter 1956. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br., Bull. no 12, 23 p.

BLACK, W.A. (1957c) Gulf of St. Lawrence Ice Survey, Winter 1957. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geog. Br., Bull. no 14, 29 p.

BLACK, W.A. (1957d) An Illustrated Glossary of Ice Types in the Gulf of St. Lawrence. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br., Bull. no 11, 50 p.

BLACK, W.A. (1958) Gulf of St. Lawrence Ice Survey, Winter 1958. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br., Bull. no 19, 56 p.

BLACK, W.A. (1960a) Gulf of St. Lawrence Ice Survey, Winter 1959. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br., Bull. no 23, 56 p.

BLACK, W.A. (1960b) Gulf of St. Lawrence Ice Survey, Winter 1960. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br., Bull. no 25, 64 p.

BLACK, W.A. (1962) Gulf of St. Lawrence Ice Survey, Winter 1961. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br., Bull. no 32, 52 p.

BLACK, W.A. (1963) Gulf of St. Lawrence Ice Survey, Winter 1962. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br., Bull. no 36, 56 p.

BLACKFORD, B.L. (1965) A simple two-dimensional electric analog model for wind-driven circulation in the Gulf of St. Lawrence. Fish. Res. Bd. Canada, Man. Rept. Ser. (Ocean. & Lim.) no 185, 48 p.

BLAIS, R.A. (1953) Preliminary Report on Wacouno River Area, Saguenay, County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 290, 9 p.; Carte 1029 (1 mi/po.).

BLAIS, R.A. (1954) Preliminary Report on Waco Lake Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 304, 7 p.; carte 1058 (1 mi/po.).

BLAIS, R.A. (1955) Preliminary Report of Pashashibou Area, Drucourt and Costebelle Townships, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 316, 8 p.; carte 1114 (1 mi/po.).

BLAIS, R.A. (1960) Région de Wacouno-Waco, district électoral de Saguenay. Min. Mines du Québec, Rapp. Géol. 96, 63 p.; cartes 1289 (1 mi/po.), 1300 (1 mi/po.), 1324 (4 mi/po.), 1323 (4 mi/po.).

BLAKE, W. Jr. (1956) Landforms and topography of Lake Melville area, Labrador, Newfoundland. Geogr. Bull., no 9, pp. 75-100.

BLANCHARD, R. (1935) L'Est du Canada français, province de Québec. Tome I. Beauchemin, Montréal, 366 p.

BLANCHARD, R. (1960) Le Canada français, province de Québec. Fayard, Montréal, 314 p.

BLISS, L.C. (1963) Alpine zone of the Presidential Range. 68 p. (American Mountain Club, Dept. FG, 5 Joy Street, Boston, Mass., 02108, USA).

BLOOM, A.L. (1970) Holocene submergence in Micronesia as the standard for eustatic sea-level changes. Quaternaria, vol. 12, pp. 145-154.

BLOOM, A.L. (1971) Glacial-Eustatic and Isostatic controls of sea-level since the last glaciation. in: Turekian, K.K. The Late Cenozoic Glacial Ages. Yale Univ. Press, New Haven and London, 600 p. pp. 355-379.

BLOOM, A.L. (1977) Atlas of sea-level curves. Int. Geol. Correlation Progr., Project 61; Dept. of Geol. Sci., Cornell Univ., Ithaca.

BOISSONNEAU, A.N. (1966) Glacial history of northeastern Ontario; I. The Cochrane-Hearst area. Can. J. Earth Sci., vol. 3, no 5, pp. 559-578.

BOLTON, T.E. and P.K. Lee (1960) Post-Glacial Marine Overlap of Anticosti Island, P.Q. Proc. Geol. Assoc. Can., vol. 12, pp. 67-78.

BOLTON, T.E. (1961) Ordovician and Silurian Formations of Anticosti Island, Québec. Geol. Surv. Can., Paper 61-26.

BOLTON, T.E. (1972) Geological map and notes on the Ordovician and Silurian litho- and biostratigraphy, Anticosti Island, Québec. Geol. Surv. Can., Paper 71-19.

BORNS, H.W. Jr. & T.J. Hughes (1977) The implications of the Pineo Ridge readvance in Maine. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 203-206.

BOSTOCK, H.S. (1970) Physiographic subdivisions of Canada. in: R.J.W. Douglas. Geology and economic minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Rept. no 1, map no 1254A.

BOULTON, G.S. (1971) Till genesis and fabric in Svalbard. in: R.P. Goldthwait (ed.) Till, a symposium. Ohio State University Press, pp. 41-72.

BOURNE, J.H., G. Stott, B. Borduas & A. Lalonde (1977) Lac de Morhiban and Natashquan River map-areas, Québec. in: Report of Activities, Part A, Geol. Surv. Can., Paper 77-1A, pp. 199-204.

BOURNE, J.H. (1978) Metamorphism in the eastern and southwestern portions of the Grenville province. in: Metamorphism in the Canadian Shield. Geological Survey of Canada, Paper 78-10, pp. 315-328.

BOURNE, J.H., K.E. Ashton, N. Goulet, H. Helmstaedt, A. Lalonde & P. Newman (1978) Portions of the Natashquan, Musquaro and Harrington Harbour map-sheets, Eastern Grenville province, Québec - a preliminary report. in: Report of Activities, Part A, Geol. Surv. Can., Paper 78-1A, pp. 413-418.

BOURNE, J.H. (Comm. pers.) Commission géologique du Canada, Ottawa.

BOURRET, W. (1949) Aeromagnetic survey of the Allard Lake District, Quebec. Econ. Geol., vol. 44, pp. 732-740.

BOUSFIELD, E.L. & M.L.H. Thomas (1975) Postglacial changes in distribution of littoral marine invertebrates in the Canadian Atlantic region. Proc. Nova Scotia Inst. Sci., vol. 27, Suppl. 3, pp. 47-60.

BOWMAN, P.W. (1931) Study of a peat bog near the Matamek River, Québec, Canada by the method of pollen analysis. Ecology, vol. 12, no 4, pp. 694-708.

BOWMAN, P.W. (1932) Notes on the flora of Matamek River district, "North Shore", Québec, Canada. Rhodora, vol. 24, no 399, pp. 48-55.

BOYÉ, M. & N. Gourdon (1973) Contribution à l'étude de la ferruginisation et de la ferrétisation de sédiments récents sous climats froids, à Poste-de-la-Baleine. Norois, no 77, pp. 23-43.

BOYER, S.J. & D.R. Pheasant (1974) Delimitation of weathering zones in the fiord area of eastern Baffin Island, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 85, pp. 805-810.

BRIARD, M. (en prép.) L'évolution actuelle du littoral de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent. Rapp. de B. Sc., Dépt. de géographie, Université de Sherbrooke.

British Admiralty (1943) St. Lawrence Pilot; comprising the Gulf and the River St. Lawrence, the Bank of Newfoundland, the approaches to the Gulf by Calot Strait, the Strait of Belle Isle, and the Gut of Canso. Hydrographic Dept., London, 10th ed., 553 p.

BROOKES, I.A. (1969) Late-Glacial Marine Overlap in Western Newfoundland. Can. J. Earth Sci., vol. 6, no 6, pp. 1397-1404.

BROOKES, I.A. (1970) New evidence for an independent Wisconsin-age ice cap over Newfoundland. Can. J. Earth Sci., vol. 7, no 6, pp. 1374-1382.

BROOKES, I.A. (1974) Late-Wisconsin glaciation of southwestern Newfoundland (with special reference to the Stephenville map-area). Geol. Surv. Can., Paper 73-40, 31 p.

BROOKES, I.A. (1975) Late-Wisconsin readvance of piedmont glaciers southwest Newfoundland. Marit. Sed., vol. 11, pp. 47-48.

BROOKES, I.A. (1977) Geomorphology and Quaternary geology of Codroy Lowland and adjacent plateaus, southwest Newfoundland. Can. J. Earth Sci., vol. 14, pp. 2101-2120.

BROUILLETTE, B. (1947) La Côte Nord du Saint-Laurent, 1ère partie. Rev. Can. Geogr., vol. 1, no 1, pp. 3-5.

BROWN, B.W. (1974) Induction, deduction, and irrationality in geologic reasoning. Geology, vol. 2, no 9, p. 456.

BROWN, R.J.E. (1963) Relation between mean annual air and ground temperatures in the permafrost region of Canada. 1st Int. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana; Nat. Acad. Sci., Washington, Publ. no 1287, pp. 241-247.

BROWN, R.J.E. (1970) Permafrost in Canada. Univ. of Toronto Press, 234 p.

BROWN, R.J.E. & G.P. Williams (1972) The freezing of peatland. Nat. Res. Coun. Can., Div. of Building Res., Tech. Pap. 381, 24 p.

BROWN, R.J.E. (1973) Carte du pergélisol. in: Atlas national du Canada. Min. Energie, Mines et Ress., pl. 11-12, 1: 15 000 000.

BROWN, R.J.E. & T.L. Péwé (1973) Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review 1963-1973. 2nd Int. Conf. on Permafrost, Yakutsk; Nat. Acad. Sci., Washington, pp. 71-100.

BROWN, R.J.E. (1975) Permafrost investigations in Quebec and Newfoundland (Labrador). Nat. Res. Council Can., Ass. Comm. on Geotechnical Research, Tech. Memorandum no 117, 25 p.

BROWN, R.J.E. (1976) Etudes du pergélisol au Québec et à Terre-Neuve (Labrador). Conseil Nat. Rech. Can., rapp. NRCC-14966F, 101 p.

BRUET, E. (1949) Le Labrador et le Nouveau-Québec. Payot, Paris, 346 p.

BRUNEL, J. (1939) Herborisation en Minganie avec H.F. Lewis. Univ. de Montréal.

BRUNET, O. (1863) Notes sur les plantes recueillies en 1858 par M. l'abbé Ferland sur les côtes du Labrador, baignées par les eaux du Saint-Laurent. Le Foyer Can., vol. 1, pp. 367-374.

BRUUN, P. (1962) Sea-level rise as a cause of shore erosion. J. Waterways & Harbors Div., Proc. of Am. Soc. Civ. Eng., WW1, pp. 117-130.

BRYSON, R.A., W.M. Wenland, J.D. Ives and J.T. Andrews (1969) Radiocarbon Isochrones on the Disintegration of the Laurentide Ice Sheet. Arctic and Alp. Res., vol. 1, pp. 1-14.

BUDDINGTON, A.F. (1934) Geology and mineral resources of the Hammond, Antwerp, and Lowville quadrangles. N.Y. State Mus., Bull. 296, 251 p.

BUSSIÈRES, P. (1962) Aspects de géographie de la Côte Nord et de son arrière-pays. Thèse de D.E.S., Univ. Laval, Québec, 365 p.

BUSSIÈRES, P. (1963-1964) La population de la Côte Nord. Cah. géogr. Qué., vol. 7, no 14 et vol. 8, no 15, 90 p.

- C -

CAILLEUX, A. (1973) Coups de froid postglaciaires dans l'est du Canada. Cah. géol., no 89, pp. 10-15.

CARON, D. (1976) Karstification de l'île d'Anticosti; reconnaissance 1976. Soc. Qué. Spéléologie, 21 p.

CARON, D. (1976-1977) Les grottes des rivières Observation et Vauréal. Spéléo-Québec, vol. 3-4, pp. 27-33.

CARTIER, J. (1534-35-36) in: BIGGAR, H.P. (1924) The voyages of Jacques Cartier. F.A. Acland, Print. of the King, Ottawa; Public Arch. of Can., Publ. no 11, 330 p.

CASTONGUAY, J. (non publié) Programme GRANULO. Dépt. de géographie, Univ. de Sherbrooke.

CAYLEY, E. (1863) Up the River Moisie. Trans. Lit. and Hist. Soc. of Quebec, vol. 1, pp. 73-92.

C.D. Howe Co. Ltd. (1961) Report on Sept-Îles Harbour Protection and Estimate of cost of proposed design for the city of Sept-Îles. Montréal, 36 p.; cartes: 1: 12 000 et 1 000 pi/po.

CENTREAU (1976) Étude de l'influence de la végétation riparienne sur l'écologie des rivières de la Côte Nord. Univ. Laval, Rapp. prés. à Woods Hole Oceanographic Inst., Rapp. CRE-76/03, 69 p.

CHAGNON, J.Y. (1969) Étude des phénomènes d'érosion et des dépôts de surface dans la région de Baie-Saint-Paul-Saint-Urbain, comté de Charlevoix. Min. Rich. Nat. Qué., E.S. no 3, 30 p., carte au 1: 24 000.

CHALMERS, R. (1886) Géologie superficielle du nord du Nouveau-Brunswick et du sud-est de Québec. Comm. Géol. Can., Rapp. Ann. 1886, Partie M, pp. 5-42.

CHALMERS, R. (1895) Report on the surface geology of eastern New Brunswick, north-western Nova Scotia and a portion of Prince Edward Island. Geol. Surv. Can., Ann. Rept. 1894, vol. 7, part. M.

CHALMERS, R. (1906) Surface geology of eastern Québec. Geol. Surv. Can., Ann. Rept. 1904, vol. 16, pp. 250A-263A.

CHAMBERLIN, T.C. (1895) Notes on the geology of Newfoundland. Geol. Soc. Am. Bull. p. 467.

CHAMPLAIN, S. (1603) Des sauvages ou voyage de Samuel Champlain, de Brouage. in: Deschamps, H. (1951) Les voyages de Samuel de Champlain. P.U.F., Paris, 368 p.

CHARDON, R.E. (1978) Coastal barrier changes, 1770-1867, Bicayne Bay area, Florida. Geology, vol. 6, pp. 333-336.

CHEVRIER, D. (1974) Recherches archéologiques dans la région de Moisie, 1974. Dépt. d'anthrop., Univ. de Montréal, 10 p.

CHEVRIER, D. (1976) L'archéologie préhistorique sur la Moyenne et la Basse Côte Nord. Rech. amérindiennes au Québec, vol. 5, no 2, pp. 24-31.

CHEVRIER, D. et D. Castonguay (1976) Reconnaissance archéologique sur la Haute et Moyenne Côte Nord, été 1976. Serv. d'archéol. et d'eth., Min. Aff. Cult. Qué., 157 p.

CHEVRIER, D. (1977) Préhistoire de la région de la Moisie. Min. Aff. Cult. Québec, Cah. du Patrimoine no 5, 376 p.

CHEVRIER, D. (1978) La Côte Nord du Saint-Laurent. in: C. Chapdelaine (éd.) Images de la Préhistoire du Québec. Rech. Amér. Qué., vol. 7, nos 1-2, pp. 75-86.

Cie Nationale de forage & sondage Inc. (1971) Forages: route No 15 projetée; riv. Sheldrake. Siège: C.P. 1210, Station B, Montréal; rapport soumis au Min. de la Voirie du Québec.

Cie Nationale de forage & sondage Inc. (1972a) Forages: pont projeté sur la rivière Manitou, route 138, comté de Duplessis. Siège: C.P. 1210, station B, Montréal; rapport soumis au Min. des Transp. du Québec.

Cie Nationale de forage & sondage Inc. (1972b) Forages: pont projeté, rivière aux Graines, route 138 (15), comté de Duplessis. Siège: C.P. 1210, Station B, Montréal; rapport soumis au Min. des Transp. du Québec.

Cie Nationale de forage & sondage Inc. (1972c) Forages: pont projeté, rivière Chaloupe, route 138 (15), comté de Duplessis. Siège: C.P. 1210, station B, Montréal; rapport soumis au Min. des Transp. du Québec.

Cie Nationale de forage & sondage Inc. (1973a) Sondages: pont projeté sur la rivière Moisie, route no 15, comté de Duplessis. Siège: C.P. 1210, Station B, Montréal, Contrat no 3973-A, oct. 1973. Min. Transp. Québec, Serv. des Sols et Matériaux, dossier no 5412-21.

Cie Nationale de forage & sondage Inc. (1973b) Forages: pont projeté, rivière Durand, Co. Duplessis (rivière Sault-Blanc). Siège: C.P. 1210, Station B, Montréal; rapport soumis au Min. des Transp. du Québec.

Cie Nationale de forage & sondage Inc. (1973c) Forages: pont projeté, riv. Sault-Blanc, comté de Duplessis (ruisseau à Moïse). Siège: C.P. 1210, station B, Montréal; rapport soumis au Min. des Transp. du Québec.

CLARK, J.A., W.E. Farrell & W.R. Peltier (1978) Global changes in Postglacial sea-level: a numerical calculation. Quat. Res., vol. 9, no 3, pp. 265-287.

CLARKE, J.M. (1910) Notes on the geology of the Gulf of St. Lawrence. N.Y. State Mus. Bull. 149, 133 p.

CLAVEAU, J. (1949a) Wakeham Lake Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, rapp. géol. 37, 58 p.; carte 672 (1 mi/po.).

CLAVEAU, J. (1949b) Upper Romaine River Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, rapp. géol. 38, 35 p.; carte 676 (2 mi/po.).

CLAVEAU, J. (1950) North Shore of the Saint Lawrence from Aguanish to Washicoutai Bay, Saguenay County. Min. Rich. Nat. du Québec, rapp. géol. 43, 40 p.; carte 819 (1 mi/po.).

CLAVET, D., J.M.M. Dubois et G. Desmarais (1976) Relevé aérien et terrestre, intégration et cartographie des facteurs hydromorphologiques influant sur la répartition des populations de saumons: exemple de la rivière Matamek et de ses tributaires. Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke; rapp. soumis à Woods Hole Ocean. Inst. et au Serv. de la rech. biol., Min. Tour. Chasse et Pêche, 15 p.

CLÉMENT, P. & M. Parent (1977) Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est. Geogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 217-228.

CLÉMENT, P. (1978) Réflexions sur les champs de blocs des reliefs des régions englacées: le rôle possible du soulèvement glacio-isostatique. Séminaire sur la gélivation, U.E.R. Géographie, Univ. de Paris I, 9 p. (non publié).

COLEMAN, A.P. (1918) La Péninsule du Labrador. Bull. Soc. Géogr. de Montréal et Québec, vol. 12, pp. 143-145.

COLEMAN, A.P. (1920a) Extent and thickness of the Labrador ice sheet. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 31, no 3, pp. 319-328.

COLEMAN, A.P. (1920b) The glacial history of Prince Edward island and the Magdalen islands. Trans. Roy. Soc. Can., Ser. 3, vol. 13, pp. 33-38.

COLEMAN, A.P. (1921) Northeastern part of Labrador and New Quebec. Comm. Géol. Can., Mém. 124.

COLEMAN, A.P. (1922) Physiography and glacial geology of Gaspé Peninsula, Québec. Geol. Surv. Can., Mus. Bull. 34, 52 p.

COLEMAN, A.P. (1926) The Pleistocene of Newfoundland. J. Geol., vol. 34, no 3, pp. 193-223.

COLEMAN, A.P. (1927) Glacial and interglacial periods in eastern Canada. J. Geol., vol. 35, no 5, pp. 385-403.

COMEAU, N.A. (1884) La géographie physique de la partie nord de la province de Québec. Bull. Soc. Géogr. Québec 1882-83-84, vol. 1, no 3, pp. 17-25.

Commission Canadienne de pédologie (1978) Le système canadien de classification des sols. Min. Agri. Can., Publ. no 1646, 170 p.

Commission des Eaux Courantes (1947) Rivière Magpie, comté de Saguenay: profil en long et points de repère depuis l'embouchure jusqu'au lac Magpie. Plan R-5287-1 et 2 (0,5 mi/po.).

Commission des Eaux Courantes de Québec (1948a) Rivière Magpie. Rapp. 36 (1947), pp. 106-111.

Commission des Eaux Courantes de Québec (1948b) Rivière des Rapides. Rapp. 35 (1947), pp. 101-105.

Commission des Eaux Courantes (1950) Rivière Nipissis et Nipisso: profil en long et points de repère. Montréal, Plan R-5485-10.

Commission des Eaux Courantes de Québec (1951a) Rivière Moisie. Rapp. 39 (1950), pp. 89-94.

Commission des Eaux Courantes de Québec (1951b) Rivière Romaine. Rapp. 39 (1950), pp. 82-89.

CONLON, R.J. (1966) Landslide on the Toulnustouc river, Quebec. Can. J. Earth Sci., vol. 3, no 3, pp. 113-144.

Contrôle Technique Appliqué Ltée (1972a) Sondages; pont de la rivière Pigou, route no 15, comté de Duplessis. Siège: 1438 rue des Gouverneurs, Sillery, Qué. Contrat no 93-002 du Min. de la Voirie du Québec.

Contrôle Technique Appliqué Ltée (1972b) Sondages; pont projeté sur la rivière au Bouleau, route no 15, comté de Duplessis. Siège: 1438 rue des Gouverneurs, Sillery, Qué. Contrat no 93-001A du Min. de la Voirie du Québec.

COOK, J., M. Lane & J. Gilbert (1775) The North American pilot for Newfoundland, Labrador, the Gulf and River St. Lawrence. London.

COOKE, H.C. (1929) Studies of the physiography of the Canadian Shield; I: Mature valleys of the Labrador Peninsula. Roy. Soc. Can. Trans., ser. 3, vol. 23, sec. 4, pp. 91-120.

COOKE, H.C. (1930) Studies of the physiography of the Canadian Shield; II: Glacial depression and Postglacial uplift. Roy. Soc. Can. Trans., ser. 3, sec. 4, vol. 24, pp. 51-87.

COOKE, H.C. (1931) Studies of the physiography of the Canadian Shield; III: The Pre-Pliocene physiographies, as inferred from the geologic record. Roy. Soc. Can. Trans., ser. 3, sec. 4, XXV, pp. 127-180.

COOPER, G.E. (1957) Région de Johan Beetz, district électoral de Saguenay. Min. des Mines du Québec, rapp. géol. 74, 57 p.; carte 1099 (1 mi/po.).

COOPER, J.R. (1937) Geology and mineral deposits of the Hare Bay, area. Newfoundland Dept. of Nat. Res., Bull. 9.

COOPER, W.C. (1958) Coastal sand dunes of Oregon and Washington. Geological Society of America, Memoir 72.

COUTURE, R. (1978) Caractéristiques des crues estivales observées aux stations hydrométriques. Min. Rich. Nat. Qué., Dir. gén. des eaux, Serv. de l'hydrométrie, 42 p.

CROUSE, R.A. (1952) Geological report on Sims lake-Birch Lake area. Rapp. de Iron Ore Co. of Can., Montréal, 12 p.

CURRAY, J.R. (1964) Transgressions and regressions. in: R.L. Miller (ed.) Papers in marine geology. Mac Millan, N.Y. pp. 175-203.

CURRAY, J.R. (1965) Late Quaternary history, continental shelves of the United States. in: H.E. Wright, Jr. & D.C. Frey (eds.). The Quaternary of the United States. Princeton Univ. Press. pp. 723-736.

CUSHING, H.P., H.L. Fairchild, R. Ruedemann & C.H. Smyth Jr. (1910) Geology of the Thousand Islands region. N.Y. State Mus., Bull. 145, 194 p.

- D -

DAHL, R. (1963) Shifting ice culmination, alternating ice covering, and ambulant refuge organisms. Geogr. Ann., vol. 45, nos 2-3, pp. 122-138.

DALY, R.A. (1902) The geology of the northeast coast of Labrador. Harvard Comp. Zool. Bull. 38, pp. 205-270.

DALY, R.A. (1921) Postglacial Warping of Newfoundland and Nova Scotia. Am. J. Sci., vol. 1, no 5, pp. 381-391.

DALY, R.A. (1934) The changing world of the ice age. Yale Univ. Press, New Haven, 271 p.

DAMMAN, A.W.H. (1965) Thin iron pans: their occurence and the conditions leading to their development. Can. Dept. Forest, St. John's Newfoundland, Inf. Rept. N-X-2.

D'ANGLEJAN, B.F. & M. Brisebois (1974) First subbottom acoustic reflector and thickness of recent sediments in the upper estuary of the St. Lawrence river. Can. J. Earth Sci., vol. 11, no 2, pp. 232-245.

DANSGAARD, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen & C.C. Langway (1971) Climatic record revealed by the Camp Century ice core. in: K.K. Turekian (ed.) The Late Cenozoic Glacial Ages. Yale Univ. Press, pp. 37-56.

DAVIES, J.L. (1957) The importance of cut and fill in the development of beach sand ridges. Australian J. Sci., vol. 20, pp. 105-111.

DAVIES, R. (1962) First interim report on St. Augustin area, Duplessis county, North Shore, Gulf of St. Lawrence. Min. Rich. Nat. Qué., DP-191, 53 p.; carte no 1506 (1: 63 360).

DAVIES, R. (1963a) Geology of the St. Augustin Area, Duplessis County. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. prél. 506, 9 p.; carte 1506 (1 mi/po.).

DAVIES, R. (1963b) Second interein report on St. Augustin-Ha! Ha! Bay area, Duplessis county, North Shore, Gulf of St. Lawrence. Min. Rich. Nat. Qué., DP-175, 63 p.; carte à 2 mi/po.

DAVIES, R. (1965a) Geology of Cook-d'Audhebourg Area, Duplessis County. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. prél. 537, 15 p.; carte 1581 (1 mi/po.).

DAVIES, R. (1965b) Geology of Baie-des-Moutons Area, Duplessis County. Min. Rich. Nat.Qué., Rapp. prél. 543, 13 p.; carte 1594 (1 mi/po.).

DAWSON, G.M. (1890) On the glaciation of the northern part of the Cordillera, with an attempt to correlate the events of the glacial period in the Cordillera and Great Plains. Am. Geol., vol. 6, pp. 153-162.

DAWSON, J.W. (1893) The canadian ice age; being notes on the Pleistocene geology of Canada, with especial reference to the life of the period and its climatal condition. W.V. Dawson, Montréal, 301 p.

DAWSON, W.B. (1898) Survey of tides and currents in Canadian waters, 1896-97. Canada Dept. Marine and Fish., Rept. of progr. 49 p.

DAWSON, W.B. (1901) Currents in the Gulf of St. Lawrence. Nature, vol. 63, p. 67.

DAWSON, W.B. (1913) The currents in the entrance to the St. Lawrence, from investigations of the tidal and current survey in the seasons of 1895, 1911 and 1912. Dept. of Naval Serv. of Canada, 50 p.

DAWSON, W.B. (1913b) The currents in the Gulf of St. Lawrence, from investigations of the tidal and current survey in the seasons of 1894, 1895, 1896, 1906, 1908, 1911 and 1912. Ottawa, Govt. Bureau, 46 p.

DAWSON, W.B. (1916) Tidal tables for the eastern coasts of Canada for the year 1917, including the River and Gulf of St. Lawrence, the Atlantic coast, the Bay of Fundy, Norththumberland and Cabot Straits, and informations on currents. Dept. of Naval Serv. of Canada, Tidal and Current Survey, 63 p.

DAWSON, W.B. (1920a) The Tides and Tidal Streams with illustrative examples from Canadian waters. Dept. of Naval Serv., Ottawa, 43 p.

DAWSON, W.B. (1920b) The currents in the Gulf of St. Lawrence. Dept. of Naval Serv., Ottawa.

DAWSON, W.B. (1922) Temperature and densities of the waters of Eastern Canada including the Atlantic from the Bay of Fundy to Newfoundland, the Gulf of St. Lawrence and the Straits connecting it with the ocean. Dept. of Naval Serv., Ottawa, 102 p.

de BOUTRAY, B. & C. Hillaire-Marcel (1977) Aperçu géologique du substratum et des dépôts meubles dans la région de Blanc-Sablon, Québec. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 207-215.

DEEVEY, E.S. (1951) Late-glacial and Postglacial pollen diagrams from Maine. Am. J. Sci., vol. 249, pp. 177-207.

DEEVEY, E.S. & R.F. Flint (1957) The postglacial Hypsithermal interval. Science, vol. 125, pp. 182-184.

DE GEER, G. (1892) On Pleistocene changes of level in eastern North America. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., vol. 25, pp. 454-477.

DE GEER, G. (1940) Geochronologica Suecica principles. Kungl. Svenska Handl., 3e ser., vol. 18, no 6, 367 p.

DÉLIBRIAS, G. (Comm. pers.) Laboratoire des faibles réactivités. C.N.R.S., Gif-sur-Yvette.

DEMEK, J. (1972) Manual of detailed geomorphological mapping. Int. Geogr. Union, Comm. on Geomorph. Surv. and Mapping, Academia, Prague, 344 p.

DENIS, R. (1974) Late Quaternary geology and geomorphology in the lake Maskinongé area, Québec. Univ. of Uppsala, Rept. 28, 125 p.

DENIZOT, G. (1957) Les rivages de Provence et Languedoc au temps des Ligures. I- La côte rocheuse provençale. Rev. Ét. Ligures, vol. 23, nos 1-2, pp. 5-50.

DENT, B. (1973) Glacial exhumation of impact craters on the Canadian Shield. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 84, pp. 1667-1672.

DENTON, G.H. & W. Karlen (1973) Holocene climatic variation - their pattern and possible cause. Quat. Res., vol. 3, pp. 155-205.

DÉPATIE, J. (1967) Géologie de la région du lac de l'Ours, comté de Duplessis. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. prél. 559, 13 p.; carte 1644 (1 mi/po.).

DE PUYJALON, comte H. (1882) Geological Explorations Along the North Coast of the Gulf of St. Lawrence during the years 1880 and 1881. Return no 39 to an Address from the Legislative Assembly dated the 21st March 1882, Québec, 19 p.

DE PUYJALON, comte H. (1884) Report on the Copper, Molybdenum, and Labradorite on the North Shore of the Gulf of St. Lawrence. Rept. of the Commissioner of Crown Lands for the Year Ending June 1883, Appendix no 57, pp. 134-137.

DE PUYJALON, comte H. (1899) Monograph on the Minerals of the North Shore of the Gulf of St. Lawrence, from Pointe aux Esquimaux to Pointe Giroux. Rept. of the Commissioner of Colonization and Mines for the year ending June 1898. pp. 264-276.

DE PUYJALON, comte H. (1900a) Annex to the Report of the Inspector-General of Fisheries. Rept. of the Commissioner of Lands, Forests, and Fish of Québec for 1900, pp. 86-87.

DE PUYJALON, comte H. (1900b) Rapport sur les sables noirs, anciens et modernes de la côte nord du fleuve et du Golfe St-Laurent. Rapp. Com. Terres, For. et Pêch. du Québec, Doc. de la Session, vol. 33, no 8, app. no 24, pp. 70-73.

DE ROQUEFEUIL, R. (1965) Rapport sur un déménagement éventuel du village de Moisie, comté de Duplessis. ARDA-Québec, 17 p.

DESMARAIS, G. (1976a) Contribution à l'étude du Quaternaire de la Haute Côte Nord du Saint-Laurent: cartographie géomorphologique de la zone côtière entre Papinachois et Pointe-des-Monts, comté de Saguenay. Mém. de B.A., Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke, 48 p.; cartes au 1: 50 000.

DESMARAIS, G. (1976b) Morpho-sédimentologie du bassin de la rivière Matamek: 1976. Woods Hole Oceanographic Inst., Matamek annual rept. 1976, WHOI-77-28, pp. 91-100.

DESMARAIS, G. (1979) Les environnements quaternaires et l'évolution post-glaciaire du bassin de la rivière Matamek, Côte Nord du Saint-Laurent. Thèse de M.Sc., Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke.

DESMARAIS, G. & J.M.M. Dubois (1979) La déglaciation et la mer de Goldthwait dans le bassin de la rivière Matamek, Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent. Réunion ann. AGC-AMC, Québec; Programme et résumés, vol. 4, p. 46.

DESMARAIS, Y. (1960) Herborisation à l'île aux Starlettes (riv. Pashashibre), riv. Nabisipi, lac Michaud, île à Goélands (îles de Mingan). Univ. Laval.

DILLON, W.P. & R.N. Oldale (1978) Late Quaternary sea-level curve: reinterpretation based on glaciotectonic influence. Geology, vol. 6, pp. 56-60.

DIONNE, J.C. (1968) Moraines frontales dans le parc des Laurentides et régions avoisinantes. 36e Congrès de l'ACFAS, Ann. ACFAS, vol. 35, pp. 130-131.

DIONNE, J.C. (1970a) Aspects morpho-sédimentologiques du glaciel, en particulier des côtes du Saint-Laurent. Min. des Pêches et des Forêts du Canada, Lab. de rech. for. de Ste-Foy, Qué., Rapp. Inf. Q-F-X-9, 324 p.

DIONNE, J.C. (1970b) Cartes morpho-sédimentologiques de la région de Saguenay/Lac-Saint-Jean, Québec. Env. Can., Dir.gén. des terres; 52 cartes au 1: 50 000.

DIONNE, J.C. (1971) Fentes de cryoturbation tardiglaciaires dans la région de Québec. Rev. Géogr. Montr., vol. 25, no 3, pp. 245-264.

DIONNE, J.C. (1972a) Le Quaternaire de la région de Rivière-du-Loup/Trois-Pistoles, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Min. Min. de l'Environnement du Canada, Centre de Recherches forestières des Laurentides Rapp. Inf. Q-F-X-27, 95 p.

DIONNE, J.C. (1972b) La dénomination des mers du Postglaciaire au Québec. Cah. Géogr. Qué., vol. 16, no 39, pp. 483-487.

DIONNE, J.C. (1972c) Sur l'origine des estrans rocheux du Saint-Laurent. Ann. de l'ACFAS, Rés. des Comm., vol. 39, p. 76.

DIONNE, J.C. (1977) La mer de Goldthwait au Québec. Géogr. phys. Quat. vol. 31, nos 1-2, pp. 61-80.

DIONNE, J.C. (1978) Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique. Géogr. phys. Quat., vol. 32, no 2, pp. 119-144.

DIONNE, J.C. (1979) Radiocarbon dates on peat and tree remains from James Bay area, subarctic Québec. Can. J. For. Res., vol. 9, pp. 125-129.

DIONNE, J.C. & J.M.M. Dubois (1979) Les plates-formes rocheuses littorales en Minganie, Côte Nord du Saint-Laurent. Réunion ann. AGC-AMC, Québec; progr. et résumés, vol. 4, p. 47.

DIONNE, J.C. (Comm. pers.) Environnement Québec, Service des études écologiques régionales, Québec.

DOIG, R. & M. Higgins (en prép.) Rb-Sr isotopic study of the Seven-Islands anorthosite suite. Mc Gill Univ. (Subv. de la Comm. Géol. Can.).

DONNER, J.J. (1969) Land sea-level changes in southern Finland during the formation of the Salpausselkä endmoraines. Bulletin of the Geological Society of Finland, vol. 41, pp. 135-150.

DOSTOVALOV, B.N. (1960) The developmental laws of tetragonal systems of ice and soil veins in dispersed strata. Perigliatsial'nye iavlenija na territorii, Moscow State Univ. Publishing House, U.R.S.S.

DREDGE, L.A. (1971) Late Quaternary Sedimentary Environments, Sept-Îles, Québec. Thèse de M.Sc., Dept. de géogr., Univ. Mc Gill, 102 p.

DREDGE, L.A. (1972) Surficial geology: Sept-Îles/Cap-Chat (Parts of 22 G, J). Geol. Surv. Can., Paper 72-1A, pp. 153-154.

DREDGE, L.A. (1973) Surficial geology, Sept-Îles/Cap-Chat, Québec. Geol. Surv. Can., Paper 73-1A, pp. 192-193.

DREDGE, L.A. (1975) Surficial geology, Sept-Îles/Cap-Chat. in: Report of Activities, April to October 1974. G.S.C. Paper 75-1, Part A, p. 401.

DREDGE, L.A. (1976a) Quaternary geomorphology of the Québec North Shore, Godbout to Sept-Îles. Ph.D. thesis, Univ. of Waterloo, 268 p.

DREDGE, L.A. (1976b) The Goldthwait sea and its sediments: Godbout-Sept-Îles region, Québec North Shore. Geol. Surv. Can., Paper 76-1C, pp. 179-181.

DREDGE, L.A. (1976c) Moraines in the Godbout-Sept-Îles area, Québec North Shore. Geol. Surv. Can., Paper 76-1C, pp. 183-184.

DREDGE, L.A. & B.G. Thom (1976) Development of a gully-flow near Sept-Îles, Québec. Can. J. Earth Sci., vol. 13, no 8, pp. 1145-1151.

DREIMANIS, A. (1977) Correlation of Wisconsin glacial events between the eastern Great Lakes and the St.Lawrence lowlands. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 37-51.

DREW, J.V. & R.E. Shanks (1965) Landscape relationships of soils and vegetation in the forest-tundra ecotone, upper Firth river valley, Alaska-Canada. Ecological monographs, vol. 35, no 3, pp. 285-306.

DRUMMOND, A.T. (1893) Arctic current in the estuary of the St. Lawrence. Science, vol. 22, no 569, pp. 360-361.

DRUMMOND, R.N. (1950) A traverse of the Romaine River to establish ground control for the interpretation of aerial photographs. Thèse de M.Sc., Univ. Mc Gill, 173 p.

DRURY, W.H. (1969) Plant persistence in the gulf of St. Lawrence. in:K.N.H. Greenidge (ed.) Essays in plant geography and ecology. Nova Scotia Mus., Halifax, pp. 105-148.

DUBOIS, J.M.M. (1972) Bibliographie annotée des caractéristiques physiques de la Côte Nord de l'estuaire maritime et du golfe Saint-Laurent. Min. des Trav. Publ. Can., Étude des Rives du St-Laurent, 190 p.

DUBOIS, J.M.M. (1973a) Essai de classification de la zone côtière et d'identification d'unités physiographiques sur la côte nord du Saint-Laurent; Pointe-des-Monts à Blanc-Sablon. Min. des Travaux Publics du Canada, Étude des Rives du Saint-Laurent, 71 p.; cartes au 1: 1 000 000 et 1: 250 000.

DUBOIS, J.M.M. (1973b) Essai de classification géomorphologique d'une côte en vue d'une utilisation en génie côtier. Dépt. de Géogr., Univ. de Sherbrooke, Bull. de Rech. no 10, 96 p.; cartes au 1: 1 000 000 et 1: 250 000.

DUBOIS, J.M.M. (1975) Le Quaternaire de la Côte Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. in: Report of Activities, April to October 1974. Geol. Surv. Can., Paper 75-1A, pp. 403-405.

DUBOIS, J.M.M., D. Clavet et G. Desmarais (1975) Rapport préliminaire sur la cartographie des facteurs hydrogéomorphologiques influant sur l'activité du saumon de la rivière Matamek et de ses tributaires. Matamek annual rept. 1975, Woods Hole Oceanographic Inst., pp. 76-87.

DUBOIS, J.M.M., G. Desmarais & D. Clavet (1975) Géomorphologie quaternaire du bassin de la rivière Matamek: rapport préliminaire. Matamek ann. rept. 1975, Woods Hole Oceanographic Inst., pp. 57-75.

DUBOIS, J.M.M. (1976a) Le Quaternaire de la Côte Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent: secteurs de Rivière-aux-Graines, Sheldrake et Mingan. in: Report of Activities, April to October 1975. Geol. Surv. Can., Paper 76-1A, pp. 33-36.

DUBOIS, J.M.M. (1976b) Levé préliminaire du complexe morainique de Manitou-Matamek sur la Côte Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. in: Report of Activities November 1975 to March 1976. Geol. Surv. Can., Paper 76-1B, pp. 89-93.

DUBOIS, J.M.M. (1976c) Évolution postglaciaire du littoral de la Côte Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec, Canada. Communication présentée dans la section "géomorphologie et paléogéographie", 23e Congrès international de géographie, Moscou, 19 p.

DUBOIS, J.M.M. & D. Clavet (1976) Hydromorphologie du bassin de la rivière Matamek et de la basse rivière Moisie: rapport d'activités 1976. Matamek ann. rept. 1976, Woods Hole Oceanographic Inst., pp. 81-90.

DUBOIS, J.M.M. (1977a) Le Quaternaire de la Côte Nord du Saint-Laurent: état des travaux. Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke; rapp. soumis à la Comm. Géol. Can., 17 p.

DUBOIS, J.M.M. (1977b) La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent: analyse sommaire. Geogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 229-246.

DUBOIS, J.M.M. (1977c) Nature, stratigraphie et dynamique des formations meubles le long de la route 138 entre Sheldrake et Mingan, Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent. S.G.A.S. Inc.; rapp. soumis à Roy, Bergeron, Gariépy, Leroux, Dupont & Ass., Montréal, 5 p.

DUBOIS, J.M.M. & D. Clavet (1977) Hydromorphologie du bassin de la rivière Matamek et de la rivière Moisie, et recommandations pour la cartographie des rivières à saumon du Québec: rapport final. Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke, Rapp. soumis à Woods Hole Oceanographic Inst., 43 p.

DUBOIS, J.M.M. (1978a) Vérification des travaux antérieurs d'hydromorphologie sur la rivière Matamek. Woods Hole Oceanographic Inst., Matamek Annual Report for 1977, WHOI-78-92, pp. 95-104.

DUBOIS, J.M.M. (1978b) Géomorphologie du littoral de la Côte Nord du Saint-Laurent: analyse sommaire. The Coastline of Canada, littoral processes and shore morphology; Halifax, 1-3 mai; program and abstracts, p. 14.

DUBOIS, J.M.M. (1979a) Télédétection des mouvements actuels de sédiments estuariens et littoraux entre Magpie et Havre-Saint-Pierre, Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent. Services de Géographie Appliquée de Sherbrooke Inc.; rapport soumis à l'Hydro-Québec, Division de l'hydraulique, 23 p.

DUBOIS, J.M.M. (1979b) Télédétection, cartographie et interprétation des fronts glaciaires sur la Côte Nord du Saint-Laurent entre le lac Saint-Jean et le Labrador. Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke, Bulletin de recherche no 42, 33 p.

DUBOIS, J.M.M. (sous presse) Géomorphologie du littoral de la Côte Nord du Saint-Laurent: analyse sommaire. Comptes-rendus de conf. "The Coastline of Canada: littoral processes and shore morphology", Halifax, mai 1978; Comm. Géol. Can.

DUBOIS, J.M.M. & R. Cadieux (en prép.) Carte géomorphologique préliminaire de l'île d'Anticosti. Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke.

DUCHAUFOUR. P. (1970) Précis de pédologie. Masson & Cie, Paris, 3e éd. 481 p.

DUCKMANTON, N.M. (1974) The shore platforms of the Kaikoura Peninsula. M.A. thesis, Univ. of Canterbury, Christchurch, New Zealand, 136 p.

DULIEUX, E. (1912a) The titaniferous ore and the magnetic sands on the north shore of the St. Lawrence. Can. Min. Jour., vol. 33, no 13, pp. 450-451.

DULIEUX, E. (1912b) Preliminary report on some iron deposits in the north shore of the River and Gulf of St. Lawrence. Dept. Col. Min. Fish., Rept. Min. Oper. 1911, pp. 71-134 (fr.: pp. 115-148).

DULIEUX, E. (1912c) Le sables magnétiques de la Côte Nord du Golfe St-Laurent. Min. Col. Min. Pêch., Op. Min. 1911, pp. 149-174.

DULIEUX, E. (1915) Les minerais de fer de la province de Québec; gisements et utilisation. Qué., Serv. des Mines. 243 p.

DULIEUX, E. (1916) Les gisements de fer de la province de Québec et leur utilisation. Rev. Trim. Can., vol. 2, no 2, pp. 173-183.

DUMONT, A. (1976) Archipel de Mingan-propositions d'aménagement. O.P.D.Q., Québec, 52 p. (Rapp. non publié).

DUMONT, B. (1952a) Étude agrologique du littoral de la Côte Nord. Min. de la Colonisation du Québec, Rapp. non publié, 115 p.

DUMONT, B. (1952b) Étude agrologique de la baie de Sept-Îles. Min. de la Colonisation du Québec, Rapport non publié, 25 p.

DUMONT, B. (Comm. orale) Ministère de l'Agriculture du Québec, Québec.

DUNBAR, M.J. (1966) The sea waters surrounding the Québec-Labrador Peninsula. Cah. Géogr. de Qué., vol. 19, no 10, pp. 13-35.

DUNN, G.E. & B.I. Miller (1964) Atlantic hurricanes. Louissiana State Univ. Press, 377 p.

DUPLANTIER, F. (1977) Étude sédimentologique de la zone côtière et du proche plateau continental de la région de Cap-breton; paléogéographie et évolution actuelle. Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, no 21, pp. 87-114.

DUTILLY, A. (1964) Hemi-arctic and subarctic vegetation along the Romaine River. Year Book of Am. Phil. Soc. Philadelphia, pp. 260-262.

DUTILLY, A. & E. Lepage (1964) Randonnée botanique à travers la péninsule Québec-Labrador. Nat. Can., vol. 91, nos 8-9.

DYKE, A.S. (1976) Tors and associated weathering phenomena, Somerset Island, District of Franklin. in: Report of Activities, Part B, Geol. Surv. Can., Pap. 76-1B, pp. 209-216.

DYKE, A.S. (1977) Quaternary geomorphology, glacial chronology, and climate and sea-level history of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. Ph.D. thesis, Univ. of Colorado.

- E -

EADE, K.E. (1949) Report on the geology of the Sims lake area, Labrador. Rapp. de Labrador Mining & Expl. Co. Ltd., Montréal.

EL-ASHRY, M.T. & H.R. Wanless (1965) Birth and early growth of a tidal delta. Journal of Geology, vol. 73, no 2, pp. 404-406.

ELLIS, M.Y. (ed.) (1978) Coastal mapping handbook. U.S. Dept. of Int., Geol. Surv.; U.S. Dept. of Comm., Nat. Ocean. Surv., Off. of Coastal Zone Management, 197 p.

ELLS, R.W. (1890) Rapport sur les recherches minérales de la province de Québec. Comm. Géol. Can., Rapp. ann. (nouv. sér.) 1888-89, IV K, p. 15.

EL-SABH, M.I. (1969) Bibliography and some aspects of oceanography in the Gulf of St. Lawrence. Mar. Sci. Center, Mc Gill Univ., Ms. rept. 14, 65 p.

EL-SABH, M.I. and O.M. Johannessen (1971) Winter geostrophic circulation in the Gulf of St. Lawrence. Mc Gill Univ., Marine Sci. Centre Ms. Rept. no 18, 19 p.

EL-SABH, M.I. (1974) Transport and currents in the Gulf of St. Lawrence. Ph. D. thesis, Mc Gill Univ., Marine Sciences Centre, 283 p.

ELSON, J.A. (1961) The geology of tills. Proc. 14th Can. Soil Mech. Conf., Nat. Res. Council Can., pp. 5-17.

ELSON, J.A. (1969) Late Quaternary marine submergence of Québec. Rev. Géogr. Montr., vol. 23, no 3, pp. 247-258.

EMERY, K.O. (1946) Marine solution basins. J. Geol., vol. 54, pp. 209-228.

EMERY, K.O. & L.E. Garrison (1967) Sea-levels 7 000 to 20 000 years ago. Science, vol. 157, no 3789, pp. 684-687.

EMO, W.B. (1957) The geology of the Wacouno region, Saguenay County, Québec. Ph. D. thesis, Mc Gill Univ., 257 p.

ENGLAND, J.H. & J.T. Andrews (1973) Broughton Island - a reference area for Wisconsin and Holocene chronology and sea-level on eastern Baffin Island. Boreas, vol. 2, no 1, pp. 17-32.

ERICSSON, B. (1972) The chlorinity of clays as a criterion of the palaeosalinity. Geol. För. Stock. För., vol. 94, pp. 15-21.

ERICSSON, B. (1973) The cation content of swedish post-glacial sediments as a creterion of palaeosalinity. Geol. För. Stock. För., vol. 95, pp. 181-220.

EVENSON, E.B., W.R. Farrand, D.F. Eschman, D.M. Mickelson & I.J. Maher (1976) Greatlakean substage: a replacement for valderan substage in the Lake Michigan basin. Quat. Res., vol. 6, no 3, pp. 411-424.

- F -

FAESSLER, C. (1930) Exploration géologique de la Côte Nord, Tadoussac à Escoumins. Min. Mines du Québec, Rapp. am. 1929, Partie D, pp. 88-106.

FAESSLER, C. (1931) Exploration géologique de la Côte Nord, Escoumins à Forestville. Serv. Mines du Québec, rapp. ann. pour 1930, Partie B, pp. 101-125.

FAESSLER, C. (1932) Exploration géologique de la Côte Nord, de Forestville à Betsiamites. Serv. Mines Qué., Rapp. ann. 1931, partie C, pp. 17-42; carte no 188 (1: 63 360).

FAESSLER, C. (1933) Géologie de la Côte Nord, Betsiamites (Bersimis) à Manicouagan. Serv. des Mines du Québec, Rapp. ann. 1932, partie D, pp. 121-142; carte no 232 (1: 63 360).

FAESSLER, C. (1934) Exploration géologique sur la Côte Nord de Manicouagan à Godbout. Serv. des Mines du Québec, Rapp. Ann. 1933, Partie D, pp. 171-186; carte no 302.

FAESSLER, C. (1939a) Le Paléozoïque de la Côte Nord du Saint-Laurent. Ann. ACFAS, vol. 5, p. 85.

FAESSLER, C. (1939b) Les gisements de fer titané des Sept-Îles et de sable magnétique de Moisie. Ann. ACFAS, vol. 5, p.84.

FAESSLER, C. (1939c) Contribution à l'étude de l'anorthosite de la Côte Nord du Saint-Laurent. Ann. ACFAS, vol. 5, pp. 84-85.

FAESSLER, C. and G.M. Schwartz (1941) Titaniferous magnetite deposits of Sept-Îles, Québec. Econ. Geol., vol. 36, no 7, pp. 712-728.

FAESSLER, C. (1942a) Sept-Îles Area; North Shore of St. Lawrence, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. Geol. 11, 26 p.; carte no 503 (2 mi/po.).

FAESSLER, C. (1942b) La Côte Nord du Saint-Laurent de Bersimis à Matamek. Nat. Can., vol. 69, pp. 39-71.

FAESSLER, C. (1945) Moisie Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Geol. Rept. 21, 15 p.; carte 600 (1 mi/po.).

FAESSLER, C. (1947) L'extension maximum de la mer Champlain au nord du St-Laurent, de Trois-Rivières à Moisie. Soc. Provancher d'Histoire Nat. du Canada, pp. 16-28.

FAESSLER, C. (1948) L'extension maximum de la Mer Champlain au nord du St.-Laurent, de Trois-Rivières à Moisie. Univ. Laval, Contr. 88, 13 p.

FAHRIG, W.F. (1949) The geology of the Astray to Birch lake area of Labrador. Rapp. de Labrador Mining & Expl. Co. Ltd. Montréal, 30 p.

FAIRBRIDGE, R.W. (1961) Eustatic changes in sea-level. Physics & Chemistry of the Earth, vol. 4, pp. 99-185.

FAIRBRIDGE, R.W. (1966) Mean sea-level changes. Encyclopedia of Oceanography, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp. 479-485.

FAIRBRIDGE, R.W. (1968) The encyclopedia of geomorphology. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp. 859-865.

FAIRBRIDGE, R.W. (1971) Quaternary shoreline problems at INQUA, 1969. Quaternaria, vol. 15, pp. 1-17.

FAIRBRIDGE, R.W. (1977b) Rates of sea-ice erosion of Quaternary littoral platforms. Studia Geol. Polonica, vol. 52, pp. 135-142.

FAIRCHILD, H.L. (1918) Postglacial uplift in Northeastern America. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 29, pp. 187-234.

FALCONNER, G., J.D. Ives, J.D. Loken & J.T. Andrews (1965) Major end moraines in eastern and central Arctic Canada. Geogr. Bull. no 7, pp. 137-153.

FARMA, V.C. & D.D. Russell (1964) Infra-red spectra of layer silicates. Spectrochimica Acta, vol. 20, pp. 1149-1173.

FARQUHARSON, W.I. (1962) Tides, tidal streams and currents in the Gulf of St. Lawrence. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Marine Br., 76 p.

FARRAND, W.R. and R.T. Gajda (1962) Isobases on the Wisconsin Marine Limit in Canada. Geogr. Bull., vol. 17, pp. 5-22.

FERNALD, M.L. (1924) Isolation and endemism in northeastern America and their relation to the age - and - area hypothesis. Am. J. Bot., vol. 11, pp. 558-572.

FERNALD, M.L. (1925) Persistence of plants in unglaciated areas of boreal America. Am. Acad. Arts Sci., Mem., vol.15, no 3, pp. 241-342.

FILLON, R.H. (1971) Possible Causes of the Variability of Postglacial Uplift in North America. Quaternary Research, vol. 1, no 4, pp. 522-531.

FILLON, R.H. (1975) Deglaciation of the Labrador continental shelf. Nature, vol. 253, no 5491, pp. 429-431.

FITZHUGH, W.W. (1972) Environmental archeology and cultural systems in Hamilton Inlet, Labrador; a survey of the central Labrador coast from 3 000 BC. to the present. Smithsonian Contr. to Anthrop. no 16, Washington, 299 p.

FITZHUGH, W.W. (1973) Environmental approaches to the prehistory of the North. J. Washington Acad. Sci., vol. 63, no 2, pp. 39-53.

FLINT, R.F. (1940) Late Quaternary changes of level in western and southern Newfoundland. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 51, no 11, pp. 1757-1780.

FLINT, R.F., M. Demorest & A.L. Washburn (1942) Glaciation of Shickshock Mountains, Gaspé Peninsula. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 53, pp. 1211-1230.

FLINT, R.F. (1943) Growth of the North American in sheet during the Wisconsin Age. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 54, no 3, pp. 325-362.

FLINT, R.F. (1951) Highland centers of former glacial outflow in northeastern North America. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 62, pp. 21-38.

FLINT, R.F. (1955) Rates of advance and retreat of the margin of the Late-Wisconsin ice sheet. Am. J. Sci., vol. 253, pp. 249-255.

FLINT, R.F. (1957) Glacial and Pleistocene geology. John Wiley & Sons, N.Y., 553 p.

FLINT, R.F. (1969) La hauteur du niveau de la mer pendant une période glaciaire. 8e Congrès de l'INQUA, manuscrit non publié, 12 p.

FLINT, R.F. (1971) Glacial and Quaternary geology. John Wiley & Sons, N.Y., 892 p.

FOGELBERG, P. (1970) Geomorphology and deglaciation at the second Salpausselkä between Vääksy and Vierumäki, southern Finland. Societas Scientiarum Fennica, Commentationes Physico-Mathematicae, no 39, 90 p.

FOLK, R.C. & W.C. Ward (1957) Brazos river bar: a study in the significance of grain-size parameters. J. Sci. Petrol. vol. 27, pp. 3-27.

FOLK, R.L. (1968) Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, 170 p.

FORSYTH, Dave (en prép.) Recherche sur les tremblements de terre. Commission géologique du Canada.

FORWARD, C.N. (1952) Ice distribution in the Gulf of St. Lawrence during the breakup season. M.A. thesis, Univ. British Columbia, Vancouver.

FORWARD, C.N. (1954) Ice Distribution in the Gulf of St.Lawrence during the Breakup Season. Min. Mines et Rel. Tech. du Canada, Geogr. Br. Bull. no 6, pp. 45-84.

FORWARD, C.N. (1960) Shoreline changes in Egmont Bay and Bedeque Bay, Prince Edward Island. Dept. Mines & Tech. Surv., Geogr. Paper no 26, 15 p.

FRANCONI, A. et K. Sharma (1969) Géologie de la région des rivières Toulnoustouc, Ste-Marguerite et Moisie, comté de Saguenay. Rapp. prél. et rapp. inter. non publiés, Min. Rich. Nat. du Qué.

FRANCONI, A., K.N.M. Sharma et A.F. Laurin (1971) Projet Grenville 1968-1969; géologie de la région des rivières Bersimis, Papinachois, aux Outardes, Manicouagan, Ste-Marguerite et Moisie, comté de Saguenay. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. man. GM-28404, 137 p.; cartes à 2 et 4 mi/po.

FRANCONI, A., K.N.M. Sharma & A.F. Laurin (1975) Région des rivières Betsiamites (Bersimis) et Moisie (Grenville 1968-1969). Min. Rich. Nat. Qué., R.G.162, 149 p.; cartes au 1: 250 000.

FRASER, J.K. and C.N. Forward (1952) Reports on the aerial ice survey of the St.Lawrence River, March 10, 1952. Geogr. Br. files, Min. Mines et Rel. Tech. du Canada.

FRENCH, H.M. & P.T. Hanley (1975) Post Champlain sea drainage evolution near Pembroke, upper Ottawa valley. Can. Geogr. vol. 19, no 2, pp. 149-158.

FRENETTE, M. et R. Héroux (1972) Expertise sur les causes des éboulements de la rivière Moisie. Dépt. de génie civil, Univ. Laval, rapp. T-22, 52 p.

FRENETTE, M., A. Plamondon, J. Petitclerc et P. Julien (1975) Rapport sur les caractéristiques physiques de la rivière Matamek et de son bassin de drainage. CENTREAU, Univ. Laval, Rapp. CRE-75-02, 49 p. (Cartes 200pi/po.).

FRENETTE, M., P. Julien, M. Caron, A. Gagnon & M. Caron (1978) Caractéristiques d'écoulement en relation avec la productivité et la survie des salmonidés dans la rivière Matamek. CENTREAU, Univ. Laval, CRE-78/01, 40 p.

FRENETTE, M. (Comm. pers.) Université Laval, CENTREAU, Québec.

FRENZEL, B. (1975) The distribution pattern of Holocene climatic change in the northern hemisphere. Proc. WMO/IAMAP Symp. on long-term climatic fluctuations, Norwick; World Meteo. Org., WMO-421, pp. 105-118.

FRIEDMAN, G.M. (1961) Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. J. Sed. Petrol. vol. 31, pp. 514-529.

FRIEDMAN, G.M. (1962) Comparison of moment measures for sieving and thin - sections data in sedimentary petrological studies. J. Sed. Petrol., vol. 32, pp. 15-25.

FULTON, R.J. & D.A. Hodgson (1979) Wisconsin glacial retreat, southern Labrador. in: Current Research, Parc C., Geol. Surv. Can., Paper 79-1C, pp. 17-21.

FULTON, R.J., D.A. Hodgson & G.V. Minning (1979) Surficial materials, Lac Brûlé, Newfoundland-Québec (13D). Geol. Surv. Can., Map 1-1978, 1: 250 000.

FULTON, R.J. (en prép.) Cartes de la géologie de surface du sud du Labrador au 1: 500 000 (NTS 13, 3SW et 23SE). Comm. Géol. Can.

- G -

GADD, N.R., P. La Salle, J.C. Dionne, W.W. Shilts & B.C. McDonald (1972) Géologie et géomorphologie du Quaternaire dans le Québec méridional. 24e Congrès Int. Géol. Montréal: Livret-guide exc. C44, 74 p.

GADD, N.R., B.C. McDonald & W.W. Shilts (1972) Deglaciation of southern Québec. Geol. Surv. Can., Paper 71-47, 19 p.; carte au 1: 253 440.

GADD, N.R. (1974) Limites maximales de la submersion marine au Tardiglaciaire dans le bassin du St.-Laurent. Rapp. man. prés. au Min. Rich. Nat. Qué., 3 p.; 18 cartes au 1: 250 000.

GADD, N.R. (Comm. pers.) Commission géologique du Canada, Ottawa.

GAGNON, G. (1889) Relevé des rivières "Sainte-Marguerite", à la "Truite" et "Manitou", comté de Saguenay. Qué., Documents de la Session, vol. 22, no 4, Rapp. Com. Terres de la Couronne pour 1888 App. no 37, pp. 48-50.

GANGLOFF, P., J.P. Clermont & G. Paquette (1971) Le problème du tardiglaciaire au Québec méridional. Rev. Géogr. Montr. vol. 25, no 3, pp. 305-308.

GANGLOFF, P. & A. Cailleux (1976) Indices possibles de pergélisol discontinu. Biul. Peryglac. (Pologne), no 26, pp. 223-235.

GASCOYNE, M. (1976-77) Chimie des eaux et datation radiométrique de concrétions des grottes Laflèche, Outaouais, et de St.-Elzéar, Gaspésie. Spéléo-Québec, vol. 3-4, pp. 5-12.

GATTO, L.W. (1979) Historical shoreline changes along the outer coast of Cape Cod. in: Leatherman, S.P. (1979) Environmental geologic guide to Cape Cod National Seashore. National Park Service, Univ. of Massachusetts, Amherst, pp. 69-90.

Gaudreau, Pigeon & Cassisto (1975) Cartes topographiques du glissement de la rivière Moisie. Min. Transp. Qué., 12 plans au 1: 1 200 (Equi.: 2 pi.).

**

GAUTHIER, C. (1977) Cartographie des dépôts superficiels, péninsule nord-est du Nouveau-Brunswick. in: Report of Activities, Part A, Geol. Surv. Can., Pap. 77-1A, pp. 371-378.

** GAUMOND, M. & L.E. Hamelin (1959-60) (voir Hamelin & Gaumond)

GILLETT, J.M. (1960) The flora of the vicinity of the Merewether Crater, northern Labrador. Can. Field Nat., vol. 74, pp. 8-27.

GOLDTHWAIT, J.W. (1911) Raised beaches of Southern Québec. Geol. Surv. Can., Summ. Rept. 1910, pp. 220-233.

GOLDTHWAIT, J.W. (1914) Repères de changements de niveau postglaciaires dans Québec et le Nouveau-Brunswick. Geol. Surv. Can., Rapp. somm. 1911, pp. 308-314.

GOLDTHWAIT, J.W. (1915a) Rivage de la mer "Champlain" dans le sud-est de la province de Québec. Comm. Géol. Can., Rapp. somm. 1912, pp. 358-360.

GOLDTHWAIT, J.W. (1915b) The occurence of glacial drift on the Magdalen islands. Geol. Surv. Can., Mus. Bull. 14.

GOLDTHWAIT, J.W. (1917) The twenty foot terrace and sea-cliff of the lower Saint Lawrence. Am. J. Sci., vol. 4, no 32, pp. 291-317.

GOLDTHWAIT, J.W. (1924) Physiography of Nova Scotia. Geol. Surv. Can., Mem. 140, 179 p.

GOULET, R. et C. Demers (1975) Aperçu géomorphologique de la région de Moisie, Côte Nord de l'estuaire maritime du St-Laurent, Québec. Rapport soumis au Service d'archéologie et d'ethnologie du Ministère des Affaires Culturelles du Québec, 30 p. (Cartes au 1: 11 900).

GRANDTNER, M.M. & G. Lemieux (1961) Aperçu de la végétation forestière d'Anticosti. ACFAS (notes non publiées).

GRANDTNER, M.M. (1976) Extension de quelques plantes introduites sur la Côte Nord du golfe du Saint-Laurent. Nat. Can., vol. 103, no 5, pp. 487-489.

GRANT, A.B. and L. Molinsky (1972) Foraminifera and the Holocene History of the Gulf of St. Lawrence. Can. Jour. Earth Sci., vol. 9, no 9, pp. 1204-1215.

GRANT, D.R. (1969a) Surficial Deposits, Geomorphic Features and Late Quaternary History of the Terminus of the Northern Peninsula of Newfoundland and Adjacent Québec-Labrador. Maritime Sediments, vol. 5, no 3, pp. 123-125.

GRANT, D.R. (1969b) Late Pleistocene re-advance of Piedmont glaciers in western Newfoundland. Mar. Sed., vol. 5, no 3, pp. 126-128.

GRANT, D.R. (1970a) Quaternary geology, great northern peninsula, island of Newfoundland. Geol. Surv. Can., Paper 70-1A, pp. 172-174.

GRANT, D.R. (1970b) Recent coastal submergence of the Maritime provinces, Canada. Can. J. Earth Sci., vol. 7, pp. 676-689.

GRANT, D.R. (1971) Geomorphology, Lake Melville area, Labrador (13 F and G). Geol. Surv. Can., Paper 71-1B, pp. 114-117.

GRANT, D.R. (1972a) Surficial geology, western Newfoundland. Geol. Surv. Can., Paper 72-1A, pp. 157-160.

GRANT, D.R. (1972b) Surficial geology reconnaissance, island of Newfoundland. Geol. Surv. Can., Paper 72-1B, p. 100.

GRANT, D.R. (1972c) Postglacial emergence of northern Newfoundland. Geol. Surv. Can., Paper 72-1B, pp. 100-102.

GRANT, D.R. (1972d) Surficial geology of southeast Cape Breton Island. in: Report of Activities, part A, Geol. Surv.Can. Paper 72-1A, pp. 160-163.

GRANT, D.R. (1975a) Recent coastal submergence of the Maritime provinces. in: Env. Change Marit. Symp., Dalhousie Univ. Halifax, 1971; Nova Scotian Inst. Sci., pp. 83-102.

GRANT, D.R. (1975b) Glacial style and the Quaternary stratigraphic record in the Atlantic provinces. in: Report of Activities, Part B, Geol. Surv. Can., Pap. 76-1B, pp. 363-369.

GRANT, D.R. (1975c) Surficial geology of northern Cape Breton Island, Nova Scotia. in: Report of Activities, Part A, Geol. Surv. Can., Pap. 75-1A, pp. 407-408.

GRANT, D.R. (1976) Late Wisconsinan ice limits in the Atlantic provinces of Canada with particular reference to Cape Breton Island, Nova Scotia. Geol. Surv. Can., Paper 76-1C, pp. 289-292.

GRANT, D.R. (1977a) Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land, and ocean level in the Atlantic provinces, Canada. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 247-260.

GRANT, D.R. (1977b) Altitudinal weathering zones and glacial limits in western Newfoundland, with particular reference to Gros Morne Park. Geol. Surv. Can., Paper 77-1A, pp. 455-463.

GRANT, D.R. (1977c) Workshop on sea-level rise and subsidence in the Maritimes. Geoscience Can., vol. 4, no 3, pp. 144-146.

GRANT, D.R. (1978) Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indication of crustal delevelling. Coll. sur les lignes de rivage et les variations du niveau marin; Univ. Qué. Montr.

GRAVENOR, C.P. (1975) Erosion by continental ice sheets. Am. J. Sci. vol. 275, pp. 594-604.

GRAY, J.M. (1976) Low-level shore platform in the south-west Scottish Highlands: altitude, age and correlation. Inst. British Geogr. Trans., vol. 3, no 2, pp. 151-164.

GRAY, J.T., G. Bourduas, P. Comtois & B. Hétu (1978) La morphologie quaternaire des environs du mont Jacques-Cartier, parc de la Gaspésie. Dépt. de géogr., Univ. de Montréal, 34 p.

GRAY, J.T. & R.J.E. Brown (1979) Présence et distribution du pergélisol dans les monts Chics-Chocs, Gaspésie. Ann. de l'ACFAS, vol. 46, no 1, p. 108.

GRAYSON, J.F. (1956) The postglacial history of vegetation and climate in the Labrador-Québec region as determined by palynology. Ph. D. thesis, Univ. of Michigan, 252 p.

GREENSMITH, J.T. & E.V. Tucker (1973) Holocene transgression and regressions on the Essex Coast, outer Thames estuary. Geol. en Mijnb, vol. 52, no 4, pp. 193-202.

GREENSMITH, J.T. & E.V. Tucker (1974) Holocene sea-level changes: a reply. Geol. en Mijn, vol. 53, p. 75.

GREIG, E.W. (1940) Advance Report on Matamec Lake Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, P-155, 6 p.; carte 521 (2 mi/po.).

GREIG, E.W. (1945) Matamec Lake Map-Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. Géol. 22, 29 p.; carte 602 (1 mi/po.).

GRENIER, P.E. (1952a) Preliminary Report on Nipissis River Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 272, 12 p.; carte 964 (1 mi/po.).

GRENIER, P.E. (1952b) Géologie et pétrologie de la région du lac Beetz, comté de Saguenay. Thèse de doctorat, Univ. Laval, 242 p.

GRENIER, P.E. (1953) Geology of the Country Bordering the Southern Section of Québec North Shore and Labrador Railway. Can. Min. Jour., May 1953, pp. 76-81; carte 3 mi/po.

GRENIER, P.E. (1957) Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay. Min. Mines du Québec, R.G.73, 88 p.; Carte 1100 (1 mi/po.).

GRONDIN, P. et M. Mélançon (1977a) Additions à la flore vasculaire et mise à jour des listes de bryophytes et lichens de l'Anticosti-Minganie. Ann. ACFAS, vol. 44, no 1, p. 29.

GRONDIN, P. et M. Mélançon (1977b) Étude écologique de la Grosse île au Marteau, îles de Mingan. Lab. d'écol. for., Univ. Laval, 229 p.

GRONDIN, P. & M. Mélançon (1978) Étude phyto-écologique de la Grosse île au Marteau et de l'île à Samuel, archipel de Mingan, Québec. Thèse de M.Sc., Fac. de for. et de géod., Univ. Laval.

- H -

HAMEL, A. (1958) Quelques aspects de la végétation de la côte du golfe Saint-Laurent (Abs.). Ann. ACFAS, vol. 24, p. 88.

HAMELIN, L.E. (1957) Les tourbières réticulées du Québec-Labrador subarctique: interprétation morphoclimatique. Cah. Géogr. Qué., vol. 2, no 3, pp. 87-106.

HAMELIN, L.E. et Gaumond, M. (1959-60) Notes de périglaciaire comparé des monts Washington et Jacques-Cartier. Cah. Géogr. Qué., vol. 4, no 7, pp. 217-218.

HAMELIN, L.E. & F.A. Cook (1967) Le périglaciaire par l'image. Trav. et doc. du Centre d'études nordiques no 4, P.U.L. 237 p.

HAMELIN, L.E. & A. Cailleux (1972) Succession de types de rivage pendant l'Holocène à Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec). Z. für Geomorph., vol. 16, no 1, pp. 16-26.

HAMELIN, L.E. (1975) Nordicité canadienne. Hurtubise HMH, Ltée, Montréal, Les cahiers du Québec, Coll. géographie, 458 p.

HAMELIN, L.E. (Comm. pers.) Recteur, Université du Québec à Trois-Rivières.

HAMMOND, P. (1949) Geology of Allard Lake Ilmenite Deposits. Can. Met. Bull., vol. 42, no 443, pp. 117-121; aussi Can. Inst. Mining and Met. Trans., vol. 52, pp. 64-78.

HAMMOND, P. (1952) Allard Lake Ilmenite Deposits. Econ. Geol., vol. 47, pp. 634-649.

HANLEY, P.T. (1972) The surficial geology and river terraces of Allumette island and adjacent parts of Ontario and Québec. M.A. thesis, Dépt. de géogr., Univ. d'Ottawa, 209 p.

HARDY, L. (1976) Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. Thèse de Ph.D., Univ. Mc Gill, 264 p.

HARDY, L. (Comm. pers.) Les laboratoires Ville-Marie, Montréal.

HARE, F.K. (1951) Some notes on postglacial climatic changes in Eastern Canada. Roy. Met. Soc., Can. Br., vol. 2, no 7, pp. 8-18.

HARE, F.K. (1959) A photo-reconnaissance of Labrador-Ungava. Min. Énergie, Mines et Ress., Geogr. Br., Mem. 6, 83 p.; cartes 75 mi/po

HARGRAVES, R.B. (1959) Magnetic: anisotropy and remnant magnetism in hemo-ilmenite from ore deposits at Allard Lake, Québec. Jour. Geophys. Res., vol. 64, no 10, pp. 1565-1578.

HARGRAVES, R.B. (1962) Petrology of the Allard Lake Anorthosite Suite, Québec. Geol. Soc. Am. Petrol. Studies, Buddington Volume, pp. 163-189.

HARP, E. Jr. (1951) An archaeological survey in the Strait of Belle Isle area. American Antiquity, vol. 16, no 3, pp. 203-220.

HARP, E. Jr. (1963) Evidence of boreal archaic culture in southern Labrador and Newfoundland. Nat. Mus. Can., Bull. 193, Contr. to Anthrop. 1961-62, Part I, pp. 184-261.

HARP, E. Jr. & D.R. Hughes (1968) Five prehistoric burials from Port aux Choix, Newfoundland. Polar Notes, Occasional Publ. of the Stefansson Collection, Dartmouth College Library, Hanover N.H.; no 8, pp. 1-47.

HARRISON, D.A. (1963) The tilt of the abandoned lake shorelines in the Wabush-Shabogamo lake area, Labrador. Mc Gill Sub.-Arctic Res., Pap. no 15.

HAWORTH, R.T. & B.V. Sanford (1976) Paleozoic geology of northeast gulf of St. Lawrence. Geol. Surv. Can., Paper 76-1A, pp. 1-6.

HAYS, J.D., J. Imbrie & N. J. Shockleton (1976) Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science, vol. 194, no 4270, pp. 1121-1132.

HENDERSON, E.P. (1963) Etude glaciaire de la partie centrale du Québec-Labrador. Geol. Surv. Can., Bull. 50, 96 p.; carte 10 mi/po.

HENDRICKS, J.L. (1957) Preliminary report on deposits sands in Moisie Townships, Québec. Rapport 7869 pour la Frandi Mining Corp.

HÉROUX, R. (1965-1966) Cartes morpho-sédimentologiques de la côte nord de la Baie-des-Chaleurs. BAEQ (maintenant Off. de Plan. et de Dév. Qué.), Québec; 20 cartes au 1: 50 000.

HÉROUX, R. (1976) Pour l'établissement de normes d'exploitation forestière sur la Côte Nord. Forêt-Conservation, vol. 42, no 2, pp. 16-18.

HÉROUX, R. (Comm. pers.) Université Laval, Québec.

HÉTU, B., P. Gangloff & J.T. Gray (1979) La déglaciation des vallées de Mont St.-Pierre, Mont-Louis et l'Anse-Pleureuse (Gaspésie). Ann. de l'ACFAS, vol. 46, no 1, p. 106.

HICKS, S.D. & J.E. Crosby (1974) Trends and variability of yearly mean sea-level 1893-1972. U.S. Nat. Oceanic and atmospheric Adm., Tech. Mem. no 13, 14 p.

HIGGINS, M.D. & R. Doig (1977) 540-Myr-old anorthosite complex in the Grenville Province of Québec, Canada. Nature, vol. 267, no 5606, pp. 40-41.

HILLAIRE-MARCEL, C. (1976) La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. Cah. Géogr. Qué., vol. 20, no 50, pp. 185-220.

HILLAIRE-MARCEL, C. (1977) Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers postglaciaires du Québec. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 81-106.

HILLAIRE-MARCEL, C & S. Occhietti (1977) Fréquences des datations au ^{14}C de faunes marines postglaciaires de l'est du Canada et variations paléoclimatiques. Palaeogeogr., Palaeochim., Palaeoecol., vol. 21, pp. 17-54.

HILLAIRE-MARCEL, C. & S. Occhietti (en prép.) Chronology, paleogéography and paleoclimatic significance of the Late and Postglacial events in Eastern Canada.

HIND, H.Y. (1863) Explorations in the interior of the Labrador Peninsula, the country of the Montagnais and Nasquapee Indians. Longmans, London, vol. II, 351 p.

HIND, H.Y. (1864a) Observations on supposed glacial drift in the Labrador Peninsula, Eastern Canada, and on the South branch of the Saskatchewan. Quater. Jour. Geol. Soc. London, vol. 201, pt6, pp. 122-130; aussi Can. Journ. vol. 9, pp. 253-263; aussi Can. Nat., vol. 1, pp. 300-304.

HIND, H.Y. (1864b) Explorations up the Moisie River to the Edge of the Table-Land of Labrador Peninsula. Roy. Geol. Soc. of Ireland Jour., vol. 34, pt.5, pp. 82-87.

HODGKIN, E.P. (1964) Rate of erosion of intertidal limestone. Z. für Geomorph., vol. 8, pp. 385-392.

HOGAN, H.R. (1952) Preliminary Report on Nipisso Lake Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 280, 8 p.; Carte 1001 (1 mi/po.).

HOGAN, H.R. (1953) The geology of the Nipissis River and Nipisso Lake map areas. Ph. D. thesis, Mc Gill Univ., 132 p.

HOGAN, H.R. (1971) Nipissis River - Nipisso Lake Area, Saguenay County. Min. Rich. Nat. du Québec, Rapp. Géol. 142, 40 p.; cartes no 1691 et 1692 (1 mi/po.).

HUGHES, O.L. (1964) Surficial geology, Nichicum-Kaniapiskau, Québec. Geol. Surv. Can., Bull. 106, 20 p.

HUGHES, O.L. (1965) Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada. in: H.E. Wright Jr. & D.C. Frey (ed.) International studies on the Quaternary. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 84, pp. 535-565.

HUGHES, T.J., D.S. Schilling & H.W. Borns Jr. (1976) Marginal surges of the Laurentide Ice sheet and calving bays in the Gulf of St.Lawrence-lower St.Lawrence system. Comm. présentée au 3e Colloque sur le Quaternaire du Québec, Trois-Rivières, oct. 1976.

HUNT, T.S. (1871) Fer et minerai de fer. Comm. Géol. Can., Rapp. des Op. de 1866 à 1869, p. 292.

** HOGARTH, D.D. (1970) Geology of the southern part of Gatineau Park, National Capital Region. Comm. Géol. Canada, Paper 70-20, 8 p.

- I -

INGRAM, R.G. (1967) Ice drift in the Gulf of St.Lawrence. M.Sc. thesis, Mc Gill Univ., Marine Sciences Centre, 96 p.

INGRAM, R.G., O.M. Johannessen and E.R. Pounder (1968) A Pilot Drift in the Gulf of St.Lawrence. Marine Sci., Man. Rept. no 5, Mc Gill Univ., 21 p.

INGRAM, R.G., O.M. Johannessen and E.R. Pounder (1969) Pilot study of the ice drift in the Gulf of St.Lawrence. J. Geophys. Res., vol. 74, pp. 5453-5459.

IVES, J.D. (1957) Glaciation of the Torngat mountains, northern Labrador. Arctic, vol. 10, no 2, pp. 67-87.

IVES, J.D. (1958a) Glacial geomorphology of the Torngat mountains, northern Labrador. Geogr. Bull. no 12, pp. 62-77.

IVES, J.D. (1958b) Mountain top detritus and the extend of the last major glaciation in northeastern Labrador-Ungava. Can. Geogr., no 12, pp. 25-31.

IVES, J.D. (1959) Glacial drainage channels as an indicator of late glacial conditions in Labrador-Ungava. Cah. Géogr. Qué., vol. 5, pp. 57-72.

IVES, J.D. (1960a) The deglaciation of Labrador-Ungava: an outline. Cah. Géogr. Qué., vol. 4, no 8, pp. 323-343.

IVES, J.D. (1960b) Former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George river, Labrador-Ungava. Geogr. Bull., no 14, pp. 44-70.

IVES, J.D. (1960c) Glaciation and deglaciation of the Helluva lake area, central Labrador-Ungava. Geogr. Bull. no 15, pp. 46-64.

IVES, J.D. (1962) Evidence of recent extensive glacierization in north-central Baffin Island, N.W.T. J. Glaciol., vol. 4, pp. 197-205.

IVES, J.D. (1963a) Determination of the marine limit in eastern Arctic Canada. Géogr. Bull. no 19, pp. 117-122.

IVES, J.D. (1963b) Field problems in determining the maximum extent of Pleistocene glaciation along the eastern Canadian seabord: a geographer's point of view. in: A. Löve & D. Löve (eds.). North Atlantic biota and their history. Pergamon Press, N.Y., pp. 337-354.

IVES, J.D. & J.T. Andrews (1963) Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, N.W.T. Geogr. Bull. no 19, pp. 5-48.

IVES, J.D. (1968) Late-Wisconsin events in Labrador-Ungava: an interim commentary. Can. Geogr., vol. 12, no 3, pp. 192-203.

IVES, J.D. & J.T. Buckley (1969) Glacial geomorphology of Remote Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada. Arctic & Alp. Res., vol. 1, no 2, pp. 83-96.

IVES, J.D. & H.W. Borns Jr. (1971) Thickness of the Wisconsin ice sheet in southeast Baffin Island, Arctic Canada. Z. für Glets. und Glazial., vol. 7, nos 1-2, pp. 167-174.

IVES, J.D. (1974) Biological refugia and the nunatak hypothesis. in: J.D. Ives & R.D. Barry (eds.). Arctic and Alpine Environments. Méthuen, London, Chap. 10B, pp. 605-636.

IVES, J.D. (1975) Delimitation of surface weathering zones in eastern Baffin Island, northern Labrador and Arctic Norway: a discussion. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 86, no 8, pp. 1096-1100.

IVES, J.D., J.T. Andrews & R.G. Barry (1975) Growth and decay of the Laurentide ice sheet and comparisons with Fenno-Scandinavia. Naturwissenschaften, vol. 62, pp. 118-125.

IVES, J.D. (1976) The Saglek moraines of Northern Labrador: a commentary. Arctic Alp. Res., vol. 8, no 4, pp. 403-408.

IVES, J.D., H. Nichols & S. Short (1976) Glacial history and palaeoecology of northeastern Nouveau-Québec and northern Labrador. Arctic, vol. 29, no 1, pp. 48-52.

IVES, J.D. (1977) Were parts of the north coast of Labrador ice-free at the Wisconsin glacial maximum? Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 401-403.

IVES, J.D. (1978) The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation. Arctic, vol. 31, no 1, pp. 24-53.

- J -

JELGERSMA, S. (1961) Holocene sea-level changes in the Netherlands, Meded. Geol. Stichting, Ser. C, vol. 4, no 7, 101 p.

JENKINS, J.T. (1956a) Preliminary Report on Manitou River Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 326, 7 p.; carte 1125 (1 mi/po.).

JENKINS, J.T. (1956b) A northosite-ilmenite pegmatite relations on the west bank of La Chaloupe River, Saguenay County, Québec. M.Sc. thesis, Mc Gill Univ. 96 p.; carte 100 pi/po.

JENKINS, J.T. (1957) Preliminary Report on Manitou Lake Area, Saguenay Electoral District. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 349, 7 p.; carte 1178 (1 mi/po.).

JENNESS, S.E. (1960) Late Pleistocene glaciation of eastern Newfoundland. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 71, pp. 161-180.

JOHNSON, J.P. Jr. (1969) Deglaciation of the central Nain-Okak Bay section of Labrador. Arctic, vol. 22, no4, pp. 373-394.

JONES, H.G., M. Leclerc, M. Ouellet, A. Rousseau, R. Van Coillie & S. Visser (1974) Station de recherche de Matamek;compte-rendu des activités. INRS-Eau, 11 p.

JONES, I.W. (1932) The Table top Map-Area, Gaspé Peninsula., Bureau des Mines du Québec, Ann. Rept. part D.

JONES, I.W. (1962) Un aperçu de la géologie de la province de Québec. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. S-6, 13 p.

JORDAN, R. (1975) Pollen diagrams from Hamilton Inlet, central Labrador and their environmental implications for the Northern maritime Archaic. Arctic Anthropology, vol. 12, no 2, pp.92-116.

- K -

KAVANAGH, P.M. (1952) Geology of Point Lake area, Labrador. Rapp. de Iron Ore Co. of Canada, Montréal, 58 p.

KAYE, C.A. (1959) Shorelines features and Quaternary shoreline changes, Puerto Rico. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper no 317B, pp. 49-140.

KEABLE, J. (1974) I.T.T. onzième province. Le Mac Lean, vol. 14, no 9, pp. 18-21, 30, 32, 34-37.

KENNEY, T.C. (1964) Sea-level movements and the geologic histories of postglacial marine soils at Boston, Nicolet, Ottawa and Oslo. Géotechnique, vol.14, pp. 203-230.

KINDLE, E.M. (1916) The Ordovician limestones of the Kingston area. in: Geology of Kingston and vicinity. Ont. Bur. of Mines, Ann. Rept. 25, pt.3, pp. 37-44.

KINDLE, E.M. (1922) Notes on Postglacial Terraces on the Eastern and Western Shores of the Gulf of St.Lawrence. Can. Field Nat., vol. 36, pp. 111-113.

KING, C.A.M. (1959) Beaches and coasts. Ed. Arnold Ltd., London, 403 p.

KING, C.A.M. (1972) Beaches and coasts. Ed. Arnold (2nd ed.), 570 p.

KING, L.H. (1969) Submarine end moraines and associated deposits on the Scotian Shelf. Geol. Soc. Am., Bull. no 80, pp. 83-96.

KING, L.H. and B. Maclean (1970) Origin of the outer part of the Laurentian Channel. Can. J. Earth Sci., vol. 7, pp. 1470-1484.

KING, L.H., B. MacLean & G. Drapeau (1972) The Scotian Shelf Submarine End-Moraine Complex. in: James E. Gill (ed.). 1972, 24th Int. Geol. Congr., Montréal, Section 8, pp. 237-249.

KIRK, R.M. (1975) Coastal changes at Kaikoura, 1942-74, determined from air photographs. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 18, no 6, pp. 787-801.

KIRK, R.M. (1977) Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura peninsula, South Island, New Zealand. N.Z. Journal of Geology and Geophysics, vol. 20, no 3, pp. 571-613.

KIRKLAND, R.W. (1950) Geology of the Helluva lake area, New Québec. Rapp. de Iron Ore Co. of Can., Montréal, 12 p.

KLUGMAN, M.A. (1954) Preliminary Report on Charpeney-Goopman Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 296, 7 p.; carte 1036 (1 mi/po.).

KLUGMAN, M.A. (1955a) Preliminary Report on Bailloquet Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 313, 7 p.; carte 1072 (1 mi/po.).

KLUGMAN, M.A. (1955b) The Geology of an area between Pigou and Sheldrake Rivers, Saguenay County, Québec, with a detailed study of the anorthosites. Thèse de doctorat, Univ. Mc Gill, 203 p.

KLUGMAN, M.A. (1977) Charpeney-Coopman, Bailloquet map-area. Min. Rich. Nat. Qué., rapp. DP-475, 74 p.

KOMAR, P.D. (1976) Beach processes and sedimentation. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 429 p.

KOTEFF, C. (1974) The morphologic sequence concept and deglaciation of southern New England. in: D.R. Coates (ed.). Glacial Geomorphology. Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, pp. 121-144.

KOUTANIEMI, L. (1979) Late-glacial and postglacial development of the valleys of the Oulanka river basin, north-eastern Finland. Fennia, vol. 157, no 1, pp. 13-73.

KRAFT, J.C., E.A. Allen & E.M. Maurmeyer (1978) The geological and paleogeomorphological evolution of a spit system and its associated coastal environments: cape Henlopen spit, Delaware. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 48, no 1, pp. 211-226.

KUBIENA, W.L. (1953) The soils of Europe, illustrated diagnosis and systematics. Thomas Murby, Londres.

KUENEN, P.H. (1951) Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. Geol. Fören. Forhandl., bd. 73 H 1, pp. 69-84.

KUENEN, P.H. (1958) Experiments in geology. Trans. Geol. Soc. Glasgow, vol. 23, pp. 1-28.

KUKAL, Z. (1970) Geology of recent sediments. Academia, Prague, 490 p.

KUMARAPELI, P.S. et V.A. Saull (1966) The St.Lawrence Valley System: A North American Equivalent of the East African Rift Valley System. Can. J. Earth Sci., vol. 3, pp. 639-657.

- L -

Laboratoire Ste-Foy Inc. (1965) Expertise de fondation pour le projet de pont sur la rivière St-Jean, route No 15, Ste-Foy, Québec; plans et coupes.

LAFLEUR, J. & G. Lefebvre (1978) Influence des écoulements souterrains sur la stabilité des pentes naturelles d'argile. Min. Rich. Nat. Qué., DP-609, 270 p.

LAGAREC, D. (1973) Postglacial permafrost features in Eastern Canada. Proc. North American Contribution, 2nd Int. Permafrost Conference, Yakutsk, U.R.S.S., National Academy of Science, Washington, pp. 126-131.

LAMB, H.F. (1978) Postglacial vegetation change in southeastern Labrador. M. Sc. thesis, Univ. of Minnesota, 101 p.

LAMB, H.F. (sous presse) Late-Quaternary vegetational history of southeastern Labrador. Arctic and Alpine Research.

LAMB, H.F. (Comm. pers.) Diagramme pollinique d'Alexis Lake, Labrador (52°31' N - 57°02' O). Botany School, University of Cambridge, Cambridge, England, CB2 3EA.

LAMB, H.H. (1977) Climate: present, past and future; vol. 2: Climatic history and the future. Methuen, London, 835 p.

LAMOTHE, M. (1977) Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec; cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Thèse de M.Sc., Univ. du Québec à Montréal, 118 p.

LANDRY, B. (1975) La Minganie. Collège de Sherbrooke, rapp. prés. à l'Office de Planification et de Développement du Québec, 23 p.

LANDRY, B. (1976) Aperçu géomorphologique de la Minganie, Moyenne Côte Nord (Québec). 44e Congrès de l'ACFAS, Sherbrooke; Annales de l'ACFAS, vol. 43, no 1, p. 107.

LANDRY, B. & J.M.M. Dubois (1977) Un îlot de pergélisol dans le golfe du Saint-Laurent? 45e Congrès de l'ACFAS, Trois-Rivières, Ann. ACFAS, vol. 44, no 1, p. 94.

LANG, J. & G. Lucas (1967) Petit guide pratique pour l'étude des sédiments meubles. Centre du doc. univ., Paris, 85 p.

LANGFELDER, L.J., D.B. Stafford & M. Amein (1970) Coastal erosion in North Carolina. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of Waterways and Harbor Division, vol. 96, no WW2, pp. 531-545.

LASALLE, P. (1966a) Géologie de la région d'Hébertville (dépôts meubles), comtés de Lac Saint-Jean, Jonquière-Kénogami et Roberval. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. prél. 546, 14 p.

LASALLE, P. (1966b) Late Quaternary vegetation and glacial history in the St.Lawrence lowlands, Canada. Leidse Géol. Med., vol. 38, pp. 91-128.

LASALLE, P., L. Hardy & P. Poulin (1972) Une position du front glaciaire au nord et au nord-est de la ville de Québec. Min. Rich.Nat. Qué., rapp. S-135, 8 p.

LASALLE, P. & J.A. Elson (1975) Emplacement of the St-Narcisse moraine as a climatic event in eastern Canada. Quaternary res., vol. 5, pp. 621-625.

LASALLE, P., G. Martineau & L. Chauvin (1977) Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame-Parc des Laurentides. Min. Rich. Nat. Qué., DPV-516, 74 p.

LASH, H.N. and R.N. Drummond (1950) Natural vegetation types in the Romaine area, and their identification from aerial photographs; a photo interpretation key. Ms. air photos, in Joint Intelligence Bureau Library Defense Res. Bd. (Ottawa); photocopy at Mc Gill Sub-Arctic Res. Lab., Shefferville.

LASSERRE, J.C. (1973) Pour une définition géomorphologique et structurale de la vallée du Saint-Laurent. Rev. Géogr. Montr., vol. 27, no 4, pp. 381-390.

LAUZIER, L. (1940a) L'origine de la nappe d'eau froide dans l'estuaire du Saint-Laurent. Ann. ACFAS, vol. 6, pp. 97-98.

LAUZIER, L. (1940b) Contribution à l'océanographie physique du Saint-Laurent (Abs.). Ann. ACFAS, vol. 6, p. 98.

LAUZIER, L. (1941) Contribution à l'océanographie physique du golfe Saint-Laurent. Ann. ACFAS, vol. 7, p. 124.

LAUZIER, L.M., R.W. Trites and H.B. Hachey (1951) Some Features of the Surface Layer of the Gulf of St.Lawrence. Fish. Res. Bd. of Canada, Ms. Rept. for Biol. Stat. Series no 417, 29 p.

LAUZIER, L.M. (1957) A Preliminary Report of the Winter Oceanographic Survey in the Gulf of St.Lawrence 1956. Fish. Res. Bd. of Canada, Ms. Rept (Ocean. and Limn.), Series no 3, 20 p.

LAUZIER, L.M., R.W. Trites and H.B. Hachey (1957) Some features of the Surface Layer of the Gulf of St.Lawrence. Bull.Fish. Rs. Bd. of Canada, no 111, pp. 195-212.

LAUZIER, L.M. (1958) Some aspects of Oceanographic Conditions in the Gulf of St.Lawrence from Autumn 1956 to Spring 1957. Manuscript Rept. (Ocean. and Limn.), Ser. no 9, Fish.Res.Bd. of Canada, 17 p.

LAUZIER, L.M. and R.D. Graham (1958) Computation of Ice Potentials and Heat Budget in the Gulf of St.Lawrence. Manuscr. Rept. Ser. no 11, Fish. Res. Bd. of Canada, (Ocean. and Limn.), 7p.

LAUZIER, L.M. and J.I. Bartlett (1961) Heat Budget studies; Gulf of St.Lawrence. Fish. Res. Bd. of Canada, Biol. Stat. St. Andrews, N.B., Ann. Rept. and investigators summaries, 1960-61, pp. 217-219.

LAUZIER, L.M. (1962) Evaporation in the Gulf of St. Lawrence. Fish. Res. Bd. Canada, Biol. Stat., St.Andrews, N.B., Ann. Rept. and investigators summaries, 1961-62, pp. 213-214.

LAVERDIÈRE, C. (1952a) La région des Sept-Îles. Min. de l'Agriculture du Québec, Div. des sols, 4 p. (Carte des sols, 3 mi/po.).

LAVERDIÈRE, C. (1952b) Fossiles d'âge champlainien de la région des Sept-Îles, Côte Nord du Saint-Laurent (Abs.). Ann. ACFAS, vol. 18, pp. 105-107.

LAVERDIÈRE, C. (1952c) Notes sur les cheminements pédologiques effectués dans la région des Sept-Îles, Côte Nord du Saint-Laurent (Abs.). Ann. de l'ACFAS, vol. 8, p.38.

LAVERDIÈRE, C. (1952d) Fossiles d'âge champlainien de la région des Sept-Îles, Côte Nord du Saint-Laurent (Abs.). Ann. de l'ACFAS, vol. 8, p. 31.

LAVERDIÈRE, C. (1954) La région des Sept-Îles, Côte Nord du Saint-Laurent; étude morphologique. Thèse de M.A., Univ. Montr., 194 p.

LAVERDIÈRE, C. (1955a) Observations Morphologiques intéressant la mise en place des sables ferrifères au droit de la Côte Nord du Saint-Laurent. Rev. Can. Géogr., vol.9, pp. 119-130.

LAVERDIÈRE, C. (1955b) Le relèvement isostatique au droit de la Côte Nord du Saint-Laurent. Ann. ACFAS, vol. 21, pp. 127-132.

LAVERDIÈRE, C. (1967) Sur le lieu de fonte sur place de la calotte glaciaire de Scheffer. Géogr. Can., vol. 11, no 2, pp. 87-95.

LAVERDIÈRE, C. (1968) Réponse aux ((Comments on "sur le lieu de fonte sur place de la calotte glaciaire de Scheffer")) de Barnett et Peterson. Géogr. Can., vol. 12, no 2, pp. 116-120.

LAVERDIÈRE, C. (1970) Les paysages glaciels de la Côte Nord, de Tadoussac aux Sept-Îles (Abs.). Ann. ACFAS, vol. 37, p. 36.

LAVERDIÈRE, C., J.C. Dionne, L.-E. Hamelin, P. Brunel et J.C. Lasserre (1970) Ces grandes divisions du Saint-Laurent. Rev. Géogr. Montr., XXIV, 3, pp. 283-303.

LAVERDIÈRE, C. & P. Guimont (1974) Un froid à sol fendre. Geos., vol. 3, no 4, pp. 18-20.

LAWSON, A.C. (1890) Note on the pre-Paleozoic surface of the Archean terranes of Canada. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 1, pp. 163-173.

LEBUIS, J. (1973) Géologie du Quaternaire de la région de Matane-Amqui, comtés de Matane et Matapédia. Min. Rich. Nat. Qué., DP-216, 18 p.

LEBUIS, J. & P.P. David (1977) La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 275-296.

LEFEBVRE, G. (1978) Détermination de la résistance au cisaillement des argiles de Chutes aux Outardes pour l'analyse de la stabilité des pentes. Dépt. de génie civil, Univ. de Sherbrooke, rapp. présenté à l'Hydro-Québec, 30 p.

LEMAY, L. (1975) Rivière à la Chaloupe (co. Duplessis): géomorphologie. Mém. de B.A. Spéc., Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke, 12 p. (Carte 1 000 pi/po.).

LEMAY, P. (1896) Liste des plantes de la Côte Nord de Godbout à Moisie. Nat. Can., vol. 23, pp. 90-92, 121-123, 137-139.

LEMAY, P. (1923) Flore du Labrador. Nat. Can., vol. 49, pp. 183-186.

LEMIEUX, G. (1963) Notes sur l'organisation floristique de quelques îles de Mingan (Abs.). Ann. ACFAS, vol. 29, p. 47.

LEMIRE, F. et A. Larose (1972a) Ensemble de données sur les glaces à Pointe Noire, Sept-Îles; hiver 1972. Min. Trav. Publics du Canada, Étude des Rives du St.-Laurent.

LEMIRE, F. et A. Larose (1972b) Ensemble de données sur les glaces au port du Havre St.-Pierre; hiver 1972. Min. Trav. Publics du Canada, Étude des Rives du St.-Laurent.

LETENDRE, J. (1977) Communication écrite. Laboratoire d'océanographie, Université du Québec, Rimouski.

LÉVESQUE, R. (1971) La seigneurie des Îles et des Îlets de Mingan. Leméac, 232 p.

LÉVESQUE, R. (1976) Cadre géographique des gisements archéologiques de la région de Blanc-Sablon. Thèse de M.A., Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke, 213 p.

LEWIS, H.F. (1931-1932) An annotated list of vascular plants collected on the North shore of the Gulf of St.Lawrence, 1927-30. Can. Field Nat. vol. 45, no 6, pp. 129-135; no 9, pp. 174-179; no 8, pp. 199-204; no 9, pp. 225-228; vol. 46, no 1, pp. 12-18; no 2, pp. 36-40, no 3, pp. 64-66 et no 4, pp. 89-95.

LIEBER, O.M. (1861) Sketch showing the geology of the coast of Labrador. U.S. Coast Surv. Rept. for 1860, App. no 42, Sketch no 38, Washington D.C.

LINDROTH, C. (1963) The fauna history of Newfoundland illustrated by Carabid beetles. Opusculana Entom., Suppl. 23, (Lund) 112 p.

LINDROTH, C. (1970) Survivance d'animaux et de végétaux dans des refuges exempts de glace pendant les glaciations du Pléistocène. Endeavour, vol. 29, pp. 129-134.

LIVINGSTON, D.A. (1954) Reconnaissance of the Labrador Railway, 1945. Eng. J., vol. 37, no 4, pp. 399-405.

LOCAT, J. (1976) Quaternary geology of the Baie-des-Sables/Trois-Pistoles area, Québec, with some emphasis on the Goldthwait sea clays. M.Sc. thesis, Dept. of Earth Sciences, Univ. of Waterloo, 214 p.

LOCAT, J. (1977) L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec. Géogr. phys. Quat. vol. 31, nos 3-4, pp. 297-306.

LOEWE, F. (1971) Considerations on the origin of the Quaternary ice sheet of North America. Arctic and Alp. Res., vol. 3, no 4, pp. 331-344.

LØKEN, O.H. (1960) Field work in the Torngat mountains, northern Labrador. Mc Gill-Sub-Arctic Res. Paper no 9, pp. 62-74.

LØKEN, O. (1962a) On the vertical extent of glaciation in north eastern Labrador-Ungava. Can. Geogr., vol. 6, nos 3-4, pp. 106-119.

LØKEN , O. (1962b) The Late-glacial and postglacial emergence and the deglaciation of northermost Labrador. Geogr. Bull. no 17, pp. 23-56.

LØKEN, O.H. (1966) Baffin Island refugia older than 54 000 years. Science, vol. 153, no 3742, pp. 1378-1380.

LØKEN, O.H. (1978) Postglacial tilting of Akpatok island, Northwest territories. Canadian Journal of Earth Science, vol. 15, no 10, pp. 1547-1553.

LONGLEY, W.W. (1944) Preliminary Report on North Shore of the Saint Lawrence, Mingan to Aguanish. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 184, 18 p.; carte 606 (12 mi/po.).

LONGLEY, W.W. (1948) Forget Lake Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. Géol. 36, 25 p.; carte 667 (1 mi/po.).

LONGLEY, W.W. (1950) North Shore of the Saint Lawrence from Mingan to Aguanish, Saguenay County (Part I). Min. Rich. Nat. du Québec, Geol. Rept. 42, 30 p.; carte 818 (1 mi/po.).

LORING, D.H. (1973) Marine Geology of the Gulf of St.Lawrence. in: P.J. Hood (ed.) Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada. Ottawa, Feb. 1971. Geol. Surv. Can., Paper 71-23, pp. 305-324.

LORING, D.H. and D.J.G. Nota (1973) Morphology and Sediments of the Gulf of St.Lawrence. Environment Canada, Bull. of the Fisheries Res. Bd. of Canada no 182, 147 p.

LOUGEE, R.J. (1953a) A chronology of postglacial time in eastern North America. The Sci. Monthly, pp. 259-276.

LOUGEE, R.J. (1953b) The role of upwarping in the postglacial history of Canada I: principles applying to crustal warping surveys. Rev. Can. Géogr., vol. 7, nos 1-2, pp. 3-14.

LOUGEE, R.J. (1954) The role of upwarping in the postglacial history of Canada II: the Maritime region and the St. John valley. Rev. Can. Geogr., vol. 8, nos 1-2, pp. 3-52.

LØVE, D. (1962) Plants and Pleistocene. in: Problems of the Pleistocene and Arctic, vol. 2, pp. 17-39.

LOW, A.P. (1895) Map of Labrador Peninsula. Ann. Rept. VIII (1895) L, Geol. Surv. Can.; Carte 586 (1: 1 584 000).

LOW, A.P. (1897) Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador le long de la Grande-Rivière de l'Est, des rivières Koksoak, Hamilton, Manicouagan et de parties d'autres rivières. Geol. Surv. Can., Rapp. annuel, nouv. série 1895, partie L, vol. 8, pp. 1-356.

LOWE, D.R. & R.D. Lopiccolo (1974) The characteristics and origins of dish and pillar structures. J. Sed. Petrol., vol. 44, pp. 484-501.

LUNDQVIST, J. (1965) Glacial geology in northeastern Newfoundland. Geol. För. Stock. För., vol. 87, pp. 287-306.

- M -

Mac CARTHY, G.R. (1931) Coastal sands of the eastern United States. Am. Journal of Science, 5th Ser., vol. 22, pp. 35-50.

Mac CLINTOCK, P. & W.H. Twenhofel (1940) Wisconsin glaciation of Newfoundland. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 51, pp. 1729-1756.

MAILHOT, A. (1919) Geology of Mount Albert, county of Gaspé, P.Q. Rept. on mining operations in the Province of Québec for 1918, pp. 146-151.

MANLEY, G. (1955) A climatological survey of the retreat of the Laurentide ice sheet. Am. J. Sci., vol. 253, pp. 256-273.

MARIE-VICTORIN, Fr. (1928) Deux épibiotes remarquables de la Minganie. Contrib. Lab. Botan. Univ. Montréal no 12; aussi: Trans. Roy. Soc. Can., vol. 3, no 22, sec. V, pp. 163-176.

MARIE-VICTORIN, Fr. (1935) Flore laurentienne. Imprimerie de la Salle, Montréal, 919 p.

MAIRE-VICTORIN, Fr. (1939) État actuel du problème biologique de l'Anticosti-Minganie (Abs.). Ann. de l'ACFAS, vol. 5, pp. 107-108.

MARIE-VICTORIN, Fr. (1964) Flore laurentienne. Presses de l'Univ. de Montréal, 2e éd., 925 p.

MARIE-VICTORIN, Fr. et Fr. Rolland-Germain (1969) Flore de l'Anticosti-Minganie. Presses de l'Univ. de Montréal, 527 p.

MARKHAM, W.E. and A.P. Beaton (1963) Ice conditions in the Gulf of St.Lawrence and Newfoundland Waters Winter and Spring 1961-62. Can. Dept. of Transport, Meteo. Br., CIR-3835, TEC-467, 27 p.

MARKHAM, W.E. (1964) Summary of Ice conditions in the Gulf of St. Lawrence and Newfoundland Waters, Winter and Spring 1962-1963. Min. Transports du Canada, Meteor. Br., Tech. 507, Cir. 3989, 39 p.

MARMER, H.A. (1943) Tide observations at Baltimore and the problem of coastal stability. Geogr. Rev., vol. 33, pp. 620-629.

MARMER, H.A. (1948) Is the Atlantic coast sinking? The evidence from the tide. Geogr. Rev., vol. 38, pp. 652-657.

MARTEL, Y.A. & P. Lasalle (1977) Radiocarbon dating of organic matter from a cultivated topsoil in eastern Canada. Can. J. Soil Sci., vol. 57, no 3, pp. 375-377.

MARTEL, Y.A. (Comm. pers.) Agriculture Canada, Québec.

MASON, M.A. (1950) Geology in shore-control problems. in: P.D. Trask (ed.) Applied sedimentation. John Wiley & Sons, N.Y. pp. 276-290.

MATHESON, K.M. (1967) The meteorological effect on ice in the Gulf of St.Lawrence. Marine Sci. Centre, Mc Gill Univ. Manuscr. Rept. 3, 110 p.

MATTHEWS, B. (1962) GIacial and postglacial geomorphology of the Sugluk-Wolstenholme area, northern Ungava. Mc Gill Sub-Arctic Res. Paper no 12, Ann. Rept. 1960-61.

MATTHEWS, B. (1967) Late Quaternary land emergence in Northern Ungava, Québec. Arctic, vol. 20, no 3, pp. 176-202.

MATTHEWS, W.H. (1975) Cenozoic erosion and erosion surfaces of Eastern North America. Am. J. Sci., vol. 275, pp. 818-824.

Mc ANDREWS, J.H. & G. Samson (1977) Analyse pollinique et implications archéologiques et géomorphologiques, lac de la Hutte Sauvage (Mushuau Nipi), Nouveau-Québec. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 177-183.

Mc CAVE, I.N. (1978) Grain-size trands and transport along beaches: example from eastern England. Marine Geology, vol. 28, pp. M43-M51.

Mc DONALD, B.C. (1967) Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of southeastern Quebec. Ph.D. thesis, Yale Univ., 161 p.

Mc DONALD, B.C. & W.W. Shilts (1971) Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. Geol. Soc. Am., Bull., vol. 82, pp. 683-698.

Mc GERRIGLE, H.W. (1952) Pleistocène glaciation of Gaspé Peninsula. Trans. Roy. Soc. Can., vol. 66, ser. III, pp. 37-51.

Mc GERRIGLE, H.W. (1954) Les régions de Tourelle et de Courcelette, péninsule de Gaspé. Min. Mines Qué., Rapp. Geol.62, 76 p.; cartes 1026 et 1027 au 1: 63 360.

Mc GHEE, R. & J.A. Tuck (1975) An Archaic sequence from the strait of Belle Isle, Labrador. Mus. Nat. de l'Homme, Collect. Mercure, Comm. Archéol. Can., Dossier no 34, 254 p.

Mc GOWEN, J.H. & J.L. Brewton (1975) Historical changes and related coastal processes, gulf and mainland shorelines, Matagorda Bay area, Texas. Bureau of Economic Geology, Univ. of Texas at Austin, 72 p.; cartes au 1: 24 000.

Mc KEAGUE, J.A., M. Schnitzer & P.K. Heringa (1967) Properties of an ironpan humic podzol from Newfoundland. Can. J. Soil Sci., vol. 47, pp. 23-32.

Mc KEAGUE, J.A., A.W.H. Damman & P.K. Heringa (1968) Iron-manganese and other pans in some soils of Newfoundland. Can. J. Soil Sci., vol. 48, pp. 243-253.

Mc PHEE, D.S. (1961) Région du lac Michaud, comté de Duplessis. Min. des Rich. Nat. Qué., Serv. de l'Expl. Géol., Rapp. DP-230, 15 p.; cartes 0,5 mi/po.

Mc PHEE, D.S. (1977) Lac Michaud area, county of Duplessis. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. DP-0511, 75 p.; carte no 1289 (1: 63 360).

Mc Pherson, J.C. (1966) The Post-Champlain evolution of the drainage pattern of the Montréal lowland. Ph.D. thesis, Dept. of geogr., Mc Gill Univ., 265 p.

MERCER, J.H. (1956) Geomorphology and glacial history in southernmost Baffin Island. Geol. Soc. Am., Bull., vol. 67, pp. 553-570.

MIALL, A.D. (1976) Facies models; IV: deltas. Geoscience Canada, vol. 3, no 3, pp. 215-227.

MICHIE, G.H. (1956) Sept-Îles: Canada's newest seaport. M.A. thesis, Univ. Mc Gill, 125 p.

MICHIE, G.H. (1957) Sept-Îles: Canada's Newest Seaport. Mc Gill Sub-Arctic Res. Papers no 2, 125 p.

MILLER, G.H. & A.S. Dyke (1974) Proposed extent of late Wisconsin Laurentide ice on eastern Baffin Island. Geology, vol. 2, no 3, pp. 125-130.

MILLER, G.H., J.T. Andrews & S.K. Short (1977) The last interglacial/glacial cycle, Clyde Foreland, Baffin Island, N.W.T.: stratigraphy, biostratigraphy and chronology. Can. J. Earth Sci., vol. 14.

MILLER, R.L. & J.S. Kahn (1962) Statistical analysis in the geological sciences. John Wiley & Sons, N.Y.

MILLIMAN, J.D. & K.O. Emery (1968) Sea-levels during the past 35 000 years. Science, vol. 162, no 3858, pp. 1121-1123.

MINGASSON, C. (1957) Observations sur l'influence hydrologique de la neige dans l'est du Canada. Cah. de Géogr. de Qué., vol. 2, no 3, pp. 75-86.

Ministère de l'Agriculture du Québec (1977) Carte préliminaire des sols de la région des Sept-Îles. Serv. des sols, carte au 1: 50 000.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1919) Carte nautique: Pointe des Monts to Pte. au Père. Can. Hydrogr. Serv.; Carte no 1215 (1: 149 800), Corrections 1968.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1924) Cartes nautiques: Baie des Sept-Îles: 1: 48 000; Pointe Noire Wharves: 1: 12 000; Sept-Îles: 1: 12 000. Can. Hydrogr. Serv.; Carte no 1214, Corrections 1970.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1928) Cartes nautiques: Mingan Islands, 1: 69 658; Mingan Harbour, 1: 24 000. Can. Hydrogr. Serv.; Carte no 4432, Corrections 1970.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1928) Carte nautique: Jacques Cartier Passage, Carleton Point to Sheldrake River. Can. Hydrogr. Serv.; Carte no 4431 (1: 152 693), Corrections 1970.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1929) Carte nautique: Sheldrake River to Egg Island. Can. Hydrogr. Serv.; Carte no 1218 (1: 145 970), Corrections 1970.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1943) Carte nautique: Natashquan Point to Havre St.Pierre. Can. Hydrogr. Serv.; Carte no 4457 (1: 156 750), Corrections 1971.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1951) Carte nautique: Atlantic Coast, Gulf and River St.Lawrence. Can. Hydrogr. Serv.; Carte no 4490 (1: 293 000), Corrections 1971.

Ministère de l'Énergie, Mines et Ressources du Canada (1954) Cartes nautiques: Havre St.Pierre and Approaches 1: 20 000 et Havre St.Pierre Wharves, 1: 6 000. Can. Hydrogr. Serv.; carte no 4429, corrections 1970.

Ministère de l'Environnement du Canada (1971a) Carte nautique: Gulf St.Lawrence. Can. Hydro. Serv.; carte L (D6)-4002 (1: 750 000), corrections 1972.

Ministère de l'Environnement du Canada (1971b) Carte nautique du cape Whittle à Havre-Saint-Pierre et Île d'Anticosti. Can. Hydro. Serv., carte D9-4025 (1: 300 000), corrections 1972.

Ministère de l'Environnement du Canada (1972) Ice Summary and Analysis Eastern Canadian Seabord 1970. Aten. Envir., Ottawa, Rapp. EN57-8/1970-1, 50 p.

Ministère de l'Environnement du Canada (1973) Bathymétric chart: gulf of St.Lawrence. Can. hydrogr. Serv., map 811-A (1: 1 000 000).

Ministère des Mines et Relevés Techniques du Canada (1937-39) Ice conditions in the Gulf of St.Lawrence. Hydrogr. and Map Serv., Ottawa. File no 634, vol. 1.

Ministère des Mines et Relevés Techniques du Canada (1939) General correspondence on ice conditions. Hydrogr. and Map Serv., Ottawa, File no 634, vol. 3.

Ministère des Mines et Relevés Techniques du Canada (1941-51) Ice conditions in the Gulf of St.Lawrence. Hydrogr. and Map Serv., Ottawa. File no 634, vol. 2.

Ministère des Mines et Relevés Techniques du Canada (1959) Carte marine des Sept-Îles, East channel. Can. Hydr. Serv., carte 1: 6 000 (T1-72-3).

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1953) Eaux de surface du Canada; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; années climatologiques 1951-52 et 1952-53. Ress. hydr. bull. 111, pp. 404-407.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1959) Eaux de surface du Canada; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; années climatiques 1953-54 et 1954-55. Ress. hydr. bull. 115, pp. 373-378.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1960) Eaux de surface du Canada; bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; année hydrol. 1956-57. Dir. Ress. hydr., Bull. 119, pp. 407-413.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1962a) Eaux de surface du Canada; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; année hydrol. 1957-58. Dir. des Ress. Hydr., Bull. 126, pp. 243-246.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1962b) Eaux de surface du Canada; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; année hydrol. 1958-59. Dir. Ress. Hydr., Bull. 129, pp. 243-246.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1963) Eaux de surface du Canada; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; année hydrol. 1959-60. Dir. Ress. Hydr., Bull. no 133, pp. 259-261.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1964) Eaux de surface; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud. Année hydrol. 1960-61. Dir. Ress. Hydr. Bull. no 137, pp. 356, 358-359.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1965a) Eaux de surface; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud, année hydrol. 1961-62. Dir. Ress. Hydr., Bull. no 140, pp. 341, 343-344.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1965b) Eaux de surface; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud, année hydrol. 1962-63. Ress. Hydr., bull. no 143, pp. 332, 334-335.

Ministère du Nord Canadien et Ressources Naturelles (1966) Eaux de surface; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud, année hydrol. 1963-64. Dir. Ress. Hydr. Bull. 147, pp. 346 et 348-349.

Ministère des Ressources et du Développement Économique du Canada (1952) Eau de surface du Canada; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; années climatologiques 1947-48 et 1948-49. Serv. Ress. Hydr. Bull. 103, pp. 381-383.

Ministère des Ressources et du Développement Économique du Canada (1953) Eaux de surface du Canada; Bassins du Saint-Laurent et de la Baie d'Hudson sud; années climatologiques 1949-50 et 1950-51. Ress. hydr., bull. 107, pp. 398-403.

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1964) Superficies des bassins versants des rivières de la Côte Nord à l'est du Saguenay. Serv. d'hydrométrie, Rapp. H.P.-2, 10 p.

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1965) Profils en long des rivières de la Côte Nord à l'est du Saguenay. Serv. d'hydr., Rapp. H.P.-8, 21 p.

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1969a) Carte géologique du Québec. Serv. Géol., 1: 1 013 760.

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1969b) Rivière au Tonnerre; revision des débits journaliers de 1947 à 1963. Serv. de l'hydr., Rapp. H-6, 31 p.

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1970) Superficies des bassins versants du Québec; III: Versant nord du St.-Laurent à l'est du Saguenay. Serv. de l'hydrographie, Rapp. H-10, 55 p.

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1971a) Rivière Romaine: profil en long depuis le golfe Saint-Laurent jusqu'au mille 197. Dir. gén. des eaux, Plan R-7410-1 à 5 (1 mi/po.).

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1971b) Rivière Magpie Ouest: profil en long depuis le mille 45 jusqu'au mille 78 de la rivière Magpie Ouest. Dir. gén. des eaux, Plan R-7498-1 et 2 (1 mi/po.).

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1972) Rivière Saint-Jean: profil en long. Dir. gén. des eaux, Plan R-7779-1 et 2 (1 mi/po.).

Ministère des Richesses Naturelles du Québec (1975) Débits spécifiques: 1962-1972. Serv. de l'hydrométrie.

Ministère des Terres et Forêts du Québec (1974) Esquisse du schéma d'aménagement de l'île d'Anticosti. Serv. de l'aménagement des terres, 270 p.

Ministère des Terres et Forêts du Québec (1975) Plan d'affectation des terres de la Moyenne Côte Nord. Serv. de l'aménagement des terres.

Ministère du Tourisme, Chasse et Pêche (1976) Schéma régional de développement et d'aménagement; tourisme et loisirs de plein air; Phase I: inventaire et analyse; région no 9: Côte Nord. Serv. de la planification, 171 p.

Ministère des Transports du Canada (1940) Ice Report of the C.G.S. Citadelle. File no 8262-3, vol. 1, Ottawa.

Ministère des Transports du Canada (1940 to 1952) Reports of aerial ice surveys in the Gulf of St.Lawrence. File no 8262-3 (8 vols), Ottawa.

Ministère des Transports du Canada (1953-54) Reports of aerial ice survey. Signal serv. bull., Ottawa.

Ministère des Transports du Canada (1964) Ice Summary and Analysis Eastern Canadian Seaboard 1964. Meteo. Br., Toronto, Rapp. T57-8/1964-1.

Ministère des Transports du Canada (1967) Ice Summary and Analysis Eastern Canadian Seaboard 1965. Meteo. Br., Toronto, Rapp. T-57-8/1965-1.

Ministère des Transports du Canada (1968) Ice Summary and Analysis Eastern Canadian Seaboard 1966. Meteo. Br., Toronto, Rapp. T57-8/1966-1.

Ministère des Transports du Canada (1969) Ice Summary and Analysis Eastern Canadian Seaboard 1967. Meteo. Br., Toronto, Rapp. T57-8/1967-1.

Ministère des Transports du Canada (1970) Ice Summary and Analysis, 1968; Eastern Canadian Seaboard. Meteo. Br., Toronto, Rapp. T57-8/1968-1, 50 p.

Ministère des Transports du Canada (1971) Ice Summary and Analysis, 1969, Eastern Canadian Seaboard. Meteo. Br., Toronto, Rapp. T57-8/1969-1, 50 p.

Ministère des Transports du Québec (1973a) Cartes des sources de matériaux le long de la route no 15 projetée de la Rivière Moisie à Sheldrake. Serv. des Sols et des Matériaux, 6 cartes 1 000 pi/po. (Équi.: 25 pi.).

Ministère des Transports du Québec (1973b) Cartographie des sols le long de la route 138. Serv. des Sols et Matériaux. 10 cartes 200 pi/po. (Équi.: 5 pi.).

Ministère des Transports du Québec (1973c) Forages: pont sur la rivière Moisie, route 138, comté de Duplessis. Serv. des Sols et Matériaux, projet P-14264, dossier 5412-21.

Ministère des Transports du Québec (1974) Etude des terrains sur le tracé de la route 138 entre Sheldrake et Havre-St.-Pierre. Serv. des Sols et Matériaux, N/Dossier 7452-11; 2 p. et carte au 1: 50 000.

Ministère des Transports du Québec (1979) Sondages sur la rivière Moisie. Dir. gén. du génie, Div. géologie, Plan D97-066 à 1 000 pi/po.

Ministère des Transports du Québec (non daté) Profil du terrain à l'emplacement du pont de la rivière Moisie. Serv. des sols et matériaux, Plan no 4D-15-2279, Dossier 4059-13.

Ministère des Travaux Publics du Canada (1972) Morphologie-Sédimentologie, Baie des Sept-Îles, Qué., comté de Manicouagan. Étude des Rives du St.-Laurent; Cartes 1: 20 000.

Ministère des Travaux Publics du Canada (1973) Morpho-sédimentologie; Basse Côte Nord du St.-Laurent. Étude des Rives du St.-Laurent, 44 p.; cartes au 1: 20 000.

MOIGN, Y. (1972) Etude dynamique d'une plage subarctique: Sept-Îles (province de Québec). Thèse de doct. 3e cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, 318 p.

MONAGHAN, B.M. (1954) The Location and Construction of the Québec North Shore and Labrador Railway. Eng. Jour., vol. 37, no 7, pp. 824-828.

MONAGHAN, B.M. (1962) Muskeg and the Québec North Shore and Labrador Railway. in: Proc. of the Eighth Musky Res. Conf. 17 and 18 May 1962, Nat. Res. Council of Can., Ass. Comm. on soil and snow mechanics, by I.C. Mac Farlane. Tech. Mem. no 74, pp. 10-26.

MONAHAN, D. (1971) On the Morphology of the Northeast Gulf of St.Lawrence. Maritime sediments, vol. 7, no 2, pp. 73-75.

MOORE, T.R. (1976) Sesquioxide - Cemented soil horizons in Northern Québec: Their distribution, properties and genesis. Can. Jour. Soil Sci., vol. 56, pp. 333-344.

MOORE, T.R. (1978) Soil formation in northeastern Canada. Annals of Association of American geographers, vol. 68, no 4, pp. 518-534.

MORAN, J.M. and R.A. Bryson (1969) The contribution of the Laurentide Ice wastage to the eustatic rise of sea-level 10 000 to 6 000 BP. Arct. Alp. Res., vol. 1, pp. 97-104.

MORISSETTE, P. (1971) Endemism in the vascular plants of the Gulf of St.Lawrence region. Nat. Can., vol. 98, pp. 167-177.

MÖRNER, N.A. (1969) The Late Quaternary history of the Kattegat sea and the swedish west coast. Sveriges Geol. Unders. vol. 63, no 3, 487 p.

MÖRNER, N.A. (1971a) The position of the ocean level during the interstadial at about 30 000 BP - A discussion from a climatic-glaciologic point of view. Can. J. Earth Sci., vol. 8, no 1, pp. 132-143.

MÖRNER, N.A. (1971b) Holocene eustatic sea-level problem. Geol. en Mijnb., vol. 50, no 5, pp. 699-702.

MÖRNER, N.A. (1976) Eustatic changes during the last 8 000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegatt region and other northwestern european coastal areas. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., vol. 19, pp. 63-85.

MORRISON, A. (1966) Glacial geomorphology of the Churchill Falls area, Labrador. Ph.D. thesis, Mc Gill Univ.

MORRISON, A. (1970) Pollen diagrams from interior Labrador. Can. J. Botany, vol. 48, no 11, pp. 1957-1975.

MORTON, R.A. (1977) Historical shoreline changes and their causes, Texas Gulf coast. Trans. Gulf Coast Ass. of Geol. Societies, vol. 27, pp. 352-364 (Bureau of Economic Geology, Univ. of Texas at Austin, Geological circular 77-6).

MOTT, R.J. (1976) A Holocene pollen profile from the Sept-Îles area, Québec. Nat. Can., vol. 103, pp. 457-467.

MOTT, R.J. (1977) Late-Pleistocene and Holocene palynology in south-eastern Québec. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 139-149.

MOYER, P.T. (1959) Preliminary Report on Vermette Lake Area (East Half), Saguenay Electoral District. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 397, 9 p.; carte 1286 (1 mi/po.).

MURRAY, R.C. (1955) Directions of glacier motion in south-central Newfoundland. J. Geol., vol. 63, pp. 268-274.

- N -

NAKHLA, S.M. & G. Délibrias (1967) Utilisation du carbone^{14} d'origine thermonucléaire pour l'étude dynamique du carbone dans le sol. in: Radioactive dating and methods of low-level counting IAEA, Vienne, pp. 169-175.

NEU, H.J.A. & F. Jordan (1977) The physical oceanography and sedimentation of Rivière-au-Tonnerre, P.Q. Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, report BI-R-77-4, 31 p.

NEUMAN, A.C. (1969) Quaternary sea-level data from Bermuda. 8th INQUA Congr., Paris, Abs., pp. 228-229.

NEWMAN, W.S. & S. March (1968) Littoral of the Northeastern United States: Late Quaternary Warping. Science, vol. 160, pp. 1110-1112.

NEWMAN, W.S. (1978) Eustasy and deformation of the geoïd: 1 000 - 6 000 radiocarbon years B.P. Colloque sur les lignes de rivage et les variations du niveau marin, Univ. du Québec à Montréal, 24 fév. 1978.

NORDSTROM, K.F. (1977) The use of grain size statistics to distinguish between high - and moderate - energy beach environments. J. Sed. Petrol., vol. 47, no 3, pp. 1287-1294.

- O -

OBALSKI, J. (1889) Mines et minéraux de la province de Québec. Min. de la Col. et des Mines du Québec, 175 p.

OBALSKI, J. (1901) Notes on the Magnetic Iron Sand of the North Shore of the St.Lawrence River. Can. Min. Inst. Trans. vol. 4, pp. 91-98; aussi Can. Min. Rev., vol. 20, no 2, pp. 34-37; aussi Can. Jour. Min. Inst., vol. 4, pp. 91-98.

OBALSKI, J. (1902) Opérations minières dans la province de Québec pour l'année 1901. Qué., Dept. Terres, Mines et Pêche, pp. 7-8.

OCCHIETTI, S. (1977) Stratigraphie du Wisconsinien de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Géogr. phys. Quat. vol. 31, nos 3-4, pp. 307-322.

OCCHIETTI, S. & C. Hillaire-Marcel (1977) Chronologie ^{14}C des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 123-133.

ODELL, N.E. (1933) The mountains of Northern Labrador. Geogr. J., vol. 82; nos 3-4; pp. 193-211 et 315-326.

ODELL, N.E. (1938) The great ice age. in: A. Forbes (ed.) Northernmost Labrador mapped from the air. Am. Geogr. Soc., Spec. Publ. no 22, pp. 204-215.

Office de Planification et de Développement du Québec (1975) Cartes géomorphologiques couleur de la région de Havre-Saint-Pierre et des îles de Mingan. Québec; cartes au 1: 50 000.

Olivier Iron & Steel Corp. Ltd. (1957) Preliminary report on Olivier Iron & Steel Corporation Limited properties, Saguenay county, province of Québec. Port Arthur, Ont., 10 p., cartes et rapports de forage; rapport GM-5301 déposé au Min. Rich. Nat. Qué.

OSBORNE, F.F. (1951) Parc des Laurentides ice cap and the Québec Sea. Le Nat. Can., vol. 68, pp. 221-251.

OTTMAN, F. (1965) Introduction à la géologie marine et littorale. Masson & Cie, Paris, 259 p.

OUELLET, M. & P. Poulin (1974) Matamek 1974-75; rapport d'avancement des travaux: résultats préliminaires paléolimnologique et sédimentologique de la région du lac Matamek. INRS-Eau, 15 p.

OUELLET, M. & P. Poulin (1975) Paléolimnologie et sédimentologie de la région du lac Matamek: programme de recherche pour 1975-76. INRS-Eau, 16 p.

OUELLET, M. & P. Poulin (1976) Résultats préliminaires sédimentologiques et paléolimnologiques de la région de la rivière Matamek. INRS-Eau, Rapp. à Woods Hole Oceanographic Inst., 48 p.

OUELLET, M. & P. Poulin (1977) Résultats préliminaires sédimentologiques et paléolimnologiques de la région de la rivière Matamek. INRS-Eau, Québec; rapport soumis à Woods Hole Oceanographic Inst., 74 p.

OUELLET, Y. (1972) Etude de la propagation de la marée dans la rivière Moisie à l'aide d'un modèle mathématique. Univ. Laval, Rapport T-21, fév. 1972.

OUELLET, Y. & W.F. Baird (1977) L'érosion des rives dans le Saint-Laurent. Comptes-rendus de la 3e Conf. nationale d'hydrotechnique, Québec, 1977; Soc. Can. de Génie Civil, pp. 252-269.

OWENS, E.H. (1977) Coastal environments of Canada: the impact and cleanup of oil spills. Pêches et Environnement Canada, Serv. de protection de l'environnement, Rept. EPS-3-EL77-13, 413 p.

- P -

PACKARD, A.S. (1887) Notes on the Physical Geography of Labrador. Geogr. Rev., vol. 19, pp. 403-422.

PADGHAM, W.A. (1977) Erosion of shields by ice sheets: comment. Geology, vol. 5, no 7, p.395.

PARROT, L. (1963) Liste des mousses et hépatiques recueillies sur les îles de Mingan. Dans une lettre adressée à L. Rousseau, Univ. Laval, Québec (non publiée).

PATERSON, W.S.B. (1972) Laurentide ice sheet: estimated volumes during Late Wisconsin. Rev. Geophys. Space Phys., vol. 10, no 4, pp. 885-917.

PATRO, B.C. & B.K. Sahu (1977) Discriminant analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains in rivers, beaches and dunes. Sediment. Geol., vol.19, no 4, pp. 301-311.

Paul Pelletier Ing. (1961) Étude du bassin de la rivière Moisie, Côte Nord; rivière Moisie: profil en long et points de repère. Montréal, Dépt. des ress. hydrauliques du Québec, Plans R-6256 (1 mi/po.)

PETTIJOHN, F.J. & J.D. Ridge (1932) A textural variation series of beach sands from Cedar Point, Ohio. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 2, pp. 76-88.

PETTIJOHN, F.J. (1957) Sedimentary rocks. Harper & Row Publ., N.Y. (2nd ed.).

PETTIJOHN, F.J., P.E. Potter & R. Siever (1973) Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Berlin, 618 p.

PHEASANT, D.R. & J.T. Andrews (1972) The Quaternary history of the Northern Cumberland peninsula, Baffin Island, N.W.T.: Part VIII, chronology of Narpaing and Quajon fiords, during the past 120 000 years. 24e Congrès Géologique International, Section 12: Géologie du Quaternaire, Montréal, pp. 81-88.

PHEASANT, D.R. & J.T. Andrews (1973) Wisconsin glacial chronology and relative sea-level movements, Narpaing Fiord, Broughton Island area, eastern Baffin Island, NWT. Can. J. Earth Sci., vol. 8, no 11, pp. 1621-1641.

PHILLIPS, B.A.M. (1977) Shoreline inheritance in coastal histories. Science, vol. 195, pp. 11-16.

PIPER, D.J.W. & R.J. Iuliucci (1978) Reconnaissance of the marine geology of Makkovik bay, Labrador. in: Current research. Geol. Surv. Can., Paper 78-1A; pp. 333-336.

PIRAZZOLI, P.A. (1976) Les variations du niveau marin depuis 2 000 ans. École Pratique des Hautes Études, Lab. de géomorph., mém. 30, 421 p.

PIRAZZOLI, P.A. (1977a) Sea-level relative variations in the world during the last 2 000 years. Z. Geomorph., vol. 21, no 3, pp. 284-296.

PIRAZZOLI, P.A. (1977b) Les variations des lignes de rivage depuis 2 000 ans et leurs causes possibles. Ass. sénégalaise pour l'Étude du Quaternaire africain, Bull. de liaison no 50, pp. 95-105.

PLOEG, J. (1971) Wave Climate Study, Great Lakes and Gulf of St.Lawrence. Nat. Res. Council of Canada, Mech. Eng. Rept. MH-107A; 2 vol.; 155 p. et 253 p.

Pluram (1977) Plan d'urbanisme de la Moyenne Côte Nord. Montréal, rapp. soumis au Min. Aff. Munic. du Québec.

POLUNIN, N. (1960) Introduction to plant geography. Mc Graw-Hill, N.Y.

POOLE, W.H., B.V. Sanford, H. Williams & D.G. Kelley (1970) Geology of southeastern Canada. in: R.J.W. Douglas (ed.). Geology and economic minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. no 1, pp. 227-304.

PORSILD, A.E. (1955) Geographical distribution of some elements in the flora of Canada. Geogr. Bull., vol. 11, pp. 57-77.

POTTER, J.G. (1965) Snow cover. Environnement Canada, Climatological Studies no 3, 69 p.

POTZGER, J.E. (1953) Nineteen bogs from southern Québec. (Bull. Serv. Biogéogr. no 9) Can. J. Bot., vol. 31, pp. 383-401.

POTZGER, J.E. & A. Courtemanche (1956) A series of bogs across Québec from the St.Lawrence valley to James Bay. Can. J. Bot., vol. 34, pp. 473-500.

POULIN, P. (1975) Diagramme pollinique du lac Matamek. INRS-Eau (non publié).

PREST, V.K. (1957) Pleistocene geology and surficial deposits. in: C.H. Stockwell (ed.). Geology and economic minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Ser. no 1, chap. 7.

PREST, V.K. and D.R. Grant (1969) Retreat of the last ice sheet from the Maritime Provinces - Gulf of St.Lawrence region. Geol. Surv. Can., Paper 69-33, 15 p.

PREST, V.K. (1970) Quaternary Geology of Canada. in: R.J.W. Douglas, Geology and Economic Minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. no 1, pp. 676-764; carte 1253A (1: 5 000 000).

PREST, V.K. (1973a) Carte glaciaire du Canada. in: Atlas national du Canada. Min. Energie, Mines et Ress., pl. 33-34, 1: 15 000 000.

PREST, V.K. (1973b) Recul du dernier inlandsis. in: Atlas national du Canada. Min. Energie, Mines et Ress., pl. 31-32, 1: 15 000 000.

PREST, V.K., J.Terasmae, J.V. Matthews Jr. & S. Lichtifederovich (1976). Late Quaternary history of the Magdalen islands, Quebec. Maritime Sediments, vol. 12, no 2, pp. 39-59.

PREST, V.K. (1977) General stratigraphic framework of the Quaternary in eastern Canada. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 7-14.

PRICHONNET, G. (1977) La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine, Géogr. phys.Quat. vol. 31, nos 3-4, pp. 323-345.

PRITCHARD, D.W. (1955) Estuarine circulation patterns. Proc. Am. Soc. Eng., vol. 81, pp. 1-11.

PRYER, R.W.J. & K.B. Woods (1958) Investigation of banded sediments along St.Lawrence North Shore in Quebec. Am. Soc. Testing and Materials, Spec. Tech. Publ. no 239, pp. 55-73.

- R -

RAJEWICZ, R. (1979) Analyse de séries chronologiques de l'est du Canada appliquée à l'étude des cycles climatiques. Thèse de M.Sc., Dépt. des Sci. de la Terre, Univ. Qué., Montréal, 77 p.

RAYMOND, M. (1950a) Les cypéracées de l'île d'Anticosti: Carex et Kobresia. Can. J. Res., vol. 28, no 4, pp. 406-444.

RAYMOND, M. (1950b) Esquisse phytogéographique du Québec. Mém. no 5 du Jardin Bot. de Montréal, 147 p., pp. 52-56.

RAYMOND, P.E. & F. Hutchins (1932) A calcareous beach at John O'Groats, Scotland. J. Sed. Petrol., vol. 2, pp. 63-67.

REDFIELD, A.C. (1967) Postglacial change in sea-level in the western north Atlantic Ocean. Science, vol. 157, pp. 687-692.

REIMNITZ, E. & N.F. Marshall (1965) Effects of the Alaska earth quake and tsunami on Recent deltaic sediments. J. Geophys. Res., vol. 70, pp. 2363-2376.

REINECK, H.E. & I.B. Singh (1973) Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, 439 p.

Relevés Géotechniques Champlain Ltée (1972) Zone spéciale des Sept-Îles (géomorphologie et géotechnique). Siège: 477 Blv. Champlain, Québec 2, 123 p. et 7 cartes au 1: 20 000.

RESIO, D., L. Vincent, J. Fisher, B. Hayden & R. Dolan (1973) Classification of coastal environments: analysis across the coast barrier island interfaces. Univ. of Virginia, Dept. of Env. Sci., Tech. Rept. no 5, 31 p.

RETTY, J.A. (1942) Preliminary Report on Lower Romaine River Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. prél. 171, 12 p.; carte no 540 (8 mi/po.).

RETTY, J.A. (1944) Lower Romaine River Area, Saguenay County. Min. Mines du Québec, Rapp. géol. 19, 31 p.; carte 582 (2 mi/po.).

RICHARD, P. & P. Poulin (1976) Un diagramme pollinique au mont des Eboulements, région de Charlevoix, Québec. J. Can. Sci. terre, vol. 13, no 1, pp. 145-156.

RICHARD, P. (1977a) Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques. Géogr. phys. Quat., vol. 31, nos 1-2, pp. 161-176.

RICHARD, P. (1977b) Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique. Serv. de la rech. Dir. gén. des for., Min. Terres et For. du Québec, Tome 1, 312 p., Tome 2, 142 p.

RICHARD, P. et J.M.M. Dubois (en prép.) Diagrammes polliniques de l'île Nue.

RICHARDSON, J. (1857) Report for the year 1856 (on the Island of Anticosti and the Mingan Islands). Geol. Surv. Can., Rept. Progr. 1853-56, pp. 239-245.

RICHARDSON, J. (1858) On the topography and geology of Magdalen river and part of the Gaspé Peninsula from Magdalen river to Gaspé bay, and of Lake St.John. Geol. Surv. Can. Rept. Progr. 1857, pp. 29-93.

RICHARDSON, J. (1870) North Shore of the lower St.Lawrence. Geol. Surv. Can., Rept. of Progr. 1867-69, pp. 305-311.

RICHARDSON, J. (1881) The Magdalen islands. Geol. Surv. Can., Ann. Rept. 1879-80, Part G.

RITCHOT, G. (1964a) Problèmes géomorphologiques de la vallée du Saint-Laurent; 1ère partie: L'assiette rocheuse du paysage laurentien. Rev. géogr. Montr., vol. 18, no 1, pp. 5-64.

RITCHOT, G. (1964b) Problèmes géomorphologiques de la vallée du Saint-Laurent; 1ère partie (suite): Les Laurentides, étude de géomorphologie structurale. Rev. géogr. Montr. vol. 18, no 2, pp. 137-234.

ROBERGE, J. (1976-77) Karst de la Haute-Saumon, Île d'Anticosti, Québec; modèle de développement d'un karst jeune. Spéléo-Québec, vol. 3-4, pp. 19-26.

ROBERGE, J. (1977) Karst de la Haute-Saumon, île d'Anticosti, Québec: modèle de développement d'un karst jeune. Comm. Congrès Int. de spéléologie, Angleterre.

ROBERGE, J. & M. Gascoyne (1978) Premiers résultats de datations dans la grotte de Saint-Elzéar, Gaspésie, Québec. Geogr. phys. Quat., vol. 32, no 3, pp. 281-287.

ROBERGE, J. (1979) Géomorphologie du karst de la Haute-Saumon, île d'Anticosti, Québec. Thèse de M.Sc., Univ. Mc Master, 217 p.

ROBERGE, J. (Comm. pers.) Département de géographie, Université Laval.

ROBITAILLE, B. (1954) Les îles Mingan. Publ. de l'Inst. d'Hist. et Géogr., Univ. Laval, Québec, Notes de géogr. no 6, 9 p. (carte 1: 506 880).

RONDOT, J. (1974) L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec. Rev. géogr. Montr., vol. 28, no 4, pp. 375-388.

ROUILLARD, E. (1908) La Côte Nord du St-Laurent et le Labrador Cacadien. Laflamme et Proulx, Québec, 188 p.

ROUSSEAU, C. (1968) Histoire, habitat et distribution de 220 plantes introduites au Québec. Nat. Can., vol. 95, no 1, pp. 49-171.

ROUSSEAU, C. (1974) Géographie floristique du Québec-Labrador. P.U.L. Québec, 799 p.

ROUSSEAU, J. (1952) Les zones biologiques de la péninsule Québec-Labrador et hémiartique. Can. Jour. Bot., vol. 30, pp. 436-474.

ROUSSEAU, J. (1953) The value of botany as indicator of unglaciated areas. Mém. Jardin bot. Montréal no 40.

ROUSSEAU, L. (1963) Aperçu des sols des îles de Mingan (Abs.). Ann. ACFAS, vol. 29, p. 48.

ROUSSEAU, L.Z. (1935) Observations sur la distribution du sapin dans les massifs résineux d'un secteur de la Côte Nord (Abs.). Ann. de l'ACFAS, vol. 1, p. 143.

Roy, Bergeron, Gariépy, Leroux, Dupont & Ass. (1977) Étude d'impact de la route 138 sur l'environnement. Montréal, rapp. soumis au Min. des Transports du Québec.

RUST, B.R. & R. Romanelli (1975) Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. in: A.V. Jopling & B.C. Mc Donald (eds.) Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral, Spec. Publ. no 23.

- S -

SAINT-CYR, D.N. (1886) List of plants gathered on the North Shore, from St.Paul Bay to Wuatchechon, and in the islands of Mingan, Anticosti, and Grand Mécatina during the summer of 1882 and the month of July, 1883, during the leisure hours of his two trips to the Lower St.Lawrence and the Gulf. Return (17B) to an address of the Legislative Ass., Rept. of Publ. Instr. April 19th 1886, Québec.

SAINT-JACQUES, A. (1975) Aspects du climat des Sept-Îles. Mém. de B.A. Spéc., Dépt. de géogr., Univ. de Sherbrooke, 234 p.

SAINT-JOHN, H. (1922) A Botanical Exploration of the North Shore of the Gulf of St.Lawrence. Geol. Surv. Can., M-126, 130 p.

SAUVÉ, P. (1962) Rapport préliminaire sur la région de la rivière Manicouagan inférieure, comté de Saguenay. Min.des Rich. Nat. Qué., Rapp. prél. 481, 6 p.; carte no 1424 (1: 63 360).

SAUVÉ, P. et P. LaSalle (1968) Notes sur la géologie glaciaire de la région de Manic 2. Le Natur. Can., vol. 95, pp. 1293-1300.

SCHAFER, C.T. (1977) Distribution and depositional history of sediments in the Baie des Chaleurs, Gulf of St.Lawrence. Can. Jour. of Earth Sciences, vol. 14, pp. 593-605.

SCHALK, M. (1938) A Textural study of the outer beach of Cape Cod, Massachusetts. J. Sedimentary Petrology, vol. 8, pp. 41-54.

SCHENK, E. (1963) Origin of string bogs. in: K.B. Wood & al. Proceedings of the International Permafrost Conference. Perdue Univ., Lafayette, Publ. no 1287, pp. 155-159.

SCHOLL, D.W., F.C. Craughead & M. Stuiver (1969) Florida submergence curve revised: its relation to coastal sedimentation rates. Science, vol. 158, pp. 562-564.

SCHUCHERT, C. and W.H. Twenhofel (1910) Ordovicic-Siluric sections of the Mingan and Anticosti Islands, Gulf of St. Lawrence. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 21, pp. 677-693, aussi Science, new ser., vol. 32, p. 223 (Abs.).

SCHWARTZ, M.L. (1967) The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. Journal of Geology, vol. 75, pp. 76-92.

SCOTT, A. (1939) Sur quelques sols à pommes de terre de la Côte Nord. Min. Agri. Qué., Manuscrit de 16 p.

SCOTT, J.S. (1976) Geology of Canadian tills. in: R.F. Legget (ed.). Glacial till: an inter-disciplinary study. Roy. Soc. Can. Spec. Publ. no 12, pp. 50-66.

SELWYN, A.S.C. (1890) Summary Reports of the Operations of the Geological Survey for the year 1889. Ann. Rept. 1888-89, Geol. and Nat. Hist. Survey of Canada, vol. IV, pp. 2-4.

Services techniques en eau souterraine Inc. (1974) Aménagement de deux puits filtrants à Longue-Pointe-de-Mingan. Dorval, Qué.

SHALOWITZ, A.L. (1964) Shore and sea boundaries, with special reference to the interpretation and use of coast and geodetic survey data. U.S. Dept. of Commerce, Washington D.C., Coast and Geodetic Survey Publication 10-1 vol. 2, 749 p.

SHARMA, K.N.M. and A. Franconi (1973) Grenville Project 1970; Geology of the rivière Magpie, rivière St.Jean and rivière Romaine area, Duplessis County, Québec. Min. Rich. Nat., Rapp. man. GM-28405, 66 p.; carte 4 mi/po.

SHARMA, K.N.M. & A. Franconi (1975) Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine (Grenville 1970). Min. Rich. Nat. Qué. R.G.-163, 70 p.; cartes au 1: 250 000.

SHARMA, K.N.M., T. Clark, A. Franconi & A.F. Laurin (1978) Metamorphism in central Grenville province. in: Metamorphism in the Canadian Shield. Geological Survey of Canada, Paper 78-10, pp. 353-356.

SHEARER, J.M. (1973) Bedrock and surficial geology of the Northern Gulf of St.Lawrence as interpreted from continuous seismic reflection profiles. in: P.J. Hood (ed.). Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada. Ottawa, fév. 1971; Geol. Surv. Can., Paper 71-23, pp. 285-303.

SHEERAN, D.E. & R.N. Yong (1973) Participation of micro and macrofabric in the energy characterization of clays. Proceedings of 4th Int. Working-Meeting on Soil Micromorphology, Kingston, pp. 179-189.

SHEPARD, F.P. (1954) Nomenclature based upon sand-silt-clay ratios. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 24, pp. 151-158.

SHEPARD, F.P. (1963a) Thirty five thousand years of sea-level. in: Essays in marine geology. Univ. S.Calif. Press, Los Angeles, pp. 1-10.

SHEPARD, F.P. (1963b) Submarine geology. Harper & Row, N.Y., 2nd ed., 557 p.

SHEPARD, F.P. (1964) Sea-level changes in the past 6 000 years. Possible archaeological significance. Science, vol. 143, pp. 574-576.

SHEPARD, F.P. & J.R. Curray (1967) Carbon-14 determinations of sea-level changes in stable areas. Progress in Oc., vol. 4, pp. 283-291.

SHEPARD, F.P. & H.R. Wanless (1971) Our changing coastlines. Mc Graw-Hill, 579 p.

SHEPARD, F.P. (1974) Holocene sea-level changes: a discussion. Geol. en Mijn., vol. 53, pp. 71-73.

SHISHKINA, O.V. (1974) On the possible use of the data on chlorine distribution in interstitial waters for paleohydrochemical reconstructions. Oceanol. Acad. Sci. U.S.S.R., vol. 14, no 6, pp. 867-872 (U.S.A.); trad. de Okeanologija, vol. 14, no 6, pp. 1053-1058 (1974) (U.R.S.S.).

SHORT, S.K. & H. Nichols (1977) Holocene pollen diagrams from subarctic Labrador-Ungava: vegetational history and climatic change. Arctic & Alp. Res., vol. 9, no 3, pp. 265-290.

SILVERBERG, N. (1978) Sediments of the Rimouski shelf region, lower Saint Lawrence estuary. Can. J. Earth Sci., vol. 15, pp. 1724-1736.

SIMARD, A. (1970) Rapport d'une étude des tourbières de l'archipel des îles de Mingan. Min. Rich. Nat. Qué., Rapp. prél. 590, 17 p.

SIMARD, G. (1972) Levé hydrogéologique à Pointe-Lebel et Pointe-aux-Outardes, comté de Saguenay. Min. Rich. Nat. Qué., rapp. H.G.P.-6, 27 p.

SIMARD, H. (1917) La Côte Nord. Esquisse de la région et des moeurs de ses habitants. Bull. Soc. Géogr. Montr. et Qué., vol. 11, pp. 212-216.

SISSONS, J.B. (1974) Late-glacial marine erosion in Scotland. Boreas, vol. 3, no 2, pp. 41-48.

SLATT, R.M. (1974) Continental shelf sediments off eastern Newfoundland: a preliminary investigation. Can. Jour. of Earth Sci., vol. 5, no 11, pp. 362-368.

Sondage et Laboratoire du Québec Enrg. (1963) Expertise de fondation et plan du journal des sondages pour le projet de pont sur la rivière Magpie, comté de Duplessis. Siège: 2049 rue Branby, Ste-Foy, Qué.; contrat no 355-63-54 du Min. de la Voirie du Québec.

Sondage et Laboratoire du Québec Enrg. (1971) Sondages; pont projeté sur la rivière Matamek, route no 15, comté de Duplessis. Siège: 2049 rue Branby, Ste-Foy, Qué., projet no 14362, dossier S-141, du Min. de la Voirie du Québec.

STAFFORD, D.B. (1968) Development and evaluation of a procedure for using aerial photographs to conduct a survey of coastal erosion. Rept. prepared for the State of North Carolina, Dept. of Civil Engineering, North Carolina State Univ., Raleigh, N.C.; aussi thèse de Ph.D., North Carolina State Univ. at Raleigh, 219 p.

STEBBINS, G.L. (1932) Some interesting plants from the north shore of the St.Lawrence. Rhodora, vol. 34, pp. 66-67.

STEWART, R. (1977) Le Labrador. Ed. Time-Life, 184 p.

STOCKWELL, C.H., J.C. McGhynn, et al. (1970) Geology of the Canadian Shield. in: R.J.W. Douglas, Geology and Economic Minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. no 1, pp. 121-150.

STOCKWELL, C.H. (1972) Revised precambrian time scale for the Canadian Shield. Geol. Surv. Can., Paper 72-52, p. 2.

STODDART, D.R. (1969) World erosion and sedimentation. in: Water, earth and man. Methuen, pp. 43-64.

SUGDEN, D.E. (1968) The selectivity of glacial erosion in the Cairngorm mountains, Scotland. British Geogr. Inst. Trans. 45, pp. 79-92.

SUGDEN, D.E. (1974) Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions. British Geogr. Inst., Spec. Publ. 7, pp. 177-195.

SUGDEN, D.E. (1976) A case against deep erosion of shields by ice sheets. Geology, vol. 4, no 10, pp. 580-582.

SUGDEN, D.E. (1977) Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. Arctic and Alp. Res., vol. 9, no 1, pp. 21-47.

SUGDEN, D.E. & S.H. Watts (1977) Tors, felsenmeer, and glaciation in northern Cumberland Peninsula, Baffin Island. Can. J. Earth Sci., vol. 14, pp. 2817-2823.

SUMMERS, W.F. (1949) Physical geography of the Avalon Peninsula of Newfoundland. Thèse de M.Sc., Mc Gill Univ.

SUNAMURA, T. & K. Horikawa (1971) Predominant direction of littoral transport along Kujyukuri beach, Japan. Coastal Eng. in Japan, vol. 14, pp. 107-117.

SUNAMURA, T. & K. Horikawa (1972) Improved method for inferring the direction of littoral drift from grain size porperties of beach sands. Ann. Report of the Eng. Res. Inst., Faculty of Eng., Tokyo, vol. 31, pp. 61-68.

SVENSSON, H. (1977) Observations on polygonal fissuring in non-permafrost areas of the Norden countries. Gottingen, Math.-Physik. Kl., Dritte Folge Nr. 31, pp. 63-76.

SWAIN, F. (1949) Onlap, offlap, overstep, and overlap. Amecican Ass. of Petroleum Geologists Bulletin, vol.33, no 4, pp. 634-636.

- T -

TANNER, U. (1944) Outlines of the Geography, Life and Customs of Newfoundland-Labrador. Acta Geogr., vol. 8, no 1, 907 p.

TANNER, W.F. (1958) The equilibrium beach. Transactions of American Geophysical Union, vol. 39, pp. 889-891.

TANNER, W.F. (1961) Mainland beach changes due to hurricane Donna. J. Geophys. Res., Vol. 66, no 7, pp. 2265-2266.

TANNER, W.F. (1970) The thief who's stealing our beaches. Florida County Government, vol. 1, pp. 27-29.

TANNER, W.F. & F. Stapor (1972) Accelerating crisis in beach erosion. Int. Geogr., vol. 2, pp. 1020-1021.

Technisol Inc. (1971) Sondages; pont de la rivière aux Loups-Marins, route no 15, comté de Duplessis (50°-16'-25" lat.N. et 65°-44'-09" de long. W.). Siège: 179 Prince-Edouard, Qué. Projet nos P-14399, contrat no 260, du Min. de la Voirie du Québec.

TERASMAE, J. (1960) Contributions to Canadian palynology, no 2. Geol. Surv. Can., Bull. 56, 41 p.

TERASMAE, J. & P. Lasalle (1968) Notes on late-glacial palynology and geochronology at St.Hilaire, Québec. Can. J. Earth Sci., vol. 5, pp. 249-257.

TERS, M. (1973) Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français. in: Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement. 9e Congrès de l'INQUA, Christchurch; C.N.R.S., pp. 114-135.

THOM, B.G. (1968) Coastal erosion in eastern Australia. Australian Geogr. Studies, vol. 6, pp. 171-173.

THOM, B.G. & Y. Moign (1970) Beach Erosion, Morphology and Current Study at Sept-Îles. Iron Ore Co., Geotech. Eng. Project no 8, 16 p.

THOMAS, R.H. (1977) Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St.Lawrence valley system. Geogr. phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 347-356.

TIMSON, B.S. (1977) Photographic mapping of recent coastal marine sedimentary environments on Maine Coast. in: Am.Ass. Petrol. Geol. & Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Meetg. Washington, D.C., pp. 835-836.

TOMLINSON, R.F. (1958) Geomorphological investigations in the Kaumajet mountains and Okak Bay (North River) region of Labrador. Arctic, vol. 11, no 4, pp. 254-256.

TOMLINSON, R.F. (1959) Geomorphological field work in the Kaumajet mountains and Okak bay area of the Labrador coast. Mc Gill Sub-Arctic Res. Lab., Ann. Rept. 1957-58, pp. 61-67.

TOMLINSON, R.F. (1963) Pleistocene evidence related to glacial theory in northeastern Labrador. Can. Geogr., vol. 7, no 2, pp. 83-90.

TOWSEND, C.W. (1913) A short trip into the Labrador peninsula by way of the Natashquan river. Bull. Geogr. Soc. Phil., vol. 11, pp. 170-182.

TRASK, P.D. (1955) Movement of sand around the Southern California promontaries. Beach Erosion Brd., Tech. Memo. 76, 60 p.

TOOLEY, M.J. (1974) Sea-level changes during the last 9 000 years in north-west England. Geogr. Jour., vol. 140, pp. 18-42.

TREMBLAY, G. (1968) Note sur les crêtes morainiques de Saint-François-de-Sales. Cah. Géogr. Qué., no 27, pp. 429-442.

TREMBLAY, G. (1974) Région des Sept-Îles/Clarke City, comté de Saguenay (1/31,680). in: Travaux sur le terrain, 1974. Min. Rich.Nat. Qué., Dir. de la Géologie, Rapp. S-159, pp. 103-106.

TREMBLAY, G. (1975) Géologie du Quaternaire; région des Sept-Îles/Port-Cartier, rapport intérimaire. Min. Rich. Nat. Qué., rapp. DP-304, 43 p.

TREMBLAY, G. (Comm. pers.) Département de géographie, Université Laval.

TRENHAILE, A.S. (1978) The shore platforms of Gaspé, Québec. Ann. Ass. Am. Geogr., vol. 68, no 1, pp. 95-114.

TRICART, J. (1965) Principes et méthodes de la géomorphologie. Masson & Cie, 496 p.

TRITES, R.W. (1971) The Gulf as a physical oceanographic system. in: 2nd Gulf of St.Lawrence Workshop, Bedford Inst. of Ocean., Dartmouth, N.S., nov.30 - dec. 3, 1970. pp. 32-63.

TUCKER, C.M. (1974) A series of raised Pleistocene deltas; Halls Bay, Newfoundland. Maritime Sediments, vol.10, no 1, pp. 1-7.

TUCKER, C.M. (1976) Quaternary studies in Newfoundland: a short review. Maritime Sediments, vol. 12, no 2, pp. 61-73.

TUREKIAN, K.K. (ed.) (1971) The Late Cenozoic glacial ages. Yale Univ. Press, New Haven, 606 p.

TWENHOFEL, W.H. and W.H. Conine (1921) The post glacial terraces of Anticosti Island. Am. J. Sci., 5th ser., vol. 1, no 3, pp. 268-278.

TWENHOFEL, W.H. (1926) Geology of the Mingan Islands. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 37, no 4, pp. 535-550; aussi Pan-Am. Geol., vol. 45, no 2, pp. 165-166.

TWENHOFEL, W.H. (1928) Geology of Anticosti island. Geol. Surv. Can., Memoir 154, 481 p.

TWENHOFEL, W.H. (1931) Geology of the Mingan Islands. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 42, no 2, pp. 575-587; aussi Pan-Am., Geol. vol. 55, no 4.

TWENHOFEL, W.H. (1938) Geology and Paleontology of the Mingan Islands Québec. Geol. Soc. Am. Spec. Papers no 11, 132 p.

TYLER, D.A., J. Ladd & H.W. Borns (1979) Crustal subsidence in Eastern Maine. Maine Geological Survey, Augusta, 4 p.

VALENTIN, H. (1952) Die Küste der Erde; Beitrage zur Allgemeinen und regionalen Kustenmorphologie. Petermanns Geog. Mitt. Ergänzaunghft, vol. 246, 118 p.

VAN ALSTINE, R.E. (1948) Geology and mineral deposits of the St. Lawrence area, Burin Peninsula, Newfoundland. Newfoundland Geol. Surv., Bull. 23, 64 p.

VANICEK, P. (1976) Pattern of recent crustal movements in Maritime Canada. Can. J. Earth Sci., vol. 13, pp. 661-667.

VERGER, F. (1973) La cartographie dynamique en géomorphologie littorale. Rev. Géomorph. Dynamique, vol. 22, no 4, pp. 161-172.

VERGER, F. (1977) Dix années d'activité de laboratoire; 1er janvier 1967 - 1er janvier 1977. École Pratique des Hautes Études, Lab. de géomorph., mém. 31, 59 p.

VERRILL, A.E. (1862) List of plants collected at Anticosti and the Mingan Islands during the summer of 1861. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., vol. 9, p. 146.

VÉZINA, J. (1969) Plans photographiques montrant l'évolution de l'aspect du terrain à la suite de l'érosion active d'un vallon sur la rive nord de la rivière Moisie. Min. de la Voirie du Québec, Serv. des sols et matériaux, Plan no 4D-16-2077.

VÉZINA, J. (Comm. pers.) Service des sols et matériaux, Min. des Transports du Québec.

VILKS, G. & P.J. Mudie (1978) Early deglaciation of the Labrador shelf. Science, vol. 202, pp. 1181-1183.

VINCENT, J.S. (1977) Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de la Grande Rivière, Québec. Comm. Géol. Can., Paper 76-19, 20 p.

VINCENT, J.S. & L. Hardy (1977) L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. Géogr. Phys. Quat., vol. 31, nos 3-4, pp. 357-372.

VISHER, G.S. (1969) Grain size distributions and depositional processes. J. Sed. Petrol., vol. 39, no 3, pp. 1074-1106.

- W -

WADDINGTON, G.W. (1950) Limestone deposits of the Mingan Islands Area, Saguenay County (Part II). Min. Rich. Nat. du Québec, Rapp. géol. 42, 13 p.; carte 12 mi/po. (Échantillonnage).

WALCOTT, R.I. (1970) Isostatic response to loading of the crust in Canada. Can. J. Earth Sci., vol. 7, pp. 716-734.

WALCOTT, R.I. (1972a) Past sea-levels, eustasy and deformation of the earth. Quat. Res., Vol. 2, pp. 1-14.

WALCOTT, R.I. (1972b) Late Quaternary vertical movements in Eastern North America: quantitative evidence of glacio-isostatic rebound. Revue of Geophysics and Space Physics, vol.10, pp. 849-884.

WELSTED, J. (1960) The physiography and Evolution of the Natashquan Terrace. Thèse M.Sc., Univ. Mc Gill, 101 p.

WENNER, C.G. (1947) Pollen diagrams from Labrador. Geogr. Ann., vol. 29, nos 3-4, pp. 137-373.

WHITE, W.A. (1972) Deep erosion by continental ice sheets. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 83, no 4, pp. 1037-1056.

WIDMER, K. (1950) The geology of the Hermitage Bay area, Newfoundland. Thèse de Ph.D., Dépt. de géologie, Princeton Univ.

WIGGERS, A.J. (1954) Compaction of sediments older than Holocene in relation to the subsidence of the Netherlands. Geol. Mijn., pp. 179-184.

WIGHTMAN, D. & H.B.S. Cooke (1978) Postglacial emergence in Atlantic Canada. Geoscience Canada, vol. 5, no 2, pp. 61-65.

WILLIAMS, L.D. (1978) Ice-sheet initiation and climatic influences of expanded snow cover in Arctic Canada. Quat.Res., vol. 10, pp. 141-149.

WILMETH, R. (1971) Canadian archaeological radiocarbon dates. in: Contributions to anthropology VII: archaeology and physical anthropology. Nat. Mus. Can., Bull. 232, pp. 68-125.

WILSON, A.W.G. (1903) The Laurentian Peneplain. Jour. Geol., vol. 11, pp. 615-669.

WILSON, C.V. (1971) Le climat du Québec; I: Atlas climatique. Serv. météorologique du Canada, Env. Canada, 44 planches.

WILSON, C.V. (1973) Le climat du Québec; II: Mise en application des renseignements climatologiques. Serv. météorologique du Canada, Env. Canada, pp. 6-7.

WOODS, K.B., R.W.J. Pryer and W.J. Eden (1959) Soil Engineering Problems on the Québec North Shore and Labrador Railway. Nat. Res. Council of Can., Div. Build. Res., Tech. Paper 72, 20 p. aussi Roadway and Ballast, vol. 60, no 549, pp. 669-688.

World Meteorological Organization (1975) Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich.

WRIGHT, H.E. Jr. (1976) The dynamic nature of Holocene vegetation; a problem in palaeoclimatology, biogeography and stratigraphic nomenclature. Quaternary Reseacy, vol.6, pp. 581-596.

WYNNE-EDWARDS, H.R. (1972) The Grenville Province. in: Price, R.A. and R.J.W. Douglas (1972). Variations in Tectonic Styles in Canada. Geol. Ass. Can. Spec. Paper no 11, pp. 264-334.

WYNNE-EDWARDS, V.C. (1937) Isolated arctic - alpine floras in eastern North America: a discussion of their glacial and recent history. Roy. Soc. Can. Trans., vol. 31, pp. 33-58.

- Y -

YONG, R.N. (Comm. pers.) Dépt. de génie civil, Université Mc Gill, Montréal.

- Z -

ZENKOVICH, V.P. (1967) Processes of coastal development. Oliver & Boyd, Edinburgh, 730 p.

ZOLTAI, S.C. & C. Tarnocai (1975) Perennially frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada. Can. J. Earth Sci., vol. 12, no 1, pp. 28-43.

APPENDICE I

COMPOSITION DES ROCHES IGNÉES ET MÉTASÉDIMENTAIRES DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT (selon SHARMA & FRANCONI, 1975)

1 - Les roches ignées volcaniques

Les roches ignées volcaniques acides ou basiques sont représentées par un complexe gneissique de base, des gneiss granitiques, des amphibolites et des gneiss charnockitiques.

Le complexe gneissique est principalement composé de gneiss gris pâle à gris foncé, homogène à hétérogène, de grain moyen, de texture granoblastique (minéraux très finement cristallisés) et bien folié. Les minéraux leucocrates sont le quartz et le feldspath, ce dernier étant représenté par des plagioclases et par le microcline à titre de feldspath potassique. Les principaux minéraux mélanocrates (ferro-magnésiens ou mafiques) sont la biotite, le hornblende et le pyroxène. Généralement, les ferro-magnésiens ne dépassent pas 20% et le quartz 15%. Si la roche est à grain plus fin et si le sens des foliations est souligné par des lits distincts de minéraux ferro-magnésiens et de minéraux leucocrates, le gneiss est dit lité.

On passe du complexe gneissique aux gneiss granitiques lorsque le contenu en feldspath potassique devient plus des deux tiers du contenu total de feldspath; cependant, ces gneiss conservent parfois la texture des gneiss gris et le litage des gneiss lités. Les gneiss granitiques sont roses à grain fin à moyen et contiennent généralement moins de 20% de minéraux ferro-magnésiens, tels la biotite et l'amphi-

bole, et de 10 à 30% de quartz.

Les amphibolites qui se présentent en bandes métriques ou décamétriques dans les gneiss lités sont peu souvent cartographiables. Ces roches à grain fin et bien foliées sont dominées par l'amphibole avec un peu de biotite comme minéraux ferro-magnésiens, tandis que les minéraux leucocrates, tels le quartz et le feldspath plagioclase, sont très peu représentés. Certains faciès d'amphibolites sont rattachés aux paragneiss.

Les gneiss charnockitiques sont identiques aux gneiss gris et lités et aux paragneiss au niveau de la texture dont ils représentent le faciès granulite. Ils sont jaune clair à vert foncé, à grain moyen, porphyriques, bien foliés par bandes de minéraux mafiques (pyroxène, hornblende et un peu de biotite ou d'amphibole) et peuvent représenter des mangérites déformées en cataclasant vers le contact des anorthosites. Ces gneiss se différencient réellement des gneiss gris par la présence de pyroxène qui forme de petites taches de couleur rouille visibles en surface d'altération. Les feldspath sont dominants et sont responsables de la teinte verte tandis que les quartz sont responsables de la teinte jaune.

2 - Les roches métasédimentaires

Les roches métasédimentaires sont surtout des paragneiss mixtes et certains faciès d'amphibolites.

Les paragneiss sont gris, de grain fin à moyen et ils possèdent un bon litage. Ils sont composés de minéraux mafiques, tels la

biotite et le hornblende, de minéraux leucocrates, tels le quartz et le feldspath plagioclase, ainsi que d'un grand nombre de grenats rouges et de sillimanite.

3 - Les roches ignées intrusives

Les roches ignées intrusives sont constituées des anorthosites de Havre-Saint-Pierre et des roches associées, des migmatites et des granites et de différents dykes.

La série de Havre-Saint-Pierre est la mieux représentée avec principalement des anorthosites, des gabbros, des mangérites et des monzonites. Ces roches présentent des gradations en contenu de minéraux ferro-magnésiens ou en taux de silice. L'augmentation du contenu en minéraux ferro-magnésiens fait passer des anorthosites (avec 0 à 10%) aux anorthosites gabbroïques (avec 11 à 20%), aux gabbros anorthositiques (avec 21 à 35%) et aux gabbros (avec plus de 35%), tandis que l'augmentation du taux de silice fait passer des gabbros (avec 49%) aux mangérites (avec 60%) et éventuellement aux granites (avec 70%).

Les anorthosites sont généralement blanches ou gris pâle, mais elles peuvent parfois être presque noires. Elles sont constituées de grains moyens à grossiers et elles varient de massives à bien foliées. On y trouve d'importantes minéralisations d'ilménite et de magnétite ainsi que des dykes de pegmatite de moins d'un mètre d'épaisseur. On peut parfois remarquer de la kaolinisation le long des plans de diaclases. Ces roches contiennent de la clinopyroxène, de l'orthopyroxène avec hornblende et de la biotite comme minéraux mafiques ainsi que des grenats.

Les gabbros forment un seul massif entre les rivières Moisie et Tortue, mais on en retrouve comme produit de ségrégation à l'intérieur des anorthosites. Ils sont gris foncé, noirs ou gris - vert foncé, à grain fin ou moyen, généralement massifs mais parfois bien foliés. Les principaux minéraux mafiques sont le pyroxène et l'amphibole et l'on peut même passer à un faciès nettement amphibolique lorsque les gabbros ont dû être métamorphisés et lorsqu'ils sont foliés.

Les mangérites sont étroitement associées aux anorthosites; ce sont des roches porphyriques vertes à grain grossier, de massives à bien foliées. Elles sont composées de plus de 70% de feldspath et de 5 à 25% de minéraux mafiques, surtout de la pyroxène, de l'amphibole et d'un peu de biotite. On y retrouve des minéralisations de magnétite et d'ilménite. Altérées, elles sont de couleur brunâtre en profondeur et de couleur blanchâtre sur les quelques centimètres de surface. Vers l'est, dans la région de la Romaine, la roche devient moins grisâtre ou brunâtre et possède moins de pyroxène de sorte que l'on passe aux monzonites.

Les monzonites passant d'une teinte gris rose à rose, sont porphyriques à grain grossier et varient de massives à bien foliées. Elles sont composées de 40 à 55% de feldspath potassique, 30 à 40% de feldspath plagioclase, 0 à 10% de quartz comme minéraux leucocrates, ainsi que de 5 à 10% de minéraux mafiques.

Les granites avec pegmatite sont roses, homogènes, porphyriques et à grain grossier. Ils sont foliés avec des alignements bien définis par des minéraux leucocrates comme la biotite et le hornblende.

Ils contiennent aussi de 60 à 80% de feldspath potassique, de 0 à 15% de feldspath plagioclase et de 10 à 20% de quartz.

Les mignatites possèdent la trame des gneiss gris ou des paragneiss, mais leur contenu en mobilizat (composition granitique) est de plus de 30%; on leur associe d'ailleurs certains gneiss granitiques et des granites d'anatexie. Elles forment un grand massif dans l'ouest de la région.

Les dykes sont de trois types: granite-pegmatite, diabase et carbonatite. Les dykes de granite-pegmatite ont précédemment été associés aux granites avec pegmatite. Ils ne sont pas métamorphisés tout comme ceux de diabase et de carbonatite d'ailleurs. Les dykes de granite-pegmatite ont moins d'un mètre d'épaisseur et recoupent les paragneiss, les gabbros et les anorthosites. Les dykes de diabase ont moins de 1,4 m d'épaisseur et recoupent les gneiss, les anorthosites et les granites. La diabase est noire, à grain fin et à cassure mate. Quant aux dykes de carbonatite, ils ont moins de 15 cm d'épaisseur et recoupent les gneiss gris et les migmatites. La carbonatite est beige et réagit à l'acide chlorydrique.

APPENDICE II

DESCRIPTION DES PROFILS TYPES DES SOLS DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

Cinq grands ordres de sols ont été identifiés sur la Moyenne Côte Nord, ce sont les ordres podzolique, brunisolique, gleysolique, organique et régosolique.

1 - L'ordre podzolique

L'ordre podzolique est de loin le plus important. Il est représenté par ses trois grands groupes: humique, ferro-humique et humo-ferrique.

Selon la classification canadienne des sols (Comm. Can. Pédologie, 1978), les podzols humiques ont un profil type composé des horizons LFH ou O, Ae, Bh. C et peuvent contenir les horizons secondaires Bh, Bhf et Bf. Leur horizon Bh d'au moins 10 cm d'épaisseur et de couleur brun foncé ou noir, contient plus de 1% de carbone organique, moins de 0,35% de Fe extractible au pyrophosphate, un rapport de carbone organique à Fe extractible au pyrophosphate d'au moins 20 et une saturation en bases (sel neutre) de moins de 50%. Ils peuvent présenter des horizons placiques (Bfc ou Bhfc) qui, par définition ont généralement moins de 5 m d'épaisseur.

Ces horizons indurés noirâtres, composés d'un complexe d'acide ferro-fulvique, se distinguent cependant de la cuirasse (ortstein) dont on parlera plus loin et que l'on trouve dans le même horizon B. Ce phénomène a été décrit par DAMMAN (1965), Mc KEAGUE, DAMMAN & HERIN-

GA (1968) et Mc KEAGUE, SCHNITZER & HERINGA (1967) dans des sols dérivés de tills à Terre-Neuve mais il n'est pas présent ici.

GRONDIN & MÉLANCON (1977b) ont remarqué que ce type de sol dérivé d'une roche mère calcaire diffère du profil type par deux propriétés de l'horizon Bh: l'horizon est inférieur à 10 cm et sa teneur en matière organique est très élevée, parfois plus de 30%. Le sous-groupe orthique est le plus répandu. La roche mère peut être un sable très grossier ou un gravier de plage avec présence possible de fragments de coquillages ou bien une altérite de fragments minces et plats de plus de 2 mm de longueur. La phase lithique existe si la roche mère a moins de 1 m de profondeur.

Sur 25 profils décrits par GRONDIN & MÉLANCON (1977b) sur la Grosse île au Marteau, un seul est ferro-humique, sous-groupe lithique. Selon la classification canadienne des sols (Comm. Can. Pédol., 1978), dans les podzols ferro-humiques, les 10 cm supérieurs de l'horizon Bhf ont plus de 5% de carbone organique, 0,6% (0,4% pour les sables) ou plus d'Al et de Fe extractibles au pyrophosphate et soit un rapport de carbone organique à Fe extractible au pyrophosphate inférieur à 20, soit un pourcentage de Fe extractible supérieur à 0,3%, ou les deux à la fois. L'horizon B est souvent recouvert d'un horizon éluvié (Ae) de couleur claire et d'une couche d'humus brut (mor) et il peut contenir un horizon placique (Bhfc ou Bfc), comme dans le podzol humique, ce qui n'est pas le cas ici. Selon GRONDIN & MÉLANCON (1977b), le profil décrit possède un horizon Bfh d'à peine 11 cm avec un fort pourcentage de matière organique, soit 28%.

Le podzol humo-ferrique orthique se retrouve uniquement sur la terre ferme et il a été identifié avec certitude dans la région des Sept-Îles (MOORE, 1976), de la baie Sainte-Marguerite à la baie de Moisie (LAVERDIÈRE, 1952a et 1954), Moisie-Matamek (FRENETTE & HÉROUX, 1972; MARTEL, Y.A., comm. pers.) et Saint-Jean/Longue-Pointe-de-Mingan (MARTEL, Y.A., comm. pers.). Selon la classification canadienne des sols (Comm. Can. Pédol., 1978), les 10 cm supérieurs ou plus de l'horizon B Bf contiennent entre 0,5 et 5% et carbone organique et 0,6% ou plus d'Al et de Fe extractibles au pyrophosphate (0,4% dans les sables) et le rapport de carbone organique à Fe extractible est inférieur à 20. Moins souvent que les autres grands groupes, ce dernier peut présenter un horizon induré. Le sous-groupe communément rencontré est l'orthique dont le profil type est: LFH, Ae, Bf avec ou sans un mince Bhf, BC, C. On y retrouve généralement à l'état vierge les horizons organiques LFH et un horizon éluvié Ae de plus de 2,5 cm. La caractéristique la plus importante est la présence quasi constante d'une induration de l'horizon B et parfois C en ortstein (cuirasse au sens de DUCHAUFOUR, 1970), dont l'épaisseur doit dépasser 3,0 cm, contrairement à un horizon placique dont l'épaisseur moyenne est de 5 mm. MOORE (1976, p. 333) aboutit aux conclusions suivantes dans sa recherche sur la Côte Nord:

> L'induration est plus développée à des profondeurs allant de 30 à 90 cm dans les sols à texture sableuse contenant de grandes quantités d'amphiboles où le drainage se fait librement. Ces horizons indurés, quoique ne contenant en général que de petites quantités de fer libres, d'aluminium et de matière organique, possèdent une plus grande quantité de ces éléments que les horizons non-indurés. Une expérience d'étanchement (slaking experiment) indique que le fer et l'aluminium amorphes sont les principaux facteurs d'induration. Trois hypothèses pouvant expliquer la formation d'horizons

indurés sont retenues: le fer et l'aluminium sont libérés dans l'horizon Ae, migrant sous une forme inorganique et sont précipités dans les horizons B comme agents d'induration.

Dans la classification canadienne des sols (Comm. Can. Pédol., 1978) ce sol est désigné sous le nom de podzol humo-ferrique, sous-groupe à ortstein.

2 - L'ordre des brunisols

Les brunisols sont du grand groupe dystrique et du sous-groupe dégradé. Selon la classification canadienne des sols (Comm. Can. Pédol., 1978) les brunisols dystriques peuvent avoir un horizon Ah de moins de 10 cm d'épaisseur et un Bm, Bfj, Bf ou Btj ayant moins de 5 cm et un pH ($CaCl_2$) inférieur à 5,5. Le sous-groupe dégradé, dont le profil type est LFH, Ae ou Aej, Bm ou Bfj, C, est un sol dont les horizons Ae et B ne renferment pas assez de matériau illuvial pour rencontrer les caractères de l'horizon B podzolique.

3 - L'ordre des sols organiques

Selon la classification canadienne des sols (Comm. Can. Pédol., 1978), les sols organiques sont saturés d'eau la majeure partie de l'année et doivent contenir plus de 30% de matières organiques. Sur 18 profils étudiés à la Grosse île au Marteau, 10 appartiennent au grand groupe humisol, 7 au mésisol et 1 au fibrisol (GRONDIN & MÉLANCON, 1977b). Ces types avaient d'ailleurs été identifiés par ROUSSEAU, L. (1963). Ces auteurs notent cependant que quelques pédons sont soumis au processus pédogénétique de podzolisation puisque leur drainage en

milieu calcaire varie de bon à modéré et qu'ils présentent un horizon éluvié sous l'accumulation de la matière organique.

Sur l'île Nue de Mingan, un tangel (KUBIENA, 1953) épais de 0,3 à 1,5 m possède un profil caractérisé par un Ao fibreux atteignant 50 cm et un A, bien structuré et très épais.

4 - L'ordre des régosols

L'ordre des régosols consiste en des sols minéraux à profils trop peu évolués pour répondre aux exigences des autres ordres. Selon GRONDIN & MÉLANCON (1978), le profil type de ces sols minces sur les falaises est LFH, C, R tandis que sur les landes c'est F (20 à 30 cm), H (3 cm), Ck.

5 - L'ordre des gleysols

Ces sols mal drainés sont grisâtres ou bruns marbrés à cause de la réduction du fer entre autre. Les seules descriptions ont été faites par GRONDIN & MÉLANCON (1978) sur les grands groupes gleysol et gleysol humique. Ces sols sont caractérisés par les horizons Ah noirâtre et Cg grisâtre.

APPENDICE III

SITES DE CUIRASSE FERRUGINEUSE (ORTSTEIN) SUR LA MOYENNE CÔTE NORD, DE L'OUEST A L'EST

SITE	LOCALISATION	ALTITUDE(m)	ÉPAISSEUR(m)	MATÉRIAU
770708-C	Est de la Moisie	15	--	Sm
770708-A	"	24	0,84	Sm
GD-750816-3	"	30	1,35	Sg
770708-B	"	38	0,86	Sm
740619-A	"	38	1,37 - 1,67	Sm à g
740621-A	"	38	0,38	Sf à g
GD-750816-2	"	38	--	Sf
GD-750823-1	"	39	-?	Sg
740621-D	Riv. aux Rats-Musqués	41	0,15	Sg
GD-750815-1	"	41	0,91	Sm à g
GD-750815-4	"	41	0,61	Sf à m
GD-750815-6	"	41	--	Sm à f
GD-750822-1	"	41	--	Gg et Sm à f
GD-750730-1	Riv. Matamek	23	1,22	Sg
740720-B	"	23	0,6	Sg et Gf
740624-B	"	23	1,22	Sg
740720-A	"	23	0,6	Sg
740719-A	"	23	--	Sm à g
740625-A	"	30	0,76	Sg et Gf
GD-750725-1	"	30	0,61	Sg
GD-750820-1	"	30	Présence	Gf
740621-C	"	38	0,61 à 1,1	Sm à g
GD-750703-2	"	122	--	Sm à Gf
GD-750628-2	"	129	--	G et Sg
GD-750628-3	"	129	0,84	Sg
GD-750703-1	"	129	0,61	Sm
740726-C_1 et C_2	"	130	1,52	Sm à g
GD-750808-4	"	137	0,51	Sm
GD-750808-5	"	137	--	Gf à g
GD-750627-1	"	137	--	Sf
GD-750628-1	"	137	0,99	Sg
GD-750808-6	"	137	--	Gf à g
GD-750621-3	"	475	1,10	G à Sg
GD-750621-1	"	480	0,91	Sg
GD-750620-1	"	488	--	Sg à Gf
GD-750620-3	"	488	--	G et Sg

SITE	LOCALISATION	ALTITUDE (m)	ÉPAISSEUR (m)	MATÉRIAU
740705-B	Riv. aux Loups-Marins	13	--	Si
740730-B	"	107	Présence	Sf et Si
7408010E	Riv. Pigou	15	--	Sf à m
740801-B	"	32	0,76	Sm à g
740801-A	"	40	1,22	Sm
740819-A	Riv. au Bouleau	8	Présence	Sf à m
740819-E	"	23	--	Sm
740819-D	"	27	--	Sm à g
740819-C	"	38	0,61	Sm à g
740806-B	"	107	1,22	Sm à g
740806-D	"	110	Présence	Gm à g
750819-A	Riv. Tortue	46	1,52	Sm à g
750819-A'	"	46	1,22	Sm à Gf
760810-A'	"	58	1,52	Sm à g
750727-B	"	73	--	Sg à Gf
750611-A	Riv. (grande) Manitou	29	0,76 à 0,91	Gm à g
750731-A	"	53	--	Sm à f
750610-A	"	91-99	0,25	Sf à g
750610-B	"	99	Présence	Sg à Gf
760720-B	"	107	--	Gravier
760720-D	"	114	--	Gravier
760718-D	"	146	1,22	Sm à g
760718-G	"	146	1,52	Sm à g
760717-F	"	168	0,30	Sf à g
750612-A	Riv. à la Chaloupe	11	0,61	Sm
750612-B	"	38	-?	Sm à g
750618-B	"	46	--	Sable
750612-C	"	69	0,76	Sm
750617-A	Riv. Sheldrake	9	--	S et Bl
750617-B	"	9	--	S et Bl
750621-B	"	9	--	Sf
750620-B	"	15	1,14	Sm à g et Gf
750813-A	"	23	1,83 à 2,13	Sg et Gf
750807-A	"	30	--	Gf et S
750807-B	"	76	--	S et Gf
750812-B	"	119	--	G et Bl
760819-D	"	125	--	Gg
760819-A	"	131	--	Gg et Bl
760819-B	"	133	--	Sf
760818-G	"	151	Présence	Sf
750703-C	Riv. au Tonnerre	6	Présence	Sm
750621-A	"	46	0,91	Sg et Gf
750707-D	"	69	Présence	Sm et Gf

SITE	LOCALISATION	ALTITUDE (m)	ÉPAISSEUR (m)	MATÉRIAU
750703-A	Riv. au Tonnerre	76	Présence	Sm
750703-B	"	76	0,76	Sm
750623-D	"	91	--	Sg et Gf
750623-E	"	91	0,91	Sm à f
750623-B	"	113	0,76	Sm et Gf
750707-C	Riv. Jupitagon	15	Présence	Sm et Gf
750707-B	"	53	1,22	S et G
750709-A	Riv. Magpie	18	--	Sm à g
750708-C	"		--	Sm à f
750708-B	"	87	--	Gf à g
750715-A	Riv. St-Jean	12	--	S et G
750715-B	"	12	--	S et G
750807-C	"	15	--	Sm à g
750809-A	"	15	--	Sm à g
750715-D	"	18	--	Sm à g
750809-B	"	23	--	Sm et G
750714-D	"	23	--	S et G
750809-C	"	30	--	Gg à m
750809-D	"	32	--	Gg à Sm
770709-B	"	47	Présence	Sm
750718-B	"	61	0,61	Sm à g
760814-B	"	61	1,2	Sm à g
770709-A	"	69	0,38	Sm
750723-J	Riv. (petite)Manitou et Mingan	6	--	Sm à g
750716-B	"	8	--	Sm à f
750721-B	"	8	--	S et Gf
750721-C	"	8	--	S et G
750723-F	"	8	--	Gravier
750723-G	"	8	--	S et G
750716-C	"	18	--	Sm
750718-A	"	15	--	Sm
750723-H	"	8	--	S et G
750729-D(5-6)	"	9	--	S et G
750723-A(1-2)	"	21	1,22	Sg
750723-B(3)	"	21	--	Sm à g et Gf
750723-C	"	21	--	Sm à g et Gf
750802-A	"	21	0,91	Sg
770709-C	"	21	Présence	Sm
750722-A(1)	"	24	--	Sg
750722-B(2)	"	32	--	Sable
750723-D(4)	"	61	0,91	Sm
750723-E	"	76	--	Sm
750729-A(1)	"	102	Présence	S et G
750729-B(2-3)	"	101	0,91	S et G
760803-A	"	104	--	Sm

SITE	LOCALISATION	ALTITUDE (m)	ÉPAISSEUR (m)	MATÉRIAU
760803-A	Riv. (petite)	104	--	Sm
760803-B(1)	Manitou et Mingan	114	--	Gravier
760803-C	"	114	--	Gravier
760803-D(2)	"	114	--	Sm
760803-E(3)	"	102	--	Sf à m
760803-F	"	107	--	G et S
760804-C(4)	"	114	Présence	Gravier
760805-A	"	107	--	Gravier

Légende:
Si: Silt
S: Sable
G: Gravier
Bl: Galets et blocs
f: texture fine
g: texture grossière
m: texture moyenne

APPENDICE IV

MÉTHODOLOGIE DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE

1 - Méthodologie de terrain par photo-interprétation

La méthode qui a été suivie peut être divisée en 4 étapes principales:

1ère étape: photo-interprétation d'ensemble à l'échelle du 1: 31 680^{e} ou du 1: 60 000^{e} afin de dégager les grands ensembles; cette étape s'effectue aussi avec la consultation des travaux de terrain antérieurs dont près de 275 forages;

2e étape: photo-interprétation préliminaire au 1: 15 840^{e} avec reports sur une carte topographique au 1: 25 000^{e}; cette étape permet 1) de délimiter les secteurs de formations meubles des secteurs d'affleurement rocheux, 2) de distinguer les unités lithologiques, 3) de cartographier la géomorphologie, 4) d'identifier les zones litigieuses à vérifier sur le terrain, 5) de déterminer l'accessibilité des zones litigieuses, 6) d'émettre les premières hypothèses sur la lithostratigraphie et la génèse;

3e étape: levés sur le terrain effectués à pied ou en véhicule le long de la route 138 et le long de la côte, en canot ou en zodiac le long des cours d'eau et, en dernier essor, en hydravion ou en hélicoptère dans les secteurs moins accessibles; cette étape permet 1) de noter les stratigraphies, 2) de vérifier les secteurs litigieux, 3) de prélever des

échantillons représentatifs des principales coupes stratigraphiques et des principales zones géomorphologiques,

4) de prélever des échantillons fossilifères pour des datations ^{14}C et de tourbe pour les analyses polliniques,

5) de noter les marques d'écoulement glaciaire;

4e étape: correction du canevas de base au fur et à mesure des levés de terrain par une deuxième photo-interprétation au 1: 15 840^{e} et localisation des sites d'échantillonnage et des sites de mesure.

2 - Méthodologie d'analyse des paramètres granulométriques

Les paramètres utilisés sont ceux de FOLK & WARD (1957):

- Médiane (Md) = P50
- Moyenne (Mz) = $\frac{P16 + P50 + P84}{3}$
- Coefficient d'asymétrie (Sk) = $\frac{P16 + P84 - 2(P50)}{2(P84 - P16)} + \frac{P5 + P95 - 2(P50)}{2(P95 - P5)}$
- Coefficient de classement ou indice d'hétérométrie, ou indice de dispersion, ou écart interquartile (So) =

$$\frac{P84 - P16}{4} + \frac{P95 - P5}{6,6}$$

- Coefficient d'acuité ou d'angulosité, ou kurtose (Kc) =

$$\frac{P95 - P5}{2,44\ (P75 - P25)}$$

L'analyse des types de courbe en relation avec les valeurs des différents paramètres granulométriques a été faite avec l'aide de différents travaux.

L'étude la plus complète des types de courbe est celle de VISHER (1969) qui traite des sables littoraux, dunaires, deltaïques, fluviaux et estuariens. Sa principale contribution est la caractérisation des différentes populations qui se retrouvent sur la courbe des sables littoraux: traction, saltation de jet de rive, saltation de lame de retrait et suspension. L'analyse de la signification des différents paramètres a nécessairement été basée sur FOLK & WARD (1957), mais les nuances de certains chercheurs viennent compléter l'interprétation (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1973; KING, 1972; FRIEDMAN, 1961 et 1962; KUKAL, 1970; BILLY, 1954; FOLK, 1968).

Dans les mesures de tendance centrale, la moyenne est fréquemment utilisée mais la médiane très peu (LANG & LUCAS, 1967).

Selon FOLK & WARD (1957), les valeurs du coefficient de classement (So) peuvent se subdiviser comme suit:

< 0,35	très bien classé
0,35 - 0,50	bien classé
0,50 - 0,71	modérément bien classé
0,71 - 1,00	pauvrement classé
1,00 - 4,00	très pauvrement classé
> 4,00	non classé

La valeur de ce coefficient est d'autant plus grande que le temps de transport est court (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1973). Le classement est excellent si on a un courant constant de velocité moyenne, mais il se détériore lors de courants trop variables, trop faibles ou trop forts (FOLK, 1968). De plus, le classement est toujours meilleur si le

matériel d'emprunt s'y prête et si les sédiments sont pris en charge plusieurs fois, comme sur une plage (FOLK, 1968). Ces constatations permettent d'établir un ordre de grandeur relative pour les différents environnements. Les sables éoliens sont très bien classés et les sables littoraux (excepté au point de déferlement) sont de très bien à bien classés (KING, 1972); leur ultime limite est de 0,80 selon FRIEDMAN (1962). Les sables fluviaux et deltaïques viennent ensuite (FOLK, 1968) variant de bien classés à pauvrement classés et les sédiments lacustres, marins et estuariens sont de pauvrement à très pauvrement classés. Quant aux sables fluvioglaciaires, leur classement varie beaucoup, certainement de bien classés à très pauvrement classés; et les tills, turbidites et matériaux gravitaires sont sûrement de très pauvrement classés à non classés puisqu'ils représentent des temps de transport courts.

Selon FOLK & WARD (1957), le coefficient d'asymétrie (Sk) varie de +1 à -1. La symétrie parfaite se présente à la valeur 0. L'asymétrie au dépens de la population de particules fines se présentant avec une valeur négative, les éléments grossiers sont mieux classés; tandis que l'asymétrie au dépens de la population grossière se présentant avec une valeur positive, les éléments fins sont alors mieux classés. FOLK & WARD (1954) suggèrent qu'entre +0,1 et -0,1 il y a symétrie, qu'entre ±0,1 et ±0,3 il y a asymétrie et qu'à plus de ±0,3 il y a forte asymétrie au profit des éléments grossiers si négatif et au profit des éléments fins si positif. FRIEDMAN (1961) est d'avis que ce coefficient est le meilleur moyen, conjointement avec So, pour distinguer les sédiments éoliens, littoraux et fluviaux. Les sables

éoliens ont toujours un Sk positif, généralement entre 0,13 et 0,3 selon KUKAL (1970), à cause de la tendance de particules fines à s'infiltrer dans la population de particules grossières. Les sédiments fluviaux, deltaïques et fluvioglaciaires possèdent aussi un Sk généralement positif, mais ils se distinguent des sédiments éoliens par leur So de valeur plus élevée. Cependant, les sédiments littoraux ont généralement un Sk négatif, excepté au point de déferlement, soit à cause d'une sous-représentation des éléments fins qui sont entraînés vers le large, ou bien à cause d'une sur-abondance d'éléments grossiers erratiques. Enfin, les Sk $< -0,5$ et $> +0,5$ environ sont un indice de remaniement et se présentent surtout dans les tills, les sédiments juxtaglaciaires et les sédiments d'ablation.

Le dernier coefficient, celui d'acuité (Kc), est moins utilisé mais il permet de détecter le degré d'aplatissement différent des courbes dont les autres indices sont caractérisés de façon semblable (BILLY, 1954). D'après FOLK & WARD (1957), une courbe normale ou mésokurtique possède un $Kc = 1$, une courbe où les éléments fins sont prédominants possède un $Kc < 1$ et est dite platykurtique, tandis qu'une courbe où les éléments grossiers sont prédominants possède un $Kc > 1$ et est dite leptokurtique. On admet généralement les distinctions suivantes des auteurs précédents:

	$<$	0,67	très platykurtique
0,67	-	0,90	platykurtique ou évasée
0,90	-	1,11	mésokurtique ou normale
1,11	-	1,50	leptokurtique ou aigüe

1,50 - 3,00		très leptokurtique
> 3,00		extrêmement leptokurtique

Selon FOLK (1968), les courbes très platykurtiques représentent généralement des répartitions bimodales et les sédiments peuvent provenir de plusieurs sources comme les tills; tandis que les courbes mésokurtiques représentent des répartitions unimodales et les sédiments proviennent d'une source unique comme les sédiments éoliens ou littoraux.

APPENDICE V

FORAGES ET SITES STRATIGRAPHIQUES REPRÉSENTATIFS DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

SITE 650813-1	CARTE 22 I/8 ouest
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Riv. Saint-Jean (rive ouest): pont de la route 138	
ALTITUDE env. 6 pi.(2 m)	PHOTO AERIENNE Q-67806-1
PHOTO -	^{14}C -
MATERIAU Sable et gravier fluviaux sur sable prodeltaïque et argile marine	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable et gravier fluviaux
4,8(1,4)	Sable gris compact prodeltaïque
8,6(2,6)	
	Argile grise silteuse marine
54(16,5)	

N.B. Forage du Laboratoire Ste-Foy Inc. (Plan 13930) au nord du site 750715-D

SITE 710513-8	CARTE 22 I/7 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Rivière Sheldrake: pont de la route 138	
ALTITUDE -3 pi. (-1 m)	PHOTO AERIENNE Q-67800-186
PHOTO -	^{14}C -
MATERIAU Sable fluvial sur argile marine	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Eau
8(2,5)	Sable brun-grisâtre fluvial un peu graveleux
13(4,0)	
	Argile grise marine avec inclusions organiques et occasionnellement fossilifère
113(34,5)	

N.B. Forage de la Cie Nationale de Forage et Sondage Inc. (Plan 14001-21)

SITE 710811 (1 à 3).	CARTE 22 I/5 est
GEOGR. 65°44'09"-50°16'25" -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. aux Loups-Marins: pont de la route 138	
ALTITUDE 50 pi.(15 m)	PHOTO AERIENNE Q-65321-111
PHOTO —	^{14}C —
MATERIAU Sable fluvial sur argile marine et sur till (?)	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Terre organique avec racines
3(0,9)	Sable fin brun-jaune fluvial un peu silteux; éch. 710811-1 (85% de sable et 15% de silt) et éch. 710811-2 (1% de gravier, 87% de sable et 12% de silt)
11,5(3,5)	Argile grise marine fossilifère avec un peu de sable fin à moyen; éch. 710811-3 (env. 13% de sable et gravier et 87% de silt et d'argile)
27(8,2)	Argile grise marine
41,5(12,7)	Gravier et petits cailloux (till ?)
42,5(13,0)	Substratum rocheux

N.B. Forage de Technisol Inc. (Plan 260-1)

SITE 710814 (1 à 5)	CARTE 22 I/5 est
GEOGR. 65°44'09"-50°16'25" -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. aux Loups-Marins: pont de la route 138	
ALTITUDE 43 pi.(13 m)	PHOTO AERIENNE Q-65321-111
PHOTO -	^{14}C -
MATERIAU Sable fluvial sur argile marine et sur till (?)	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	N.B. Forage de Technisol Inc. (Plan 260-1)
0	Terre organique avec racines
5(1,5)	Sable jaune fluvial fin et moyen un peu silteux; éch. 710814-1 (88% de sable et 12% de silt)
21,5(6,5)	Argile grise marine fossilifère
25 (7,6)	Argile grise marine probablement fossilifère silteuse et un peu sableuse; éch. 710814-2 (2% de gravier, environ 10% de sable et 88% de silt et d'argile)
49 (14,9)	Argile grise marine
78 (23,8)	Argile grise marine silteuse et sableuse; éch. 710814-3 (environ 29% de sable et 71% de silt et d'argile)
93 (28,4)	Argile grise marine
100 (30,5)	Argile grise marine silteuse un peu sableuse; éch. 710814-4 (environ 6% de sable et 94% de silt et d'argile)
112 (34,1)	Sable gris, graveleux avec un peu de silt mal classé (till?) éch,710814-5 (26% de gravier, environ 57% de sable et 17% de silt et d'argile)
124 (37,8)	Substratum rocheux

SITE 710818 (1 à 4)	CARTE 22 I/5 est
GEOGR. 65°44'09"-50°16'25" -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. aux Loups-Marins: pont de la route 138	
ALTITUDE 43 pi.(13 m)	PHOTO AERIENNE Q-65321-111
PHOTO -	^{14}C -
MATERIAU Sable fluvial sur argile marine et sur till (?)	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Terre organique avec racines
3 (0,9)	Sable fluvial brun-jaune moyen et fin un peu silteux; éch. 710818-1 (84% de sable et 16% de silt, éch. 7100818-2 (1% de gravier, 82% de sable et 17% de silt)
15 (4,6)	Argile grise marine sableuse et fossilifère; éch. 710818-3 (environ 25% de sable et 75% de silt et d'argile)
50 (15,2)	Argile grise marine
111,5 (34,0)	Sable gris graveleux avec un peu de silt mal classé (till?); éch. 710818-4 (42% de gravier et environ 52% de sable et 6% d'argile et de silt)
123 (37,5)	Substratum rocheux

N.B. Forage de Technisol Inc. (Plan 260-1)

SITE 730801-730802 - 7311	CARTE 22 J/8 est
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Rivière Moisie: pont de la route 138 (rive est)	
ALTITUDE 8 pi.(2,5 m)	PHOTO AERIENNE Q-65336-83
PHOTO 74-4-28	^{14}C
MATERIAU Sable gravitaire sur sable fluvial et prodeltaïque	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable brun un peu silteux gravitaire (glissement de 1966)
15 (4,6)	Sable gris parfois silteux avec bois et racines d'origine fluviale
17 (5,2)	Sable gris graveleux ou silto-graveleux fluvial avec présence occasionnelle de bois et de racines.
19-21 (5,8-6,4)	Sable gris silteux ou un peu silteux prodeltaïque parfois stratifié avec lits de silt et présence occasionnelle de lits de gravier
43-47 (13,1-14,3)	Silt gris stratifié avec lits de sable d'origine prodeltaïque
51,5(15,7)	

N.B. Compilation au pilier no 8 du pont des forages 730801 (14, 15 et 16) et 730802 (13) du Min. des Transp. du Québec, et des forages 7311 (8 et 8A) de la Cie Nationale de Forage et Sondage Inc. (contrat 3973-A)

SITE 740720-A (1,2)	CARTE 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Riv. Matamek: route 138 sur rive ouest	
ALTITUDE 75 pi.(23 m)	PHOTO AERIENNE Q-65321-123
PHOTO 74-4-32 à 34	^{14}C -
MATERIAU Sable et galets littoraux sur diamicton glaciel	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sol décapé
	Sable très grossier brun littoral à stratifications horizontales; présence de quelques blocs sub-anguleux glaciels et d'une cuirasse ferrugineuse d'environ 2 pi. (0,6 m)
4 - 5 (1,2 - 1,5)	Galets arrondis ou sub-arrondis dans une matrice de sable et gravier; probablement un remaniement de l'unité sous-jacente
5 - 6 (1,5 - 1,8)	Diamicton glaciel hétérométrique de blocs sub-arrondis à sub-anguleux atteignant un diamètre de 1,5 pi. (0,5 m) dans une matrice de sable fin à moyen brune; éch. 740720-1 (47% de gravier, 43% de sable, 7% de silt et 3% d'argile), GD-750720-2b (38% de gravier, 55% de sable, 5% de silt et 2% d'argile), GD-750720-2c (41% de gravier, 49% de sable, 8% de silt et 2% d'argile)
10,5 - 11,5 (3,2 - 3.5)	Diamicton semblable au sus-jacent avec blocs plus petits; éch. 740720-2 (57% de gravier, 31% de sable, 6% de silt et 6% d'argile)
12,5 - 13,5 (3,8 - 4,1)	Substratum rocheux avec évidence d'abrasion glaciaire
	N.B.- Environ 30 m à l'est de 740720-B

SITE 740720-B (3 à 5)	CARTE 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. Matamek: route 138 sur rive ouest	
ALTITUDE 75 pi.(23 m)	PHOTO AERIENNE Q-65321-123
PHOTO 74-4-35 à 37	^{14}C -
MATERIAU Sable et gravier littoraux sur silt marin	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sol décapé.
	Sable littoral grossier et gravier fin brun à stratifications horizontales; présence de quelques blocs glaciels sub-anguleux et d'une cuirasse ferrugineuse d'au moins 2 pi. (0,6 m); éch. 740720-3 (25% de gravier et 75% de sable grossier)
5 (1,5)	Galets arrondis et parfois blocs anguleux à sub-anguleux mal stratifiés dans une matrice de sable et gravier brune; probablement un remaniement littoral du diamicton glaciel; éch. 740720-5 (66% de gravier et 34% de sable)
6 (1,8)	DISCORDANCE
	Silt sablo-argileux gris marin non fossilifère; éch. 740720-4 (38% de sable, 46% de silt et 16% d'argile)
10 (3,0)	

N.B. Environ 30 m à l'ouest de 740720-A

SITE 740819-B	CARTE 22 I/6 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. au Bouleau: route 138 sur rive est	
ALTITUDE 35 pi.(11 m)	PHOTO AERIENNE Q-65321-101
PHOTO 75-5-33à37 et 78-1-14	^{14}C -
MATERIAU Sable et blocs littoraux sur sable prodeltaïque et sur argile marine	

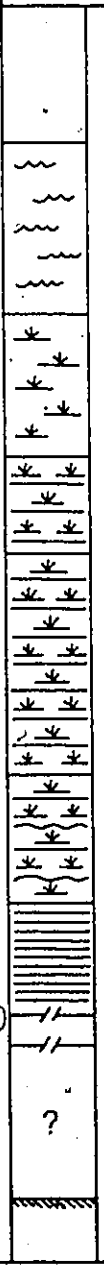
EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable brun moyen à grossier littoral mal stratifié horizontalement truffé de blocs généralement arrondis glaciels ou dérivés des falaises environnantes d'un diamètre maximal de 1 pi. (0,3 m)
3-5 (0,9-1,5)	Sable fin silteux gris prodeltaïque légèrement stratifié horizontalement avec passées graveleuses et truffé de blocs glaciels arrondis à anguleux dérivés des falaises avoisinantes d'un diamètre atteignant 2,5 à 4 pi. (0,8 à 1,2 m) et parfois 10 pi. (3,1 m); présence de structures d'affaissement sous beaucoup de blocs ou de poches de matériaux grossiers; éch. 740819-1 de la matrice dans un site voisin (740819-D): 76% de sable et 24% de silt et d'argile.
18 (5,5)	
env. 25 (8) ?	Argile silteuse grise marine; présence de quelques blocs glaciels

SITE 750405-D1	CARTE 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Lac Matamek (baie Saguenay)	
ALTITUDE 390 pi. (119 m)	PHOTO AERIENNE Q-65323-265
PHOTO	^{14}C
MATERIAU Gyttja sur argile silteuse varvée lacustre	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	N.B. Forage d'INRS-Eau avec carottier Benthos
	Eau
185 (56,40)	Gyttja brun foncé avec quelques lits d'argile
191 (58,18)	Argile plissotée
191 (58,19)	Gyttja brun foncé avec nodules d'argile
192 (58,30)	Gyttja brun foncé avec quelques lits d'argile
194 (59,30)	Gyttja avec argile silteuse plissotée, marbrures et nodules d'argile
197 (60,20)	Argile silteuse avec contact oblique
198 (60,52)	Matières organiques varvées avec des lits millimétriques d'argile
199 (60,67)	Argile silteuse lacustre molle avec un peu de sable fin; fragment anguleux de roche cristalline
200 (61,02)	Argile silteuse varvée lacustre un peu molle avec un peu de sable fin
201 (61,27)	Argile silteuse varvée lacustre un peu sableuse et compacte; les varves ont une moyenne de 6 mm d'épaisseur; présence d'un fragment anguleux de roche cristalline à 204 pi. (62,2 m) et d'une aiguille d'épinette à 205 pi. (62,4 m)
205 (62,62)	

SITE 750409-D2	CARTE 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Lac Matamek	
ALTITUDE 390 pi. (119 m)	PHOTO AERIENNE Q-65323-265
PHOTO - -	^{14}C QU-321,346,503 et 539
MATERIAU Gyttja sur argile silteuse varvée lacustre	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	N.B. Forage d'INRS-Eau avec carottier Benthos; site d'un diagramme pollinique
0	
	Eau
328 (100)	
	Gyttja brun foncé
338 (103)	
	Gyttja brun foncé avec lits d'argile d'environ 1 mm d'épaisseur
341 (104)	
	Gyttja varvée avec lits millimétriques d'argile; QU-539 (5830 ± 150) a été prélevé entre 104, 2 et 104, 88 m (342 pi.), QU-321 (4180 ± 180) entre 105, 48 et 105, 88 m (346 pi.) et QU-503 (4990 ± 290) entre 106, 92 et 107, 24 m (351 pi.)
351 (107)	
	Gyttja varvée avec lits d'argile parfois perturbés; QU-346 (6990 ± 120) prélevé entre 109, 30 et 109, 68 m (359 pi.
361 (110)	
	Argile varvée lacustre
362 (110,36)	
	Sédiments meubles
	?
env. 428 (130,5)	Substratum rocheux (repéré par sismique)



SITE 750709-A (1)	CARTE 22 I/8 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Cayes de la riv. Magpie près du Grand Ruisseau	
ALTITUDE 60 pi.(18 m)	PHOTO AERIENNE Q-67806-76
PHOTO 75-4-10 à 15	^{14}C -
MATERIAU Sable littoral sur sable deltaïque et silt prodeltaïque	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable moyen à grossier brun littoral stratifié horizontalement avec quelques lits de gravier surtout vers la base
15 (4,6)	Sable fin à moyen gris deltaïque à granulométrie croissante vers le haut et à stratifications horizontales à laminations entrecroisées
30 (9,1)	Diamicton de galets de forme irrégulière pouvant atteindre près de 12 po. (30 cm) de diamètre et de lits discontinus et déformés d'argile sableuse, souvent fossilifère, ou de sable silteux dérivés de sédiments prodeltaïques ou estuariens; ces sédiments sont enchassés dans une matrice grossièrement litée de sable moyen brun où l'on remarque souvent des structures de petits chenaux; origine deltaïque
	DISCORDANCE
36 (11,0)	Silt sableux gris un peu argileux prodeltaïque à stratifications horizontales plissoté asymétriquement vers le sud en surface; éch. 750709-1 (25% de sable, 61% de silt et 14% d'argile)
56 (17,1)	

SITE 750714-C (2,3)	CARTE 22 I/8 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. Saint-Jean (Pointe à Robin)	
ALTITUDE env. 40 pi.(12 m)	PHOTO AERIENNE Q-67806-1
PHOTO 75-4-27 et 28	^{14}C -
MATERIAU Sable et gravier fluviaux sur sable prodeltaïque et argile marine	

EPAISSEUR pi. (m) — LITHOSTRATIGRAPHIE

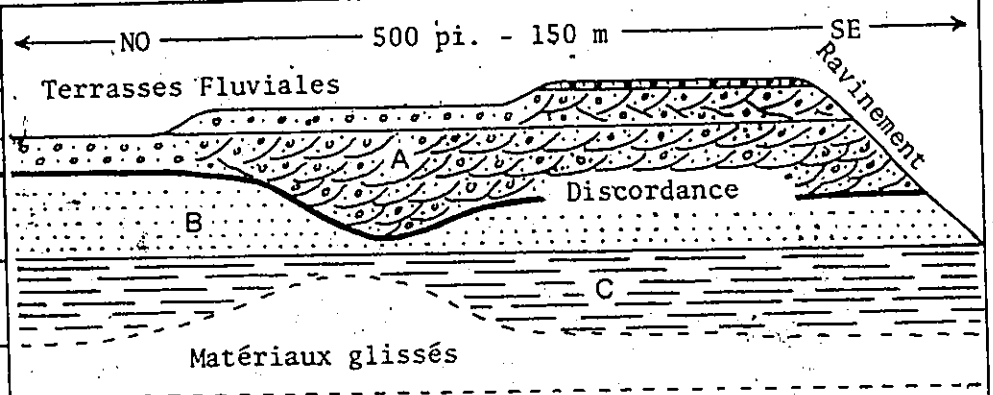
0

5 (1,5)

8 (2,4)

18 (5,5)

28 (8,5)



A - Sable et gravier bruns fluviaux de 3 à 15 pi (0,9-4,6 m) d'épaisseur à stratifications entrecroisées et généralement horizontales en surface; éch. 750714-2 (80% de sable moyen à grossier et 20% de gravier); discordance avec les sédiments sousjacents souvent en forme de chenaux

B - Sable fin gris prodeltaïque de 5 à 10 pi. (1,5-3m) d'épaisseur et stratifié horizontalement; éch. 750714-3 (98% de sable et 2% de silt)

C - Argile grise marine légèrement litée

N.B. A l'ouest du site 750715-D

SITE 750715-C (2,3,4)	CARTE 22 I/8 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. Saint-Jean (rive ouest): amont de la route 138	
ALTITUDE 150 pi.(46 m)	PHOTO AERIENNE 0-67806-72
PHOTO 75-11-7	^{14}C
MATERIAU Sable et gravier littoraux sur sable deltaïque et sur sable, silt et argile prodeltaïque	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable moyen brun littoral interstratifié horizontalement avec des sables et graviers vers la base; éch. 750715-2 (100% de sable moyen avec un peu de sable grossier et fin)
6 (1,8)	Sable fin à grossier brun deltaïque stratifié horizontalement avec un léger pendage de 1° à 2° vers le sud
38 (11,6)	DISCORDANCE Silt sableux gris prodeltaïque compact et plissoté symétriquement avec épaisseur variable d'une même strate et longueur d'onde métrique
44 (13,4)	Silt sableux gris prodeltaïque interstratifié avec des strates de sable fin argileux de 0,25 à 0,5 po. (0,6-1, 3cm) d'épaisseur; éch. 750715-3 (33% de sable, 56% de silt et 11% d'argile)
59 (18,0)	Même texture et structure que l'unité sus-jacent mais plus compact et plissoté symétriquement
60 (18,3)	Silt, sable et argile gris prodeltaïques un peu fossilifères à la base et interstratifiés horizontalement en strates d'un pouce (2,5cm) d'épaisseur en moyenne;décroissance granulométrique générale vers la base; éch. 750715-4 prélevé vers 75 pi. (23 m) de profondeur (28% de sable fin, 59% de silt et 13% d'argile)
120 (36,6)	Matériaux glissés
140 (42,7)	
145 (44,2)	Niveau d'eau

N.B. Au nord du site 650813-1

SITE 750715-D (5)	CARTE 22 I/8 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. Saint-Jean (rive est): route 138	
ALTITUDE 60 pi.(18 m)	PHOTO AERIENNE Q-67806-1
PHOTO 75-5-5 et 6	^{14}C
MATERIAU Sable et gravier deltaïques sur silt prodeltaïque	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable moyen à grossier brun deltaïque à stratifications entrecroisées
10 (3,0)	Gravier fin à grossier brun deltaïque à larges stratifications entrecroisées avec un peu de sable moyen à grossier
20 (6,1)	Sable fin à grossier deltaïque, avec un peu de gravier fin gris à gris-brun, à stratifications horizontales plus ou moins continues et plissées où s'intercalent des strates d'un diamicton de blocs et de nodules de sédiments fins prodeltaïques ou estuariens de forme irrégulière dans une matrice de sable fin à grossier
40 (12,2)	Silt sableux gris prodeltaïque interstratifié horizontalement avec des strates de moins de 0,5 po (1,3cm) de sable fin à moyen; éch. 750715-5 (34% de sable et 58% de silt et d'argile)
55 (16,8)	

N.B. Au sud du site 650813-1

SITE 750731-A (1 à 9)	CARTE 22 I/6 est
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. (grande) Manitou: estuaire en aval route 138	
ALTITUDE 175 pi.(53 m)	PHOTO AERIENNE Q-67806-207
PHOTO 75-7-27 et 75-10-17	^{14}C -
MATERIAU Sable et gravier littoraux sur sable et silt deltaïques et prodeltaïques	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable moyen à fin brun littoral stratifié horizontalement avec laminations obliques; éch. 750731-1 (100% de sable)
8 (2,4)	Sable et gravier bruns littoraux stratifiés horizontalement; le gravier a un diamètre maximal de 10 po. (25,4 cm), éch. 750731-2 (44% de gravier, 55% de sable et 1% de silt)
12 (3,7)	Sable moyen à fin brun-gris deltaïque et pratiquement homogène; éch. 750731-3 (3% de gravier, 96% de sable et 1% de silt)
42 (12,8)	Sable silteux gris deltaïque interstratifié horizontalement avec du sable fin à moyen; les strates font de 0,5 à 6 po. (1,3 - 15,2 cm) d'épaisseur; éch. 750731-4 dans le sable silteux (54% de sable, 37% de silt et 9% d'argile) et éch. 750731-5 dans le sable (96% de sable et 4% de silt)
48 (14,6)	Silt argileux et sable très fin gris prodeltaïques interstratifiés sub-horizontalement en strates de 1 à 2 po. (2,5 à 5,1 cm) d'épaisseur avec passées de ferro-magnésiens noirs; décroissance granulométrique vers la base; éch. 750731-6 prélevé vers 55 pi. (16,8 m): 39% de sable fin, 48% de silt et 13% d'argile; éch. 750731-7 prélevé vers 105 pi. (32 m): 17% de sable fin, 65% de silt et 18% d'argile; éch. 750731-8 prélevé vers 130 pi. (40 m): 15% de sable fin, 60% de silt et 25% d'argile
144 (43,9)	DISCORDANCE Silt sableux gris fossilifère prodeltaïque avec passées de ferro-magnésiens noirs stratifié en lits minces mais pouvant parfois atteindre près de 2pi.(0,6 m) d'épaisseur et à pendages de 19° à 21° vers le SE selon la topographie du substratum rocheux; éch. 750731-9 (27% de sable, 63% de silt et 10% d'argile)
160 (48,8)	Substratum rocheux

SITE 750809-B (2,3,3A)	CARTE 22 I/8 est
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Riv. Saint-Jean: amont confluence de la Chambers	
ALTITUDE env. 75 pi.(23 m)	PHOTO AERIENNE Q-67805-32
PHOTO 75-11-8 et 22; 77-9-1 à 5	^{14}C -
MATERIAU Sable et gravier fluviaux sur silt marin	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable moyen et gravier bruns fluviaux à stratifications horizontales
5 (1,5)	
env. 20 (6)	DISCORDANCE
	Silt sablo-argileux marin gris fossilifère à pseudo-stratifications gris-foncé et gris pâle; éch. 750809-2 (25% de sable, 56% de silt et 19% d'argile)
47 (14,3)	Présence d'une fissure de retrait verticale et rectiligne de direction N 85° E dont les lèvres écartées d'environ 7 po. (17,5 à 18,5 cm) s'emboîtent parfaitement, ce qui indique qu'il n'y a aucun déplacement tant horizontal que vertical. Elle est comblée de sable fin à moyen gris et parfois noirâtre odorant d'origine deltaïque probablement; éch. 750809-3 et 3A (98% de sable et 2% de silt et d'argile). Le sommet de la fissure se situe au contact discordant avec les sédiments fluviaux sus-jacents. A cet endroit la fissure possède un bouchon de silt sablo-argileux de près de 2,5 pi. (0,8 m) d'épaisseur avec présence de graviers fluviaux. La fissure s'est donc formée avant la mise en place des sédiments fluviaux.

SITE 750819-A' (1,2)	CARTE 22 I/6 ouest
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Anse de Glaise (est de la riv. Tortue)	
ALTITUDE 150 pi.(46 m)	PHOTO AERIENNE Q-67800-202
PHOTO -	^{14}C -
MATERIAU Sable littoral sur sable et gravier deltaïque et sur silt marin	

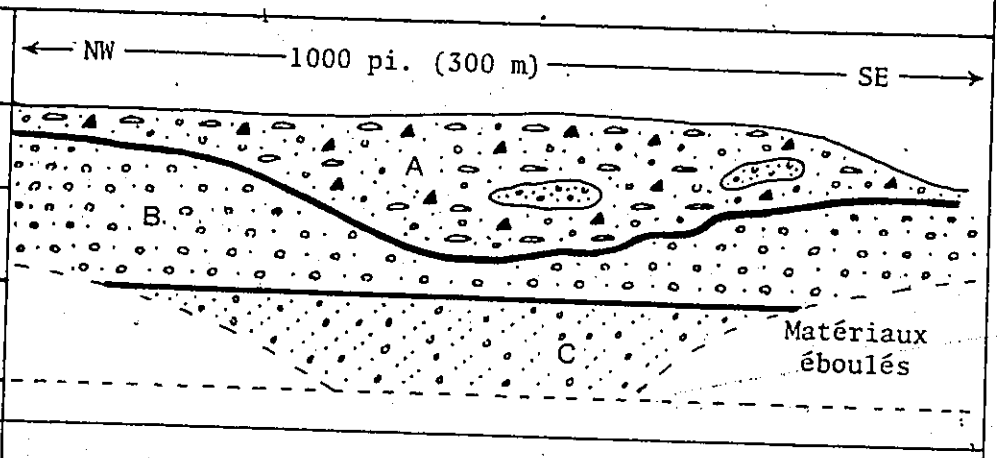
EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable moyen brun littoral à stratifications horizontales et avec passées de gravier fin à moyen; présence d'une cuirasse ferrugineuse
3-4 (0,9-1,2)	DISCORDANCE Poche de gravier fin à grossier deltaïque grossièrement stratifié avec du sable fin à moyen
7-12 (2,1 - 3,7)	DISCORDANCE Silt sableux gris lité horizontalement
10-16 (3,0 - 4,9)	Interstratifications horizontales deltaïques de sable fin à grossier gris-brun et d'un diamicton de galets d'argile silteuse et de sable fin avec quelques graviers fins à moyens dans une matrice de sable moyen; les strates ont environ 1 à 2 pi. (0,3 à 0,6 m) d'épaisseur et celles formées de diamicton s'espacent et s'amincissent vers le sommet à mesure que les stratifications entrecroisées intercalaires deviennent plus nettes; éch. 750819-2 de la matrice (98% de sable et 2% de silt)
73-94 (22,3-28,7)	DISCORDANCE Silt argileux gris marin fossilifère légèrement stratifié avec quelques strates de sable fin d'environ 1,5 po. (3,8cm) d'épaisseur de pendage de 2,5° vers le sud; éch. 750819-1 (8% de sable fin, 68% de silt et 24% d'argile)
108-146 (32,9-44,5)	

SITE 760718-D (4,5)	CARTE 22 I/11 est
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Lac Brézel (lac Côté) : nord	
ALTITUDE env. 480 pi. (146 m)	PHOTO AERIENNE Q-67803-64
PHOTO 76-8-28 à 35	^{14}C
MATERIAU Sable et silt fluvio-lacustres	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sol
2.5 (0.8)	Silt gris feuilleté avec lentilles de sable fin à structures entrecroisées centimétriques; cuirasse ferrugineuse d'au moins 1,22 m; les strates de silt sont souvent légèrement plissées.
3 (0.9)	Sable moyen à fin gris-jaune à stratifications entrecroisées centimétriques et même horizontales; présence de chenaux et de laminations de ferro-magnésiens; éch. 760718-4: 99% de sable et 1% de silt
4.5 (1.4)	DISCORDANCE Silt gris feuilleté avec lentilles de sable fin à structures entrecroisées centimétriques; les strates de silt sont légèrement déformées; éch. 760718-5: 97% de silt et 2% de sable fin et 1% d'argile
5.5 (1.7)	Sable moyen à grossier gris-jaune à stratifications entrecroisées centimétriques
6 (1.8)	Cette formation est donc rythmée

SITE 760819-A	CARTE 22 I/10 ouest
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Rivière Sheldrake - Est	
ALTITUDE 430 pi. (13 1 m)	PHOTO AERIENNE Q-67803-195
PHOTO 76-22-8 à 19 et 76-23-7	^{14}C -
MATERIAU Gravier, galets et blocs fluvioglaciaires sur sable et gravier deltaïques	

EPAISSEUR pi. (m) — LITHOSTRATIGRAPHIE



0

10 (3.0)

20 (6.1)

30 (9.1)

0

3-15 (0.9 - 4.6)

20 (6.1)

30 (9.1)

(A) Galets et blocs sub-arrondis à sub-anguleux de diamètre pouvant atteindre 1 pi. (0.3 m) dans une matrice brune de sable et gravier grossièrement lités horizontalement et renfermant quelques poches de sable et gravier fin de forme irrégulière de moins d'un mètre de diamètre en discordance et probablement apportés gelés; séquence fluvioglaciaire terminale dans un grand chenal

DISCORDANCE

(B) Gravier grossier brun bien à peu stratifié horizontalement d'origine deltaïque

DISCORDANCE

(C) Sable brun et quelques graviers fins deltaïques avec des pendages de 25° à 30° vers le SO; delta fluvioglaciaire

SITE DREDGE & THOM (1976)	CARTE 22 J/8 est
GEOGR. 66°01'50" - 50°16'15" -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Rivière Moisie: amont pont route 138	
ALTITUDE 125 pi.(38 m)	PHOTO AERIENNE Q-65336-83
PHOTO _	^{14}C GSC-1482 et GSC-1522
MATERIAU Sable et gravier deltaïques sur sable et silt prodeltaïques et sur silt marin	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	Glissement de 1966
0	
env. 11(3,5)	Sable et gravier deltaïques à stratifications entrecroisées à pendage vers le SE: 14% de gravier et 86% de sable
	Interstratifications très déformées horizontales de 0,8 à 2 po. (2-5 cm) d'épaisseur de sable et de sable silteux d'origine deltaïque
env. 24(7,3)	DISCORDANCE
	Sable et silt sableux avec structures de charge ou de fluage en volutes d'origine prodeltaïques
env. 34(10,5)	
	Interstratifications horizontales prodeltaïques de sable, sables silteux et silt sableux de 0,8 à 2 po. (2-5 cm) d'épaisseur avec un pendage de 1° à 3° vers le sud; les strates de sable peuvent contenir du bois et d'autres fragments organiques; la datation GSC-1482 (6380 ± 150) sur du bois a été faite vers 20,5 m; éch.: 1% de gravier, 92% de sable et 7% de silt et d'argile (base), et 100% de sable ou bien 72% de sable et 28% de silt et d'argile vers le sommet
env. 77-89 (23,7 - 27)	
	DISCORDANCE D'EROSION
	Silt et silt argileux gris marin fossilifère; la datation GSC-1522 (7060 ± 190) a été faite vers 30 m.
98 (30)	

SITE GD-750627-2 (a,b,c)	**CARTE** 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	**UTM**
LOCALISATION Riv. Matamek: confluence avec la Tchinicamau	
ALTITUDE env. 450 pi.(137 m)	**PHOTO AERIENNE** Q-65309-136
PHOTO 76-5-1 et 2; 77-13-13 et 14	^{14}C
MATERIAU Sable et gravier fluvioglaciaires sur silt lacustre	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Sable moyen à grossier fluvio-glaciaire stratifié horizontalement par lits d'environ 6 po. (15 cm) d'épaisseur
2 (0,6)	Gravier émoussé parfois grossier et sable grossier à moyen fluvioglaciaires à stratifications horizontales; éch. GD-750627-2a (72% de gravier et 28% de sable)
5 (1,5)	Sable silteux à stratifications horizontales ou entrecroisées vers le sommet d'origine fluvioglaciaire mais "infiltré" de sédiments lacustres; éch. GD-750627-2b (74% de sable, 22% d'argile et 1% de gravier)
7 (2,1)	DISCORDANCE Silt argileux lacustre très compact varvé, à débit parallélépipédique et à léger pendage vers l'aval avec présence de lits de sable fin ou nettement argileux; les varves sommitales passent insensiblement à des varves basculées jusqu'à 30° vers la base avec micro-failles et failles à rejet de 6 à 12 po. (15 à 30 cm) sûrement résultat d'une sédimentation initiale sur culot de glace; présence occasionnelle de petits graviers; éch. GD-750627-2 (2% de gravier, 14% de sable, 79% de silt et 5% d'argile); éch. GD-750627-2c (3% de sable fin, 61% de silt et 36% d'argile)
27 (8,2)	

SITE GD-750628-1 (b,c,d,e)	CARTE 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. Matamek: aval confluence avec la Tchinicamau	
ALTITUDE env. 450 pi.(137 m)	PHOTO AERIENNE Q-65309-136
PHOTO -	^{14}C -
MATERIAU Sable et gravier fluvioglaciaires	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	Coupe détaillée d'un épandage fluvioglaciaire
0	Sable grossier à stratifications entrecroisées en berceau et présence d'une cuirasse ferrugineuse; éch. GD-750628-1b (5% de gravier, 94% de sable et 1% de silt)
2 (0,6)	Gravier très émoussé à stratifications horizontales; présence d'une cuirasse ferrugineuse
3,3 (1,0)	Sable grossier et gravier fin à stratifications sub-horizontales; quelques graviers pouvant atteindre un diamètre de 1 à 2 po. (2,5 - 5 cm)
3,5 (1,1)	Gravier très émoussé à stratifications sub-horizontales à pendage vers le sud
4,0 (1,2)	Sable moyen à fin à stratifications entrecroisées en biseau avec laminations de 14° à 20° vers le sud
4,2 (1,3)	Gravier émoussé à stratifications horizontales
4,5 (1,4)	Sable moyen à stratifications sub-horizontales de 2° à 5° vers l'ouest
6,2 (1,9)	Sable fin à moyen silteux à stratifications sub-horizontales de 2° à 5° vers l'ouest; éch. GD-750628-1c (81% de sable, 17% de silt et 2% d'argile)
8,2 (2,5)	Alternance de stratifications sub-horizontales de sable grossier et de sable moyen avec un pendage moyen de 6° vers l'ouest; éch. GD-750628-1d (3% de gravier, 95% de sable et 2% de silt)
12,0 (3,7)	Sable fin à moyen silteux finement stratifié horizontalement; éch. GD-750628-1e (77% de sable, 20% de silt et 3% d'argile)
13,1 (4,0)	Sable moyen à stratifications sub-horizontales vers l'ouest
14,6 (4.4)	

(suite page suivante)

SITE GD-750628-1 (b,c,d,e) (suite)	CARTE
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION	
ALTITUDE pi.(m)	PHOTO AERIENNE
PHOTO	^{14}C
MATERIAU	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
14,6 (4,4)	Sable fin stratifié sub-horizontalement de 2^{o} à 4^{o} de pendage ouest avec fines laminations de ferro-magnésiens noirs
16,6 (5,0)	Sable moyen avec passées de sable grossier à stratifications horizontales
19,6 (5,9)	

SITE GD-750808-2 (a,b,c)	CARTE 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Riv. Matamek: amont confluence avec Tchinicamau	
ALTITUDE env. 450 pi.(137 m)	PHOTO AERIENNE Q-65342-92
PHOTO 76-4-28 et 29	^{14}C -
MATERIAU Gravier et galets juxtaglaciaires sur till	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Coupe éponyme du système morainique de Manitou-Matamek Blocs délaissés probablement par le délavage lors du déversement des eaux retenues derrière la moraine
6 (1,8)	Gravier et galets juxtaglaciaires généralement anguleux à matrice de sable grossier et de petits graviers, les galets sont parfois alignés ce qui donne un aspect stratifié horizontalement; éch. GD-750808-2a (87% de gravier, 12% de sable et 1% de silt)
8 (2,4)	Petits graviers juxtaglaciaires très compacts; éch. GD-750808-2b (93% de gravier et 7% de sable) DISCORDANCE
13 (4,0)	Till formé d'un diamicton de sable moyen à grossier avec des graviers et galets anguleux d'un maximum de 3 à 4 po. (7,6 - 10,2 cm) de diamètre; éch. GD-750808-2c (27% de gravier et 73% de sable)

SITE GD-750808-6 (a,b,c,d)	CARTE 22 I/5 ouest
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION Riv. Matamek: amont confluence avec Tchinicamau	
ALTITUDE env. 450 pi.(137 m)	PHOTO AERIENNE Q-65342-92
PHOTO 76-4-32 et 33; 76-12-24 et 77-13-6 à 12	^{14}C -
MATERIAU Sable et gravier fluvioglaciaires sur sable lacustre	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	Delta fluvioglaciaire
0	
	Gravier à matrice de sable grossier et de gravier fin avec un maximum de 3 po. (7,6 cm) de diamètre et sans stratification apparente
2 (0,6)	
	Sable un peu graveleux sans stratification apparente; éch. GD-750808-6a (13% de gravier, 86% de sable et 1% de silt)
6 (1,8)	
	Gravier compact à stratifications horizontales
8 (2,4)	
	Sable fin à moyen avec passées de gravier et à stratifications entrecroisées en berceau; éch. GD-750808-6b (7% de gravier, 92% de sable et 1% de silt)
12 (3,7)	DISCORDANCE
	Sable à stratifications obliques de 26° à 33° vers le sud; éch. GD-750808-6c (7% de gravier, 92% de sable et 1% de silt); delta fluvioglaciaire dans un lac
18 (5,5)	DISCORDANCE
	Sable fin à passées silteuses et à stratifications sub-horizontales lacustres; éch. GD-750808-6d (77% de sable, 20% de silt et 3% d'argile)
20 (6,1)	

SITE GD-750822-1 (b)	**CARTE** 22 J/8 est
GEOGR. 66°02'12" - 50°18'15" **-COORDONNEES-** 710300E - 5576350N **UTM**	
LOCALISATION Riv. aux Rats-Musqués	
ALTITUDE 135 pi. (41 m)	**PHOTO AERIENNE** Q-65321-126
PHOTO 75-15-0	**^{14}C** QU-449 (7440 ± 130)
MATERIAU Sable et galets fluviaux sur sable glacio-marin	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
0	Galets sub-anguleux fluviaux dans une matrice de sable moyen à fin brunâtre à jaune et à stratifications horizontales: le diamètre maximal des galets est de 3 à 4 po. (7,6 - 10,2 cm)
7 (2,1)	DISCORDANCE
	Silt verdâtre fossilifère probablement marin
8 (2,4)	Sable silteux un peu argileux bleuâtre compact et fossilifère glacio-marin avec présence de lentilles de sédiments plus grossiers et de cailloux anguleux striés d'origine glaciaire; au sommet il y a un pavage de galets anguleux imbriqués dans les silts où sont piégés des coquillages; la proportion de galets diminue en profondeur; éch. GD-750822-1b (56% de sable, 32% de silt et 12% d'argile)
11 (3,4)	

N.B. Echantillon fossilifère prélevé à 11 pi. (3,4 m): Mya truncata et Hiatella arctica avec Mya arenaria et Macoma calcarea

SITE GD-750823-1 (a,d,g,h,i)	CARTE 22 J/8 est
GEOGR. 66°01'44" - 50°16'14" -COORDONNEES- 711700E - 5572650N UTM	
LOCALISATION Riv. Moisie: amont pont route 138	
ALTITUDE env. 128 pi.(39 m)	PHOTO AERIENNE Q-65336-83
PHOTO 75-13-0 à 30	^{14}C QU-450 (6900 ± 140)
MATERIAU Sable et gravier deltaïques sur sable et silt prodeltaïques et sur silt marin	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	Glissement de 1966
0	Sable brun deltaïque grossier à moyen et gravier fin à stratifications horizontales; présence de quelques graviers dont le diamètre maximal est de 2 po. (5,1 cm); éch. GD-750823-1i (10% de gravier et 90% de sable)
26 (7,9)	Silt sableux verdâtre interstratifié horizontalement ou subhorizontalement (pendages de 2° à 8° vers le sud) avec sable fin à grossier brunâtre et d'origine prodeltaïque; les strates de sable font 20 po. (51 cm) d'épaisseur au sommet et les strates de silt font 12 po. (31 cm) mais, à la base, cette proportion est inversée; éch. GD-750823-1h (100% de sable) et GD-750823-1g (32% de sable, 63% de silt et 5% d'argile)
64 (19,5)	Silt sableux bleu foncé à gris très compact et fossilifère marin et présence de lentilles de silt argileux; quelques stratifications à peine décelables; éch. GD-750823-1a vers le sommet (35% de sable fin à moyen, 60% de silt et 5% d'argile); éch. GD-750823-1d vers le centre (4% de sable, 77% de silt et 19% d'argile)
98 (29,9)	

N.B. Echantillon fossilifère prélevé vers 88 pi. (26,8 m): Mya truncata, Clinocardium nuttali, Serripes groenlandicus

SITE GD-760730-1	CARTE 22 I/5 ouest.
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION. Rivière Matamek (lac LO_2)	
ALTITUDE env. 825 pi. (250 m)	PHOTO AERIENNE Q-65342-92
PHOTO 76-10-1 à 30 - 75-14-0 à 10	^{14}C -
MATERIAU Blocs morainiques	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	Moraine Manitou-Matamek
0	Blocs morainiques sans matrice; fréquent tapis de mousses et lichens qui recouvre la surface; le diamètre des blocs est 3 à 8 pi. (0,9 - 2,4 m) et parfois jusqu'à 11 pi. (3,4 m); ces blocs anguleux à sub-arrondis sont d'origine locale: 42% de granite, 38% de diorite micacée et 20% de gneiss à biotite granitique
30 (9.1)	Substratum rocheux

SITE GD-770720-1	**CARTE** 22 J/8 est
GEOGR.	**-COORDONNEES-** **UTM**
LOCALISATION Rivière Moisie: sud route 138 vers Matamek	
ALTITUDE 125 pi.(38 m)	**PHOTO AERIENNE** Q-65336-82
PHOTO 77-11-1 à 6; 77-12-3 à 6	^{14}C -
MATERIAU Sable littoral sur sable et gravier deltaïques	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	N.B. Coupe de détail des sédiments deltaïques.
0	Sable grossier à moyen littoral stratifié sub-horizontalement avec laminations de ferro-magnésiens noirs pouvant représenter de véritables strates de près de 0,5 po. (1,3 cm) d'épaisseur; éch. GD-770720-1 (100 % de sable)
9 (2,7)	Sable grossier et gravillons deltaïques avec quelques graviers d'un diamètre maximal de 1 po. (2,5 cm) à stratifications entrecroisées contenant des laminations inclinées vers le sud
8 - 9 po (20 - 23 cm)	
18 po. (46 cm)	Larges stratifications entrecroisées de sable grossier à moyen avec quelques graviers contenant des laminations inclinées vers le sud
11 po. (28 cm)	Sable moyen avec passées de petits graviers et de sable grossier à stratifications sub-horizontales sans lamination de ferro-magnésiens
10 po. (25 cm)	Petits graviers émoussés d'un diamètre maximal de 1 po. (2,5 cm) à matrice de sable grossier en petites stratifications entrecroisées contenant des laminations obliques
8 po. (20 cm)	Sable moyen à grossier avec quelques petits graviers à stratifications horizontales contenant des laminations entrecroisées
12 po. (30 cm)	Lits frontaux de 22 à 30° de sable avec granoclassement des éléments grossiers vers la base où se trouvent même des graviers

(suite à la page suivante)

SITE GD-770720-1 (suite)	CARTE
GEOGR. -COORDONNEES- UTM	
LOCALISATION	
ALTITUDE pi.(m)	PHOTO AERIENNE
PHOTO	^{14}C
MATERIAU	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
27 po. (69 cm)	Sable moyen à stratifications entrecroisées peu prononcées et à laminations de ferro-magnésiens noirs
6 po. (15 cm)	Horizon induré rouille de sable grossier à moyen sous forme de rides de courant d'une longueur d'onde de 11 po. (28 cm) et d'une amplitude maximale de 5,5 po. (15 cm)
14 po. (36 cm)	Sable grossier à moyen à stratifications entrecroisées
36 po. (91 cm)	Sable moyen à fin à stratifications horizontales avec beaucoup de rides de courant; probablement le début de la transition avec les sédiments prodeltaïques
21,5 (6,6)	

SITE RC-1	CARTE 22I/8 est
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Longue-Pointe-de-Mingan (vers Saint-Jean)	
ALTITUDE 20 pi.(6 m)	PHOTO AERIENNE Q-67800-170
PHOTO -	^{14}C -
MATERIAU Sable littoral et deltaïque sur sable fin prodeltaïque	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	Forage de Olivier Iron & Steel Corp. Ltd. (M,R.N.Q., GM-5301)
0	
10 (3.0)	Sable moyen brun un peu graveleux probablement littoral
20 (6.1)	Sable grossier brun un peu graveleux deltaïque
30 (9.1)	Sable moyen à grossier brun deltaïque
40 (12.2)	Sable moyen brun deltaïque
60 (18.3)	Sable moyen brun-gris un peu graveleux deltaïque
70 (21.3)	Sable moyen à fin gris deltaïque ou prodeltaïque
100 (30.5)	Sable fin à très fin gris prodeltaïque compact en dessous de 90 pi. (27.4 m)
130 (39.6)	Sable fin à très fin gris généralement compact et silteux prodeltaïque
140 (42.7)	Sable fin gris compact prodeltaïque
144 (43.9)	Sable très fin gris compact un peu silteux marin

SITE TREMBLAY (1975)	CARTE 22 J/8 est
GEOGR. -COORDONNEES-	UTM
LOCALISATION Riv. Moisie: aval pont QNS & L	
ALTITUDE env. 170 pi.(52 m)	PHOTO AERIENNE
PHOTO	^{14}C QU-215 (8790 ± 220)
MATERIAU Sable, gravier et blocs glacio-marins, fluvioglaciaires et glaciaires	

EPAISSEUR pi. (m)	LITHOSTRATIGRAPHIE
	Moraine du lac Daigle
0	Sable moyen à grossier avec de nombreux cailloux anguleux et quelques blocs; aucune stratification visible dans ce dépôt compact et calcareux; concentration de cailloux à la base (till)
2 (0,6)	Sable moyen à grossier, silteux et très compact avec des cailloux et quelques blocs mais sans stratification visible; présence de quelques minces lits de sable fin silteux; micro-failles en échelon et fragments de Balanus (glacio-marin)
7 (2,1)	Sable fin silteux stratifié fluvioglaciaire avec lits frontaux inclinés de 20 à 25° vers le sud et présence de micro-failles avec rejet vertical de quelques millimètres
18 (5,5)	Sable silteux compact avec cailloux anguleux à sub-anguleux et occasionnellement des blocs, non stratifié et fissile; des surfaces planes plongent vers l'amont (till)
22 (6,7)	Sable fin stratifié avec de nombreuses déformations et micro-failles; les lits sont inclinés de 48° pratiquement vers le nord; nombreux fragments de Balanus (glacio-marin)
26 (7,9)	Till brun compact
36 (11,0)	

APPENDICE III

LISTE DES DATATIONS ^{14}C DE LA CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

HAUTE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
50	15	30-37	9-11	3150 ± 130	Univ. of Manitoba	LOUGEE (1976)	Baie Ste-Catherine	69°43'25" 48°06'10"	Bois	Argile, silt, sable et gravier	Troncs prélevés à la base de 4,3m de sédiments fluviaux en discordance sur plus de 9,1 m d'argile marine et surmontés de 1,8 m de sable éolien. Âge minimum du plan d'eau.
≥50	≥15	50	15	8890 ± 150	GSC-1746	GADD	Baie-Comeau	68°10' 49°12'	Coquillages	Silts marins	Hemithyris psittacea dans des sédiments marins surmontant du till et roc; autres espèces identifiées sur le site: Mya truncata, Mya pseudoarenaria, Mytilus edulis, Macoma calcarea, Clinocardium ciliatum et Balanus sp.; représente probablement une phase de submersion relativement chaude et de forte salinité.
131-148	40-45	130	40	8280 ± 80	GSC-1856	DREDGE	Rivière-Pentecôte	67°10'20" 49°46'50"	Coquillages en position de vie	Sable deltaïque (topset)	Mesodesma deaurata; date un plan d'eau entre 40 et 45m selon L.D.
200	60	200	60	9600 ± 130	QU-573	DUBOIS	Rivière des Anglais	68°09'45" 49°17'25"	Coquillages en banc	Coquillages et un peu de sable littoral	Fragments de Buccinum tenue, Hiatella arctica, Natica clausa, Mytilus edulis, Chlamys islandicus et Mya truncata; âge minimum de la terrasse littorale de 60m constituée de plus de 2m de coquillages.
200	60	200	60	9280 ± 140	GSC-1565	DIONNE	Baie-Comeau	68°11'40" 49°13'00"	Coquillages	Argile marine	Balanus sp. près du sommet d'une terrasse marine à 60m d'altitude; date se rapprochant plus de I-3868 que de QU-573; âge du plan d'eau.
>200	>60	200	60	10,000 ± 170	QU-73	RONDOT(1974)	Baie-St-Paul	70°30' 47°29'	Coquillages	?	Hiatella arctica; âge du plan d'eau à cette altitude et date minimum de déglaciation de cette région. Une composition isotopique de +0,5 pour $\delta^{18}O$ indique une salinité moyenne et donc une position moyennement profonde (Hillaire-Marcel, 1977)
>210	>63,2	210	63,2	9150 ± 150	I-3868	SAUVÉ & LASALLE (1968)	Barrage Manic-2	68°21' 49°19'	Coquillages	Argile marine	Balanus sp. prélevés dans des sédiments marins stratigraphiquement moins élevés en altitude que les sédiments fluvio-glaciaires de la région du barrage; âge d'un plan d'eau vers...?

HAUTE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
250	76	245	75	9970 ±130	QU-574	DUBOIS	Rivière des Anglais	68°09'20" 49°19'15"	Coquillages en banc	Coquillages et un peu de sable littoral	Balanus balanus, Mya truncata et fragments de Buccinum tenue, Hiatella arctica, Chlamys islandicus, Natica clausa, Macoma balthica, Astarte montagui striata et Hemithyris psittacea; âge minimum de la terrasse littorale de 76m constituée de plus de 5m de coquillages surmontés de moins d'un demi mètre de sable littoral; âge minimum de déglaciation de la région et de formation de fentes de gel et de cryoturbation sur cette terrasse.
		275	83	10400 ± 150	I-5922	DIONNE	Sacré-Coeur	69°43'35" 48°11'50"	Coquillages en position de vie	Argile et sable stratifiés	Macoma balthica.
325	100	300	90	9820 ±150	GSC-1500	DIONNE	Tadoussac	69°42'02" 48°10'50"	Coquillages	Argile et sable fin stratifiés	Balanus hameri; l'échantillon contient aussi Macoma balthica, Macoma calcarea, Hiatella arctica Portlandia arctica, Mya truncata, Serripes groenlandicus et Chlamys islandicus; date semblable à GX-1497 (9930 ± 190) à 101m d'altitude à Ruisseau-Gervais dans le haut Saguenay où le plan d'eau était le même (DIONNE, 1977).
		1350	410	11050 ±460	QU-55	RICHARD	Lac Mimi (La Malbaie)	70°22'35" 47°29'50"	Matières organiques	Sédiments lacustres	Age minimum de déglaciation de la région; selon RICHARD (1976) il y a eu une végétation de toundra jusque vers 10 000 B.P. Cette date étant au sud de la moraine de St-Narcisse, cette dernière est nécessairement plus jeune.
											N.B. Selon DIONNE (1977), la limite marine maximale se situait vers 190m avant la récurrence de Saint-Narcisse à Baie St-Paul et elle se situe à 150m depuis entre 140 et 150 à Tadoussac et au moins à 105-110m à Baie-Comeau.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
-	-	33	10	310 ±70	QU-237	CHEVRIER	Riv. au Bouleau	65°31'07" 50°17'03"	Charbon de bois	Sable littoral	Site EbDj-2: échantillon provenant de l'humus; charbon de bois probablement relié à l'occupation euro-canadienne récente et dont date compatible mais non reliée à un plan d'eau.
15-25	5-8	33	10	935 ±85	S-730 (NMC-570)	SOMCYNSKY et CHEVRIER	"	"	"	"	Site EbDj-2; datations acceptables pour le niveau B de ce site qui peut être relié à la phase terminale du Sylvicole moyen.
15-25	5-8	33	10	1280 ±170	QU-234	CHEVRIER	"	"	"	"	
15-25	5-8	33	10	1770 ±110	QU-114	CHEVRIER	"	"	"	"	
15-25	5-8	33	10	2870 ±180	QU-115	CHEVRIER	"	"	"	"	Site EbDj-2; datations estimées trop vieilles pour le niveau B par CHEVRIER (1977); on soupçonne une erreur quelconque surtout pour S-729.
15-25	5-8	33	10	3220 ±240	QU-116	CHEVRIER	"	"	"	"	
15-25	5-8	33	10	4980 ±210	S-729 (NMC-569)	SOMCYNSKY et CHEVRIER	"	"	"	"	
20-25	6-8	10	3	2450 ±105	QU-576	DUBOIS	Riv.-St.-Jean	64°21'53" 50°17'34"	Tronc d'arbre (Abies balsamea)	Sable et silt fluviaux	Tronc prélevé sur l'ancien lit de la rivière St-Jean sous 1 m de sable et silt fluviaux surmontés de 1 m de tourbe. Le plan d'eau minimal daté semble être la surface de 6 m et le plan d'eau maximal la terrasses de 8 m.
30?	9?	30	9	7840 ±110	GSC-2456	DREDGE	Sept-Iles	66°24'35" 50°13'35"	Coquillages	Sable littoral	Panonya arctica dans une flèche littorale; date trop vieille pour son altitude: coquillages plus vieux remaniés! On a aussi trouvé sur ce site des fragments de Ensis directus, Arctica islandica?, Mya pseudoarenaria et des valves de Mya truncata.
-	-	31	9	6790 ±120	QU-346	OUELLET	Lac Matamek	65°54'36" 50°21'38"	Matières organiques	Sédiments fins lacustres	Échantillon prélevé entre 930 et 968 cm par 100 m de profondeur d'eau; voir QU-321, QU-503 et QU-539.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
30-300	9,5-91	10	3	10230 ± 180	GIF-3770	DUBOIS	Riv.-à-la-Chaloupe	65°07'16" 50°17'15"	Coquillages en vrac	Sable fin silto-argileux estuarien	Fragments de coquillages prélevés à la base des sédiments estuariens et presqu'au toit des argiles marines sous 3,1 m de sable fin silto-argileux stratifié surmonté de 3,4 m de sable moyen littoral. Ces dates correspondent peut-être à un plan d'eau minimal de 9,5 m comme elles peuvent être reliées plus sûrement à la surface de delta de 91 m mais elles correspondent certainement au début de la sédimentation estuarienne et à l'âge minimum de déglacement à cet endroit. Selon Mme Délibrias du laboratoire de Gif, il n'y a pas de différence significative entre les deux dates, cependant GIF-4017 a été faite avec du meilleur matériel que GIF-3770, ce qui la rend peut-être plus fiable.
30-300	9,5-91	10	3	9630 ± 200	GIF-4017	DUBOIS et LANDRY	"	"	"	"	
<38	<12	38	12	1210 ± 80	QU-442	DUBOIS	Ile Nue (île Mingan)	64°07'56" 50°13'09"	Tourbe	Tourbe	Prélèvement à la base de la tourbe et au contact d'une levée de plage; âge minimum d'un plan d'eau un peu moins élevé; échantillon probablement contaminé et rajeuni par des radicelles.
<40	<12	40	12	870 ± 105	GX-5441	DUBOIS et RICHARD	Ile Nue (île Mingan)	64°07'56" 50°13'11"	Tourbe	Tourbe	Age minimum d'un plan d'eau un peu moins élevé; prélèvement à la base de la tourbe et au contact d'une levée de plage entre 57 et 61 cm de profondeur.
-	-	40	12	4990 ± 290	QU-503	OUELLET	Lac Matamek	65°54'36" 50°21'38"	Matières organiques	Sédiments fins lacustres	Echantillon prélevé entre 692 et 724 cm par 100 m de profondeur d'eau; cette date n'est pas acceptable selon OUELLET (plus jeune que QU-539) par ce qu'il y avait seulement 10% de la quantité carbone nécessaire et que, de plus, cet échantillon pourrait provenir de sédiments glissés.
-	-	44	13	4180 ± 180	QU-321	OUELLET	Lac Matamek	"	"	"	Echantillon prélevé entre 548 et 588 cm par 100 m de profondeur d'eau voir QU-346, QU-503 et QU-539.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE						LATITUDE	DATÉ		
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
-	-	48	15	5830 ±150	QU-539	OUELLET	Lac Matamek	65°54'36" 50°21'38"	Matières organiques	Sédiments fins lacustres	Echantillon prélevé entre 420 et 488 cm d'une carotte prise par 100 m de profondeur d'eau et au-dessus de QU-503; cette date indique un taux de sédimentation de moins d'un mm/an dans le plus bas fond du lac?
<50	<15	50	15	Mod.	QU-654	MARTEL et DUBOIS	Matamek	65°59'03" 50°16'54"	Matières organiques	Sable littoral	Horizon Bf_1, d'un podzol; échantillon contaminé.
60	18,5	55-65	17-20	1520 ± 70	GSC-1911	DREDGE	Sept-Iles	66°21'40" 50°13'20"	Os de baleine	Sable et gravier littoraux	Date trop jeune: os venant probablement d'un niveau plus bas lors d'une tempête ou transporté par l'homme.
<70	<21	70	21	160 ±100	QU-628	MARTEL et DUBOIS	Longue-Pointe-de-Mingan	64°08'40" 50°17'56"	Matières organiques	Sable littoral	Horizon Bf, d'un podzol; échantillon contaminé.
73-100	22-30	70	21	7570 ±380	QU-208	TREMBLAY	Pointe Noire	66°29'30" 50°09'12"	Coquillages	Sable silteux marin	Echantillon prélevé sous 1 m de sable et gravier littoraux; âge du plan d'eau minimal de 22 m et maximal de 30 m.
<75	<23	75	23	2920 ± 90	QU-443	DUBOIS	Ile Nue (île Mingan)	64°07'40" 50°13'04"	Tourbe	Tourbe	Prélèvement à la base de la tourbe et au contact d'une levée de plage mais échantillon probablement rajeuni par la présence de radicelles; âge minimum d'un plan d'eau un peu moins élevé.
<75	<23	75	23	3455 ±155	GX-5442	DUBOIS et RICHARD	Ile Nue (île Mingan)	64°07'31" 50°12'56"	Tourbe	Tourbe	Age minimum d'un plan d'eau un peu moins élevé; prélèvement à la base de la tourbe et au contact d'une levée de plage entre 100 et 104 cm de profondeur.
75-100	23-30	15	5	7930 ±130	QU-469	DUBOIS et PARENT	Sheldrake	64°55'30" 50°16'36"	Coquillages	Silt et sable fin estuarien	Neptunea despecta tornata (partie de l'échantillon QU-470) prélevé sous 2 m de silt sableux et de sable fin stratifiés surmontés de 8 m de sables deltaïques qui forment une petite terrasse d'érosion fluviale; le plan d'eau le plus probable est la surface deltaïque de 30 m; poids de carbone de 2,5g alors qu'il aurait été préfé-

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.			LATITUDE	DATÉ		
											rable d'avoir 3,2 g.
75-100	23-30	15	5	8010 ±130	QU-470	DUBOIS et PARENT	Sheldrake	64°55'30" 50°16'36"	Coquillages	Silt et sable fin estuarien	Macoma calcarea, Hiatella arctica et Mya truncata; QU-469 et QU-470 sont conséquents et dateraient un plan d'eau minimum de 23 m et maximum de 30 m.
<80	<24	80	24	Mod.	QU-652	MARTEL et DUBOIS	Rivière Moisie	65°58'55" 50°17'03"	Matières organiques	Sable littoral	Horizon Bf1c d'un podzol au même site que QU-653; une erreur de manipulation n'a laissé que 0,415 g de carbone pour la datation.
<80	<24	80	24	400 ± 90	QU-653	"	"	"	"	"	Horizon Bf3c d'un podzol; temps minimum de formation d'un podzol; échantillon contaminé.
80-125	24-38	50	15	7080 ±140	QU-451	DUBOIS et DESMARAIS	Rivière Matamek	65°57'30" 50°17'35"	Coquillages	Silt argileux marin	Serripes groenlandicus, Chlamys islandicus et autres fragments prélevés sous 3 m de silt argileux surmonté de 4 m de sable fin et moyen stratifié d'origine estuarienne et de 3 m de sable et gravier deltaïques à remaniement littoral en surface; poids de carbone de 2,4 g alors qu'il aurait été préférable d'en avoir 3,2 g; âge minimum du plan d'eau estimé au minimum à 24 m et au maximum à 38 m.
80-125	24-38	45	14	6710 ±140	QU-192	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°05'06" 50°15'14"	Bois	Sable silteux deltaïque	Echantillon prélevé au même site que QU-211 à 10 m sous la surface, le plan d'eau minimum est donc de 24 m tandis que la surface de delta est à 38 m; c'est l'âge minimum de formation du delta de la Moisie similaire à QU-210 et QU-211 et conséquent avec QU-450.
80-125	24-38	45	14	6760 ±240	QU-211	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°05'06" 50°15'14"	Coquillages	Sable silteux deltaïque	Pecten islandicus (même site que QU-192) prélevé à 10 m sous la surface, le plan d'eau minimum est donc de 24 m tandis que la surface de delta est à 38 m; c'est l'âge minimum de formation du delta de la Moisie similaire à QU-192 et QU-210 et conséquent avec QU-450; le poids de carbone utilisé est de 1,64g et une quantité double de coquillages aurait été préférable.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
83-125	25-38	50	15	8100 ±170	QU-212	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°04'12" 50°15'30"	Coquillages	Argile marine	Macoma balthica et Pecten islandicus recueillis dans l'argile recouverte de 10 m de sables deltaïques; date un plan d'eau minimal de 25 m et maximal correspondant à la surface de delta de 38 m mais il est plus probable qu'il n'y ait pas de repère marin spécifique et que l'échantillon date le temps de sédimentation à cette altitude et à cet endroit.
≥82	≥25	75	23	8890 ±160	GIF-3768	DUBOIS	Pointe St-Charles	65°50'00" 50°16'40"	Coquillages en vrac	Argile silteuse	Fragments de Mya truncata, Macoma balthica et Hiatella arctica prélevés sous 0,5 m d'argile silteuse légèrement stratifiée surmontée de 1,5 m de sable estuarien; cette date correspond à un plan d'eau supérieur à 25 m mais elle correspondrait plus au temps de sédimentation vers cette altitude et à cet endroit.
100-150	30-46	35	11	8180 ±140	QU-472	DUBOIS et PARENT	Rivière Mingan	65°59'35" 50°19'25"	Coquillages	Sable fin et silt estuarien	Macoma calcarea prélevés sous 3 m de sable fin et de silt argileux stratifiés surmontés de 2 m de sédiments fluviatiles plaqués sur une terrasse de 15 m d'altitude entaillée dans la surface deltaïque de 30 m; mais cette date peut aussi être reliée à la surface deltaïque supérieure de 46 m; poids de carbone de 2,2 g alors qu'il aurait été préférable d'avoir 3,2 g.
≥120	≥36	120	36	10440 ±320	QU-206	TREMBLAY	Pointe Noire	66°29'12" 50°09'16"	Coquillages	Argile silteuse marine	Balanus sp.; date plus vieille que QU-209 même si elle est à une altitude plus basse; il est probable que ce site ne correspond pas à une limite marine spécifique et que ces coquillages qui ne sont pas en place aient subi un vieillissement isotopique. QU-722 est une redatation plus fiable de QU-206.
≥120	≥36	120	36	9430 ±490	QU-722	"	"	"	"	"	
<125	<38	125	38	420 ±120	QU-651	MARTEL et DUBOIS	Rivière Moisie	65°59'58" 50°16'44"	Matières organiques	Sable littoral	Horizon Bf, d'un podzol; temps minimum de formation d'un podzol; échantillon contaminé.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
125	38	56	17	6380 ±150	GSC-1482	THOM et DREDGE	Rivière Moisie	66°01'50" 50°16'15"	Bois de bouleau	Silt et sable deltaïques	Même site que GSC-1522; âge minimum de formation de delta de la Moisie et date concordante avec QU-450 à 12 m d'altitude; daterait un plan d'eau à 30 m selon L.DREDGE, mais l'altitude plus précise est 38 m.
125	38	50	15	6700 ±170	QU-210	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°04'36" 50°15'18"	Coquillages	Sable deltaïque	Age similaire à QU-192 et QU-211 pour dater la surface de delta de la Moisie à 38 m et c'est l'âge minimum de formation de ce delta; cette date est aussi conséquente avec QU-450.
125	38	25	8	7060 ±190	GSC-1522	THOM et DREDGE	Rivière Moisie	66°01'50" 50°16'15"	Coquillages	Silt argileux marin	Mya sp. et autres fragments prélevés dans des silts argileux mal lités sous GSC-1482; l'âge rapproché de GSC-1482 prélevé dans des sédiments deltaïques en discordance suggère un rapide passage du marin au deltaïque selon L. DREDGE. Cette date se rapporte peut-être à la surface de delta de 38 m malgré le fait que ce faciès marin ne correspond peut-être pas avec un repère marin spécifique.
128	39	40	12	6900 ±140	QU-450	DUBOIS et DESMARAIS	Rivière Moisie	66°01'44" 50°16'14"	Coquillages en place	Silt sableux marin	Mya truncata, Clinocardium nuttali et Serripes groenlandicus; échantillon prélevé sous 7,3m de silt sableux marin surmonté de 11,6 m de silt et sable estuarien et de 8 m de sable et gravier deltaïque; poids de carbone de 2,8 g alors qu'il aurait été préférable d'avoir 3,2 g; le plan d'eau daté est de 39 m.
≥128	≥39	125	38	7440 ±130	QU-449	DUBOIS et DESMARAIS	Riv. aux Rats-Musqués	66°02'12" 50°18'15"	Coquillages en place	Sable glacio-marin avec cailloux glaciels	Mya truncata et Hiatella arctica; prélevés sous 0,3 m de silt marin, surmonté de 2,1 m de sédiments fluviaux dans un sable glacio-marin; le plan d'eau daté est donc supérieur ou égal à 39 m; le poids de carbone utilisé est de 2,5 g alors qu'il aurait été préférable d'avoir 3,2g; dans ce site on a aussi trouvé Macoma calcarea et Mya pseudoarenaria ainsi que les foraminifères Elphidium clavatum et Elphidium incertum clavatum.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.			LATITUDE	DATÉ		
140-150	43-46	140	43	7670 ±140	GIF-3769	DUBOIS	Rivière Pigou	65°40'12" 50°16'55"	Coquillages	Silt sableux estuarien	Coquilles brisées d'une communauté littorale à Hemithyris psittacea avec Chlamys islandicus (parfois colonisé par Spirorbis), Mya truncata, Mya arenaria, Astarte Montagui warhami, Hiatella arctica, Balanus balanus, Macoma balthica, Buccinum tenue, Natica clausa et Zirfaea crispata prélevés sous 0,3 m de sable fin silteux bien stratifié et 0,7 m de matières organiques; le plan d'eau minimum est 43 m et maximum de 46 m.
<155	<47	155	47	Mod.	QU-629	MARTEL et DUBOIS	Longue-Pointe-de-Mingan	64°12'08" 50°18'07"	Matières organiques	Sable littoral	Horizon Bf_1 d'un podzol; 1,4 g de carbone alors que 3,2 g est souhaitable; échantillon contaminé.
155-200	47-60	150	46	8480 ±190	QU-207	TREMBLAY	Pointe Noire	66°28'36" 50°09'16"	Coquillages	Argile silteuse, sableuse et graveleuse marine	Balanus sp. prélevés à 1 m sous la surface; le plan d'eau minimal est donc de 47 m mais il est plus probable qu'il corresponde à la terrasse de 60 m.
167	51	165	50	7930 ±230	QU-203	TREMBLAY	Pointe Noire	66°30'15" 50°09'18"	Coquillages	Sable silteux graveleux et caillouteux littoral	Pecten islandicus, Mya truncata, Balanus sp., Macoma balthica et Mytilus edulis prélevés à 1 m sous la surface; cette date moyenne serait la plus juste pour le plan d'eau de 51 m puisqu'elle a été faite en partie sur des espèces littorales.
167	51	165	50	7540 ±220	QU-204	"	"	"	"	"	Pecten islandicus; même site que QU-203 et âges concordants.
167	51	165	50	8180 ±230	QU-205	"	"	"	"	"	Mya truncata; même site que QU-203 et QU-204 et âges concordants.
180	55	180	55	12940 ±180	GSC-89	BOLTON	Ile d'Anticosti	64°16'10" 49°50'20"	Coquillages	Sable et gravier stratifiés deltaïques	Hiatella arctica et Mya truncata; âge minimum de déglaciation et d'invasion marine; limite marine maximale à 76 m (BOLTON & LEE, 1960).

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
≥203?	≥62?	140	42	7630 ±280	QU-217	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°11'06" 50°21'30"	Coquillages	Argile et sable estuariens	Macoma balthica prélevés à 20 m sous la surface; ces coquillages dans un faciès d'eau profonde ne semblent pas dater convenablement la ligne de rivage supposée; un poids de carbone de 1,81 g a été utilisé alors que 3,25 g aurait été souhaitable.
<225	<69	225	69	Mod.	QU-630	MARTEL et DUBOIS	Rivière St-Jean	64°13'50" 50°19'28"	Matières organiques	Sable littoral	Horizon Bf_1 d'un podzol; échantillon contaminé.
240	73	240	73	7530 ±160	QU-201	TREMBLAY	Rivière des Rapides	66°26'28" 50°17'34"	Coquillages	Sable silteux littoral	Mya truncata; date concordante avec GSC-1809 et QU-202 pour dater le plan d'eau de 73 m ou légèrement plus haut.
240	73	240	73	7670 ±140	QU-202	"	"	"	"	"	Serripes groenlandicus; date concordante avec GSC-1809 et QU-201 sur le même site que ce dernier.
245	75	235	72	7580 ± 70	GSC-1809	DREDGE	Rivière des Rapides	66°26'40" 50°17'20"	Coquillages	Sable et silt littoraux	Serripes groenlandicus; date d'émersion à ce niveau même si un peu jeune par rapport à GSC-1337 à 76 m; date un plan d'eau vers 75 m selon DREDGE.
≥246	≥75	170	52	8790 ±220	QU-215	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°12'15" 50°18'30"	Coquillages	Sable glacio-marin	Balanus sp. et autres prélevés dans des sables de 8 m d'épaisseur d'origine glacio-marine et recouverts de 15 m de matériaux morainiques; le plan d'eau serait donc à un minimum de 75 m mais il n'y a peut-être pas de maximum, cette sédimentation "sous-glaciaire" ne se reliant pas à un plan d'eau spécifique; poids de carbone de 2,6 g alors qu'une quantité supérieure de coquillages aurait été préférable; même site que QU-214.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
250	76	225	69	7400 ±120	I-8361	HILLAIRE-MARCEL	Rivière des Rapides	66°26'52" 50°17'30"	Coquillages	Argile marine	Mytilus edulis, Mya truncata, Serripes groenlandicus, Macoma balthica et Macoma calcarea; date concordante avec GSC-1809, QU-201 et QU-202 pour ce secteur; des compositions isotopiques de $\delta^{18}O$ de -1.6, + 0.5, -1.9 et -0.4 respectivement pour Macoma balthica, Macoma calcarea, Mytilus edulis et Mya truncata indiquent une salinité faible à moyenne et donc confirment une position littorale (HILLAIRE-MARCEL, 1977) malgré le type de sédiment.
270-310	82-95	260	79	8880 ±220	QU-213	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°12'15" 50°18'08"	Coquillages	Sable graveleux et caillouteux prélittoral	Balanus sp. et autres prélevés dans des sédiments prélittoraux recouverts de 3 m d'argile presqu'au même site que GSC-1337; le plan d'eau minimal daté est donc de 82 m mais il est plus probable que ce soit la surface de 95 m.
270-290	83-88	240	73	10060 ±200	QU-216	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°12'21" 50°18'26"	Coquillages	Sable silteux, granuleux et caillouteux prélittoral ou glacio-marin?	Macoma balthica et Hiatella arctica prélevés dans 40 cm de sable prélittoral (ou glacio marin?) recouvert de 10 m d'argile et sable stratifiés estuariens; le plan d'eau daté est donc à un minimum de 83 m mais plus probablement 88 m; cette date indique certainement le début de la transgression marine à cet endroit mais il se peut que cette sédimentation "sous-glaciaire" ne soit pas relié à un plan d'eau spécifique et qu'il y ait eu un vieillissement isotopique.
≥272	≥83	200	60	9700 ±200	QU-214	TREMBLAY	Rivière Moisie	66°12'15" 50°18'30"	Coquillages	Sables caillouteux glacio-marins	Coquillages prélevés dans le même site que QU-215 sous 8 m de sables glacio-marins et recouverts de 15 m de matériaux morainiques; le plan d'eau serait donc à un minimum de 83 m mais il n'y a peut-être pas de maximum, cette sédimentation "sous-glaciaire" ne se reliant pas à un plan d'eau spécifique.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
280-290	85-88	295	90	1620 ±340	QU-236	CHEVRIER	Rivière-au-Bouleau	65°31'29" 50°17'25"	Charbon de bois	Sable littoral	Site EbDj-3; échantillon probablement contaminé parce que date trop jeune pour un site qui pourrait être relié à l'Archaïque maritime associé au "Rattlers Bight Phase" d'Hamilton Inlet (FITZHUGH, 1972, p. 141) estimé entre 5500 et 4500 BP (CHEVRIER, 1977); plan d'eau estimé entre 88 et 85 m à cause de l'habitude des indiens de camper entre 2 et 5 m au-dessus du plan d'eau.
305-315	93-96	320	98	1720 ±210	QU-238	CHEVRIER	Rivière-au-Bouleau	65°31'30" 50°17'26"	Charbon de bois	Sable littoral	Site EbDj-4; échantillon probablement contaminé parce que date trop jeune pour un site qui pourrait être relié à l'Archaïque maritime associé au "Sandy Cove Complex" d'Hamilton Inlet (FITZHUGH, 1972, p. 138) estimé entre 6000 et 4800 BP (CHEVRIER, 1977). Plan d'eau entre 93 et 96 m.
340-400	104-121	320	98	8150 ±200	QU-199	TREMBLAY	Lac des Rapides	66°24'47" 50°17'52"	Coquillages	Sable et gravier deltaïques	Mytilus edulis, Mya truncata et Macoma balthica prélevés à 6 m de la surface; le plan d'eau minimal daté est donc de 104 m mais il est plus probable que le véritable niveau soit la surface de 121 m.
350	106	250	76	9140 ±200	GSC-1337	DREDGE	Rivière Moisie	66°12'10" 50°18'08"	Coquillages	Argile silteuse marine	Macoma calcarea prélevé dans l'argile recouverte d'environ 30 m de sable de régression marine, presqu'au même site que QU-213; le plan d'eau daté est donc celui de 106 m; cette situation d'eau profonde de ces coquillages est confirmée par une composition isotopique de ^{18}O de + 2,2, ce qui indique une salinité élevée (HILLAIRE-MARCEL, 1977).

MOYENNE CÔTE-NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.			LATITUDE	DATÉ		
350-400	107-122	350	107	7855 ±125	I-8366	HILLAIRE-MARCEL	Lac des Rapides	66°25'00" 50°17'56"	Coquillages	Sable et gravier littoraux	Mytilus edulis, Balanus sp. et fragments de Spisula sp. dans des sédiments littoraux surmontant les dépôts fluvioglaciaires associés à la moraine du lac Daigle; indique une occupation tardive de la cuvette du lac des Rapides par la glace; le plan d'eau daté est probablement de 107 m mais il y aurait une possibilité qu'il soit de 122 m; une composition isotopique de ^{18}O de 2,2 sur Spisula solidissima vient appuyer la première hypothèse puisqu'elle indique une salinité basse et donc une position littorale (HILLAIRE-MARCEL, 1977).
≥380	≥119	380	116	10620 ±360	QU-200	TREMBLAY	Rivière Deschênes	66°22'41" 50°19'14"	Coquillages	Argile marine	Hiatella arctica prélevés à 3 m sous la surface; ce coquillage n'est pas en place puisque cette espèce fixée n'a pas de support dans les sédiments fins et il provient nécessairement d'un niveau supérieur à 119 m; comme elle est la plus vieille date obtenue et que le site se localise au nord de la moraine du lac Daigle, c'est peut-être l'âge minimum de transgression marine, de déglaciation et de mise en place de la moraine; cette date ne cadre cependant pas dans le schème général; vieillissement isotopique?
<388	<119	388	119	6960 ±300	GSC-1811	MOTT	Rivière aux Rochers	67°07'55" 50°08'25"	Matières organiques	Sable et silt organiques	Echantillon prélevé entre 335 et 345 cm sous la surface à 122 m d'altitude; âge minimum d'émersion à un niveau un peu plus bas; le début de prolifération du sapin baumier aux dépens de l'aulne; un rythme d'accumulation de tourbe de 0,049 cm/an en s'appuyant aussi sur GSC-2032 et début de la sédimentation organique, ce qui concorderait avec I-8366 qui indique un déglacement tardif de ce secteur vers 8000 BP!
<391	<120	391	120	3390 ±110	GSC-2032	MOTT	Rivière aux Rochers	67°07'55" 50°08'25"	Gyttja	Gyttja	Même site que GSC-1811; échantillon prélevé entre 168 et 172 cm sous la surface de 122 m d'altitude; le déclin de l'influx pollinique à partir de cette date indique une détérioration climatique.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE° LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
410	125	405	124	9350 ±260	QU-209	TREMBLAY	Pointe Noire	66°27'40" 50°23'49"	Coquillages	Sable et gravier littoraux	Balanus sp. prélevés à 1 m de la surface, le plan d'eau daté est donc de 125 m.
-	-	1175	358	8030 ±260	QU-501	OUELLET	Rivière Matamek	65°49'00" 50°26'80"	Matières organiques	Silt et matières organiques lacustres	Echantillon prélevé entre 434 et 480 cm de profondeur au contact organique-inorganique; âge minimum de déglaciation derrière le complexe morainique de Manitou-Matamek de la vallée de la Matamek.
											N.B. La limite marine maximale se situe à 131 m d'altitude sur la côte et à 76 m à Anticosti (?)
20	6	5	1,5	50 ± 70	QU-830	DIONNE	Ile aux Goélands (Verte)	63°35'30" 50°12'20"	Coquillages	Sable et gravier littoraux	Mytilus sp. dans cordon de plage sur plate-forme rocheuse calcaire; date trop jeune, donc cordon de tempête ou contamination par le substratum rocheux.
50	15	50	15	Moderne	QU-834	DIONNE	Riv. Romaine	63°33'15" 50°18'50"	Tourbe	Tourbe	Echantillon prélevé à la base de 1,5 m de tourbe surmontant 1 à 1,5 m sables et galets alluvionnaires et plus de 10 m d'argile et silts marins; datation faussée pour raison ignorée.
56	17	66	20	2940 ±90	QU-833	DIONNE	Havre-St-Pierre	63°38'20" 50°16'35"	Tourbe	Tourbe	Echantillon prélevé à la base de 1,5 m de tourbe accumulée dans une dépression entre des cordons littoraux sableux; âge minimum de formation de la tourbière.
56	17	66	20	5700 ±100	QU-831-R	DIONNE	Havre St-Pierre	63°38'10" 50°17'40"	Tourbe	Tourbe	Echantillon prélevé à la base de 2 à 3 m de tourbe surmontant 2 à 3 m de sable deltaïque et plus de 15 m silt et argile marins; datation minimale du plan d'eau, concordante avec le schéma général; même site que QU-832.

MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
56	17	66	20	4750 ± 100	QU-832	DIONNE	Havre St-Pierre	63°38'10" 50°17'40"	Bois (Picea sp.)	Tourbe	Echantillon de Picea sp. prélevé au même site que QU-831 à la base de la tourbe; datation minimale du plan d'eau et de l'installation de la forêt sur la surface du delta de la Romaine.
50	15	46	14	2440 ± 100	QU-837	DIONNE	Baie du Trilobite	63°22'40" 50°13'45"	Tourbe	Tourbe	Echantillon prélevé à la base de 75 cm de tourbe surmontant 3 m de sable deltaïque ou littoral et plus de 10 m de silt et argile marins; date trop jeune pour le niveau marin.
413	126	413	126	5460 ± 100	GSC-1821	MOTT	Sept-Iles	66°17'30" 50°17'48"	Gyttja	Gyttja	Echantillon prélevé à la base (entre 205 et 210 cm) de 210 cm de gyttja ou de gyttja silteuse surmontant les silts et sables graveleux d'un kettle sur la moraine du lac Daigle. Date trop jeune pour un minimum de déglaciation.

BASSE CÔTE NORD ET SUD DU LABRADOR

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.			LATITUDE	DATÉ		
3-13	1-4	20	6	2013 ± 49	P-690	HARP & HUGHES (1968)	Blanc-Sablon	57°08'58" 51°25'42"	Charbon de bois	Sable	Site archéologique BS-1 braisemblablement de culture Dorset. Age d'un plan d'eau entre 2 à 5 m plus bas selon l'habitude des esquimaux pour camper. La date est de 2074 ± 50 selon Harp & Hughes (1968) mais de 2013 ± 49 selon Wilmeth (1971)?
3-13	1-4	20	6	1068 ± 45	P-684	"	"	"	"	?	Même site BS-1 vraisemblablement de culture Dorset. La date est de 2840 ± 46 selon Harp & Hughes (1968) mais de 1068 ± 45 selon Wilmeth (1971)?
7-16	2-5	23	7	6290 ±125	I-7612	McGHEE et TUCK (1975)	Pinware Bay	56°42'45" 51°37'20"	"	Sable éolien	Site EjBe-12 (Pinware West 5); site de l'Archaïque maritime tout près de EjBe-14 (I-7505 et SI-1797); échantillon probablement rajeuni parce qu'une trop grande partie a été perdu par prétraitement au NaOH pour enlever les acides humiques. Date un plan d'eau de 2 à 5 m plus bas et âge minimum de déglaciation du site.
13-23	4-7	30	9	1223 ± 45	P-686	HARP & HUGHES (1968)	Blanc-Sablon	57°09'01" 51°25'50"	"	?	Site archéologique BS-4 vraisemblablement de culture Dorset. Age d'un plan d'eau entre 2 à 5 m plus bas. La date est de 2640 ± 46 selon Harp & Hughes (1968) mais de 1223 ± 45 selon Wilmeth (1971)?
23-33	7-10	40	12	2525 ± 47	P-689	HARP & HUGHES (1968)	L'Anse Amour	56°52'52" 51°28'35"	Charbon de bois	?	Site EiBf-4 (ou Forteau Bay-3); site vraisemblablement de culture Dorset; voir I-8099 pour âge du plan d'eau.
23-33	7-10	40	12	4105 ± 95	I-7544	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse Amour	"	"	Sable éolien	Site EiBf-4 (ou Forteau Bay-3); niveau supérieur 2 du site de culture de l'Archaïque maritime; voir I-8099 pour âge du plan d'eau.
23-33	7-10	40	12	5561 ± 60	P-691	HARP & HUGHES (1968)	L'Anse Amour	56°57'40" 51°28'48"	"	"	Site EiBf-2 (Forteau Point Site ou Forteau Bay-1); site de l'Archaïque maritime; voir I-8099 pour âge du plan d'eau.

BASSE CÔTE NORD ET SUD DU LABRADOR

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
25-33	7-10	40	12	6080 ±110	I-7506	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse Amour	56°52'52" 51°28'35"	Charbon de bois	Sable éolien	Site EiBf-4 (ou Forteau Bay-3); niveau 3c du site de culture de l'Archaïque maritime; voir I-8099 pour âge du plan d'eau.
25-33	7-10	40	12	6173 ± 77	P-688	HARP & HUGHES (1968)	L'Anse Amour;	"	"	?	Site EiBf-4 (ou Forteau Bay-3); site vraisemblablement de l'Archaïque maritime; voir I-8099 pour âge du plan d'eau.
25-33	7-10	40	12	6200 ±160	I-7507	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse Amour	"	"	Sable éolien	Site EiBf-4 (ou Forteau Bay-3); niveau 3d (zone 5) de l'Archaïque maritime; voir I-8099 pour âge du plan d'eau.
25-33	7-10	40	12	6269 ± 76	P-687	HARP & HUGHES (1968)	L'Anse Amour	"	"	?	Site EiBf-4 (ou Forteau Bay-3); site vraisemblablement de l'Archaïque maritime; voir I-8099 pour âge du plan d'eau.
25-33	7-10	40	12	7530 ±140	I-8099	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse Amour	"	"	Sable éolien	Site EiBf-4 (L'Anse Amour Mound, zone 10); site de l'Archaïque maritime; âge du plan d'eau et date minimum de déglaciation de ce site.
>30	>9	30	9	7220 ±120	I-8365	HILLAIRE-MARCEL	Middle Bay	57°29'53" 51°28'00"	Coquillages	Silts marins	Mya truncata, Clinocardium ciliatum, Pecten islandicus et Buccinum sp. prélevés à la base de silts marins surmontant des dépôts glaciaires à 1500 pi. au nord du village; âge minimum de déglaciation du site et de la transgression marine. Des compositions isotopiques de ^{18}O du 1,3, 0,2, 1,1 et 1,1 respectivement pour Macoma calcarea, Mytilus edulis, Pecten islandicus et Clinocardium ciliatum indiquant une salinité élevée et donc une position d'eau profonde (Hillaire-Marcel, 1977).
33-43	10-13	50	15	3970 ± 45	I-7504	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse-du-Diable	~56°44'50" ~51°34'00"	Charbon de bois	Sable éolien	Site EjBe-15 (Juniper site) estimé de l'Archaïque maritime; date faite sur du charbon de bois éparpillé et estimée trop jeune; les auteurs pensent que les échantillons ont été contaminés par des feux de forêt vers 4000 BP.

BASSE CÔTE NORD ET SUD DU LABRADOR

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE						LATITUDE	DATÉ		
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
<40	<12	40	12	1115 ± 70	SI-1798	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse Amour	56°52'52" 51°28'35"	Matières organiques	Sable éolien	Site EiBf-4 (ou Forteau Bay-3); paléosol au-dessus du site archéologique (niveau supérieur 2 daté par I-7544); voir I-8099 pour âge du plan d'eau entre 2 à 5 m plus bas.
40-50	12-15	55	17	6855 ±115	I-7507	McGHEE et TUCK (1975)	Pinware Bay	~56°42'45" ~51°37'20"	Charbon de bois	"	Site EjBe-14 (Fowler Site); estimé de l'Archaïque maritime et date qui semble plus conforme que I-7612; âge du plan d'eau de 2 à 5 m plus bas et âge minimum de déglaciation du site.
50-60	15-18	65	20	3960 ±120	I-8100	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse au Loup	~56°50'00" ~51°28'30"	"	"	Site EjBe-18 (Barney Site); site estimé de l'Archaïque maritime; date faite sur du charbon de bois éparpillé et estimée trop jeune; les auteurs pensent que les échantillons ont été contaminés par des feux de forêt vers 4000 BP.
<55	<17	55	17	670 ± 50	SI-1797	McGHEE et TUCK (1975)	Pinware Bay	~56°42'45" ~51°37'20"	Matières organiques	Sable éolien	Site EjBe-14 (Fowler Site); paléosol au-dessus du site archéologique (niveau daté par I-7505).
70-80	21-24	85	26	6770 ±105	SI-1800B	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse-du-Diable	56°45'00" 51°34'30"	Charbon de bois	"	Site EjBe-16 (Arrowhead Mine Site); site de l'Archaïque maritime; date faite sur du charbon de bois éparpillé et estimée sur un peu trop jeune; les auteurs pensent que les échantillons ont été contaminés par des feux de forêt vers 7000 BP; voir SI-1799 pour âge du plan d'eau.
70-80	21-24	85	26	6900 ±140	SI-1800A	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse-du-Diable	"	"	"	Site EjBe-16 (Arrowhead Mine Site); site de l'Archaïque maritime; date faite sur du charbon de bois éparpillé et estimée un peu trop jeune, le matériel a d'ailleurs été dilué parce que trop petit; les auteurs pensent que les échantillons ont été contaminés par des feux de forêt vers 7000 BP; voir SI-1789 pour âge du plan d'eau.

BASSE CÔTE NORD ET SUD DU LABRADOR

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.			LATITUDE	DATÉ		
70-80	21-24	85	26	6520 ± 85	SI-1799	McGHEE et TUCK (1975)	L'Anse-du-Diable	56°45'00" 51°34'30"	Charbon de bois	Sable éolien	Site EjBe-16 (Arrowhead Mine Site)1 date acceptable pour un site de culture de l'Archaïque maritime; âge du plan d'eau entre 2 à 5m plus bas et date minimum de déglaciation du site.
72-82	22-25	90	27	0	I-7503	"	Pinware Bay	56°41'55" 51°37'17"	"	"	Site EjBe-10 (Pinware Hill ou Pinware West-3); même échantillon que I-7606!
72-82	22-25	90	27	6185 ± 125	I-7606	"	"	"	"	"	Site EjBe-10 (Pinware Hill ou Pinware West-3); site relié au Paléo-Indien du nord-est et estimé entre 8000 et 9000BP d'après l'outillage; date faite sur du charbon de bois éparpillé et estimée trop jeune; les auteurs pensent que les échantillons ont été contaminés par des feux de forêt ultérieurs; voir SI-1801B pour âge du plan d'eau.
72-82	22-25	90	27	6850 ± 120	SI-1801A	"	"	"	"	"	Même commentaire que I-7606.
72-82	22-25	90	27	6985 ± 60	SI-1801B	"	"	"	"	"	Même commentaire que I-7606; âge du plan d'eau entre 2 à 5m plus bas et date minimum de déglaciation du site.
72-82	22-25	90	27	6850 ± 130	I-8101	"	St-Modeste	56°41'22" 51°35'55"	"	"	Site EjBe-7 (Cowpath Site ou St-Modeste-1); site relié au Paléo-Indien du nord-est et estimé entre 8000 et 9000BP d'après l'outillage; date faite sur du charbon de bois éparpillé et estimée trop jeune; les auteurs pensent que les échantillons ont été contaminés par des feux de forêt ultérieurs; âge du plan d'eau entre 2 à 5m plus bas et date minimum de déglaciation du site.
											N.B. limite marine maximale estimée à 152m (GRANT, 1969)

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
165	50	7	2	8640 ±230	GSC-1453	HODGSON	Michael River	57°48'30" 54°40'30"	Coquillages	Silt	Serripes groenlandicus; selon HODGSON & FULTON (1972) le silt fossilifère se présente jusqu'à 15m d'altitude et est surmonté de plus de 10m de sable à structure entrecroisée; en amont, on retrouve une terrasse fluviale à environ 50m d'altitude. La limite marine maximale observée est de 80 à 85m. Le site comprend aussi des fragments de Clinocardium ciliatum, des Macoma calcarea complets et des valves de Mya truncata et de Yoldia arctica. Selon les auteurs et à partir de la méthode d'ANDREWS environ 35% du relèvement post glaciaire était accompli à cette date et donc la côte a dû se déglacer vers 10,000 B.P.
---	---	1600	490	6460 ±200	GSC-1592	FULTON	Michikamau Lake	62°59'55" 54°00'00"	Matières organiques	Tourbe	Silt organique, plantes vasculaires et mousses (Tomenthypnum vitens et Calliergan sarmentosum sur les 10cm de base. Selon FULTON, cette date est en accord avec SM-354 (6400 ± 900) au lac Aulneau, 125km SSW du sud de la baie d'Ungava. Selon BLAKE, c'est une approximation du début de la production de matières organiques et indique un déglacement vers 7,000 B.P.
---	---	540	165	6580 ±150	GSC-1300	FULTON	North West River	60°18' 53°28'	Matières organiques	Tourbe	Tourbe basale prélevée entre 135 et 145cm de profondeur GSC-1300 et entre 150 et 160cm pour GSC-1347; la limite marine est d'environ 122m (FITZHUGH, 1972); selon FULTON, les dates sont d'environ 1000 ans plus jeunes que l'âge de déglaciation et de submersion maximale (GSC-1453) ou GSC-1254.
≤300	≤90	300	90	6110 ±140	GSC-1347	FULTON	North West River	60°07' 53°43'	Matières organiques	Tourbe	

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE						LATITUDE	DATÉ		
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
6-16	2-5	23	7	895 ±105	GX-1578	FITZHUGH	Little Lake	60°10' 53°33'	Os	Sable littoral	Site FjCa-20 (Henry Blake 1): Point Revenge Complex de North West River, phase Henry Blake 1; date concordante avec GSC-1196 à Point Revenge. La limite marine se situe vers 122 m.
30-40	9-12	45	13.7	4810 ±115	SI-877	FITZHUGH	Sandy	57°45' 54°23'	Charbon de bois	Sable littoral	Site GcBk-4 (Sandy Cove 4) attribué à la phase initiale de l'Archaïque maritime selon FITZHUGH (1972). La limite marine se situe vers 90 m.
16-26	5-8	31	9.5	2200 ±120	SI-875	FITZHUGH	Red Rock Point	57°44'30" 54°41'15"	Charbon de bois	Gravier sableux littoral	Site GcBk-2 (Red Rock Point 2) sur une plage protégée; site attribué au Dorset selon FITZHUGH (1972). La limite marine se situe vers 85 m.
470	143	470	143	4055 ±120	SI-1520	JORDAN (1975)	Lac Alexander	60°35' 53°21'	Gyttja	Sédiments lacustres	SI-1520 prélevé entre 4[illegible] et 60 cm de profondeur, SI-1521 entre 150 et 170 cm et SI-1331 entre 220 et 240 cm au contact de la zone de transition avec l'argile grise marine; on peut en déduire des conditions périglaciaires (toundra) avant 6,000 BP (déglaciation estimée vers 6,500 BP) suivies d'un adoucissement climatique (5800 - 6000 ?) puis d'une détérioration jusqu'à nos jours. La limite marine serait donc de 143 m au minimum.
470	143	470	143	5945 ±120	SI-1521	JORDAN (1975)	Lac Alexander	60°35' 53°21'	Gyttja	Sédiments lacustres	
470	143	470	143	5985 ±140	SI-1331	JORDAN (1975)	Lac Alexander	60°35' 53°21'	Gyttja	Sédiments lacustres	
95	29	95	29	4805 ± 55	SI-1332	JORDAN (1975)	Northwest River	60°10' 53°31'	Gyttja	Sédiments lacustres	Échantillon prélevé entre 340 et 355 cm près du contact de la zone de transition avec l'argile grise marine; date minimale d'émersion du site; il y aurait eu déglacement vers 7200 BP; zone de toundra jusque vers 5900 BP, un adoucissement climatique entre 5900 et 5700 BP, puis une détérioration climatique jusqu'à nos jours.
-	-	450	137	5480 ±470	SI-1736	JORDAN (1975)	Saint-John Island	58°55' 53°57'	Gyttja	Sédiments lacustres	SI-1736 prélevé entre 105 et 130 cm de profondeur et SI-1737 entre 155 et 175 cm dans la zone de contact avec l'argile sableuse non marine; cette dernière date est trop vieille, puisque la région a été déglaciée vers 7200 BP et elle supposerait donc un horizon d'un site dé-
-	-	450	137	10240 ±1240	SI-1737	JORDAN (1975)	Saint-John Island	58°55' 53°57'	Gyttja	Sédiments lacustres	

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
13-23	4-7	28-29	8,5-8,9	2380 ±140	GSC-1217	CONRAD & WELLS	Ticoralak Island	58°13'30" 54°16'40"	Charbon de bois	Gravier littoral	Site GbBn-4 (Ticoralak 3) sur une plage; site de culture Dorset initiale ou moyenne selon Fitzhugh; date similaire à GSC-1367, GSC-1314 GSC-1179 et GSC-1210. La limite marine se situe vers 95m.
20-22	6-6.7	24	7,3	2400 ±160	GSC-1314	NEIL	Ticoralak Island	58°12'30" 54°16'00"	Charbon de bois		Site GbBn-7 (Ticoralak 5) de culture Dorset selon FITZHUGH (1972); date similaire à GSC-1217, GSC-1367, GSC-1179 et GSC-1210. La limite marine se situe vers 95m.
≥23	≥7	23	7	2160 ±130	GSC-1210	FITZHUGH	Eskimo Island	58°30'00" 54°03'30"	Coquillages	Tourbe sur roc	Fragments de Mytilus edulis au site GaBp-1 (Eskimo Island 1); selon FITZHUGH, date venant confirmer GSC-1179 et GSC-1217; cette date confirme aussi GSC-1367 et GSC-1314. La limite marine se situe vers 95m.
62-72	19-22	8	24	3090 ±180	GSC-1280	FITZHUGH	Little Lake	60°10' 53°33'	Charbon de bois	Sable	Site FjCa-38 (Red Ochre) de culture indienne ; ce site vient après la culture Archaïque maritime et précède le Charles Complexe daté de 3195± 210 (SI-927) et de 3095±105 (SI-928) à 12.2m au site Hound Pond 4 (GeBi-10) selon FITZHUGH (1972); ce site date le Brinex Complex à North West River avec un âge légèrement trop jeune peut-être dû à la contamination de feux de forêt plus récent tel que confirmé sur le site. La limite marine se situe vers 122m.
23-33	7-10	40	12,2	3095' ±105	SI-928	FITZHUGH	Hound Pond 4	57°28' 54°27'30"	Charbon de bois	sable littoral	Site GcBi-16(Hound Pond 4) de culture indienne à Groswater Bay; ce site date le début de l'Archaïque maritime selon FITZHUGH, contamination probable par feu de forêt.
23-33	7-10	40	12,2	3195 ±120	SI-927	FITZHUGH	Hound Pond 4	"	Charbon de bois	"	

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
10-20	3-6	23-28	7,1-8,5	2520 ±160	GSC-1367	FITZHUGH	East Pompey Island	57°24' 54°27'	Charbon de bois	Sable littoral	Site Gc.Bi-12 (East Pompey Island 1) datant une culture Dorset semblable à GSC-1314selon FITZHUGH (1972); date similaire aussi à GSC-1179; GSC-1217 et GSC-1210. La limite marine (Rattlers Bight 1) se situe vers 85m.
7-16	2-5	22	6,7	3850 ±140	GSC-1260	FITZHUGH	Rattlers Bight	57°26' 54°27'	Charbon de bois	Sable littoral	Site Gc Bi-7 sur un tombolo et datant une culture de l'Archaïque maritime: les quatre dates sont concordantes selon FITZHUGH (1972) La limite marine se situe vers 85m.
7-16	2-5	22	6,7	4020 ±150	GSC-1379	FITZHUGH	Rattlers Bight	57°26' 54°27'	Charbon de bois	Sable littoral	
7-16	2-5	22	6,7	4525 ±155	SI-929	FITZHUGH	Rattlers Bight	57°26' 54°27'	Charbon de bois	Sable littoral	
7-16	2-5	22	6,7	3890 ±145	SI-932	FITZHUGH	Rattlers Bight	57°26' 54°27'	Charbon de bois	Sable littoral	
9	2,7	9	2,7	760 ±130	GSC-1196	FITZHUGH	Point Revenge	58°02'30" 54°17'30"	Charbon de bois	Sable littoral	Site GbBm-1 de culture Indienne côtière semblable à la phase Henry Blake 1 daté par GX-1578 à North West River selon FITZHUGH (1972). HARP (1963) a montré quelque chose similaire à Blanc-Sablon 4 et daté de 1260±46 ou de 1223±45? (P-686). La limite marine se situe vers 95m.
16-26	5-8	31	9,5	2690 ±140	GSC-1179	FITZHUGH, CONRAD & WELLS	Ticoralak Island	58°13'30" 54°16'40"	Charbon de bois	Gravier littoral	Site GbBm-2 (Ticoralak 2) sur une plage; site de culture Dorset initial selon Fitzhugh; date similaire à GSC-1367, GSC-1314, GSC-1217, et GSC-1210. La limite marine se situe vers 95m.

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE	MATÉRIEL	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.			LATITUDE	DATÉ		
200-265	60-80	13	4	7490 ±150	GSC-1254	HODGSON	Muskrat Falls	60°44'45" 53°15'30"	Coquillages	Sable silteux et graveleux	Hiatella arctica prélevés avec des Mytilus edulis dans des sédiments estuariens de sable, gravier et argile silteuse stratifiés de plus de 20m d'épaisseur surmontés de plus de 30m de sable à stratifications entrecroisées; âge de la terrasse de 60 à 80m et aussi date minimum de déglaciation puisque l'épaisseur de la séquence d'argile n'est pas connue sous l'altitude de prélèvement; c'est aussi la date minimum de transgression marine en arrière des moraines de la région de North West River (BLAKE, 1956) et au sud-est de Goose Bay (GRANT, 1971). La limite marine maximale est de 122m.
110-120	33-36.5	110	33	5330 ±170	GSC-1135	FITZHUGH	North West River	60°08'45" 53°31'20"	Coquillages	Sable et gravier	Fragments de Mytilus edulis prélevés 2 à 3,5m au-dessous de la surface remaniée de la moraine frontale dans des sables et graviers stratifiés; selon W.W. Fitzhugh et W. Blake, Jr., cette date indique le temps où la mer remaniait la surface de la moraine (qui est nécessairement antérieure); la limite marine maximale se situe vers 122m.
25-35 à 35-45	8-11 à 11-14	25-35	8-11	2022 ±195 2110 ±245 1611 ±217	Univ. Saskatchewan?	BLAKE (1956)	Crooked Riv.	60°50'00" 53°49'00"	Troncs d'arbres	Sable	Trois échantillons prélevés parmi une centaines d'arbres couchés sous 3m de sable; les arbres sont dans un lit de 2m d'épaisseur de sable surmontant des sables et argiles interstratifiés. La limite marine maximale est située vers 122m.

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
-	-	-1893	-577	3370 ± 160	GX-4942	VILKS & MUDIE (1978)	Banc Hamilton	56°12,6' 54°37,7'	Matières organiques	Argile silteuse marine	Forage no 11; échantillon prélevé entre 65 et 100 cm de la surface.
-	-	-1624	-495	3320 ± 165	GX-4935	VILKS & MUDIE (1978)	Banc Hamilton	56°12,6' 54°37,7'	Matières organiques	Argile silteuse marine	Forage no 12; échantillon prélevé entre 50 et 85 cm de la surface; déclin de forêt boréale à Picea depuis 3 000 ou 2 000 BP et extension de la toundra forestière à Betula et Alnus indiquant un climat frais et sec, contrairement à la période de 2 000 à 3 000 jusqu'à 6 500BP.
-	-	-1893	-577	11 700 ± 490	GSC-2560	VILKS & MUDIE (1978)	Banc Hamilton	56°12,6' 54°37,7'	Matières organiques	Argile silteuse marine	Forage no 11; échantillon prélevé entre 465 et 475 cm de la surface; présence de beaucoup de foraminifères dont Elphidium clavatum; taux de sédimentation d'environ 4,2 cm/siècle.
-	-	-1624	-495	13 300 ± 770	GSC-2565	VILKS & MUDIE (1978)	Banc Hamilton	56°12,6' 54°37,7'	Matières organiques	Argile silteuse marine	Forage no 12; échantillon prélevé entre 490 et 500 cm de la surface; présence de beaucoup de foraminifères dont Elphidium clavatum; taux de sédimentation d'environ 4,2 cm/siècle; présence d'une toundra herbacée et arbustive à prédominance de Salix, Sphagnum, cypéracées, graminées, rosacées, saxifrages et éricacées entre 8 000 et 21 000 BP.
-	-	-1893	-577	13 140 ± 440	GX-5074	VILKS & MUDIE (1978)	Banc Hamilton	56°12,6' 54°37,7'	Matières organiques	Argile silteuse marine	Forage no 11; échantillon prélevé entre 500 et 535 cm de la surface; présence de beaucoup de foraminifères dont Elphidium clavatum; taux de sédimentation d'environ 4,2 cm/siècle.

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE									
pi.	m	pi.	m	B.P.	LAB.						
											glacié hativement! On retrouve ici une zone de toundra jusque vers 5400 BP, un léger adoucissement de 5400 à 5200 et une détérioration climatique jusqu'à nos jours.
330	100	330	100	Moderne	SI-1522	JORDAN (1975)	Sandy Cove	57°43' 54°24'	Gyttja	Sédiments lacustres	SI-1522 prélevé entre 30 et 50 cm de profondeur, SI-1738 entre 80 et 120 cm, SI-1523 entre 165 et 185 cm et SI-1333 entre 220 et 245 cm dans la zone de contact entre la gyttja et la zone de transition gyttja-argile grise marine; SI-1333 représente la date minimale d'émersion du site. Le site a été déglacié vers 8400, il a été affecté d'une toundra périglaciaire jusque vers 7000 BP, puis d'une toundra forestière de 7000 à 5400, de 4000 à 2500 et de 2000 à 1000, ces périodes étant entrecoupées de périodes de pessières; elles correspondent donc à de légères détériorations climatiques.
330	100	330	100	2225 ±230	SI-1738	"	"	"	"	"	
330	100	330	100	4495 ±165	SI-1523	"	"	"	"	"	
330	100	330	100	4555 ±145	SI-1333	"	"	"	"	"	
82	25	82	25	2255 ±510	SI-1741	JORDAN (1975)	Aliuk Pond	57°22' 54°35'	Gyttja	Sédiments lacustres	SI-1741 prélevé entre 0 et 20 cm de profondeur et SI-1531 A entre 50 et 70 cm dans la zone de transition gyttja-argile grise marine; SI-1531A représente la date minimale d'émersion du site. Le site aurait été déglacié vers 8900 BP, une toundra périglaciaire l'aurait affecté jusque vers 7100 et la toundra forestière jusqu'à nos jours.
82	25	82	25	7170 ±180	SI-1531A	"	"	"	"	"	
				5450 ±200	GSC ?	MORRISON (1970)	Churchill Falls S.				
				5575 ±250	GSC ?	MORRISON (1970)	Sona Lake West				
				5255 ±200	GSC ?	MORRISON (1970)	Churchill Falls N.				

LABRADOR (RÉGION DE HAMILTON INLET)

ALTITUDE				DATE	NUMÉRO	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
PLAN D'EAU		SITE		B.P.	LAB.						
pi.	m	pi.	m								
-	-	-1624	-495	19 660 ± 710	GX-5075	VILKS & MUDIE (1978)	Banc Hamilton	56°12,6' 54°37,7'	Matières organiques	Argile silteuse marine	Forage no 12; échantillon prélevé entre 615 et 650 cm de la surface; présence de beaucoup de foraminifères dont Elphidium clavatum et Islandiella islandica; taux de sédimentation de 2,5 cm/siècle; présence d'une toundra herbacée et arbustive comme à GSC-2565.
-	-	-1893	-577	21 050 ±1 050	GX-4944	VILKS & MUDIE (1978)	Banc Hamilton	56°12,6' 54°37,7'	Matières organiques	Argile silteuse marine	Forage no 11; échantillon prélevé entre 700 et 735 cm de la surface; présence de beaucoup de foraminifères dont Elphieium clavatum et Islandiella islandica; taux de sédimentation de 2,5 cm/siècle; date indiquant que la région n'a pas été glaciée au moins depuis 21 000 BP.

TERRE-NEUVE (NORTHERN PENINSULA)

ALTITUDE PLAN D'EAU pi.	ALTITUDE PLAN D'EAU m	ALTITUDE SITE pi.	ALTITUDE SITE m	DATE B.P.	NUMÉRO LAB.	PRÉLÈVEMENT	SITE	LONGITUDE LATITUDE	MATÉRIEL DATÉ	DÉPÔT	COMMENTAIRES
~200	~60	200	60	10100 ± 160	GSC-1270	GRANT	Ten Mile Lake	56°45' 00" 51°03'51"	Coquillages en place	Gravier littoral	Mya truncata (coquilles entières) sur une plage au sommet d'un talus d'érosion littorale sur le côté ouest du lac et à 2,6km de la moraine.
–	–	200	60	10900 ± 160	GSC-1277	GRANT	Ten Mile Lake	56°42'38" 51°04'52"	Coquillages	Till dans moraine	Mya truncata (coquilles entières) sur talus d'érosion littoral entaillé dans la moraine, et incorporés par récurrence glaciaire vers 11 000 B.P. dans une mer vers 60m d'altitude.
–	–	200	60	11,000 ± 160	GSC-1324	GRANT	Ten Mile Lake	56°42'38" 51°04'52"	Coquillages	Till dans moraine	Balanus sp. au même site que GSC-1277, incorporés au till par récurrence glaciaire vers 11 000 B.P. dans une mer vers 60m d'altitude N.B. limite maximale de la mer avant la récurrence : 120m

APPENDICE VII

LES LIMITES DE L'ENGLACEMENT WISCONSINIEN DANS L'EST DU CANADA (MOINS LA CÔTE NORD ET LE GOLFE DU SAINT-LAURENT)

1 - Au nord du Labrador et sur l'île de Baffin

Dans les Torngats d'abord, LIEBER (1861), BELL (1884), DALY (1902) et COLEMAN (1920 et 1921) se sont basés sur la présence de champs de blocs pour prétendre que les sommets dépassant 650 m d'altitude n'avaient pas été englacés. IVES (1957) précisera les altitudes qui sont d'environ 600 à 650 m vers la côte mais de 900 m vers l'ouest. On sait maintenant que la présence de champs de blocs n'est plus la garantie de zones périglaciaires ou de zones d'altération de longue durée car ces formes peuvent avoir débuté par le phénomène de compression post-glaciaire qui provoque une fracturation intense des roches les plus résistantes (CLÉMENT, 1978), ce qui est à l'origine par exemple des moraines sismiques de la région de Stockholm (DE GEER, 1940). Mais ODELL (1933 et 1938), de qui TANNER (1944) et FLINT, DEMOREST & WASHBURN (1942) endossèrent les conclusions, se servit d'une autre constatation pour dire à son tour que les felsenmeers étaient post-glaciaires: la présence de stries (extrêmement altérées selon IVES, 1978) à 1446 m d'altitude. On pense maintenant que la présence de ces stries de même que d'erratiques ne sont plus un argument non plus puisque DAHL (1963), SUGDEN (1968, 1974, 1977) et SUGDEN & WATTS (1977) prétendent, à partir de leurs travaux en Ecosse, au Grœnland, en Norvège et à l'île de Baffin, que sur les hauts sommets des calottes min-

ces à base gelée peuvent épargner des felsenmeers alors que dans les vallées, là où elles sont plus épaisses et à base au point de fusion, elles peuvent tout déloger.

Au niveau de la végétation ROUSSEAU (1974) présente l'état des connaissances. Au départ, FERNALD (1924 et 1925) prétend que les Torngats, de même que le Bic, la Gaspésie, les îles de Mingan et d'Anticosti, les Iles-de-la-Madeleine, l'Ile-du-Prince-Edouard, l'Île du Cap Breton et le Long Range de Terre-Neuve, ont fait office de refuge biologique pendant la dernière glaciation puisqu'on y retrouve des plantes disjointes d'affinité cordillériennes ou des plantes endémiques. Ces plantes, qui prennent beaucoup de temps à se développer, ne se retrouvent pas dans les secteurs englacés et elles n'ont même pas bordé les limites de leurs refuges pendant l'Holocène. ABBE (1936 et 1938) et WYNNE-EDWARDS (1937) ne sont cependant pas d'accord avec cette idée de refuges sommitaux car, se fondant sur les besoins d'abri de ces plantes, ils pensent qu'elles auraient plutôt cherché des refuges côtiers mais qui auraient pu être à la rigueur des nunataks côtiers (DAHL, 1946) tel qu'il en existait au Grœnland (GILLETT, 1960; LÖVE, 1962) ou en Islande (LINDROTH, 1970). De plus, WYNNE-EDWARDS (1937), PORSIL (1955) et POLUNIN (1960) pensent que la répartition des espèces disjointes et que la présence d'espèces endémiques sont régies par des conditions édaphiques plutôt que par l'ancienneté de la flore, cette dernière étant pour la plupart calcicole au moins sur le pourtour du golfe du Saint-Laurent. Enfin, des travaux de terrain plus détaillés (ROUSSEAU, 1953; DRURY, 1969; ROUSSEAU, 1974) ont permis de réduire

la liste des espèces disjointes de 293 à 10 ou 14. ROUSSEAU (1974, p. 531) conclut donc que "La théorie des nunataks est aujourd'hui rejetée par probablement tous les botanistes".

Contrairement aux discussions botaniques qui ne semblent aboutir nulle part, une multitude de travaux en science de la terre, tant au Labrador que sur l'île de Baffin, réussissent à prouver les hypothèses des premiers chercheurs (ANDREWS, 1963 et 1973b; BOYER & PHEASANT, 1974; DYKE, 1976 et 1977; ENGLAND & ANDREWS, 1973; IVES, 1957, 1958a, b, 1960a, 1963b, 1974, 1975; IVES & BUCKLEY, 1969; IVES & BORNS, 1971; IVES, NICHOLS & SHORT, 1976; JOHNSON, 1969; LØKEN, 1960, 1962a, b; MERCER, 1956; MILLER & DYKE, 1974; SUGDEN & WATTS, 1977; TOMLINSON, 1958, 1959 et 1963). On en arrive en effet à distinguer quatre zones d'altération différentielle différentes dans les felsenmeers (IVES, 1978) dont la plus ancienne, la quatrième ou celle des Torngats, ne possède aucun erratique et serait pré-Wisconsinienne selon PHEASANT & ANDREWS (1972 et 1973), puisque sur l'île de Baffin on a trouvé des sédiments marins sangamon entre les glaciations de Koroksoak (pré-Sangamon) et de Foxe (ou Saglek). Au nord-est de l'île de Baffin, en particulier, LØKEN (1966), MILLER, ANDREWS & SHORT (1977) et ANDREWS (1978) ont levé beaucoup de formes et de sédiments marins pré-Wisconsinien supérieur et parfois pré-Wisconsinien. Enfin, IVES (1976, 1977 et 1978) suppose que les moraines de Saglek peuvent être des moraines terminales puisqu'il a trouvé des coquillages datés de $42\ 730 \begin{smallmatrix} + 6\ 680 \\ - 9\ 770 \end{smallmatrix}$ (DIC-517) à l'extérieur des limites de la glaciation de Saglek au nord de la baie Seven Islands au Labrador.

2 - À Terre-Neuve et au sud du Labrador

Le même scénario s'est déroulé dans le cas de Terre-Neuve. BELL (1884), DE GEER (1892), DAWSON (1893), CHAMBERLIN (1895), CHALMERS (1895), DALY (1902), FAIRCHILD (1918), COLEMAN (1920, 1921, 1922 et 1926), MAC CLINTOCK & TWENHOFEL (1940), VAN ALSTINE (1948), SUMMERS (1949), WIDMER (1950), MURRAY (1955), JENNESS (1960), LUNDQVIST (1965), BROOKES (1969, 1970, 1974 et 1975) et TUCKER (1976) y voyaient et y voient une calotte glaciaire séparée de la calotte laurentidienne en se basant principalement sur les systèmes de stries; plusieurs y voient aussi des nunataks en se basant sur la présence des felsenmeers. COLEMAN (1926) avait cependant distingué des zones d'altération différentielle dans ces felsenmeers, ce qui amena BROOKES (1977) et surtout GRANT (1977b) à déterminer trois zones dont la plus ancienne (zone C) serait du Wisconsinien inférieur ou du Sangamon (GRANT, 1977b) et donc probablement corrélative de la zone quatre (zone des Torngats) selon IVES (1978). De plus, GRANT (1977b) a aussi observé qu'à ces trois zones correspondaient des entailles d'érosion de profondeur proportionnelle à l'âge présumé. Enfin, en se basant sur la répartition des coléoptères carabidés à ailes longues (aires récentes) et courtes (aires anciennes), LINDROTH (1963 et 1970) en arrive aussi à la conclusion que Terre-Neuve a servi de refuge à cette faune au moins depuis un interstadiaire sinon depuis le Sangamon.

La carte de GRANT (Fig. 223) indique les zones terre-neuviennes qui n'ont probablement pas été glaciées au Wisconsinien supérieur. Il prône une calotte individuelle. Cependant, une étude des

erratiques (GRANT, 1969a, 1976 et 1977a) l'amène à dire que l'extrême pointe nord de l'île a subi l'invasion de glace venant du Labrador mais il n'est pas certain que ce soit au Wisconsinien supérieur ni même au Wisconsinien (TUCKER, 1976). IVES (fig. 224) semble adopter cette idée déjà soulevée par GRANT dans DUBOIS (1977b) en ce qui a trait à la moraine de Brador qui pouvait être une moraine terminale au lieu d'être corrélative de l'épisode de Ten Mile Lake et, par le fait même de la détérioration climatique de Saint-Narcisse. Ainsi IVES (1978) propose que la côte du Labrador entre Blanc-Sablon et Island of Ponds n'ait pas été glaciée au Wisconsinien. VILKS & MUDIE (1978) et LAMB (comm. pers.) admettent aussi qu'une zone déglaciée devait exister pendant au moins le Wisconsinien supérieur sur la côte sud du Labrador à cause de plusieurs datations de plus de 20 000 ans qui y ont été effectuées (section 5.3.3a). Au large de la côte sud de Terre-Neuve enfin, GRANT (1977a) suggère que les sédiments fluvioglaciaires, remaniés par la mer depuis environ 17 000 BP selon SLATT (1974), fassent partie de la bordure d'un front datant probablement du Wisconsinien inférieur et non supérieur.

3 - En Nouvelle-Écosse

En Nouvelle-Écosse, GOLDTHWAIT (1924) proposait l'existence de la grande calotte laurentidienne contestée par FERNALD (1925) au moins pour l'île du Cap-Breton alors que FLINT (1951 et 1957) y voyait plutôt un centre de dispersion tardif. A partir d'une étude des formes et des marques glaciaires, PREST & GRANT (1969) localisent les

centres de dispersion glaciaire et préconisent que la Nouvelle-Ecosse n'a jamais été couverte par l'inlandsis laurentidien qui, canalisé par le détroit de Cabot, a pu l'épargner. Ils suggèrent aussi que le système morainique sous-marin de Scotian Shelf, long de 840 km entre le chenal Laurentien et le golfe du Maine et probablement contemporain du système terrestre de Nouvelle-Angleterre (KING, 1969), soit la moraine terminale Wisconsinienne plutôt qu'une simple moraine de récession tel que le pensent KING, MAC LEAN & DRAPEAU (1972). GRANT (1977a) ne se rallie plus à cette idée (Fig. 222) et propose une position frontale en deça de ce complexe tant que son âge n'est pas précisé.

Se basant sur nombre de datations ^{14}C d'os, de tourbe, de bois et de coquillages qui s'échelonnent entre 31 800 ± 500 BP (GSC-1220-2) et > 52 000 BP (GSC-1619), GRANT (1972d et 1975b) et PREST (1977) proposent, à l'appui de FERNALD (1925), que certains sites de l'ouest de la Nouvelle-Ecosse et de l'île du Cap-Breton n'ont pas été glaciés dès le milieu du Wisconsinien; GRANT (1975c) suggère même que certaines roches granitiques kaolinisées indiquent un âge Sangamon. Ce sont ces faits qui ont amené GRANT (1976 et 1977a) à proposer les limites d'une calotte séparée au Wisconsinien supérieur (Fig. 222).

4 - Au Nouveau-Brunswick et à l'Île-du-Prince-Édouard

Au Nouveau-Brunswick, CHALMERS (1895), ALCOCK (1935), FLINT (1951 et 1957), PREST & GRANT (1969) et GAUTHIER (1977) y préconisent tous un centre de dispersion glaciaire vers l'est et le sud-est au Wisconsinien supérieur. Ce centre de dispersion se serait étendu à la

partie ouest de l'Île-du-Prince-Édouard. Cette calotte aurait cependant épargné la région de Caraquet au Nouveau-Brunswick où il y a présence de sols régolithiques probablement Sangamon (GRANT, 1975b) et toute la partie est de l'Île-du-Prince-Édouard, en accord avec CHALMERS (1895), puisqu'on y retrouve des sols anciens (PREST, 1970) et des surfaces glaciées moins fraîches (GRANT, 1977a).

5 - Aux Îles-de-la-Madeleine

Il semble maintenant certain que les Îles-de-la-Madeleine aient aussi été épargnées pendant tout le Wisconsinien d'après le consensus que suggèrent les travaux qui y ont été faits (RICHARDSON, 1881; CHALMERS, 1895; GOLDTHWAIT, 1915b; COLEMAN, 1920b, 1926, 1927; FERNALD, 1925; ALCOCK, 1941; PREST & GRANT, 1969; LAVERDIÈRE & GUIMONT, 1974; PREST, TERASMAE, MATTHEWS & LICHTIFEDEROVICH, 1976; PREST, 1977; GRANT, 1977a). PREST & GRANT (1969) et IVES (1978) à leur suite suggèrent cependant l'existence d'une plate-forme de glace flottante comme en témoignent des sédiments glaciels. Deux datations (BGS-259 et GSC-2313) sur de la tourbe et sur un morceau d'Abies balsamea donnent plus de 38 000 ans; d'après une étude de l'environnement, PREST, TERASMAE, MATTHEWS & LICHTIFEDOROVICH (1976) estiment que ces matériaux sont des matériaux interglaciaires.

6 - En Gaspésie et dans l'estuaire du Saint-Laurent

En Gaspésie, surgissent les mêmes controverses qu'au Labrador et qu'à Terre-Neuve. Au début, RICHARDSON (1858), BELL (1863) et

CHALMERS (1906) suggèrent qu'il y ait eu une calotte locale sur la Gaspésie. Tout en admettant cette hypothèse, COLEMAN (1922) affirmait cependant que les basses parties, telle la vallée de la Matapédia, avaient été envahies par la calotte laurentidienne puisqu'on y trouvait des erratiques précambriens, ce que confirment LEBUIS & DAVID (1977); mais on ne connait pas l'âge de cette formation. COLEMAN (1922) affirmait aussi que les sommets n'avaient pas été glaciés au-dessus de 760 m d'altitude à cause des felsenmeers sans bloc erratique et sans marque glaciaire qu'on y trouvait; FERNALD (1925) et ALCOCK (1926) appuyèrent cette hypothèse. Par contre, MAILHOT (1919) soutint qu'il n'y avait pas de nunatak en Gaspésie puisqu'il y avait des marques glaciaires sur le mont Albert; JONES (1932), ALCOCK (1944) qui avaient changé d'avis, Mc GERRIGLE (1952) et FLINT, DEMOREST & WASHBURN (1942) appuyèrent cette hypothèse même s'ils n'avaient trouvé aucune preuve que les sommets furent glaciés. Ces derniers admettaient, comme LEBUIS & DAVID (1977) d'ailleurs, qu'il y a eu une calotte individuelle sur la Gaspésie.

Les récents travaux dans cette région semblent vouloir démontrer que non seulement la théorie des nunataks sommitaux est défendable mais que même celle des nunataks côtiers l'est aussi. En effet, sans se prononcer d'une manière définitive, LEBUIS & DAVID (1977) constatent qu'il n'y a pas d'erratique au-dessus de 600 m d'altitude et GRAY, BOURDUAS, COMTOIS & HÉTU (1978) soutiennent que des felsenmeers de 3 m d'épaisseur au Mont-Jacques-Cartier par 1 100 m d'altitude n'ont pu être formés à l'Holocène seulement. LEBUIS & DAVID (1977) mention-

nent aussi qu'ils ont trouvé entre la baie des Chaleurs et le centre de la Gaspésie un saprolite de 2 à 5 m d'épaisseur et parfois même de 10 m d'épaisseur. De plus, on vient de découvrir une caverne à Saint-Elzéar (GASCOYNE, 1976-77) dont les concrétions datent de 102 500 $^{+7\ 600}_{-7\ 100}$ BP à 223 900 $^{+30\ 700}_{-25\ 000}$ BP mais dont les ossements d'orignaux, d'ours, de carcajous ou de petits rongeurs, calcifiés ou non, n'ont pas encore été datés; cette découverte confirme qu'il s'est développé là un karst pré-Sangamon mais personne n'a encore fait de relations chronostratigraphiques fermes (ROBERGE & GASCOYNE, 1978).

Il y aurait cependant assez de preuves pour maintenir la théorie des nunataks sommitaux (GRANT, 1977a; IVES, 1978) et même des nunataks côtiers (GRANT, 1977a) en Gaspésie (Fig. 222 et 223). De plus, GRANT (1977a) propose, en partie à la suite des positions frontales mentionnées par LEBUIS & DAVID (1977) dans la région de Cap-Chat, que l'estuaire du Saint-Laurent s'est maintenu libre de glace jusque vers Matane au Wisconsinien supérieur; il y aurait eu ainsi une jonction entre la calotte gaspésienne et la calotte laurentidienne dans le fleuve en amont de Matane.

APPENDICE VIII

ALTITUDES MAXIMALES DE LA MER DE GOLDTHWAIT, PRINCIPALEMENT SUR LA CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

Localisation	Altitudes (m)	Références
Basse Rivè Nord du Saint-Laurent		
Québec	206	GADD (1974)
	171 ?	CHALMERS (1906)
	180 ?	ELSON (1969)
	183 ?	FAESSLER (1948)
	193	GOLDTHWAIT (1911)
Riv. Montmorency	198	GADD (1974)
La Malbaie	132 ?	GOLDTHWAIT (1911)
	200	RONDOT (1974)
	115 ?	CHALMERS (1906)
	171	CHAGNON (1969)
Haute Côte Nord du Saint-Laurent		
	137	GADD (1974)
Tadoussac	123 ?	CHALMERS (1906)
	124 ?	GOLDTHWAIT (1911)
	141	FAESSLER (1930)
	140-150	DIONNE (1977)
Bergeronnes	64 ?	FAESSLER (1930)
Riv. Portneuf	137	FAESSLER (1931)
	137	GADD (1974)
Riv. Betsiamites	116-122	LOW (1897)
Riv. aux Outardes	145	GADD (1974)
Baie-Comeau	105-107 ?	DIONNE (1977)
	140	LOW (1897)
	122	SAUVÉ & LA SALLE (1968)

Riv. Toulnustouc	137		CONLON (1966)
Pointe des Monts	100	?	DREDGE (1973)
	120	?	DUBOIS (1977b)
Pointe-des-Monts-Sept-Îles	128		FAESSLER (1942b)
Riv. Sainte-Marguerite	122	?	FAESSLER (1945a)
Sept-Îles	128		FAESSLER (1942a)
	128		FAESSLER & SCHWARTZ (1941)
	128		DREDGE (1971)
	131		TREMBLAY (1975)

Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent

Matamek	122 ou 152	?	GREIG (1945)
	128-131		DUBOIS (1977b)
Sept-Îles - Mingan	107		GADD (1974)
Mingan	116	?	LOW (1897)
Riv. Romaine	> 122		TWENHOFEL & CONINE (1921)
	122-137		RETTY (1944)
Anticosti	76	?	BOLTON & LEE (1960)
	< 135		TWENHOFEL & CONINE (1921)
	122		RICHARDSON (1857)

Basse Côte Nord du Saint-Laurent

Lac Beetz	> 117		GRENIER (1957)
Natashquan	122		TOWSEND (1913)
de l'île du Petit-Mécatina à la baie de Brador	137		LEWIS (1931-32)
Tête-à-la-Baleine	> 69		DUMONT (1952a)
Blanc-Sablon	> 109		BELL (1863)
	152		GRANT (1969a)
	152		DE BOUTRAY & HILLAIRE-MARCEL (1977)
	> 122		DUMONT (1952a)
Détroit de Belle-Isle	61	?	LOW (1897)
Saint-Modeste-Ouest	152		DALY (1921)

Côte ouest de Terre-Neuve

Détroit de Belle-Isle	76 ?	COOPER (1937)
	122	GRANT (1969a)
Baie Saint-John	130	GRANT (1969a)
White Bay	49 ?	KINDLE (1922)
Cow Head	62-64 ?	FLINT (1940)
Baie Bonne	62-64 ?	FLINT (1940)
	50-55 ?	MAC CLINTOCK & TWENHOFEL (1940)
	70	BROOKES (1974)
Trout River	70	BROOKES (1974)
Bay of Islands	46	MAC CLINTOCK & TWENHOFEL (1940)
	49	BROOKES (1974)
Fox Island	46	KINDLE (1922)
Baie Saint-George	30 ?	KINDLE (1922)
	50 ?	BROOKES (1969)
	43	BROOKES (1974)
Cap Ray	0	in ELSON (1969)
	5	WIGHTMAN & COOKE (1978)

Îles-de-la-Madeleine

(pré-Wisconsinien supérieur)	37 ?	PREST (1957, 1970)
	0	LAVERDIÈRE & GUIMONT (1974)

Gaspésie

Matapédia	61	CHALMERS (1886)
Restigouche	30 ?	HÉROUX (1965-66)
Sillarsville	61	HÉROUX (1965-66)
	55	CHALMERS (1886)
Escuminac	61	HÉROUX (1965-66)
Saint-Omer	61	HÉROUX (1965-66)

Carleton	< 60		LEBUIS & DAVID (1977)
New Richmond	61		HÉROUX (1965-66)
Bonaventure	61	?	"
New Carlisle	61	?	"
Paspébiac	61	?	"
Port-Daniel	61	?	"
Grande-Rivière	61	?	"
Percé	30		"
Cap Gaspé	22		CHALMERS (1906)
Cap-des-Rosiers	30		COOKE (1930)
Rivière-la-Madeleine	40		COOKE (1930)
Manche d'Epée	29	?	CHALMERS (1906)
Rivière-à-Claude	25	?	CHALMERS (1906)
	55		HÉTU, GANGLOFF & GRAY (1979)
Ste-Marthe-de-Gaspé	61		COOKE (1930)
Ste-Anne-des-Monts	122	?	Mc GERRIGLE (1954)
	122	?	FAIRCHILD (1918)
	82	?	COLEMAN (1922)
	28	?	CHALMERS (1906)
	68		LEBUIS & DAVID (1977)
Cap-Chat	61		LEBUIS & DAVID (1977)
	46	?	COOKE (1930)
Les Méchins	79		COOKE (1930)
	70	?	LEBUIS (1973)
	80		LEBUIS & DAVID (1977)
Ste-Félicité	62	?	GOLDTHWAIT (1914)
Matane	53	?	GOLDTHWAIT (1911)
	66	?	GOLDTHWAIT (1914)
	90		LEBUIS & DAVID (1977)
	65	?	COOKE (1930)
St-Ulric	107-110	?	LEBUIS (1973)
	112		LEBUIS & DAVID (1977)

	115		LOCAT (1976)
Ste-Flavie	83	?	GOLDTHWAIT (1911)
	40	?	COLEMAN (1922)
	39	?	CHALMERS (1906)
	104-107		CHALMERS (1886)
Rimouski	95	?	GOLDTHWAIT (1911)
	112		CHALMERS (1886)
Cap Marteau	136		DIONNE (1972a)
	103		GOLDTHWAIT (1911)
Trois-Pistoles	114	?	CHALMERS (1886, 1906)
	166		DIONNE (1972a)
	166		LOCAT (1976)
Rivière-du-Loup	> 107		CHALMERS (1886)
	113	?	GOLDTHWAIT (1911)
	166		DIONNE (1972a)
St-Alexandre-de-Kamouraska	121	?	GOLDTHWAIT (1911)
Mont-Carmel	168		GADD (1974)
St-Jean-Port-Joli	156		GOLDTHWAIT (1911)
L'Islet	158		GOLDTHWAIT (1914)
Montmagny	166		GOLDTHWAIT (1911)
Saint-Gervais	193		GOLDTHWAIT (1911)

APPENDICE IX

DÉTAIL DE L'ÉVOLUTION DE LA LIGNE DE RIVAGE ET DES ENVIRONNEMENTS CÔTIERS EN FONCTION DE L'ALTITUDE SUR LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

N.B. Les mesures ont été effectuées au curvimètre à l'échelle de 1: 100 000e

1 - La limite marine maximale de 131 m

1.1 - La côte deltaïque de la rivière Moisie

Côte régulière de 5 km de longueur sans falaise dans les sédiments meubles dérivés d'un épandage proglaciaire.

1.2 - La côte tectonisée de la rivière aux Rats-Musqués

Côte rocheuse extrêmement échancrée de 107 km de longueur généralement sans falaise (98 km) et avec 71% d'îles (76 km); formée d'alignements orthogonaux de chenaux d'une trentaine de mètres de profondeur, cette côte possède peu de hautes plages et d'estrans de dépôts meubles (20 km) qui proviennent de la Moisie.

1.3 - La côte à rias sableuses de la Matamek à la Tortue

Côte rocheuse très échancrée de 191 km de longueur généralement sans falaise (177 km) et avec 9% d'îles (18 km); formée de courts fjårds de 3 à 7 km de longueur, cette côte ne possède que 23 km de hautes-plages et d'estrans dans les dépôts meubles et ces derniers sont sis à la tête des fjårds où commencent à sédimenter de petits

deltas tels ceux des rivières Pigou et au Bouleau.

1.4 - La côte tectonisée de la rivière Tortue à la rivière (grande) Manitou

Côte rocheuse extrêmement échancrée de 151 km de longueur (dont 2 km de côtes de dépôts meubles) souvent sans falaise et avec 39% d'îles (58 km); les 22 km de falaises se retrouvent principalement dans les chenaux orthogonaux qui forment la majeure partie de cette côte. Les hautes-plages et les estrans de dépôts meubles sont fréquents (31 km) aux têtes des fjårds remblayées par des épandages proglaciaires tels ceux des rivières Tortue et (grande) Manitou.

1.5 - La côte à rias sableuses de la rivière à la Chaloupe au ruisseau de l'Épinette

Côte rocheuse très échancrée de 157 km de longueur (dont 1 km de côtes en dépôts meubles) avec 8% d'îles (12 km); formée de longs fjards de 5 à 13 km, où se localisent les 58 km de falaises, cette côte comprend 40 km de hautes-plages et d'estrans dans des dépôts meubles dérivés des épandages proglaciaires qui tentent de remblayer la tête des fjårds tels ceux des rivières à la Chaloupe ou Sheldrake et celui du ruisseau de l'Épinette.

1.6 - La côte tectonisée du ruisseau de l'Épinette à la rivière Mingan

Côte rocheuse extrêmement échancrée de 376 km de longueur (dont 5 km de côtes en dépôts meubles) avec 40% d'îles (140 km); for-

mée d'alignements orthogonaux de chenaux où se localisent les 151 km de falaises, cette côte possède 25 km de hautes-plages et d'estrans de dépôts meubles dérivés des épandages proglaciaires qui tentent de remblayer la tête des fjards tels ceux des rivières Saint-Jean ou (petite) Manitou.

2 - Le niveau de 106 m

2.1 - La côte deltaïque de la rivière Moisie

Côte régulière de 4 km de longueur sans falaise, dans les sédiments meubles dérivés d'un épandage proglaciaire.

2.2 - La côte tectonisée de la rivière aux Rats-Musqués

Côte rocheuse extrêmement échancrée de 71 km de longueur généralement sans falaise (65 km) et avec 30% d'îles (21 km); formée presqu'entièrement d'alignements orthogonaux de chenaux, cette côte possède peu de hautes-plages et d'estrans en dépôts meubles (3 km) mais ses 6 km de côtes de dépôts meubles sont constitués par un segment du complexe morainique de Manitou-Matamek.

2.3 - La côte à rias sableuses de la rivière Matamek à la rivière au Bouleau

Côte rocheuse très échancrée de 73 km de longueur (dont 3 km de côtes en dépôts meubles) généralement sans falaise (71 km) et avec 7% d'îles (5 km); formée en majeure partie de courts fjards de 1 à 5 km, cette côte ne possède que 4 km de hautes-plages et d'estrans dans

les dépôts meubles et ces derniers sont sis vers la tête des fjårds ou dans la zone du petit delta de la rivière aux Loups-Marins qui bénificiait des eaux de fonte venant du bassin de la Matamek: c'est la phase deltaïque majeure de la rivière aux Loups-Marins.

2.4 - La côte deltaïque de la rivière au Bouleau

Côte régulière de 6 km de longueur bordée de falaises dans les dépôts meubles; le niveau de 106 m représente la phase majeure du delta coïncidant avec le déglacement de la tête du bassin-versant.

2.5 - La côte à écueils de la rivière au Bouleau à la rivière (grande) Manitou

Côte rocheuse échancrée sans falaise de 49 km de longueur dont 1 km de côtes de dépôts meubles et 4 km d'îles et d'écueils; les 7 km de haute-plage et d'estran de dépôts meubles proviennent du petit delta des deltas des rivières au Bouleau, Tortue et (grande) Manitou ainsi que celui du ruisseau à Moïse. Ce niveau représente la phase deltaïque maximale de la rivière Tortue.

2.6 - La côte deltaïque de la rivière (grande) Manitou

Côte plus ou moins régulière de 5 km de longueur sans falaise dans les sédiments meubles; ce niveau représente la phase deltaïque maximale. Une flèche littorale indique que la dérive devait se faire vers l'ouest.

2.7 - La côte à écueils de la rivière aux Graines

Côte rocheuse échancrée sans falaise de 19 km de longueur dont 1 km d'îles et d'écueils et 2 km de haute-plage et d'estran dans les dépôts meubles; les sédiments meubles proviennent des deltas des rivières (grande) Manitou et aux Graines ainsi que de l'épandage proglaciaire de la rivière à la Chaloupe.

2.8 - La côte deltaïque de la rivière à la Chaloupe

Côte régulière de 4 km de longueur sans falaise dans les sédiments meubles dérivés d'un épandage proglaciaire qui forme la phase deltaïque maximale; la déviation vers l'ouest de la masse sédimentaire semble indiquer que la dérive devait se faire dans ce sens.

2.9 - La côte à écueils de la rivière à la Chaloupe à la rivière Sheldrake

Côte rocheuse échancrée de 11 km de longueur dont 1 km d'îles et d'écueils et 1 km de haute-plage et d'estran en dépôts meubles.

2.10 - La côte deltaïque de la rivière Sheldrake

Côte régulière de 7 km de longueur dans les sédiments meubles avec 3 km de falaises; le sommet du delta s'est coiffé pendant cette phase d'un épandage proglaciaire de chevauchement en matériaux très grossiers.

2.11 - La côte tectonisée du ruisseau de l'Épinette à la rivière Saint-Jean

Côte rocheuse extrêmement échancrée de 291 km de longueur dont 50% d'îles (145 km) et 15 km de falaises; les 4 km de côtes de dépôts meubles sont formés des petits deltas de la rivière au Tonnerre et d'un affluent à l'ouest de la rivière Magpie tandis que les 32 km de hautes-plages et d'estrans de sédiments meubles proviennent en plus des deltas des rivières Sheldrake, Saint-Coeur, Chambers et Chambers-Est.

2.12 - La côte deltaïque de la rivière Saint-Jean

Côte régulière de 4 km de longueur dans les sédiments meubles avec à peine 1 km de falaises.

2.13 - La côte tectonisée de la rivière Saint-Jean à la rivière Mingan

Côte extrêmement échancrée de 169 km de longueur dont 45% d'îles (76 km) et 5 km de falaises; les 3 km de côtes et les 8 km de hautes-plages et d'estrans de dépôts meubles sont formés de l'épandage proglaciaire de la rivière (petite) Manitou et du petit delta de la rivière Chasseur, ces derniers formant la phase deltaïque maximale de ces deux cours d'eau.

3 - Le niveau de 75-76 m

3.1 - La côte deltaïque de la rivière Moisie

Côte régulière de 12 km de longueur dans les sédiments meu-

bles; cette phase correspond au passage graduel entre la sédimentation typiquement fluvioglaciaire et la sédimentation typiquement fluviale en grande partie dérivée de l'érosion des épandages proglaciaires formé aux niveaux supérieurs.

3.2 - La côte à écueils de la rivière aux Rats-Musqués à la rivière au Bouleau

Côte rocheuse échancrée de 138 km de longueur dont 3 km de falaises et 16 km d'îles et d'écueils; les 5 km de côtes et les 10 km de hautes-plages et d'estrans de dépôts meubles proviennent en majeure partie des petits deltas des rivières aux Rats-Musqués, aux Loups-Marins et Pigou. Ce niveau représente la phase deltaïque maximale de la rivière Pigou.

3.3 - La côte à tombolos de la rivière au Bouleau à la rivière (grande) Manitou

Côte peu échancrée de 21 km de longueur dont 43% dans les sédiments meubles (9 km) qui proviennent des deltas des rivières au Bouleau, Tortue et (grande) Manitou ainsi que du ruisseau du Gros Poteau; ce niveau représente la phase deltaïque maximale du ruisseau du Gros Poteau. Les 7 km de falaises sont localisés dans le substratum rocheux entre les rivières au Bouleau et Tortue à cause d'un escarpement de fracture (Fig. 5).

3.4 - La côte deltaïque de la rivière (grande) Manitou

Côte régulière de 2 km de longueur dans les sédiments meubles avec plus de 1 km de falaises.

3.5 - La côte à tombolos de la rivière (grande) Manitou à la rivière à la Chaloupe

Côte très peu échancrée de 6 km de longueur dont 35% dans les sédiments meubles (2 km) qui proviennent des deltas des rivières (grande) Manitou et aux Graines; on y trouve environ 1 km de falaises dans les sédiments meubles. Le sommet du delta de la rivière aux Graines est affecté par l'activité éolienne.

3.6 - La côte deltaïque de la rivière à la Chaloupe

Côte régulière de 5 km de longueur dans les sédiments meubles avec 4 km de falaises; les sédiments meubles proviennent en majeure partie de l'érosion de l'épandage proglaciaire formé à un niveau supérieur.

3.7 - La côte à tombolos de l'anse Verte

Côte très peu échancrée sans falaise de 5 km de longueur dont 20% de côtes de sédiments meubles (1 km) dérivés des deltas des rivières à la Chaloupe et Sheldrake.

3.8 - La côte deltaïque de la rivière Sheldrake

Côte peu échancrée de 13 km dans les sédiments meubles déri-

vés de la phase deltaïque maximale du cours d'eau; cette côte, qui possède environ 1 km de falaise, n'est pas tout à fait régularisée à cause de la présence de petits écueils.

3.9 - La côte à écueils de la rivière Sheldrake à la rivière au Tonnerre

Côte rocheuse échancrée de 22 km de longueur avec 9 km d'îles et d'écueils et 6 km de falaises; les 1 km de côte et 4 km de hautes-plages et d'estrans en dépôts meubles proviennent du delta de la Sheldrake.

3.10 - La côte deltaïque de la rivière au Tonnerre

Côte régulière de 11 km de longueur dans les sédiments meubles qui représentent la phase deltaïque maximale du cours d'eau; cette côte possède 7 km de falaises.

3.11 - La côte à écueils de la rivière Jupitagon à la rivière Magpie

Côte rocheuse échancrée de 31 km de longueur dont 5 km d'îles et d'écueils; les 2 km de côtes et les 5 km de hautes-plages et d'estrans dans les dépôts meubles proviennent des deltas des rivières au Tonnerre, Brûlée, Béline et Magpie.

3.12 - La côte deltaïque de la rivière Jupitagon

Côte régulière sans falaise de 2 km de longueur dans les sédiments meubles.

3.13 - La côte deltaïque des rivières Magpie et Saint-Jean

Côte régulière de 23 km de longueur dans les sédiments meubles provenant de la phase deltaïque maximale des deux cours d'eau; les 4 km de falaises qu'on observe près de la Magpie sont affectés de glissements de terrain. Le sommet du delta de la Magpie commence à être affecté par une activité éolienne venant de l'O ou l'OSO tandis qu'un épandage proglaciaire de la Saint-Jean à l'intérieur des terres est affecté d'une activité éolienne venant de l'ouest seulement.

3.14 - La côte à écueils de la rivière (petite) Manitou à la rivière Mingan

Côte rocheuse échancrée de 32 km de longueur dont 3 km d'îles et d'écueils et 2 km de falaises; les 2 km de côtes et les 5 km de hautes-plages et d'estrans de sédiments meubles proviennent des deltas des rivières Saint-Jean, (petite) Manitou et Mingan.

3.15 - La côte deltaïque de la rivière Mingan

Côte régulière à peu échancrée de 5 km de longueur avec 4 km de falaises; ce niveau correspond probablement avec la phase deltaïque maximale du cours d'eau. La surface du delta commence à être affectée par une activité éolienne venant de l'ouest.

4 - Le niveau de 45-46 m

4.1 - La côte deltaïque de la rivière Moisie

Côte régulière sans falaise de 23 km de longueur dans les

sédiments meubles représentent la phase deltaïque maximale du cours d'eau; la surface du delta est affectée d'une activité éolienne d'orientation diverse.

4.2 - La côte à écueils de la rivière aux Rats-Musqués à la rivière au Bouleau

Côte rocheuse très échancrée de 148 km de longueur avec 45 km d'îles et d'écueils et 11 km de falaises; les 3 km de côtes et les 5 km de hautes-plages et d'estrans de dépôts meubles proviennent principalement du delta de la rivière aux Rats-Musqués.

4.3 - La côte à tombolos de la rivière au Bouleau à la rivière (grande) Manitou

Côte peu échancrée de 18 km de longueur dont 50% dans les sédiments meubles (9 km) qui proviennent des deltas des rivières au Bouleau, Tortue et (grande) Manitou ainsi que du ruisseau du Gros Poteau; les 9 km de falaises sont localisés entre les rivières au Bouleau et Tortue à cause d'un escarpement de fracture (Fig. 5). La configuration de cette côte est ainsi semblable à l'actuelle.

4.4 - La côte deltaïque de la rivière (grande) Manitou

Côte régulière à falaise de 2 km de longueur dans les sédiments meubles.

4.5 - La côte à tombolos de la rivière (grande) Manitou à la rivière à la Chaloupe

Côte légèrement échancrée de 8 km de longueur dont 50% de côtes de dépôts meubles (4 km) dérivés des deltas des rivières (grande) Manitou et aux Graines.

4.6 - La côte deltaïque de la rivière à la Chaloupe

Côte régulière de 4 km de longueur pratiquement sans falaise (1 km) dans les sédiments meubles.

4.7 - La côte à tombolos de l'anse Verte

Côte échancrée sans falaise de 5 km de longueur dont 60% de côtes de dépôts meubles (3 km) dérivés du delta de la rivière à la Chaloupe.

4.8 - La côte à écueils de la rivière Sheldrake

Côte rocheuse très échancrée de 15 km de longueur dont 1 km de côtes de dépôts meubles qui proviennent du delta de la rivière Sheldrake. A cette échelle la longueur de côtes des écueils est difficilement mesurable.

4.9 - La côte deltaïque de la rivière Sheldrake

Côte régulière sans falaise de 3 km de longueur dans les sédiments meubles; l'embouchure de la rivière était déviée vers l'ouest et barrée par une flèche d'embouchure semblable à l'actuelle.

4.10 - La côte à écueils de la rivière Sheldrake à la rivière au Tonnerre

Côte rocheuse très échancrée de 27 km de longueur dont 12 km d'îles et d'écueils et 2 km de falaises; les 2 km de côtes et les 3 km de hautes-plages et d'estrans de dépôts meubles proviennent du delta de la rivière au Tonnerre tant par érosion littorale que par érosion fluviale. Les formes littorales indiquent ici une dérive vers l'est contrairement à la région de la rivière Sheldrake.

4.11 - La côte deltaïque des rivières au Tonnerre et Jupitagon

Côte peu échancrée à régulière de 13 km de longueur dans les sédiments meubles dérivés à l'ouest par érosion littorale de la phase deltaïque maximale de la rivière au Tonnerre qui s'était produite à un niveau supérieur et, à l'est, de la phase deltaïque maximale de la rivière Jupitagon. La ligne de rivage est affectée de 6 km de falaises et de glissements de terrain. L'allure des cordons littoraux à la surface du delta indique une dérive vers le SO avec un front de vague venant du SE.

4.12 - La côte à tombolos de la rivière Jupitagon

Côte peu échancrée sans falaise de 3 km de longueur dont 35% de côtes de sédiments meubles (1 km) dérivés du delta de la rivière Jupitagon.

4.13 - La côte à écueils de la rivière Magpie

Côte rocheuse échancrée et sans falaise de 13 km de longueur avec environ 1 km d'îles et d'écueils; on y retrouve un peu plus d'un kilomètre de hautes-plages et d'estrans dans les dépôts meubles dérivés du delta de la rivière Jupitagon ou de celui de la rivière Magpie.

4.14 - La côte deltaïque des rivières Magpie et Saint-Jean

Côte régulière de 33 km de longueur dans les sédiments meubles; vers la Magpie, les sédiments proviennent autant de l'érosion littorale du delta que de l'érosion fluviale et ces derniers sont dirigés vers l'est par la dérive littorale; vers la Saint-Jean, les sédiments proviennent uniquement de l'action fluviale et la déviation vers l'est de la masse sédimentaire et de la rivière (petite) Manitou ainsi que l'orientation des flèches littorales indiquent une dérive dans ce sens. On peut remarquer l'érosion littorale du front du delta qui se traduit par 7 km de falaises et quelques glissements de terrain; on peut aussi remarquer le déficit sédimentaire qui commence à former la baie vers Mingan. Sur le delta de la Magpie se poursuit une activité éolienne issue de vents venant de l'ouest ou de l'OSO.

4.15 - La côte à écueils de la rivière (petite) Manitou à la rivière Mingan

Côte rocheuse échancrée de 14 km de longueur dont 6 km de falaises constituées dans un escarpement de fracture; la longueur de côte des écueils est difficilement mesurable à cette échelle. Les 1 km

de côte et 2 km de hautes-plages et d'estrans dans les sédiments meubles proviennent des rivières (petite) Manitou et Mingan.

4.16 - La côte deltaïque de la rivière Mingan

Côte régulière de 5 km de longueur avec plus d'un kilomètre de falaises; dans la partie est de cette côte les sédiments proviennent plutôt de l'érosion littorale du delta. L'activité éolienne se poursuit à la surface du delta avec des vents venant de l'ouest.

4.17 - La côte à écueils de la rivière Mingan

Côte rocheuse échancrée de 9 km de longueur dont 2 km d'îles et d'écueils; le delta de la rivière Mingan a fourni les sédiments d'environ un kilomètre de côtes de dépôts meubles.

5 - Le niveau de 15 m

5.1 - La côte deltaïque de la rivière Moisie

Côte régulière de 24 km de longueur en majeure partie bordée de falaises (19 km) dans les sédiments meubles dérivés de l'érosion du delta lui-même. Après érosion de l'ancienne surface de 45-46 m dans la région de Maliotenam; la configuration de la côte est semblable à l'actuelle. Outre les matériaux venant de l'action fluviale et littorale, certains devaient provenir aussi de glissements de terrain. Selon l'orientation des flèches d'embouchure la dérive devait être convergente vers l'embouchure de la Moisie. En examinant le cas de la rivière aux Rats-Musqués qui a été plaquée au rebord du socle sur le côté

est du delta ainsi que le changement d'orientation de la rivière Moisie elle-même, on peut penser qu'il y aurait eu un changement d'est vers l'ouest de la dérive dominante entre le niveau de 45-46 m et le niveau de 15 m.

5.2 - La côte à écueils de la rivière Matamek à la rivière au Bouleau

Côte rocheuse échancrée de 92 km de longueur dont 11 km de falaises et 8 km d'îles et d'écueils; les 4 km de côtes et 4 km de hautes-plages et d'estrans de dépôts meubles proviennent des deltas des rivières Pigou et au Bouleau ainsi que de la mise en place soudaine vers 6 200 à 6 700 BP du delta de la rivière aux Rats-Musqués dans le cours de la rivière Matamek à 24 m d'altitude comme l'indiquent le faciès grossier et l'absence de structures entrecroisées (DESMARAIS, 1979). Une flèche d'embouchure indique que la dérive littorale se faisait vers l'ouest.

5.3 - La côte à tombolos de la rivière au Bouleau à la rivière (grande) Manitou

Côte régulière de 19 km de longueur avec 68% de côtes de dépôts meubles (13 km) et 1 km de hautes-plages et d'estrans dans les dépôts meubles provenant des deltas des rivières et ruisseaux; les 10 km de falaises sont autant localisés sur un escarpement de fracture que dans les sédiments meubles. La configuration de cette côte est semblable à l'actuelle.

5.4 - La côte deltaïque de la rivière (grande) Manitou

Côte régulière à falaise de 2 km de longueur dans les sédiments meubles ou même emplacement que le niveau de 45-46 et que le niveau actuel.

5.5 - La côte à tombolos de la rivière (grande) Manitou à la rivière Sheldrake

Côte échancrée de 24 km de longueur dont 41% de côtes dans les sédiments meubles (10 km) dérivés des deltas des rivières (grande) Manitou, aux Graines et à la Chaloupe. Le trait de côte, bordé de 7 km de falaises, ressemble au trait de côte actuel. A ce moment là, la rivière à la Chaloupe devait être déviée vers l'ouest jusqu'à l'embouchure de la rivière aux Graines et la dérive littorale devait se faire dans ce sens.

5.6 - La côte deltaïque de la rivière Sheldrake

Côte régulière sans falaise de 2 km de longueur dans les sédiments meubles; l'embouchure de la rivière se situe au même endroit et est barrée de la même flèche d'embouchure dirigée vers l'ouest qu'actuellement.

5.7 - La côte à tombolos de la rivière Sheldrake à la rivière Jupitagon

Côte peu échancrée de 23 km de longueur avec 70% de côtes de dépôts meubles (16 km) et 5 km de falaises; le trait de côte prend la

configuration de l'actuel trait de côte et la flèche d'embouchure dirigée vers l'ouest de la rivière Couture indique une dérive littorale dans ce sens.

5.8 - La côte deltaïque de la rivière Jupitagon

Côte régulière sans falaise de 2 km de longueur dans les sédiments meubles; l'embouchure de la rivière se situe au même endroit et est barrée de la même flèche d'embouchure dirigée vers l'ouest qu'actuellement.

5.9 - La côte à tombolos de la rivière Jupitagon à la rivière Magpie

Côte peu échancrée de 6 km de longueur dont 50% de côtes dans les sédiments meubles (3 km) et 1 km de falaises; le trait de côte prend la configuration de l'actuel trait de côte.

5.10 - La côte deltaïque des rivières Magpie, Saint-Jean et Mingan

Côte régulière de 44 km dans les sédiments meubles érodés aux deltas par les cours d'eau qui s'y entaillent. L'embouchure de la Magpie se situe à son emplacement actuel et la rivière possède une flèche d'embouchure dirigée vers l'est; alors qu'il y a sédimentation fluviale à l'ouest de la rivière, il y a érosion à l'est sur environ 6 km (falaises). L'embouchure de la Saint-Jean se situait à environ 2 km à l'ouest de l'embouchure actuelle mais elle était quand même affectée de deux flèches d'embouchure en sens contraire, ce qui indique une dérive aussi complexe que l'actuelle à cet endroit; il est ce-

pendant probable que la dérive vers l'est devait prédominer si l'on se fie au fait que la masse sédimentaire est déviée vers l'est et qu'une longue flèche de 7 km de longueur ait pu se former vers l'est. Cette flèche littorale barre complètement la baie peu profonde où se situe actuellement le lac Patterson. Cette flèche abritait aussi les embouchures des rivières (petite) Manitou et Mingan; dans ce dernier cas on retrouve non seulement une ancienne flèche dirigée vers l'ouest mais aussi des structures deltaïques dans ce sens (sites 750723-F, G, H). L'importance de la masse sédimentaire à l'ouest de l'embouchure de la Mingan est probablement une indication que beaucoup de ces sédiments proviennent du delta de la Romaine à l'est qui se situe vers la fin de sa phase deltaïque maximale, ce qui confirmerait une dérive littorale vers l'ouest dans ce secteur. Selon toute probabilité aussi ce niveau correspondrait à la période des grands glissements de terrain de la vallée de la Saint-Jean vers 7 200-6 000 BP (section 4.2.3b).

5.11 - La côte à tombolos de la rivière Mingan

Côte peu échancrée de 8 km de longueur avec 50% de côtes de sédiments meubles (4 km) et un kilomètre de hautes-plages et d'estrans dans les sédiments meubles; une flèche dirigée vers l'est à l'embouchure de la rivière Chasseur indique une dérive secondaire dans ce sens à cet endroit.

5.12 - La côte à cuestas des îles de Mingan

Les quatre îles qui font partie de l'étude sont rocheuses

(12 km) avec très peu de sédiments meubles: 1 km de côtes sur l'île Nue de Mingan et 2 km de hautes-plages et d'estrans. Les 5 km de falaises rocheuses se situent principalement au nord.

6 - Le niveau actuel

Cette section reprend en plus détaillé et strictement pour la zone d'étude intensive, l'approche par zones homogènes qui avait été faite dans la section 4.2.4a; les données sur la dérive littorale demeurent les mêmes de sorte qu'elles ne sont pas reprises ici.

6.1 - La côte deltaïque de la rivière Moisie

Côte régulière de 26 km de longueur dans les sédiments meubles, ce qui représente une augmentation de 2 km par rapport au niveau de 15 m; ce qui a été fait par les flèches d'embouchure de la rivière.

6.2 - La côte à écueils de la rivière Matamek à la rivière au Bouleau

Côte rocheuse échancrée de 86 km de longueur dont 23 km d'îles et d'écueils, 26 km de falaises, 9 km de côtes et 8 km de hautes-plages et d'estrans dans les sédiments meubles; cette côte s'est donc peu régularisée depuis le niveau de 15 m même si les sédiments meubles sont plus nombreux.

6.3 - La côte à tombolos de la rivière au Bouleau à la rivière (grande) Manitou

Côte peu échancrée à régulière de 21 km de longueur dont 58%

de côtes de dépôts meubles (12 km), 2 km de hautes-plages et d'estrans dans les dépôts meubles et 14 km de falaises; cette côte ne s'est pas modifiée sensiblement depuis le niveau de 15 m.

6.4 - La côte deltaïque de la rivière (grande) Manitou

Côte régulière à falaise de 3 km de longueur dans les sédiments meubles au même emplacement que les niveaux de 45-46 et de 15 m; le gain de 1 km par rapport au niveau de 15 m est dû à l'allongement de la flèche d'embouchure.

6.5 - La côte à tombolos de la rivière (grande) Manitou à la rivière Magpie

Côte échancrée de 100 km de longueur dont 29% de côtes de dépôts meubles (29 km), 15 km d'îles et d'écueils, 35 km de falaises et 12 km de hautes-plages et d'estrans dans les sédiments meubles. Par rapport au niveau de 15 m, la longueur de cette côte a pratiquement doublé à cause de la sédimentation deltaïque de la zone de la rivière à la Chaloupe mais surtout par l'émersion d'un relief plus morcelé avec de nombreuses îles et de nombreux écueils.

6.6 - La côte deltaïque des rivières Magpie, Saint-Jean et Mingan

Côte régulière de 40 km de longueur dans les sédiments meubles avec 26 km de falaises. Mis à part le déplacement vers l'est de l'embouchure de la Saint-Jean, cette côte n'a pas subi de changements majeurs à l'ouest du lac de la Fonderie. Entre le lac de la Fonderie

et la baie de Mingan, se sont accumulés les sédiments arrachés au secteur précédent sous la forme de la Longue Pointe à l'abri des îles aux Perroquets et Nue de Mingan. A l'est de la baie de Mingan, la baie du lac Patterson s'est fermée complètement et la rivière Mingan poursuit la construction de son delta à l'abri de l'île du Havre de Mingan en érodant ses propres sédiments.

6.7 - La côte à tombolos de la rivière Mingan

Côte peu échancrée de 12 km de longueur avec 67% de côtes de dépôts meubles (8 km), 2 km de hautes-plages et d'estrans dans les dépôts meubles et 3 km de falaises. Malgré la tendance à la régularisation de cette côte par les sédiments meubles, l'émersion d'un relief plus morcelé en a fait augmenter la longueur.

6.8 - La côte à cuestas des îles de Mingan

Les îles qui font partie de l'étude représentent 36 km de côtes dont 14 km de côtes de dépôts meubles au sud, 16 km de falaises au nord et 8 km de hautes-plages et d'estrans dans les sédiments meubles.

RÉSUMÉ

Dans un premier temps dans cette thèse, sont caractérisés au niveau de la lithostratigraphie et de la géomorphologie les divers environnements quaternaires de la Moyenne Côte Nord. Dans un deuxième temps, est présentée une reconstitution chronostratigraphique et paléogéographique de la zone côtière au Wisconsinien terminal et surtout au Goldthwaitien.

Après une introduction situant le cadre d'étude, un deuxième chapitre résume les grands traits physiques qui seront utiles ou sur lesquels seront basées certaines parties du texte qui suit. Le chapitre trois décrit les diverses formations meubles selon leur environnement et analyse leurs textures, leurs paramètres granulométriques et leurs familles de courbes granulométriques ce qui permet de les différencier avec d'autres critères structuraux et géomorphologiques. Ce chapitre débouche sur une coupe lithostratigraphique généralisée où l'on allie les domaines terrestre et marin. Le chapitre quatre présente un zonage géomorphologique des différents environnements sédimentaires en fonction des régions physiographiques. Dans ce chapitre, on s'attache aussi à l'efficacité d'érosion des calottes glaciaires, à la signification géomorphologique des deltas et des terrasses et leur correspondance altimétrique ainsi qu'à la signification géomorphologique de la cuirasse ferrugineuse. Enfin, on y caractérise

les divers environnements côtiers de la zone d'étude dans l'ensemble de la Côte Nord et l'on traite de l'origine des terrasses rocheuses des îles de Mingan et d'Anticosti.

Dans un cinquième chapitre on détermine le cadre régional en partie avec des données extra-régionales où l'on observe des corrélations évidentes entre les fluctuations climatiques, glaciaires et des niveaux marins ainsi que les principaux événements géomorphologiques. Entre autres, les principales détériorations climatiques correspondent à des données géomorphologiques glaciaires ou périglaciaires tandis que les principales améliorations climatiques correspondent à l'âge des principales terrasses de sédiments meubles déterminé par une courbe d'émersion. Enfin, la chronostratigraphie et la paléogéographie du Wisconsinien supérieur et terminal sont intégrées à ce chapitre. L'entière Côte Nord a été englacée sauf quelques secteurs peut-être de la Basse Côte Nord et d'Anticosti. Le déglacement s'est produit parallèlement à la côte, talonné par la transgression marine. Quelques étapes de déglacement sont définies et on essaie de les corréler avec des étapes extra-régionales connues. On a ainsi suivi sur plus de 800 km entre la rivière Manicouagan et le Labrador, le complexe morainique de Manitou-Matamek.

La transgression marine marquant le Goldthwaitien inférieur et moyen fait la transition avec la chronostratigraphie et la paléogéographie du Postglaciaire qui font l'objet du dernier chapitre. Cette transgression s'est effectuée jusqu'à 131 m en même temps que certains lacs proglaciaires éphémères dans les principales vallées. Les

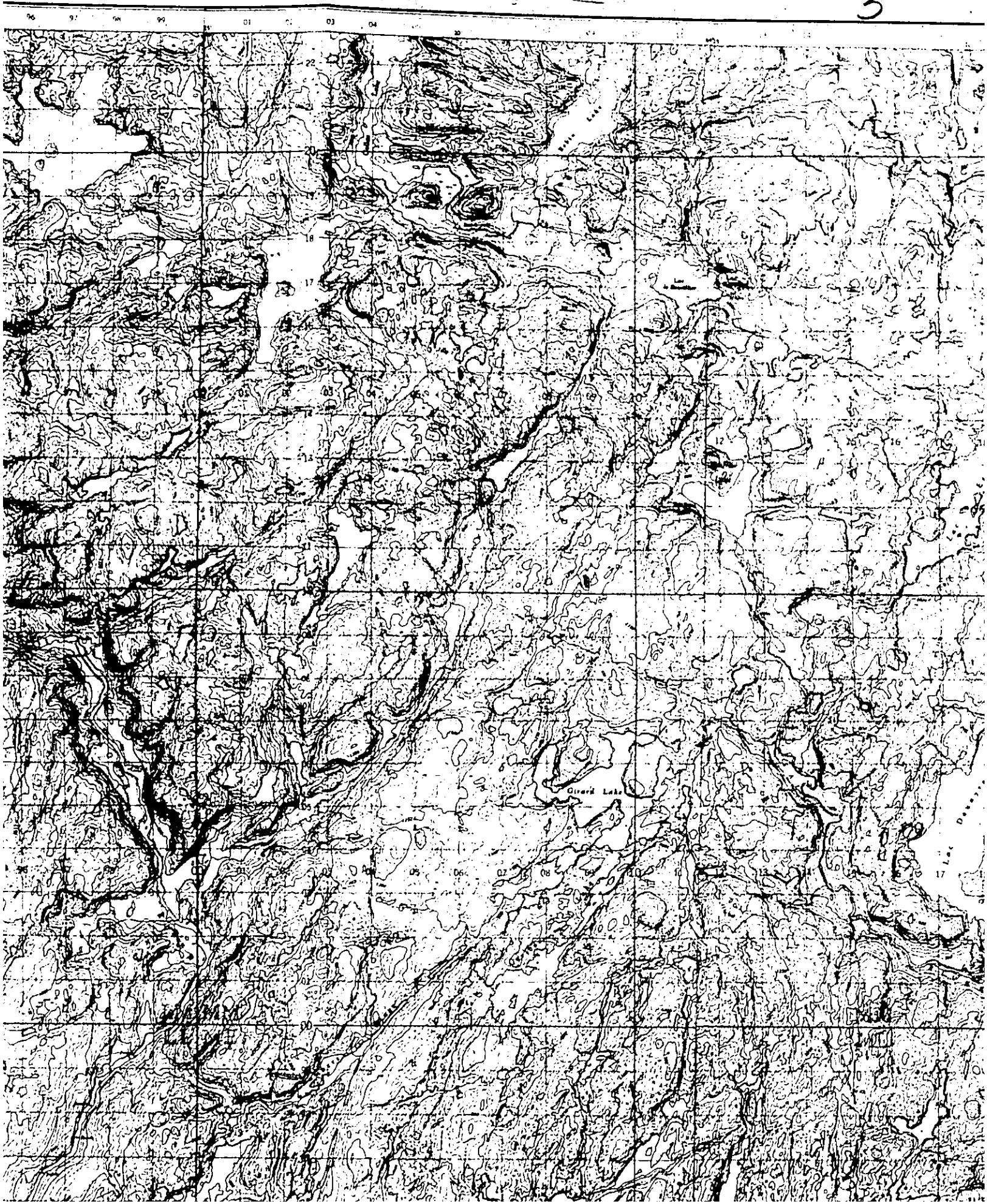
étapes de la régression marine sont reconstituées en même temps que les environnements côtiers pour le Goldthwaitien supérieur. On y met en évidence les étapes rapides d'émersion supérieures à 15 m d'altitude accompagnées des effets glaciaires et fluvioglaciaires et les étapes lentes d'émersion inférieures à 15 m d'altitude ne subissent plus les effets glaciaires et fluvioglaciaires et peut-être affectées par des transgressions récentes. On s'aperçoit que la ligne de rivage et les différents environnements côtiers évoluent selon les étapes et sont dépendants des apports fluviaux de sédiments à la côte.

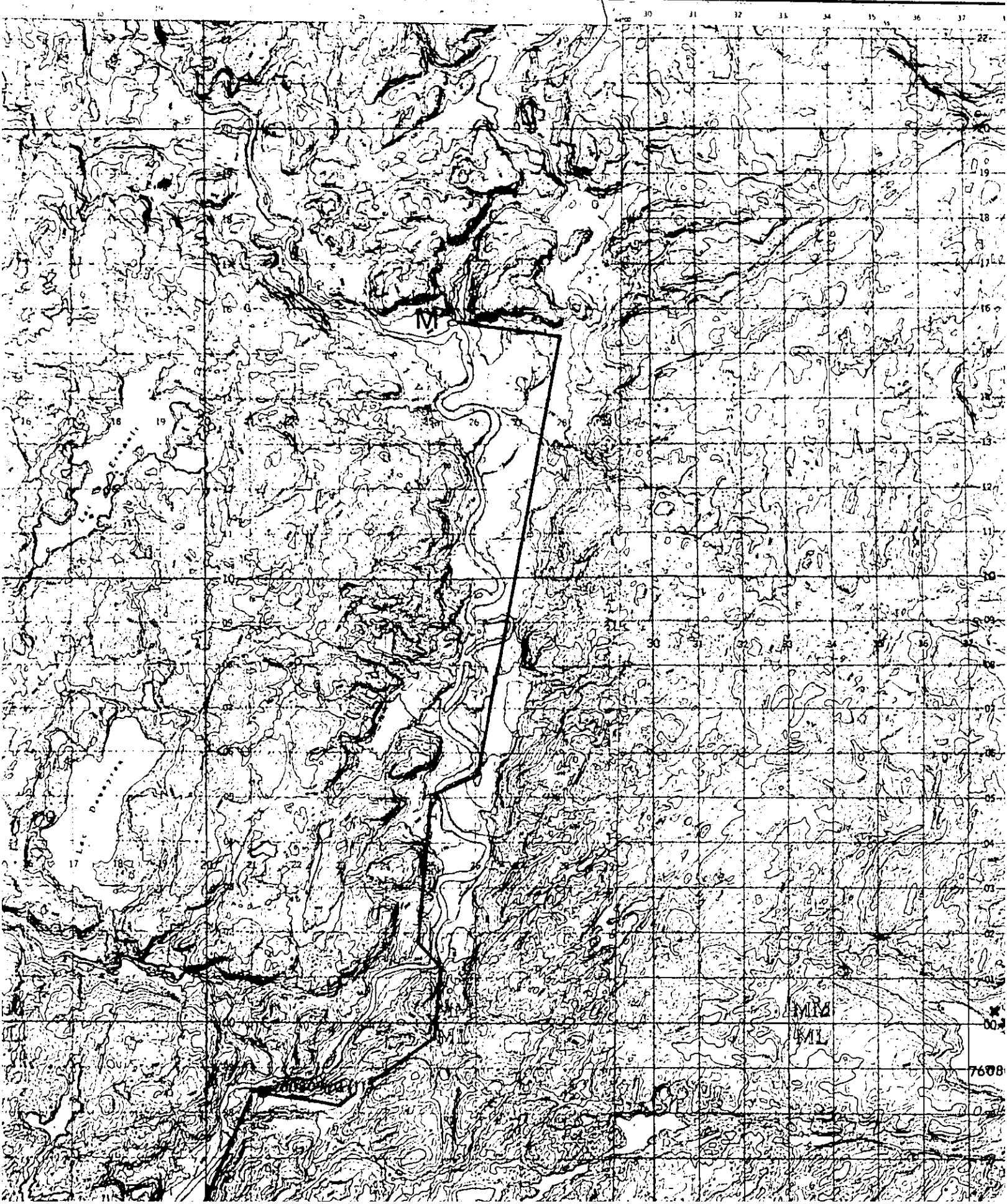
L'évolution de la zone côtière se termine par une étude historique des côtes sableuses principalement par photo-interprétation et un essai de prospective d'évolution. L'étude historique permet de confirmer un déficit sédimentaire des côtes au moins depuis près d'un siècle. Lors des tempêtes les côtes s'érodent et le déficit grandissant d'apports fluviaux ne permet plus le remplacement adéquat des sédiments. Enfin, une prospective de l'allure de la côte a été tracée en tenant compte du rebondissement isostatique résiduel et en mentionnant l'impact négatif de la régularisation des débits des cours d'eau par le harnachement hydroélectrique.

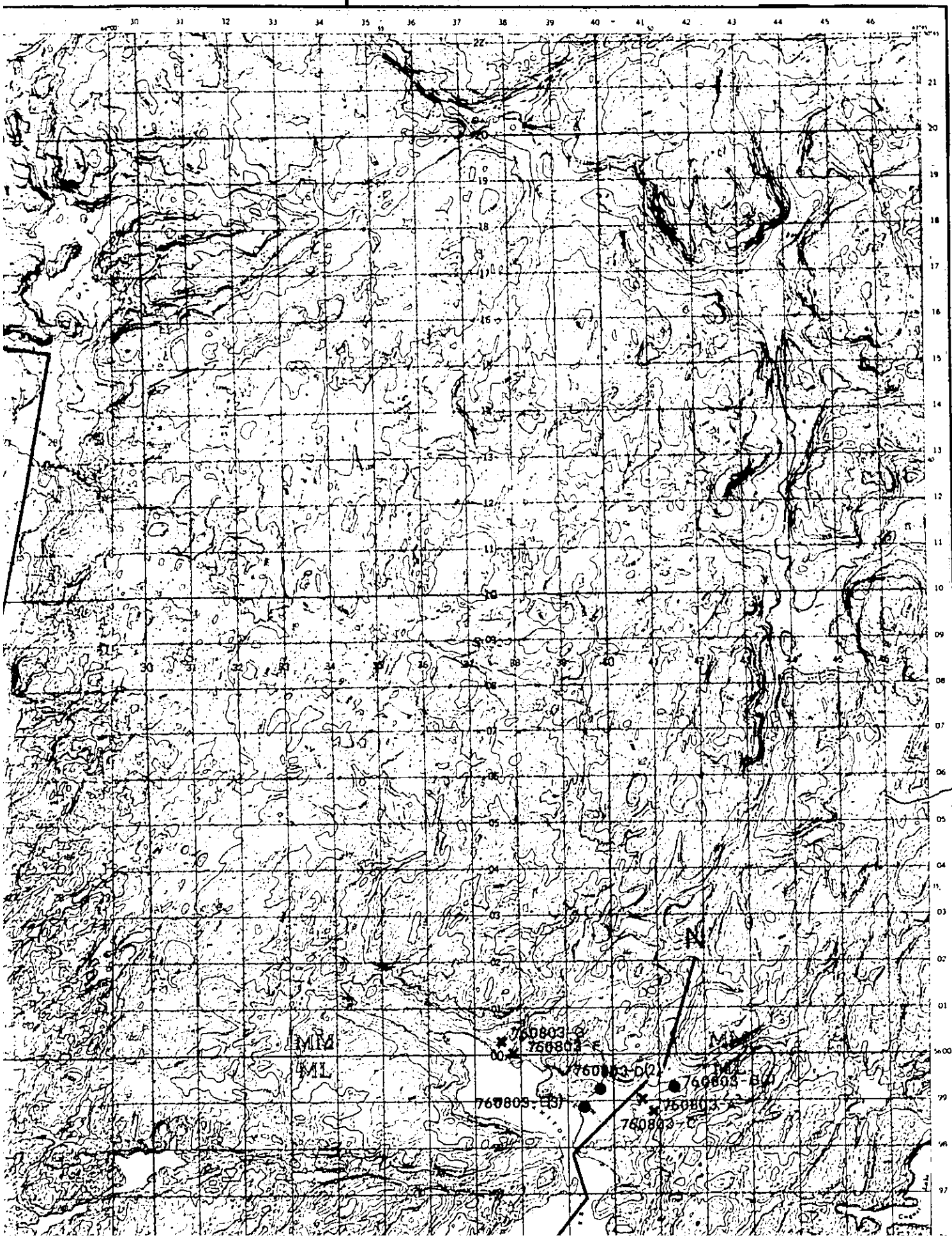
1 OF

2 OF

2

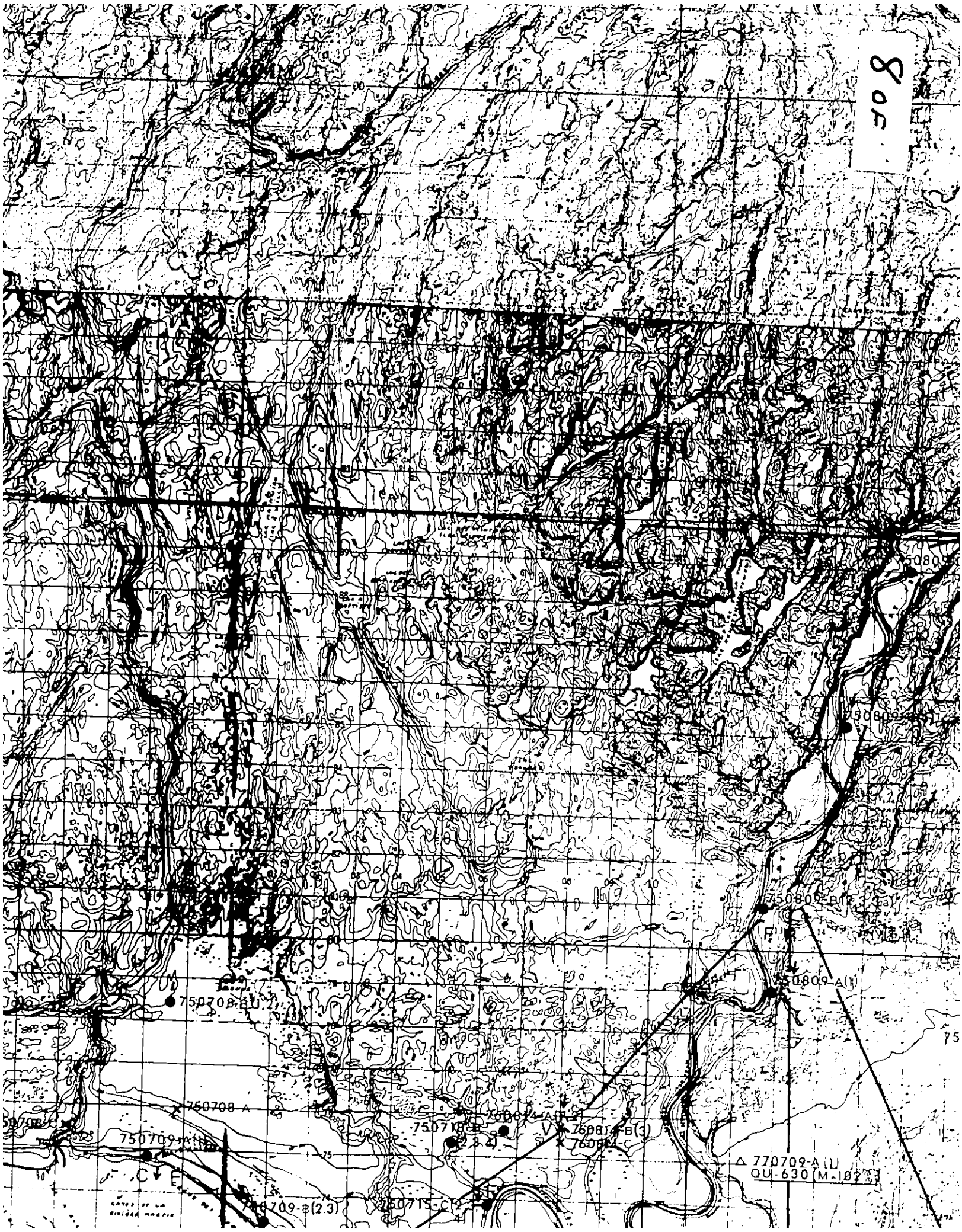

Girard Lake

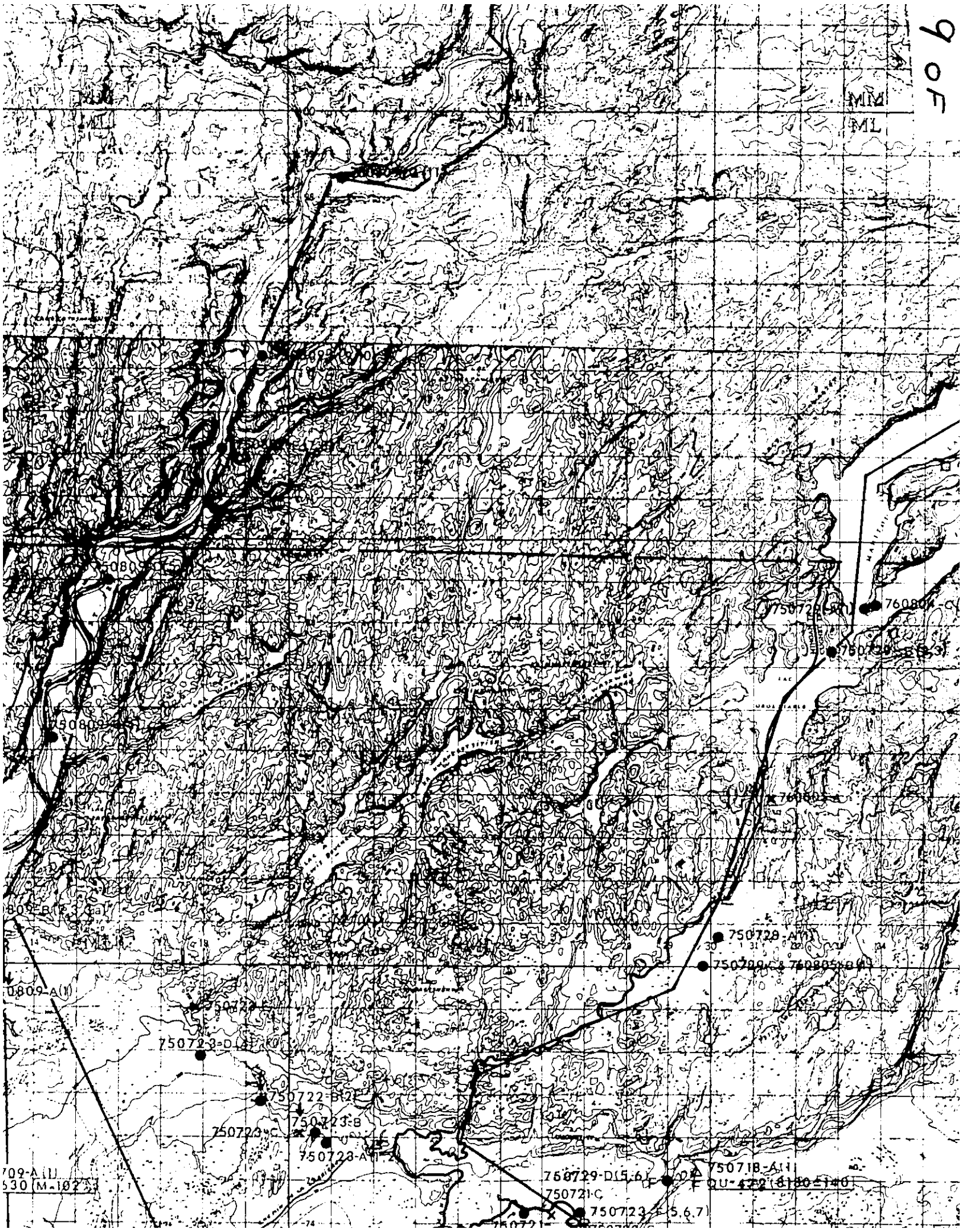

M
MM
ML

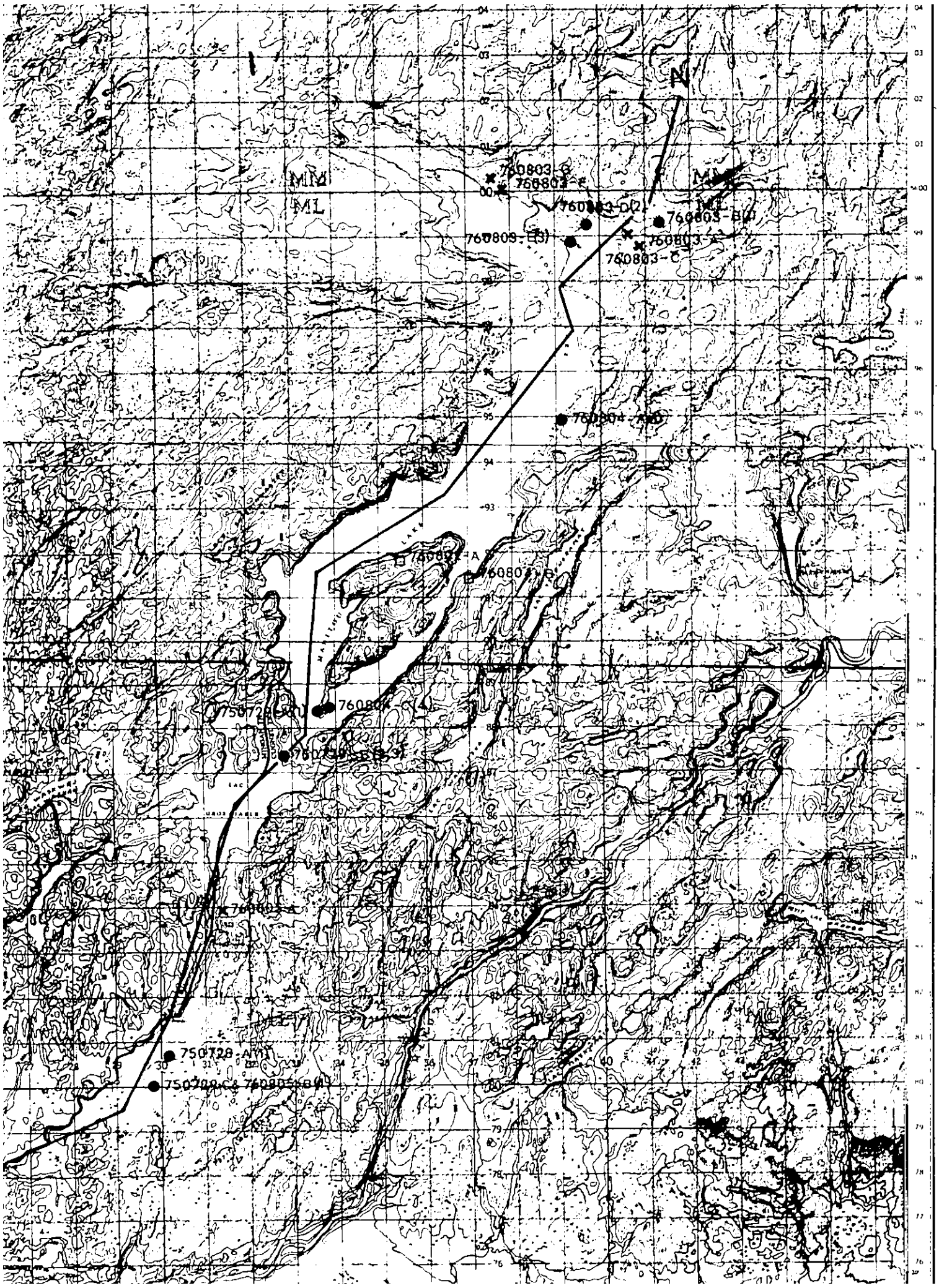

760803-C
760803-B
760803-A
760803-D
760803-E
760803-F
760803-G
ML
ML
ML
N

6 OF

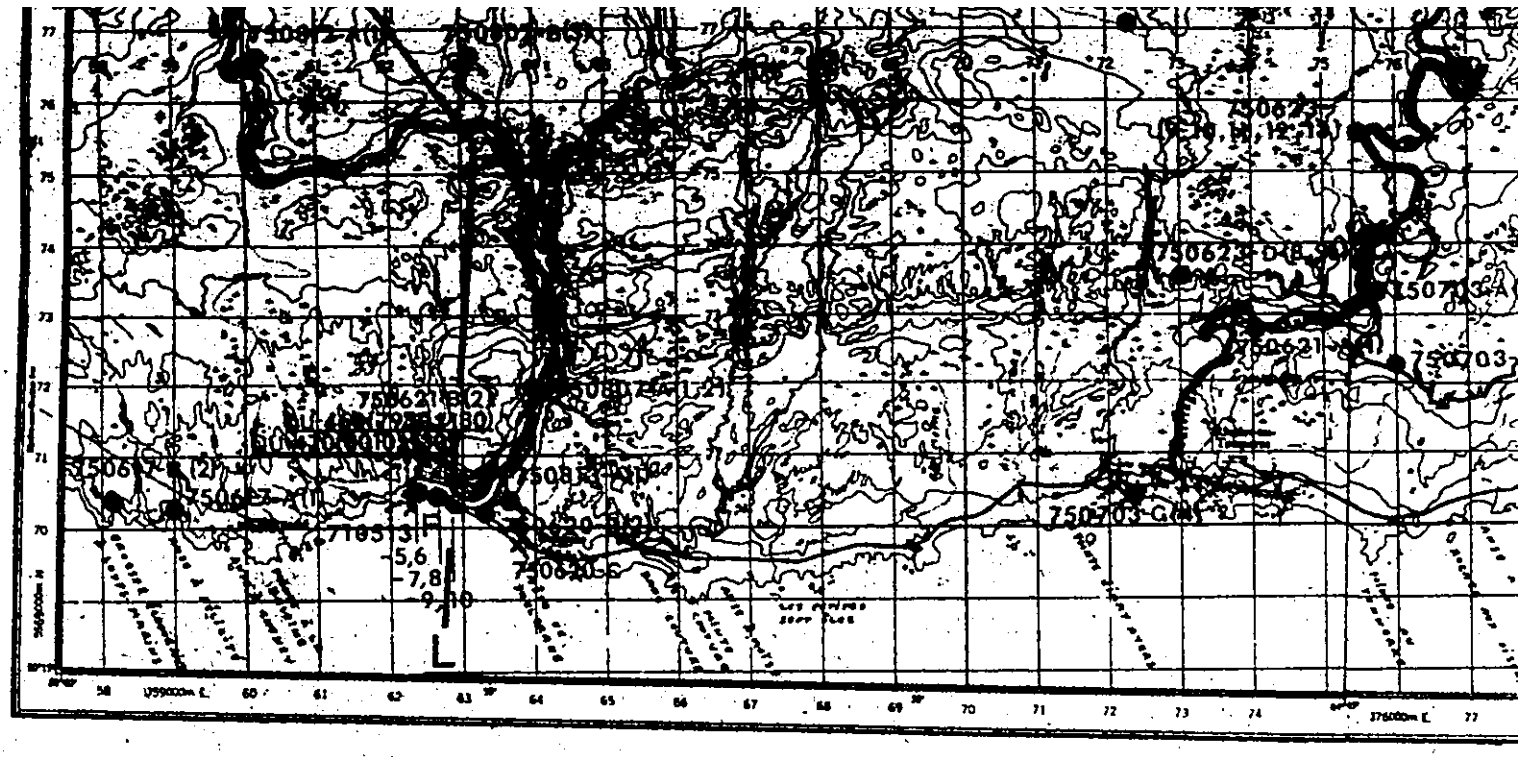
7 of 7
750707-A (1)
750707-B (2)


750809-B(2)
750809-A(1)
750708-B(U.2)
750708-A
750709-A(1)
750709-B(2.3)
750709-C(2)
750709-C
750807-A(1)
750807-B(3)
750807-C
770709-A(1)
QU-630 (M-182)

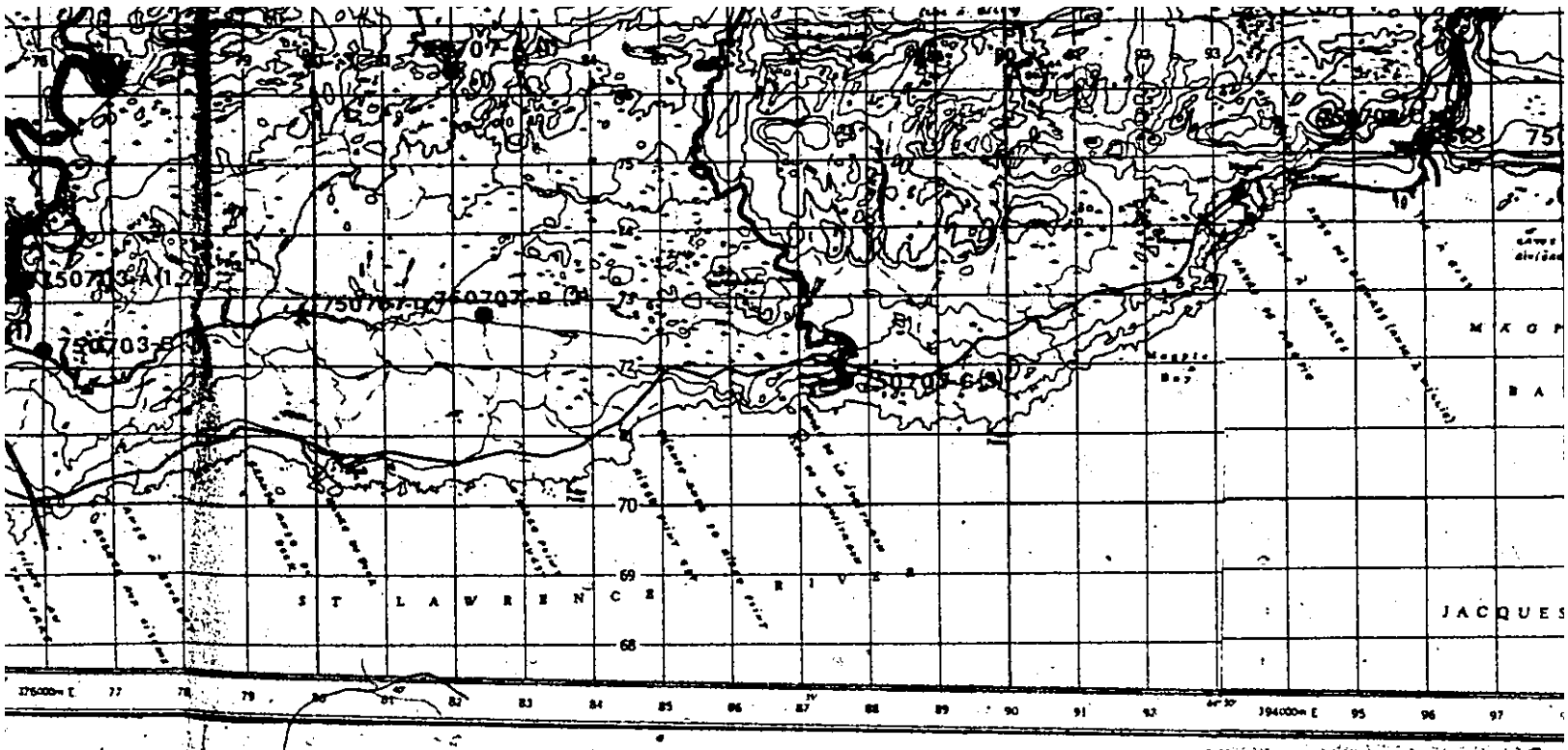

MM
ML
750728-A(?)
760805-A(?)
750722-B(2)
750723-B
750723-C
750728-A(1)
750723-(5,6,7)
750721-C
760729-D(5,6)
750718-A(1)
QU-472 (8180±140)
(M-102)


760803-G
760803-F
760803-D(2)
760803-B(2)
760803-B(3)
760803-A
760803-C
760803-E
760803-A
760803-G
760803-C(4)
750728-A(1)
750728-A(1)

10 of



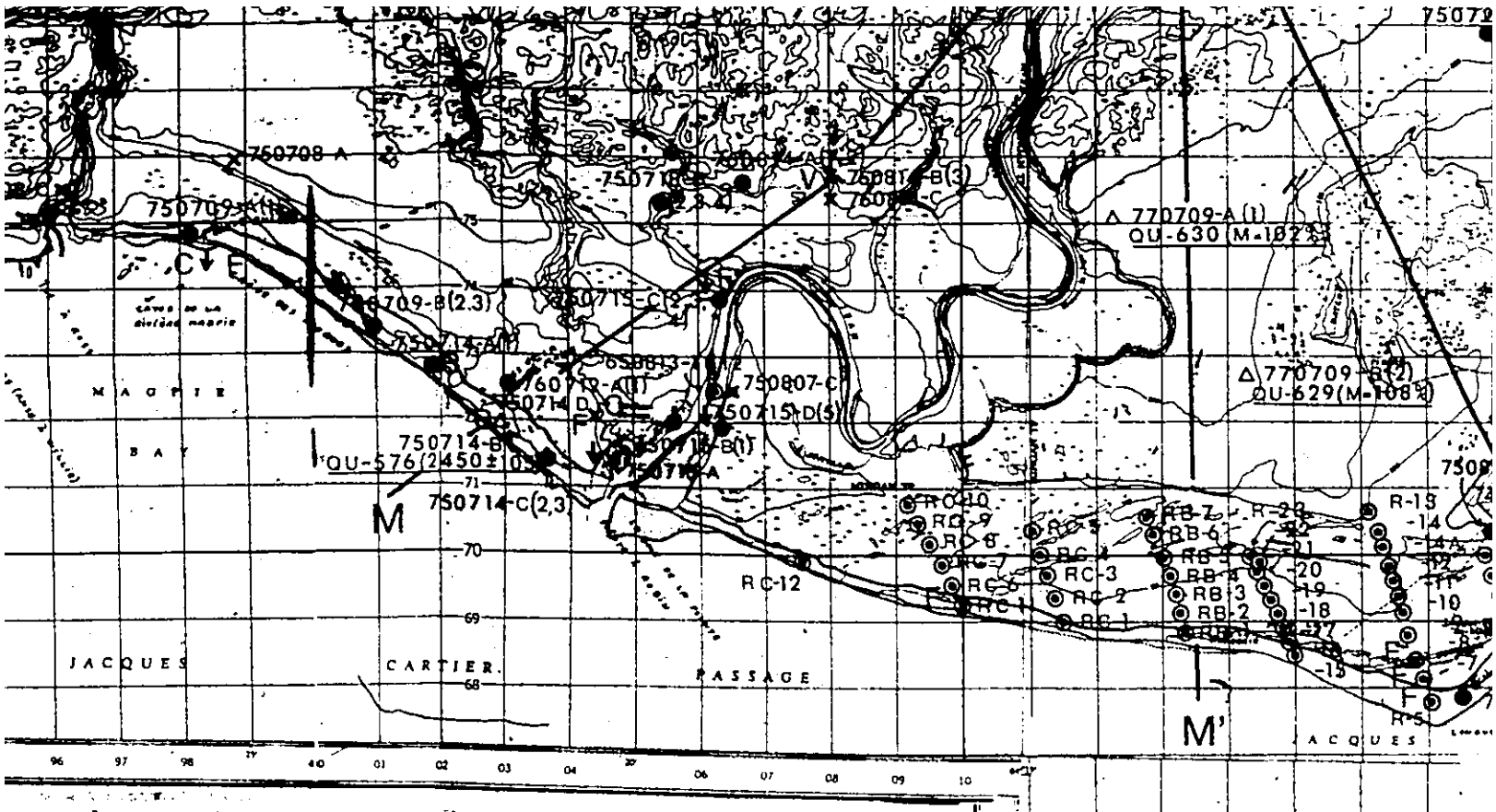
11 OF



12 OF

- SITE D'OBSERVA STRATIGRAPHIQU
- SITE D'ÉCHANTI DES SÉDIMENTS
- SITE DE FORAG
- SITE DE DATATIC
- DIAGRAMME POL
- COQUILLAGES

12



D'OBSERVATION
ATIGRAPHIQUE

D'ÉCHANTILLONNAGE
SÉDIMENTS

DE FORAGE

DE DATATION

GRAMME POLLINIQUE

UILLAGES

C CONCRÉTIONS CALCAIRES

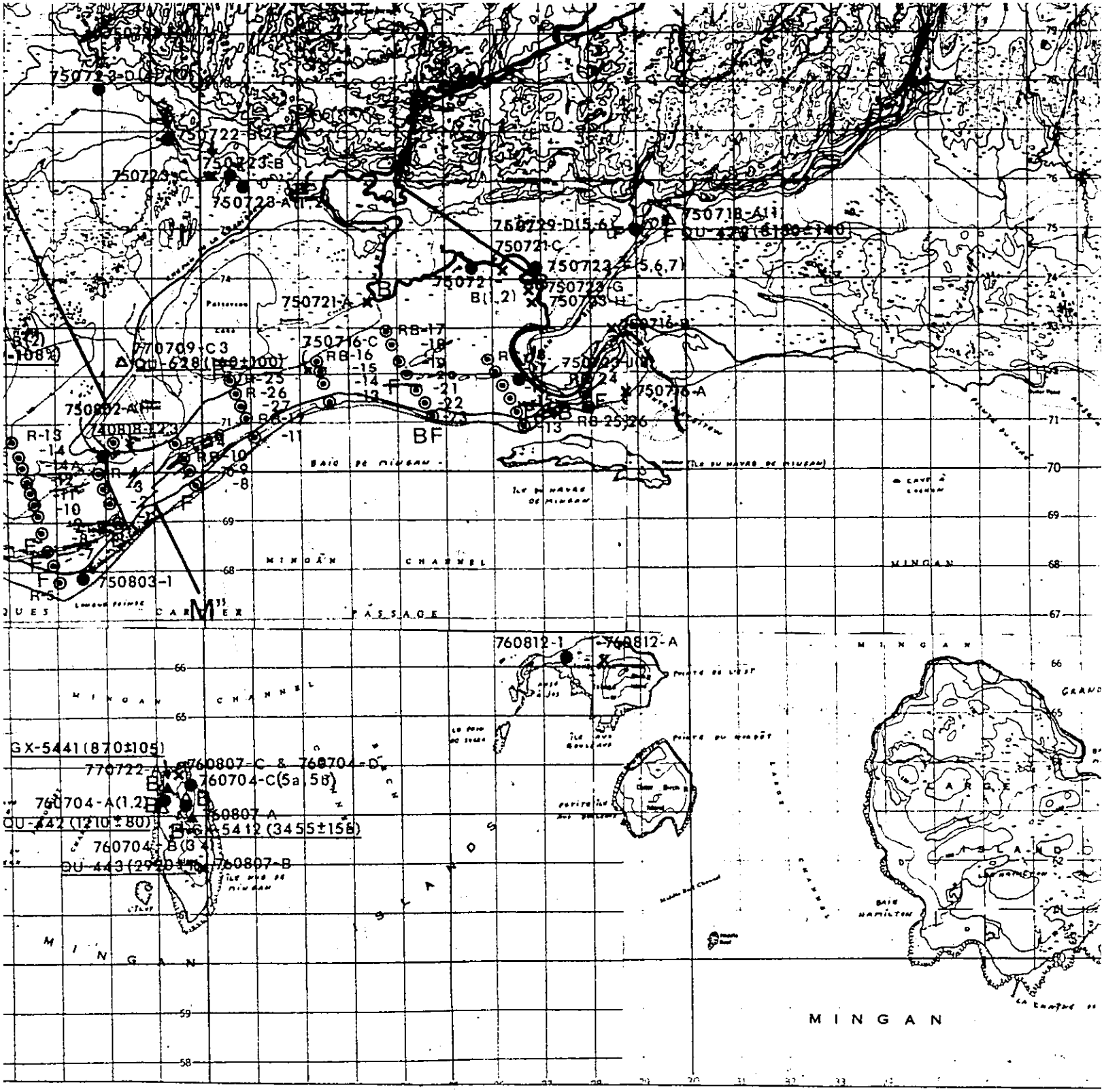
B BOIS OU ORGANIQUE FOSSILE

↓ STRUCTURES DE CHARGE DE FLUAGE D'ENTRAÎNEMENT OU D'AFFAISSEMENT DANS DIVERS SÉDIMENTS

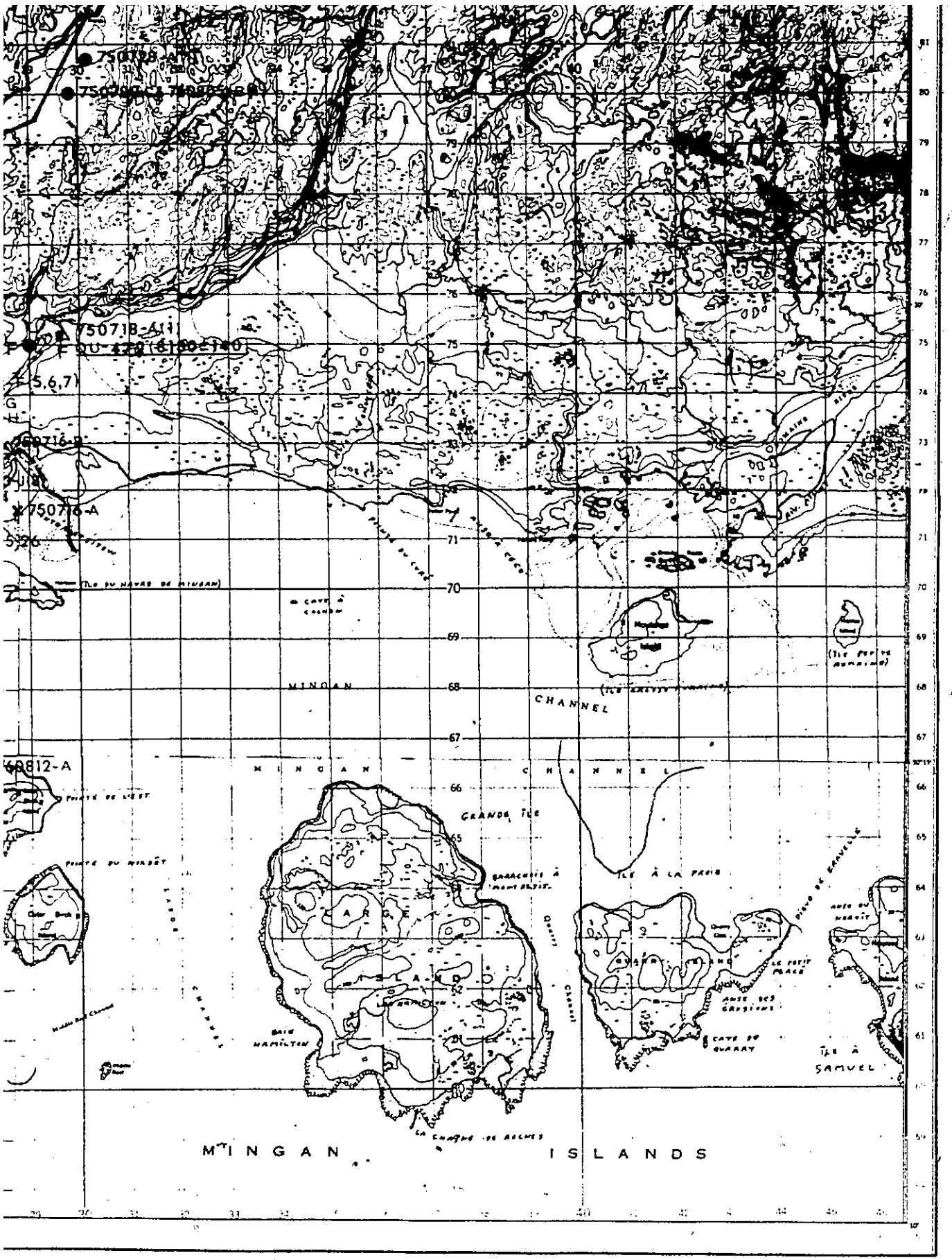
R FISSURES DE RETRAIT DANS LES SÉDIMENTS MARINS (ST-JEAN)

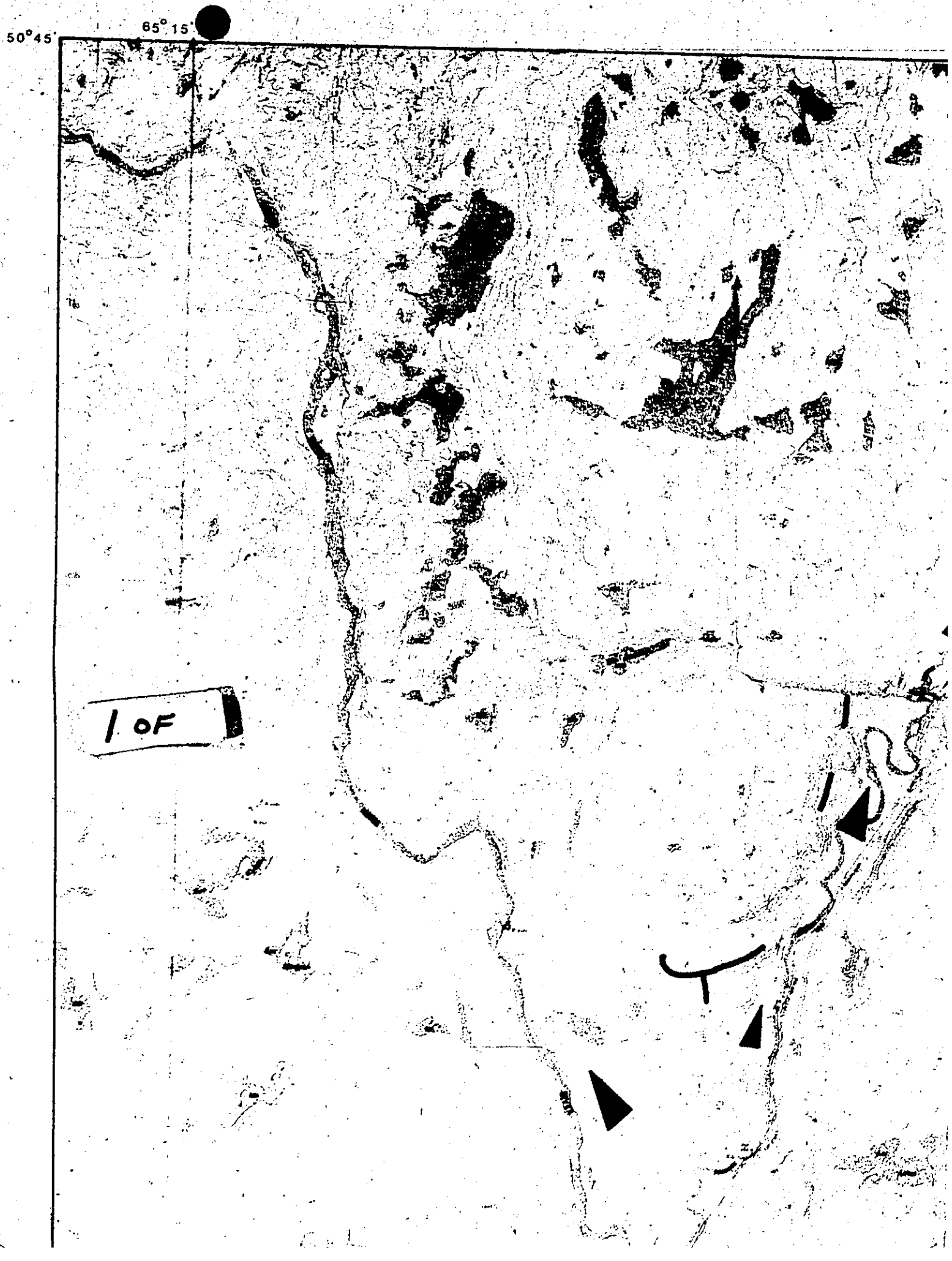
V CRYOTURBATION

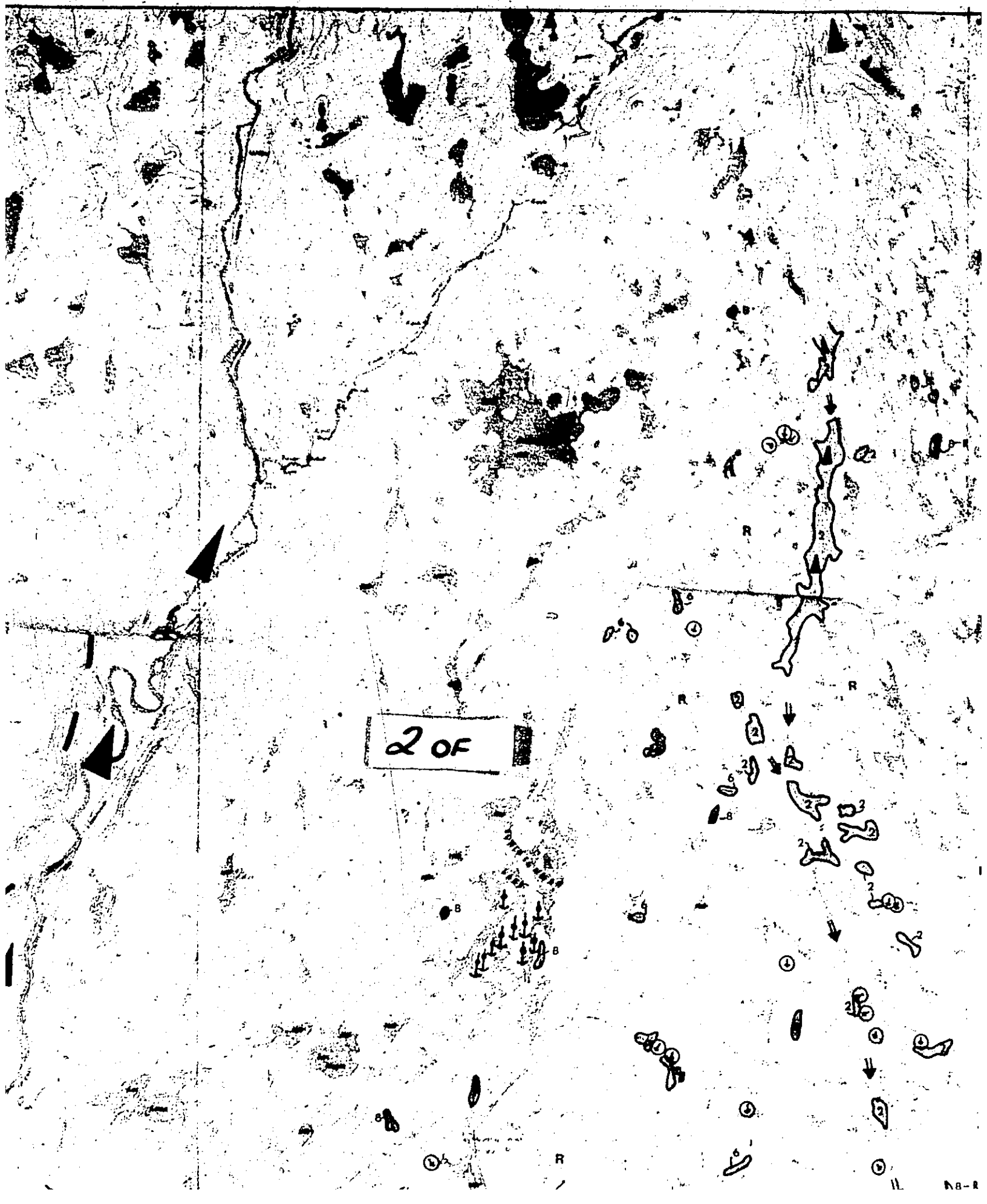
13 OF 13

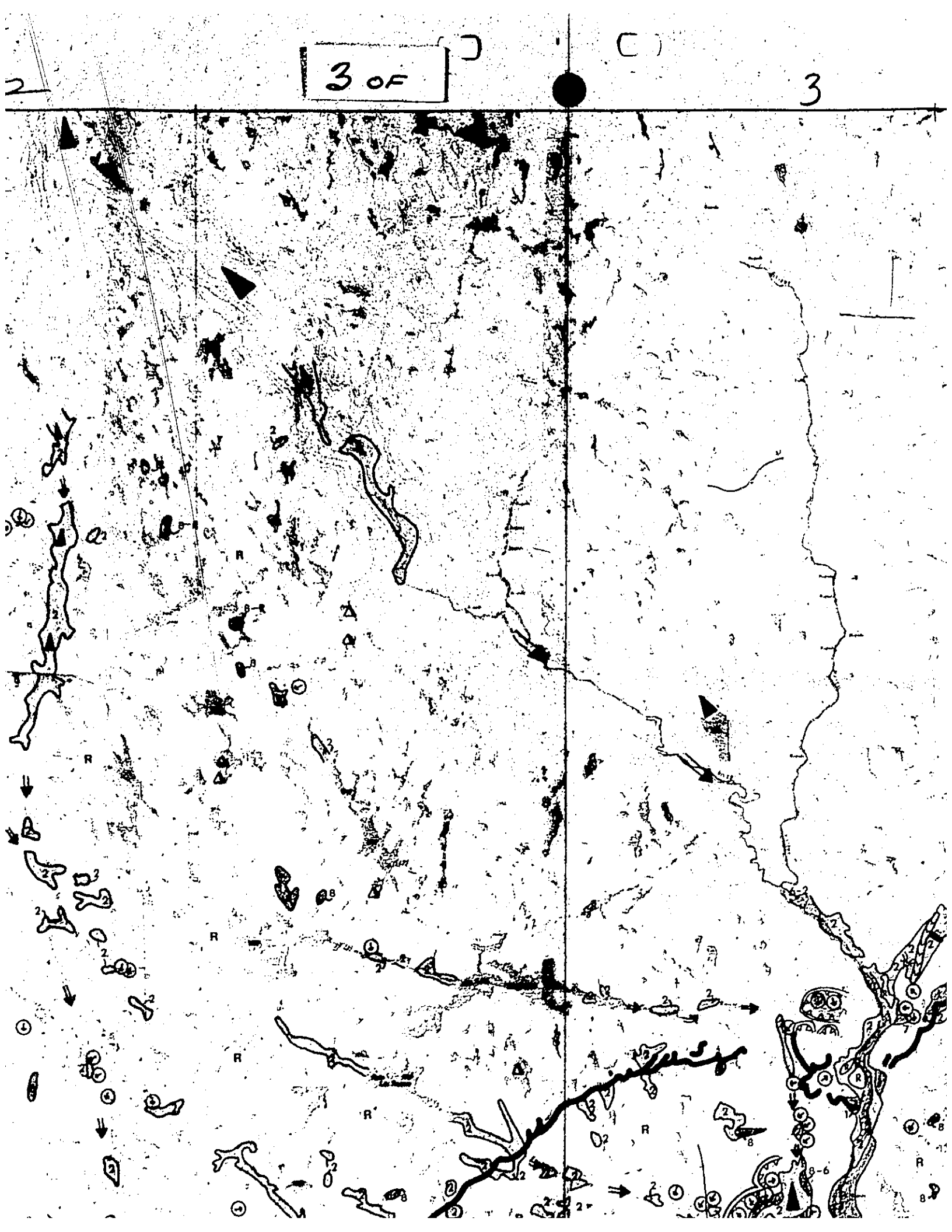

750723-D(1,2,3)
750722-B(2)
750723-B
750723-C
750723-A(1,2)
750729-D(5,6,7)
750721-C
750723-F(5,6,7)
750721-A
750723-G
750723-H
750716-B
770709-C3
GU-628(1190±100)
750716-C
RB-16
RB-17
RB-18
RB-19
RB-24
750716-A
750802-A(F)
750803-1
RB-25/26
BF
MINGAN CHANNEL
MINGAN PASSAGE
760812-1
760812-A
GX-5441(870±105)
770722-A
760807-C & 760704-D
760704-C(5a,5b)
760704-A(1,2)
760807-A
GX-5412(3455±155)
760704-B(3,4)
GU-443(2920±110)
760807-B
MINGAN
MINGAN ISLAND

1 14 OF

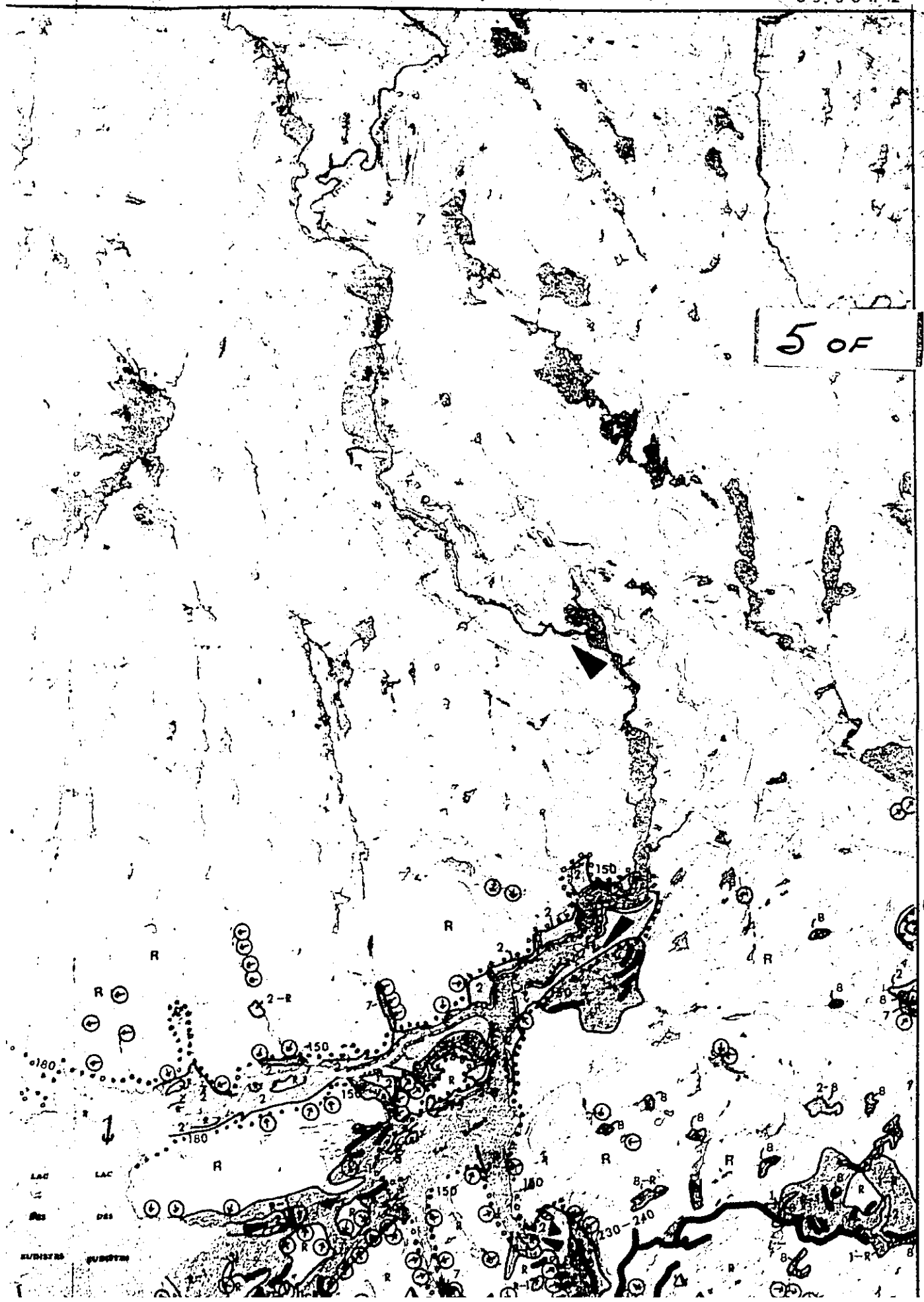

MINGAN
CHANNEL
GRANDE ÎLE
ÎLE À LA PAIX
ÎLE À SAMUEL
BAIE HAMILTON
M^TINGAN ISLANDS


50°45'
65° 15'
1 OF


2 OF


3 OF
2
3

4 OF
180
180

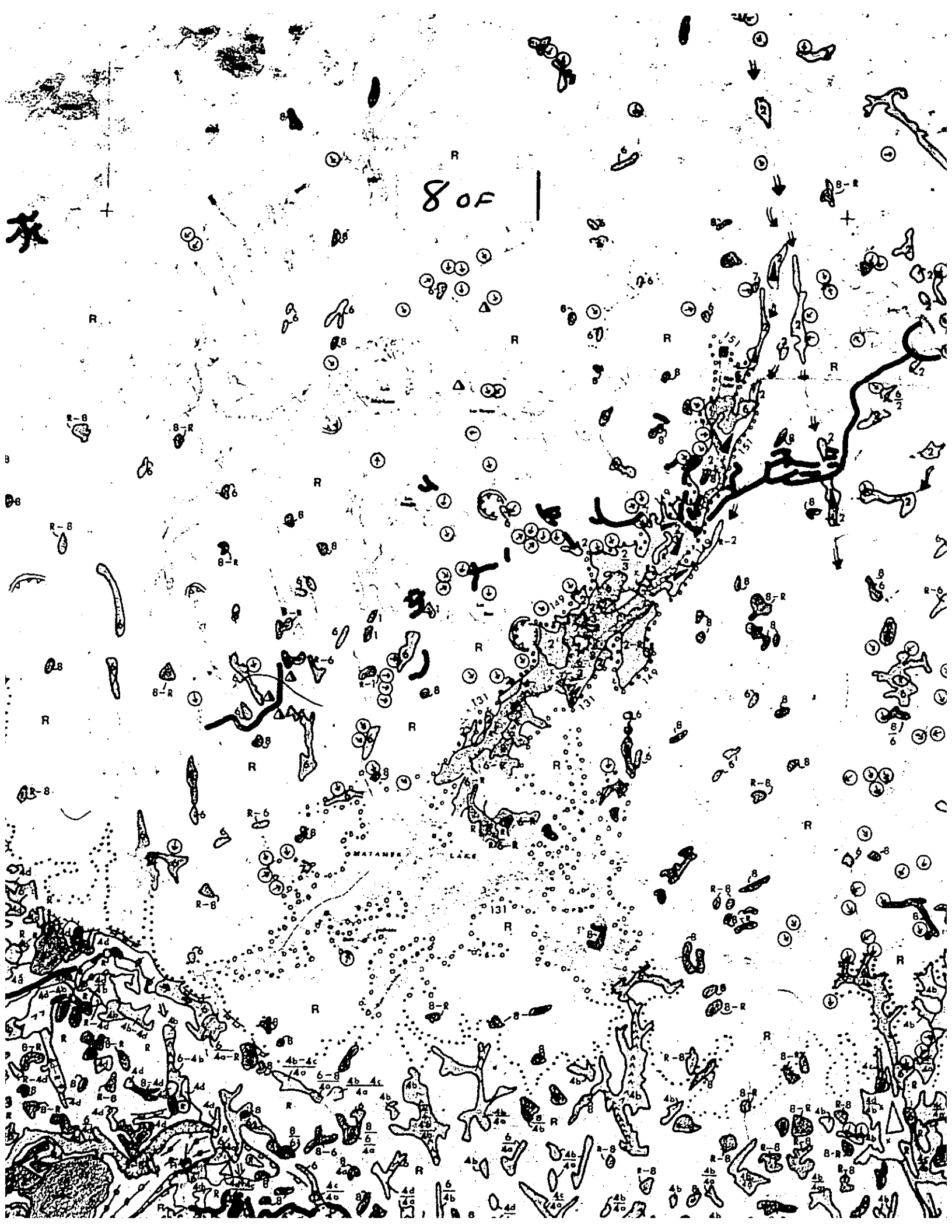

22 1/2 8-9 5-6-11-12
50° 45
5
5 OF
R
2-R
150
180
240
8-R
1-R
2-β

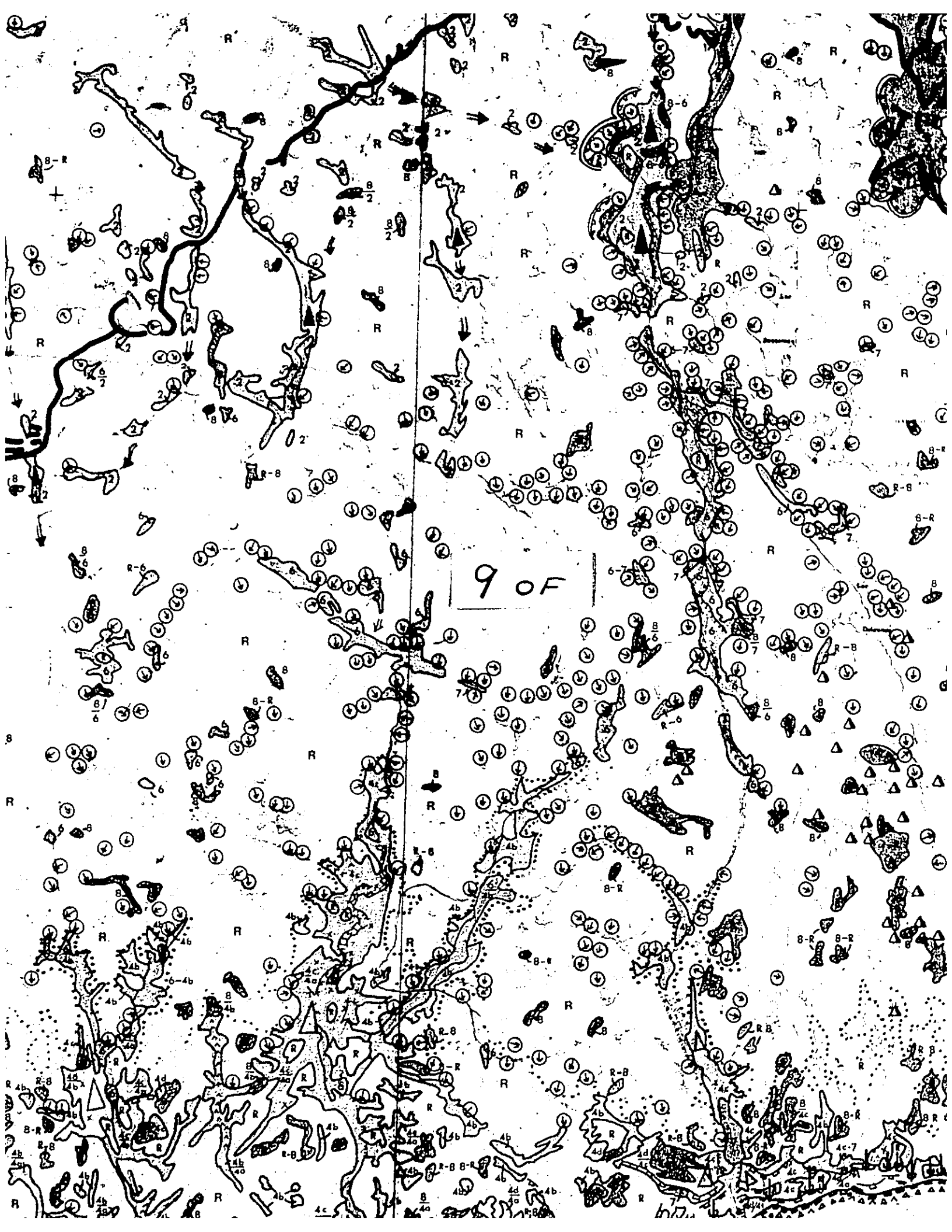
GÉOMORPHOLOGIE ET FORMATIONS MEUBLES QUATERNAIRES DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

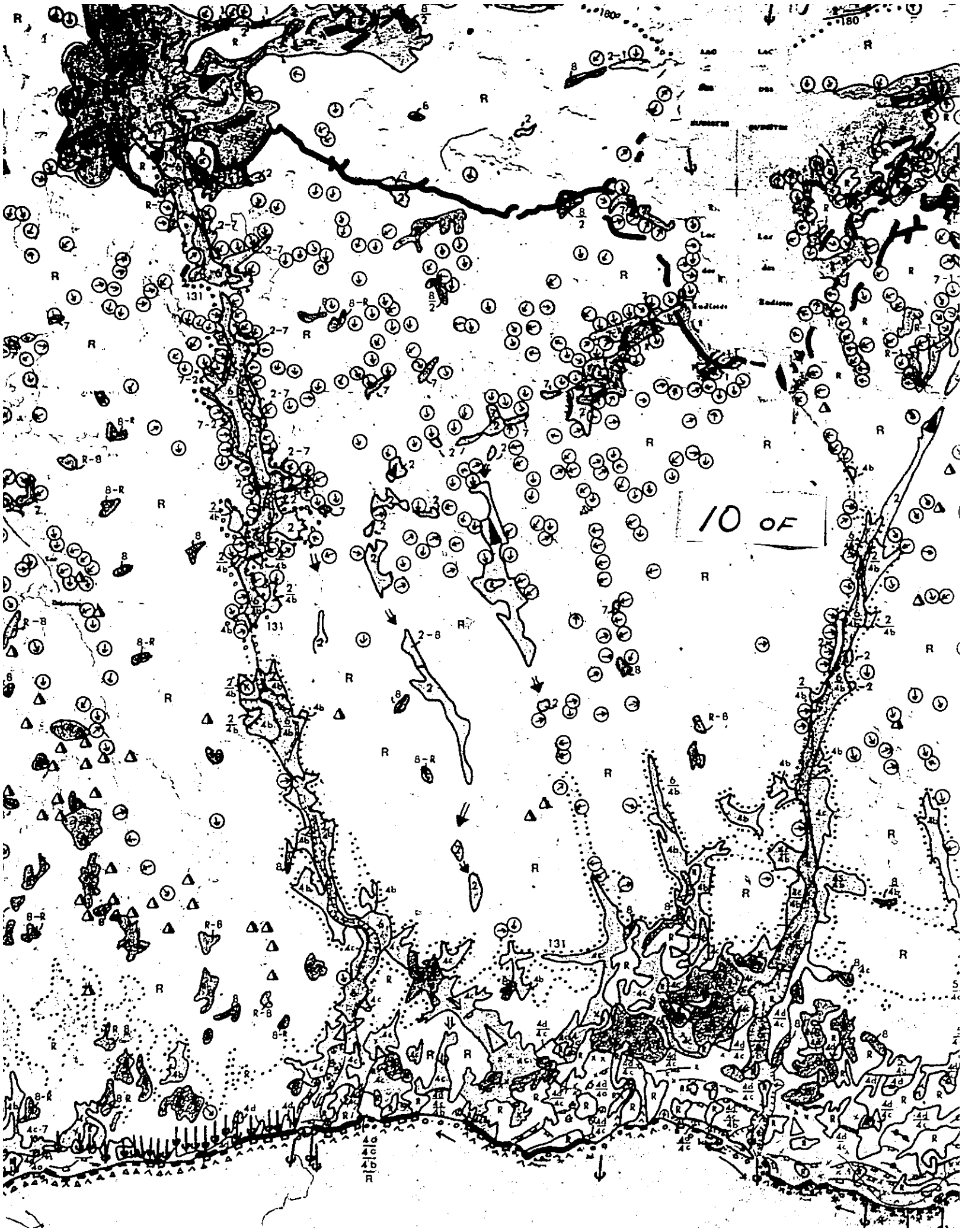
CHRONOSTRATIGRAPHIE			ENVIRONNEMENT		FORMATIONS	GÉOMORPHOLOGIE
HOLOCÈNE	GOLDTHWAITIEN	SUPÉRIEUR	8	PALUDÉEN	Dépôts organiques de marais, marécages et tourbières, les tourbières ont généralement une profondeur de 1 à 3 m avec un maximum de 8 m et sont souvent structurées.	Réseau polygonal de fissures dans les sols organiques
			7	GRAVITAIRE	Diamicton de blocs formant des cônes ou des tabliers d'éboulis au pied des parois de roches cristallines ou des amas de blocs écroulés au pied des falaises calcaires des îles de Mingan. Diamicton silteux ou sableux très pauvrement classé de matériaux glissés principalement à partir de sédiments prodeltaïques et deltaïques, d'une épaisseur pouvant atteindre plus de 5 m. Ils incorporent des débris végétaux et se présentent souvent avec des structures très déformées en solifluxion et avec des lits de pseudo-nodules.	Éboulis Glissement
			6	FLUVIATILE	Sables graveleux ou silteux pauvrement classés, à structures entrecroisées et parfois sub-horizontales et renferment souvent des débris végétaux; d'une épaisseur dépassant rarement 3 à 4 m, ils forment principalement de hautes terrasses qu'on distingue aisément des épandages proglaciaires par leurs chenaux à faible rayon de courbure. Ces sédiments sont affectés en surface d'une cuirasse ferrugineuse imperméable de 0,6 à 2,1 m d'épaisseur au-dessous de 6 à 10 m d'altitude.	Ravin Chenaux ou méandres abandonnés Cône de déjection ou delta Talus d'érosion inactif; actif; évoluant par ravinements Vallée remblayée
			5	ÉOLIEN	Sables moyens à fins bien à modérément classés, à structures sub-horizontales ou entrecroisées à grand angle; ils se présentent en champs de dunes paraboliques, de crêtes ou de buttes dissymétriques de 1 à 7 m de hauteur.	Dunes paraboliques Buttes ou crêtes
			4	MARIN	a Silts argileux ou sableux d'eau profonde très pauvrement classés, peu fossilifères, non stratifiés et atteignant plus de 30 à 50 m et même 116 m d'épaisseur sous les deltas.	Limite marine maximale (m)
					b Surmontant ces sédiments: sables et silts sableux ou argileux estuariens ou prodeltaïques modérément à très pauvrement classés, stratifiés sub-horizontalement et souvent fossilifères en aval du trait de côte maximal; d'une épaisseur moyenne de 12 à 35 m et parfois 42 m, leur granulométrie croît vers le sommet où se localisent la majorité des structures déformées d'entraînement, de fluage ou de charge.	Cordon de plage Complexe deltaïque
					c Surmontant ces sédiments: sables, sables graveleux et parfois graviers deltaïques bien à pauvrement classés, occasionnellement fossilifères et dont la granulométrie croît vers le sommet; d'une épaisseur pouvant atteindre 15 à 35 m, ils forment des structures sub-horizontales à la base avec présence de pseudo-nodules et de lentilles de sédiments prodeltaïques, des structures entrecroisées de rivières anastomosées vers le sommet et rarement des structures obliques de véritables lits frontaux.	Falaise morte ou rocheuse; falaise vive
					d Des sédiments littoraux de 1 à 5 m d'épaisseur coiffent la majorité des formations précédentes; formés principalement de sable ou de gravier bien à modérément classés, très rarement fossilifères, à stratifications sub-horizontales ou finement entrecroisées et les laminations et les strates de ferro-magnésiens sont très fréquentes; les graviers calcaires en galettes des îles de Mingan sont pauvrement classés et ne présentent pas de structure apparente; les vases sont peu fréquentes et leur texture silto-sableuse ou silto-argileuse est très pauvrement classée; les plages de blocs, parfois sous forme de pavage ou de champ de blocs glaciels, sont plus fréquentes surtout entre le cap Cormoran et la rivière Tortue; on rencontre même plusieurs diamictons de blocs glaciels enchassés dans divers sédiments marins. Les sédiments sableux ou légèrement graveleux sont affectés en surface par une cuirasse ferrugineuse imperméable de 0,6 à 2,1 m d'épaisseur au-dessus de 6 à 10 m d'altitude.	LITTORAL ACTUEL Trait de côte rocheux; de sédiments meubles Flèche littorale et sens dominant de la dérive littorale PLAGE: - rocheuse - de blocs - de gravier - de sable grossier - de sable moyen - de sable fin - de vase Écueil et îlot rocheux
		INFÉRIEUR ET MOYEN	3	GLACIO-LACUSTRE	Silts et silts argileux pauvrement à très pauvrement classés, souvent varvés avec de petits graviers erratiques; ils peuvent atteindre des épaisseurs de plus de 6 m.	Limite des lacs proglaciaires (m)
CÉNOZOÏQUE	RÉCESSIONAL		2	FLUVIOGLACIAIRE	Graviers sableux et parfois sablo-silteux juxtaglaciaires très pauvrement classés, composés d'éléments anguleux à sub-arrondis peu stratifiés à stratifiés et souvent affectés par la glacitectonique; ils sont intégrés au complexe morainique ou bien ils forment des zones de désintégration glaciaire de kames et kettles et peu souvent d'eskers. Sables et graviers proglaciaires pauvrement à très pauvrement classés, composés d'éléments sub-anguleux à sub-arrondis et à stratifications principalement horizontales dans les graviers et principalement entrecroisées ou obliques dans les sables, ils forment des épandages de 2 à 6 m d'épaisseur dont certains, qui ont été formés tardivement lors de la régression marine vers ou sous la limite marine maximale, chevauchent en	Esker Kettle, terrasse de kame Épandage proglaciaire

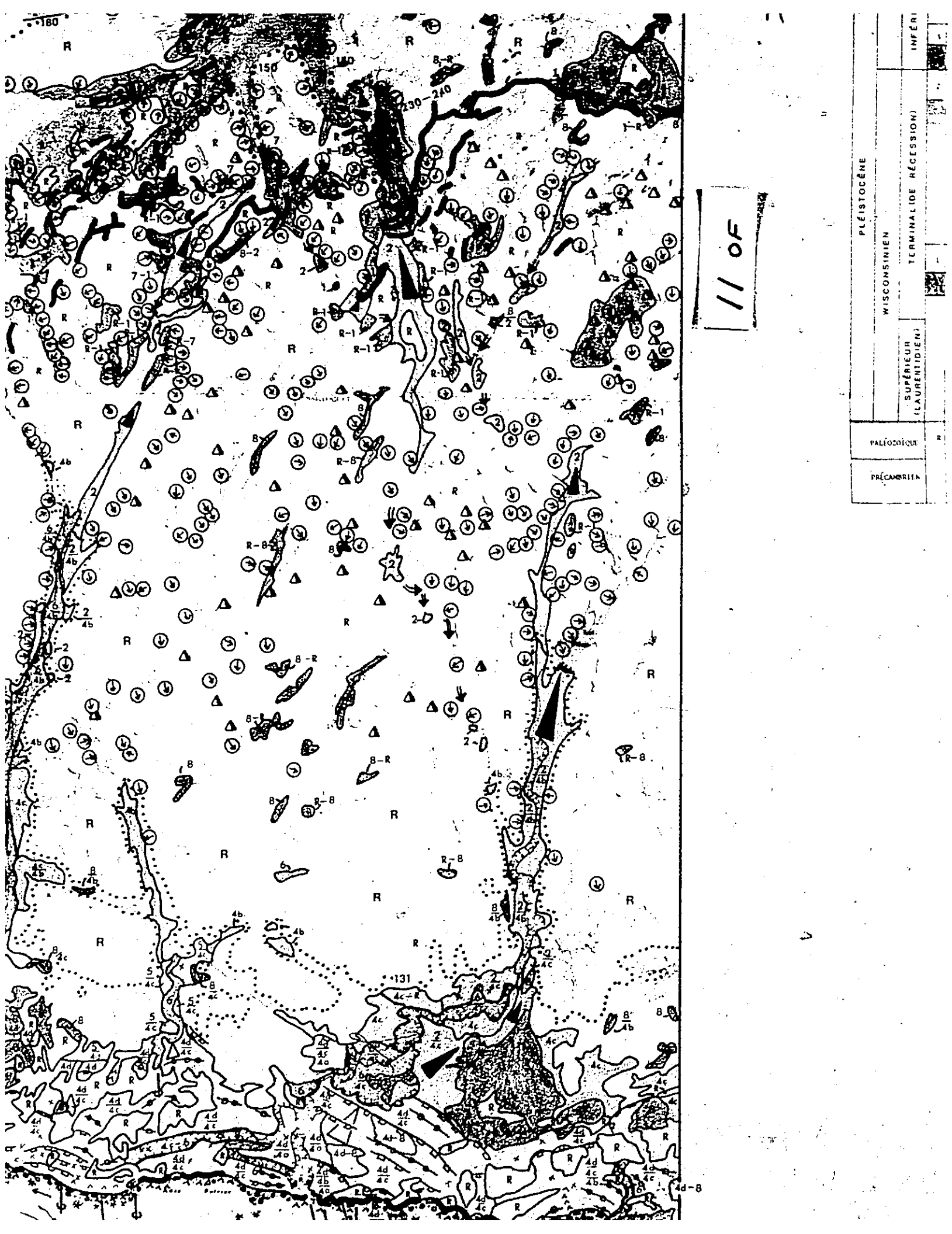
6 of 6

7 OF 1
Moraine du
lac Daigle


8 OF
MATANE LAKE


9 OF


10 OF

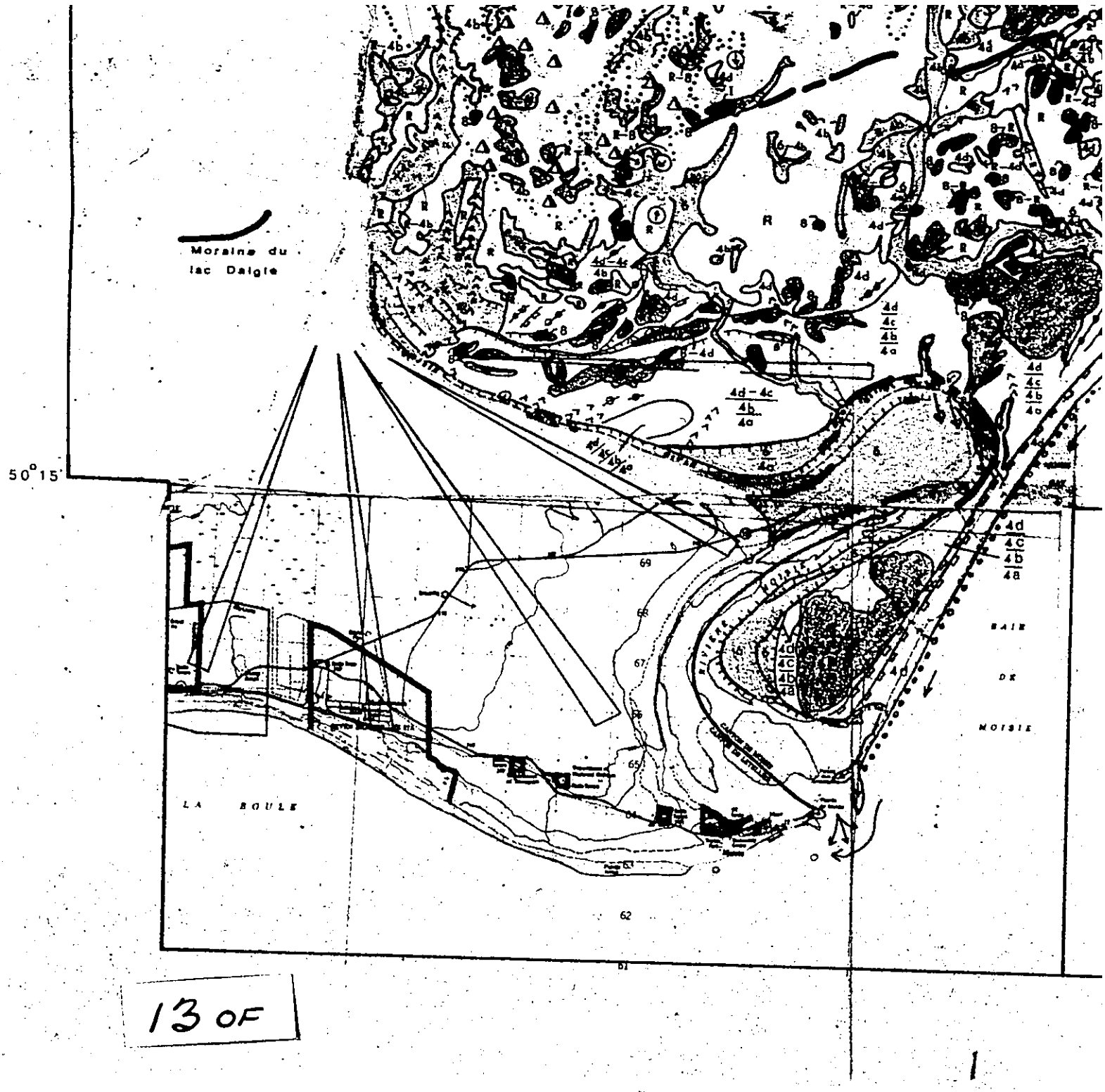

PLÉISTOCÈNE
WISCONSINIEN
SUPÉRIEUR (LAURENTIDIEN)
TERMINALIDE RÉCESSION)
INFÉRI
PALÉOZOÏQUE
PRÉCAMBRIEN
11 OF

PLÉISTOCÈNE	WISCONSINIEN	SUPÉRIEUR (LAURENTIDIEN)		
		TERMINAL (DE RÉCESSION)		
		INFÉRIEUR		
PALÉOZOÏQUE				
PRÉCAMBRIEN				

quentes surtout entre le cap Cormoran et la rivière Tortue; on rencontre même plusieurs dimictons de blocs glaciels enchassés dans divers sédiments marins. Les sédiments sableux ou légèrement graveleux sont affectés en surface par une cuirasse ferrugineuse imperméable de 0,6 à 2,1 m d'épaisseur au-dessus de 6 à 10 m d'altitude.

3	GLACIO-LACUSTRE	Silts et silts argileux pauvrement à très pauvrement classés, souvent varvés avec de petits graviers erratiques; ils peuvent atteindre des épaisseurs de plus de 6 m.	Limite des lacs proglaciaires (m)
2	FLUVIOGLACIAIRE	Graviers sableux et parfois sablo-silteux juxtaglaciaires très pauvrement classés, composés d'éléments anguleux à sub-arrondis peu stratifiés à stratifiés et souvent affectés par la glaciotectonique; ils sont intégrés au complexe morainique ou bien ils forment des zones de désintégration glaciaire de kames et kettles et peu souvent d'esker. Sables et graviers proglaciaires pauvrement à très pauvrement classés, composés d'éléments sub-anguleux à sub-arrondis et à stratifications principalement horizontales dans les graviers et principalement entrecroisées ou obliques dans les sables; ils forment des épandages de 2 à 4 m d'épaisseur dont certains, qui ont été formés tardivement lors de la régression marine vers ou sous la limite marine maximale, chevauchent en discordance des séquences marines ou glacio-lacustres; les épandages de chevauchement se localisent donc par une inversion stratigraphique. Les sédiments sableux ou sablo-graveleux sont affectés en surface par une cuirasse ferrugineuse imperméable de 0,6 à 2,1 m d'épaisseur.	Esker Kettle; terrasse de kame Épandage proglaciaire Chenal d'eau de fonte
1	GLACIAIRE	Till de lodgement laurentidien sableux ou sablo-silteux, très pauvrement classé, gris pâle à gris foncé, sans structure apparente et composé d'éléments locaux anguleux à sub-anguleux; il se présente sous forme de placages ou de petites plaines de plus de 5 à 6 m d'épaisseur principalement au-dessus de la limite marine. Till sableux associé au complexe morainique de Manitou-Matamek modérément à très pauvrement classé et pouvant atteindre des épaisseurs de plus de 11 m; en position de cuvette il est étroitement associé à des sédiments juxtaglaciaires tandis que vers les interfluves il devient plus grossier et peut même se présenter en crêtes de 10 m de hauteur entièrement formées de gros blocs dont le peu de matrice a probablement été délavée. Sous la limite marine, ces tills sont soit infiltrés de sédiments fins, soit remaniés par l'action littorale. On trouve peu de dimictons glacio-marins mais beaucoup de champs de blocs provenant d'un till d'ablation probablement et atteignant des centaines de m à m.	Drumlinoïdes Stries et cannelures Concentrations de blocs Crêtes morainiques; crêtes remaniées par l'action littorale Cirque
R	SUBSTRATUM ROCHEUX	Roches ignées et métasédimentaires à topographie très vallonnée, principalement composées d'anorthosites, de granites, de mangérites, de gneiss et de paragneiss, sous-jacentes aux roches sédimentaires sub-horizontales, composées de calcaires, de shales et de dolomies, des îles de Mingan; présence très fréquente de placages de till de moins d'un mètre d'épaisseur au-dessus de la limite marine maximale	Affleurement ponctuel

12 OF

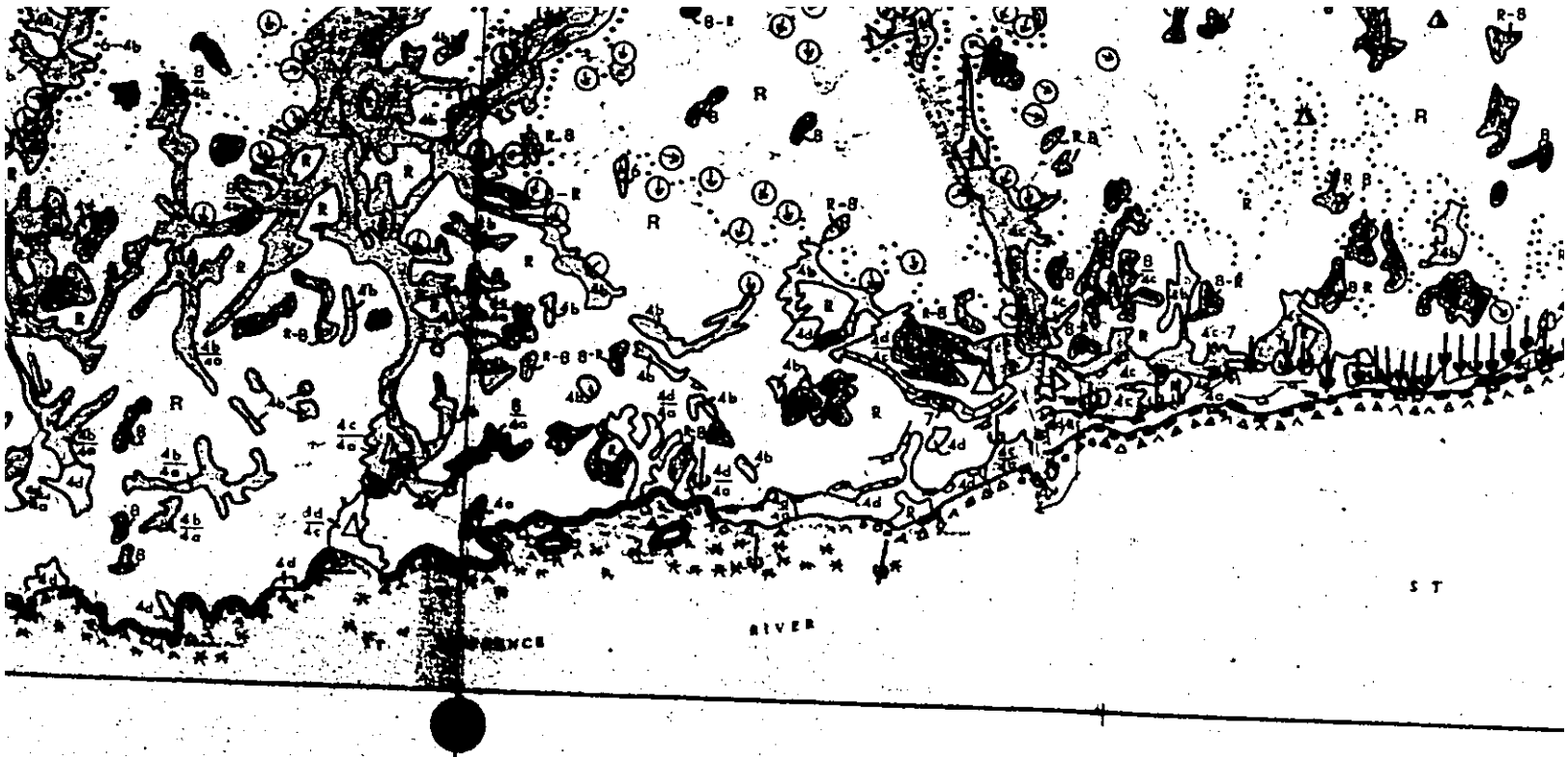

Moraine du
lac Daigle
50°15'
LA BOULE
BAIE DE MOISIE
69
68
67
66
65
64
63
62
61

13 OF

FIG. 68 - GÉOMORPHOLOGIE E

DU SAINT-LAURENT

14 OF



ET FORMATIONS MEUBLES QUATE

IT

0 2 4 6 8 10 km

15 OF

15

ST LAWRENCE RIVER ST LA

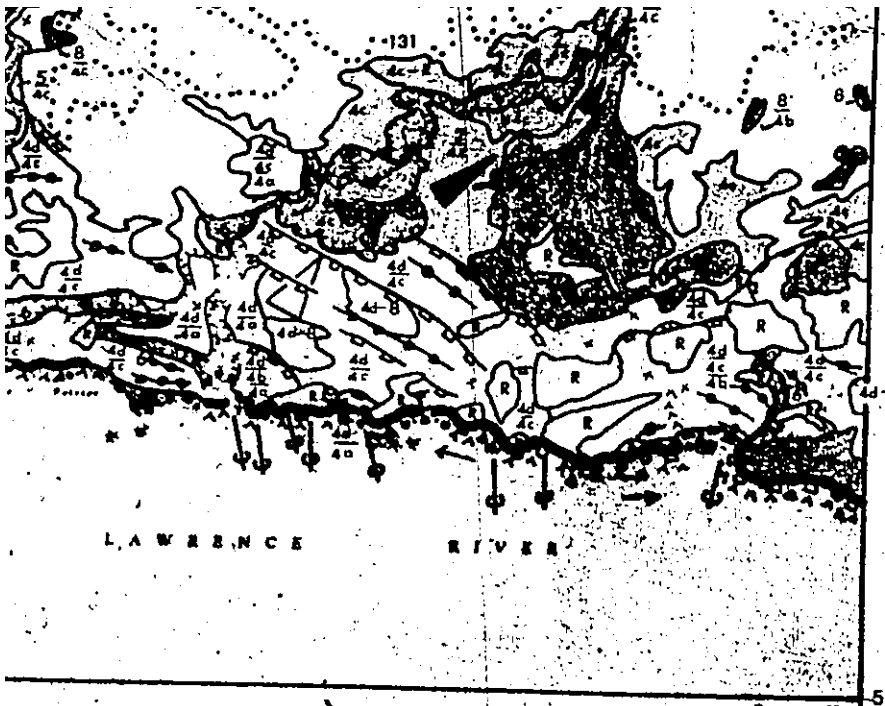
UATERNAIRES DE LA MOYENNE C

16 OF

1.0 km

RELEVÉS: J.M.M. DUBOIS 1974-

16



65° 00'

50° 15'

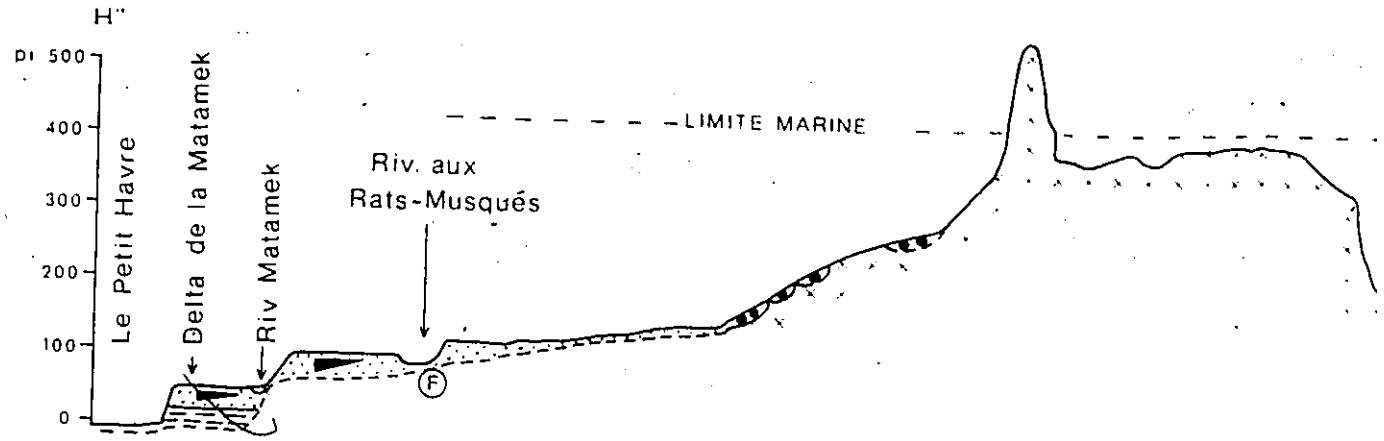
CÔTE NORD

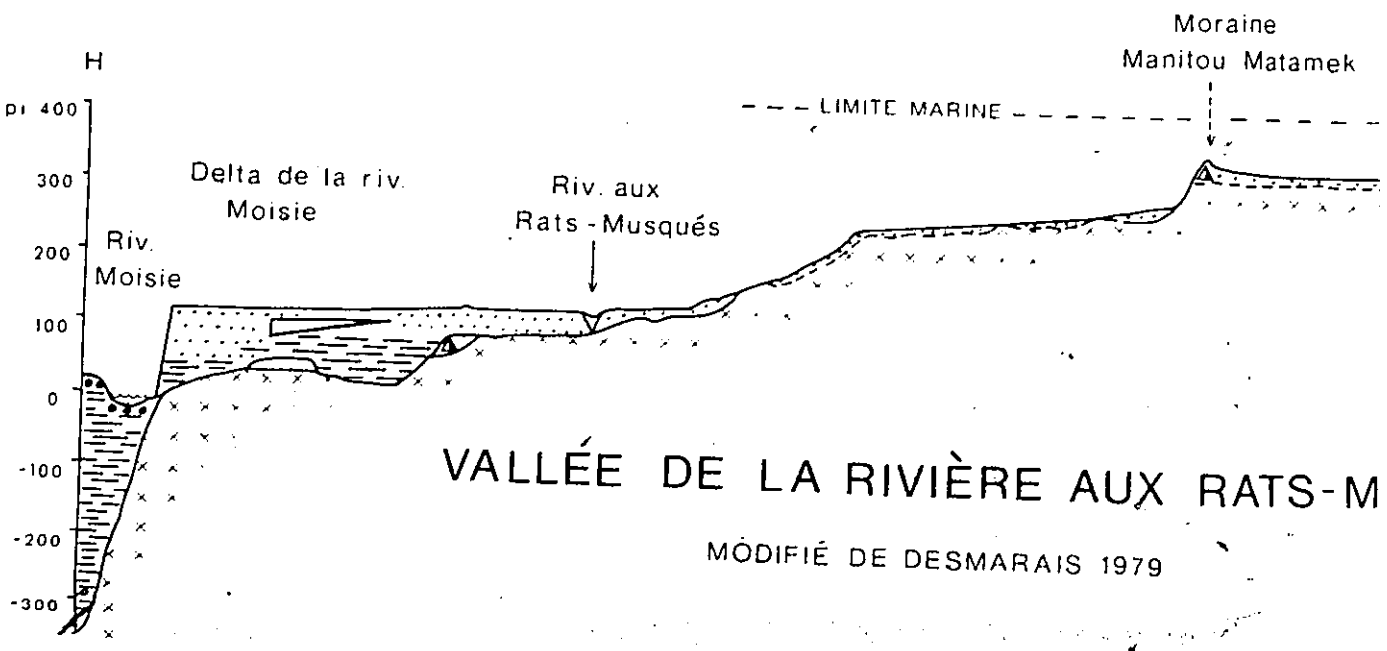
S 1974-77

17 of 17

fig. 154 - COUPES S

1 OF



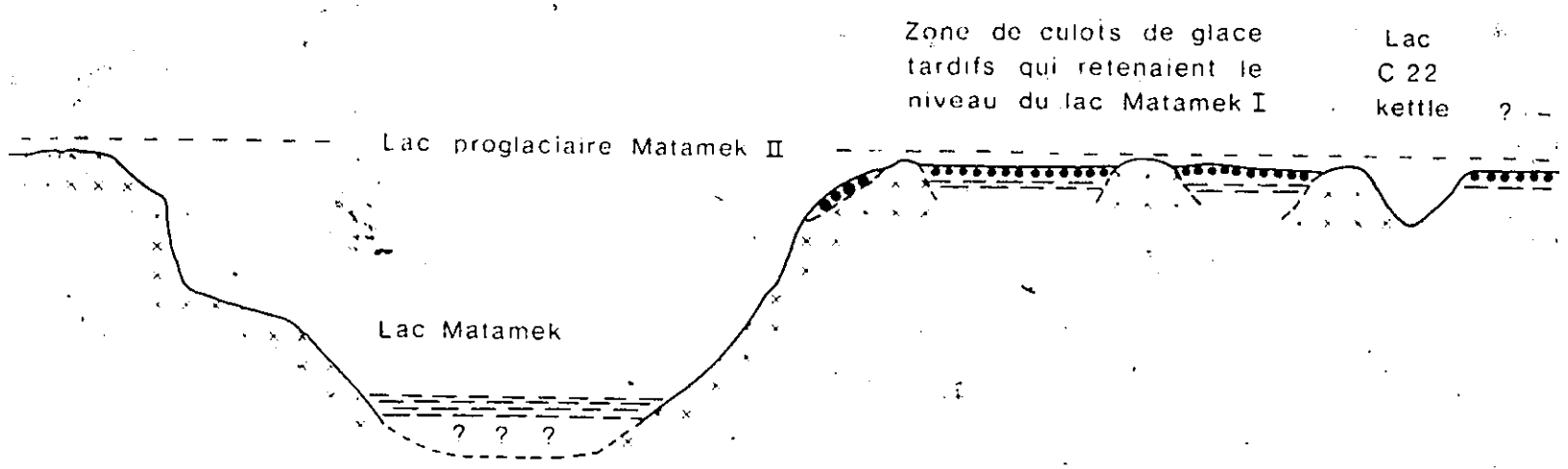


VALLÉE DE LA RIVIÈRE AUX RATS-M

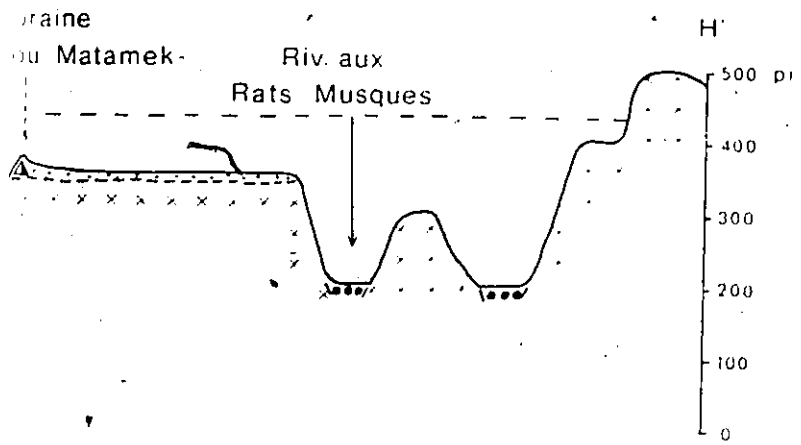
MODIFIÉ DE DESMARAIS 1979

2

STRATIGRAPHIQUES DES



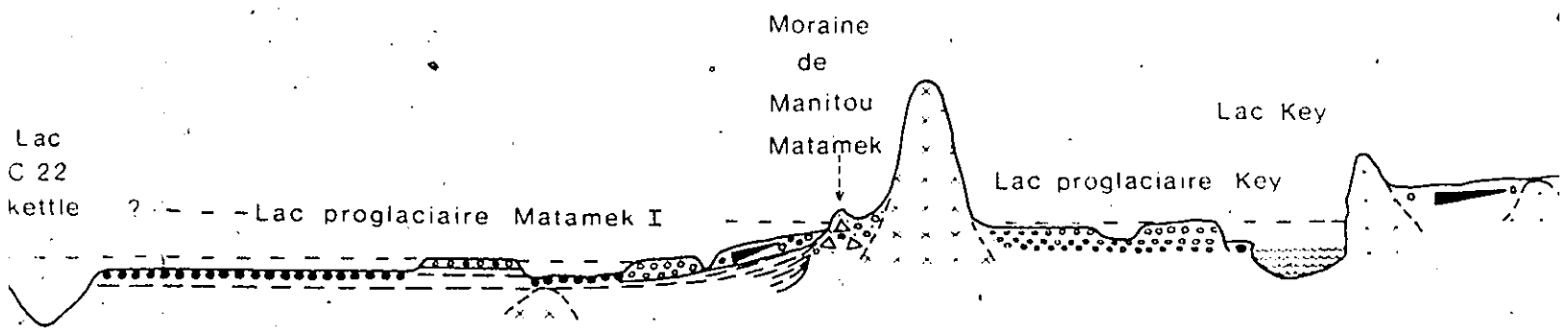
2 OF



RATS-MUSQUÉS

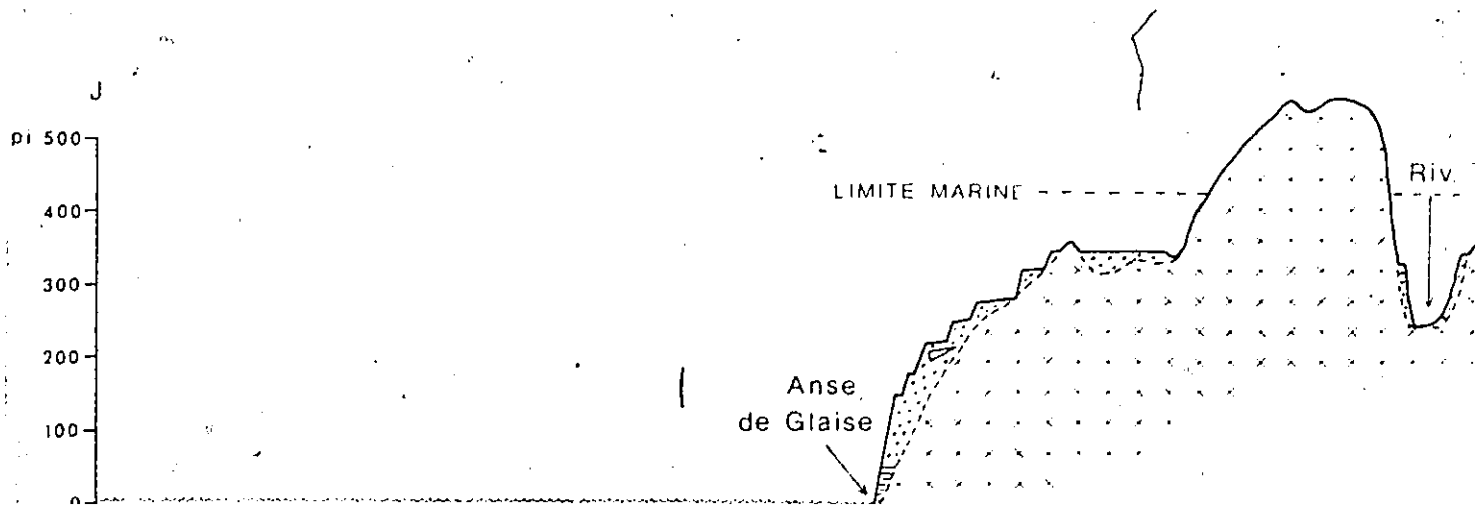
DES VALLÉES DE LA MO

3 OF

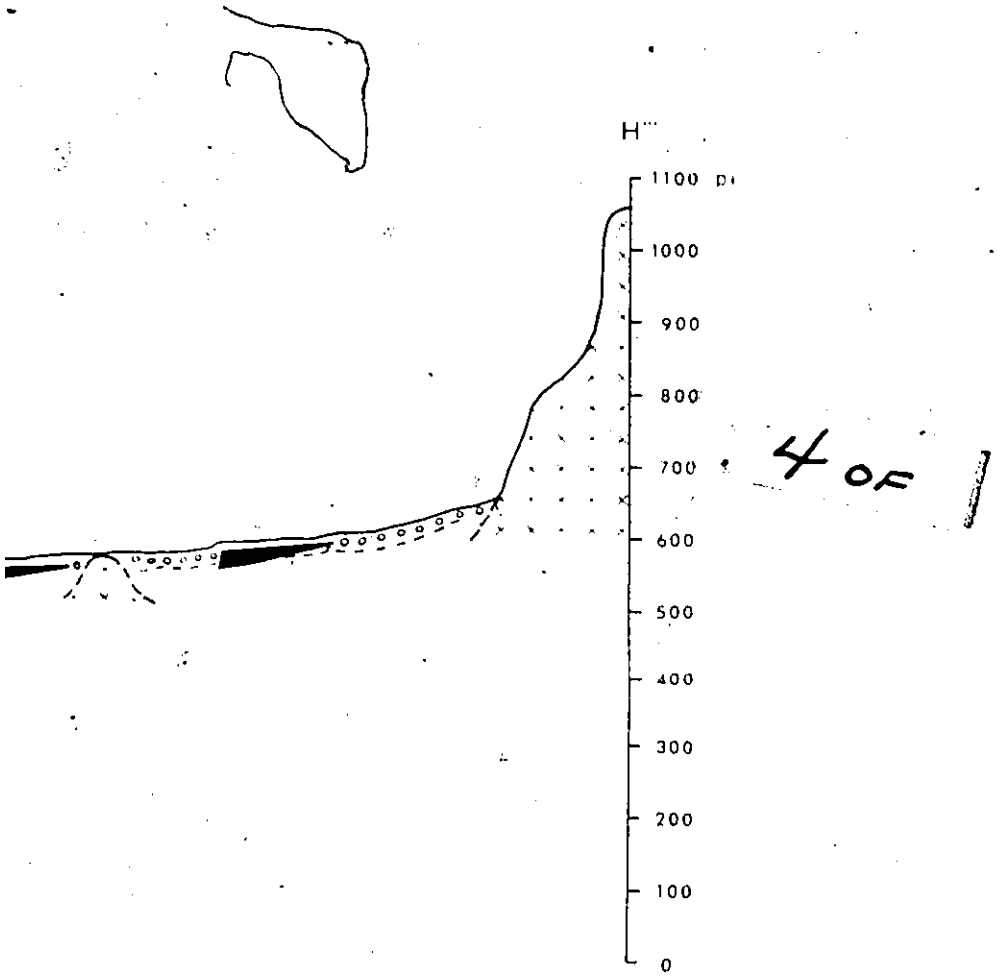


VALLÉE DE LA RIVIÈRE MATAMEK

MODIFIÉ DE DESMARAIS 1979

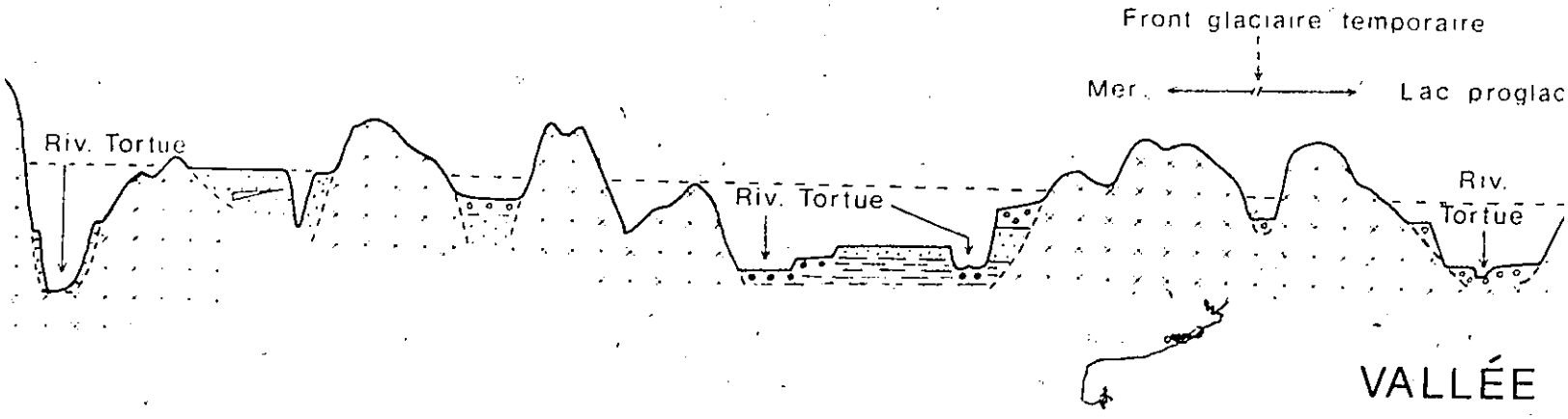


MOYENNE CÔTE NORD DU



4 of

- Sédiments gravitaires
- Sédiments fins marins ou lacus
- Sédiments deltaïques prodeltaïq
- Alluvions fluviales
- Sédiments proglaciaires
- Sédiments juxtaglaciaires
- Till
- Substratum rocheux
- Delta marin
- Épandage proglaciaire
- Delta fluvial
- F — Sites fossilifères



VALLÉE

DU SAINT-LAURENT

es

ins ou lacustres

es prodeltaïque ou estuariens

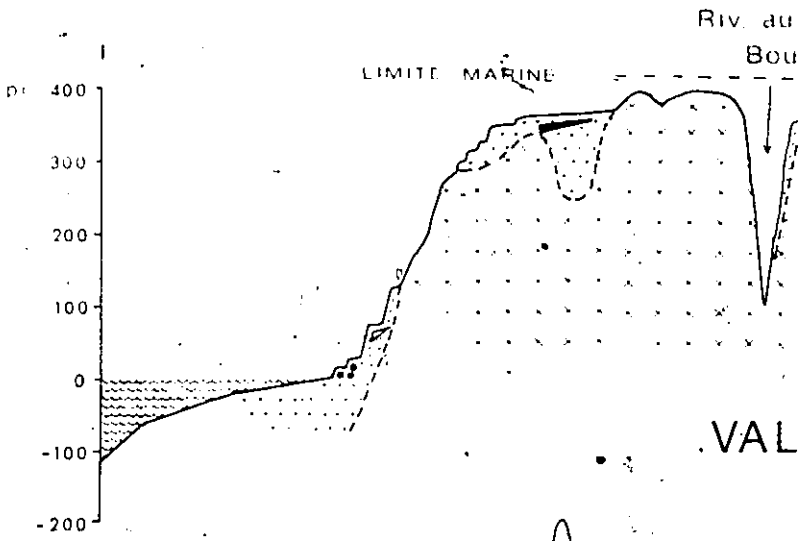
5 OF

aires

claires

x

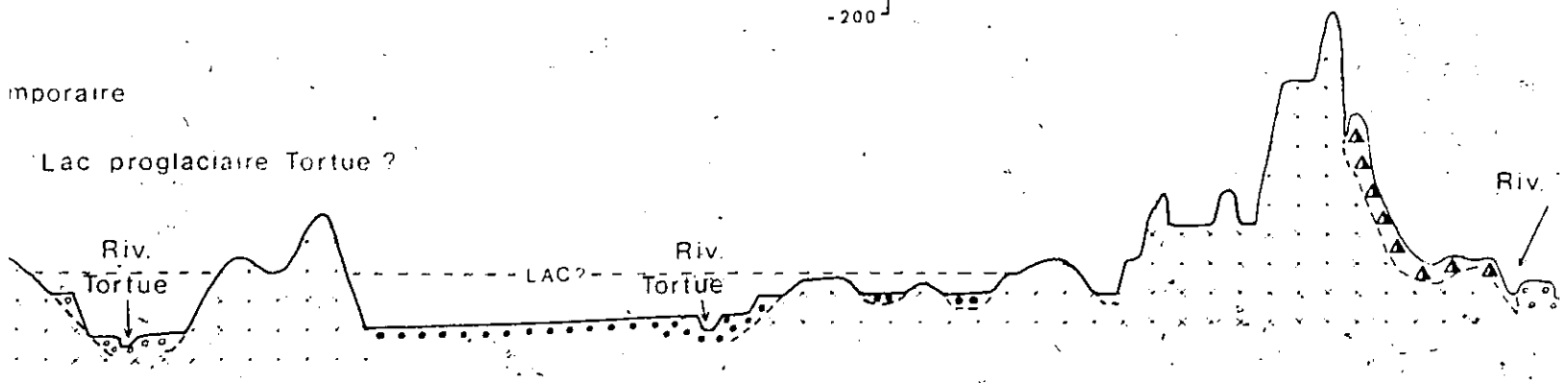
laire



VAL

mporaire

Lac proglaciaire Tortue ?



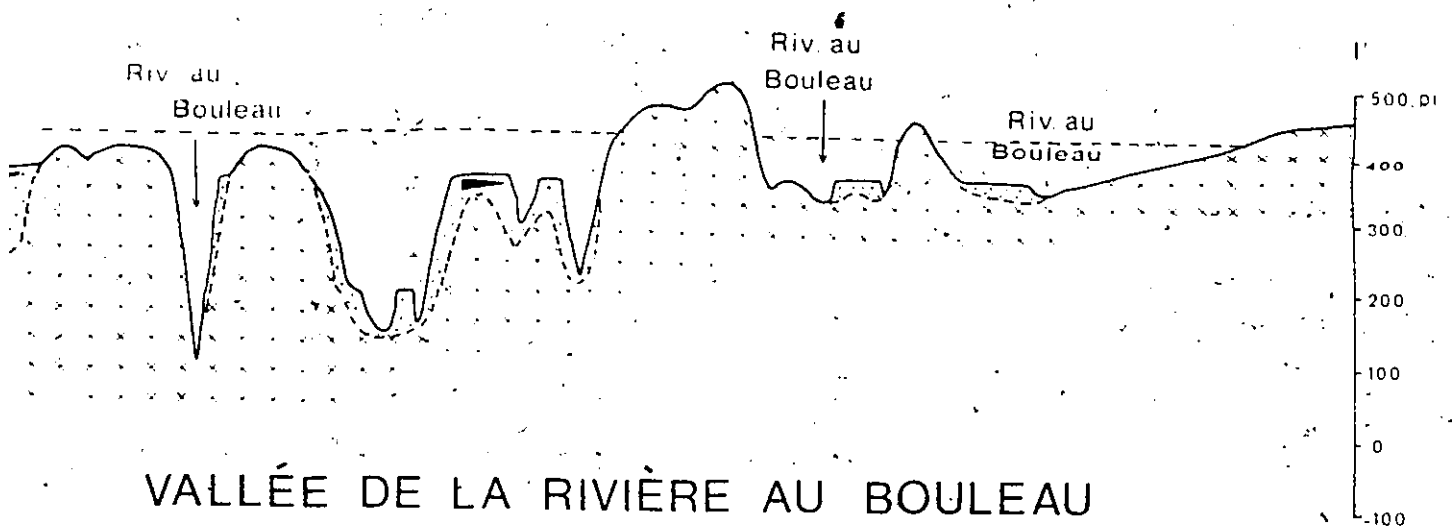
VALLÉE DE LA RIVIÈRE TORTUE

ÉC

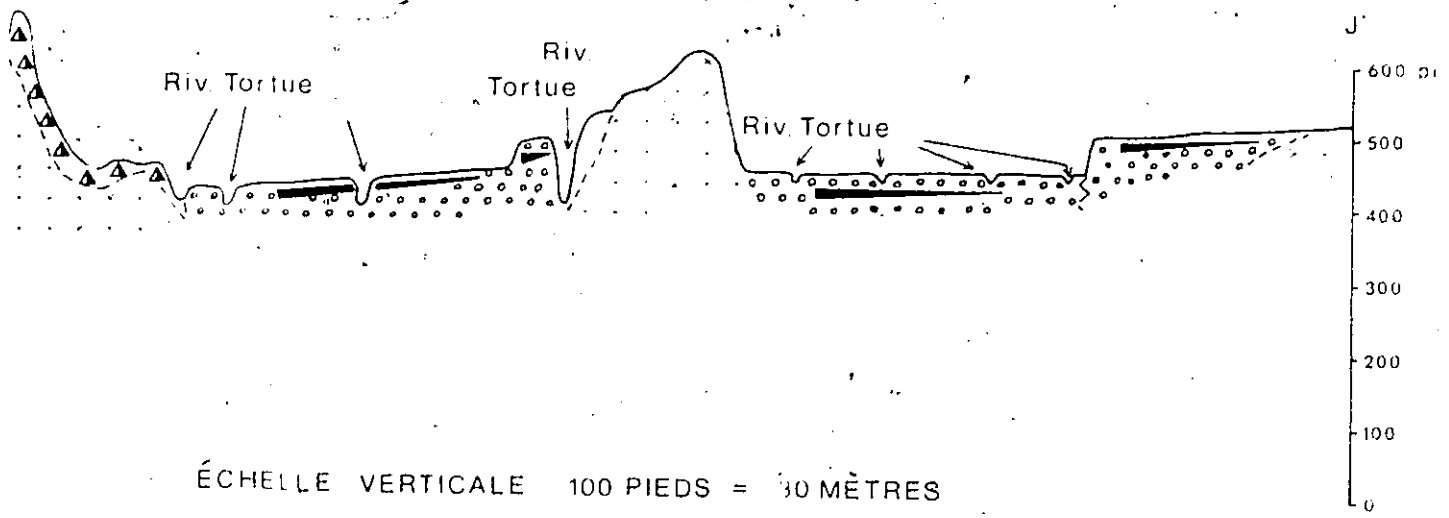
EX

PARTIE B

6 OF

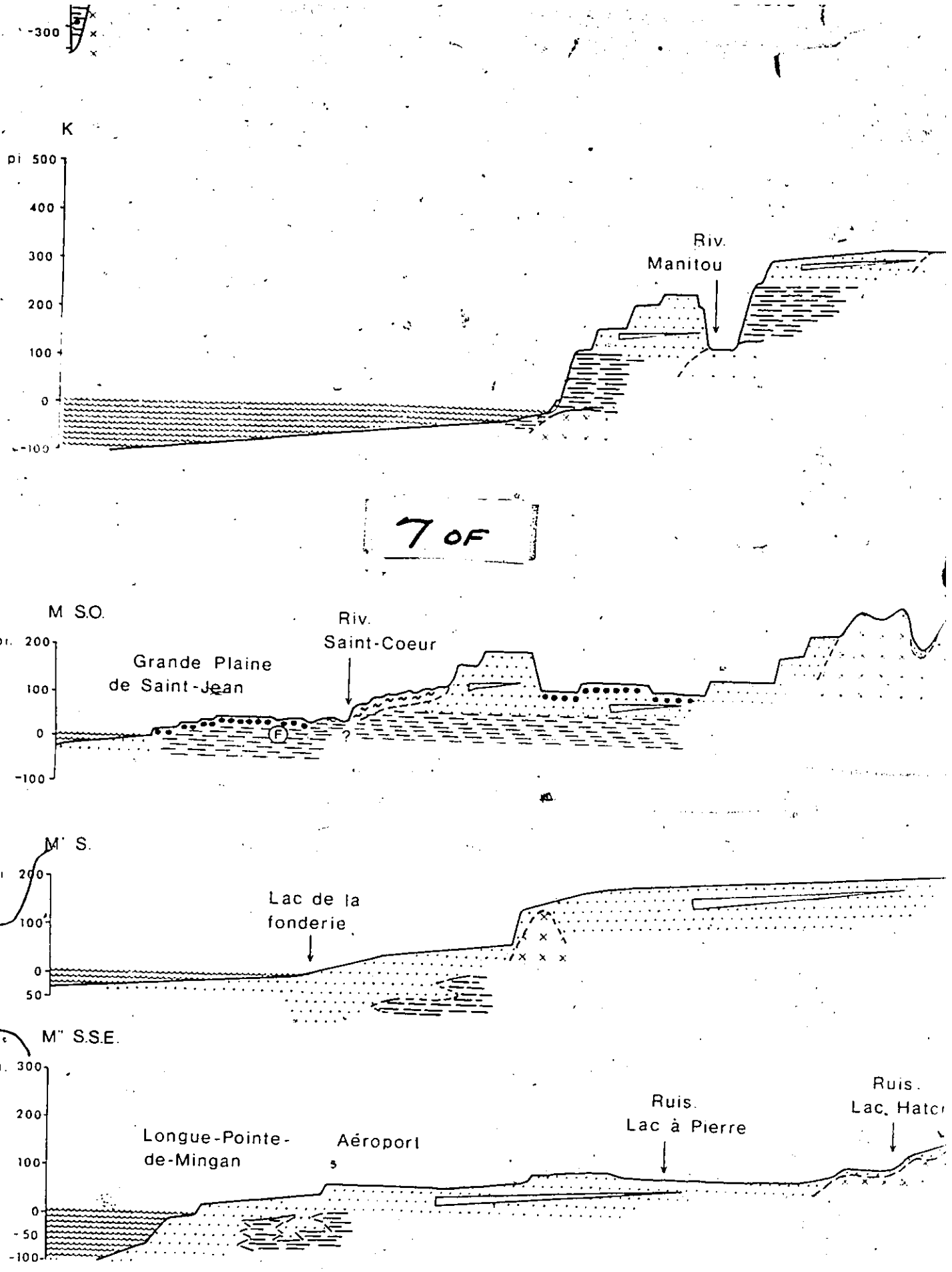


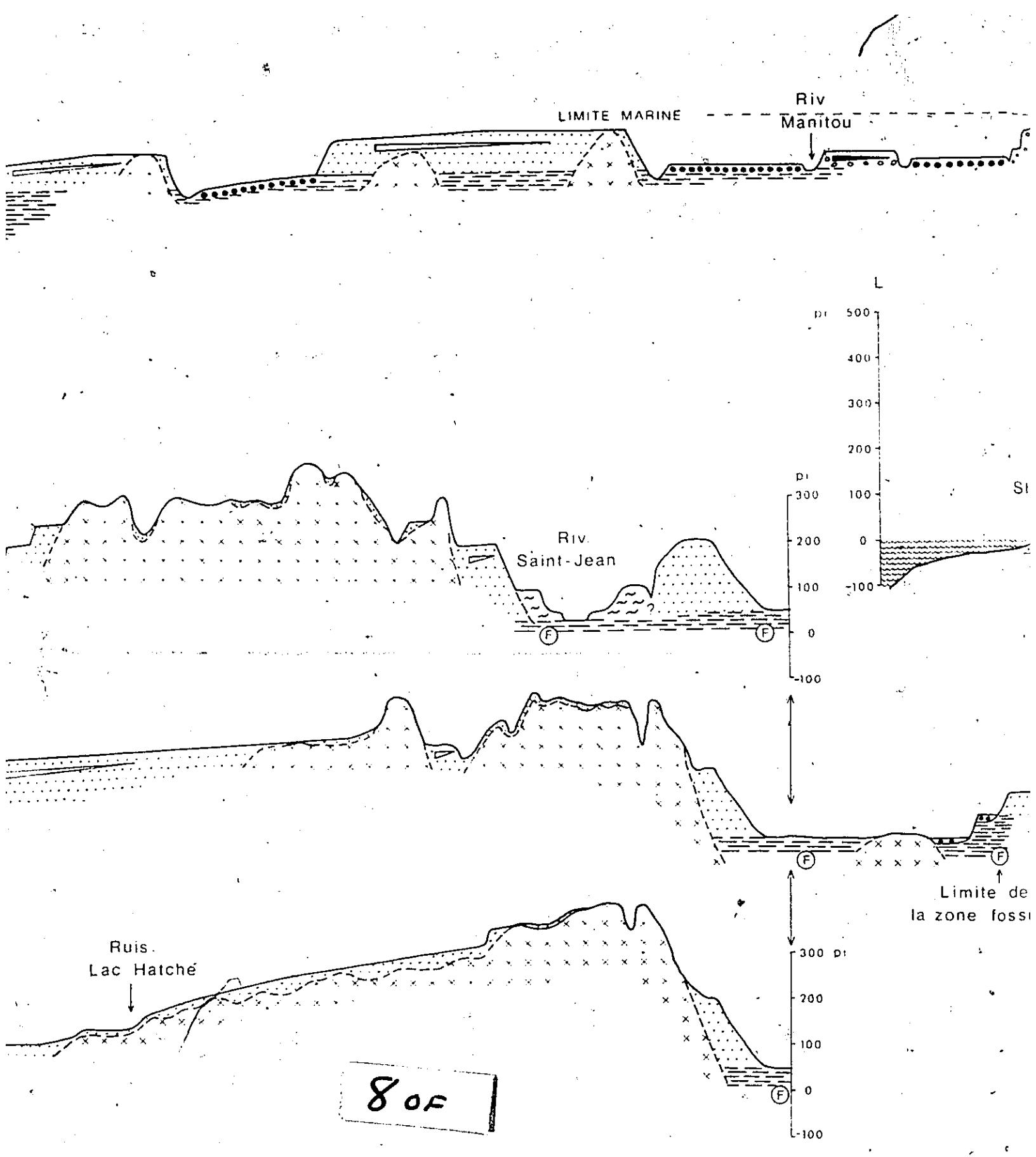
VALLÉE DE LA RIVIÈRE AU BOULEAU



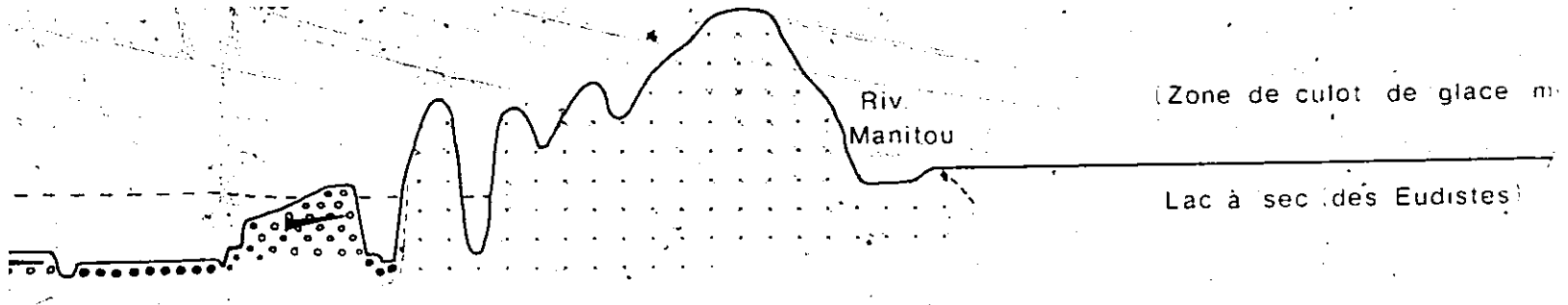
ÉCHELLE VERTICALE 100 PIEDS = 30 MÈTRES

EXAGÉRATION APPROXIMATIVE

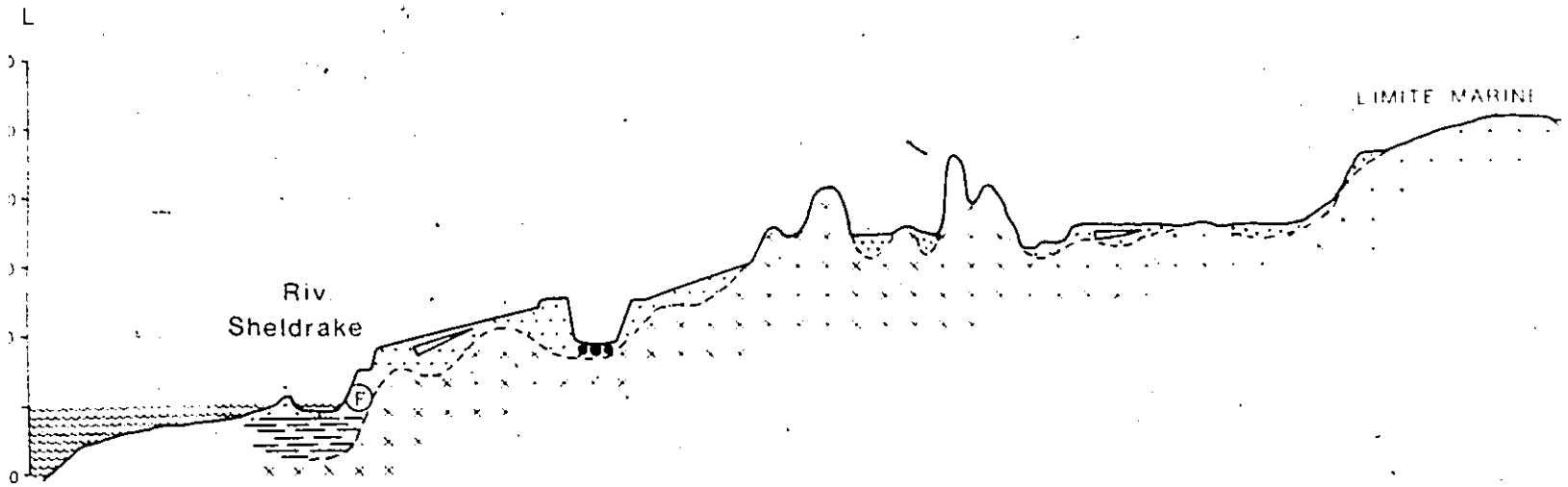

-300
K
pi 500
400
300
200
100
0
-100
Riv.
Manitou
7 OF
M S.O.
pi. 200
100
0
-100
Grande Plaine
de Saint-Jean
Riv.
Saint-Coeur
F
?
M' S.
pi 200
100
0
50
Lac de la
fonderie
M" S.S.E.
pi. 300
200
100
0
-50
-100
Longue-Pointe-
de-Mingan
Aéroport
Ruis.
Lac à Pierre
Ruis.
Lac. Hatc

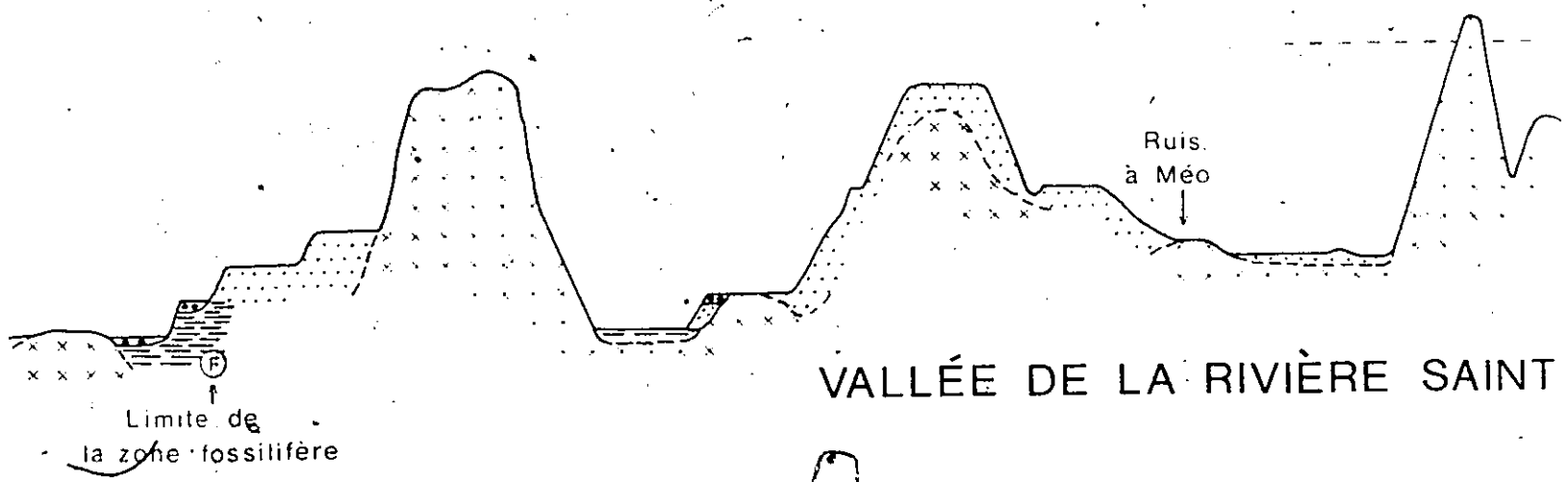

LIMITE MARINE
Riv
Manitou
L
pi
500
400
300
200
100
0
-100
Riv.
Saint-Jean
F
Limite de
la zone fossi
Ruis.
Lac Hatché
300 pi
200
100
0
-100

8 of



VALLÉE DE LA RIVIÈRE (GRANDE) MANITOU

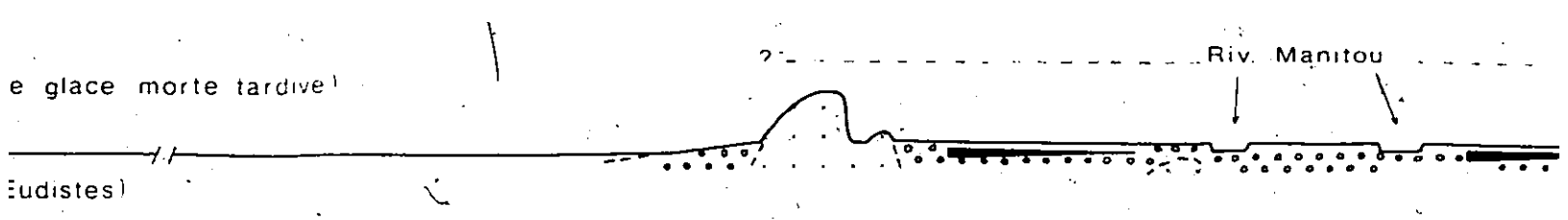




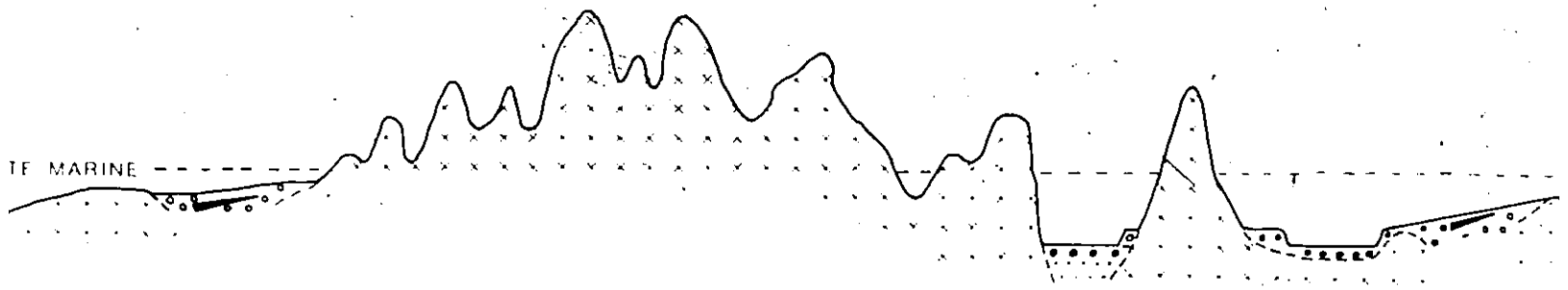
VALLÉE DE LA RIVIÈRE SAINT

pl

9 of

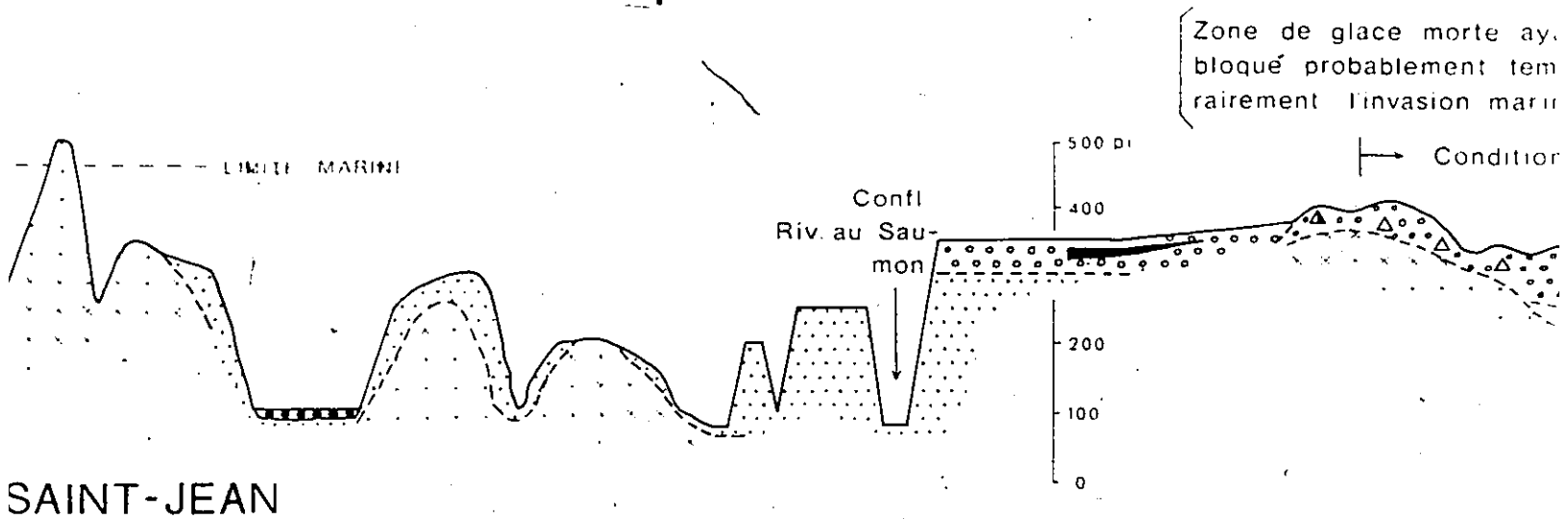


TOU

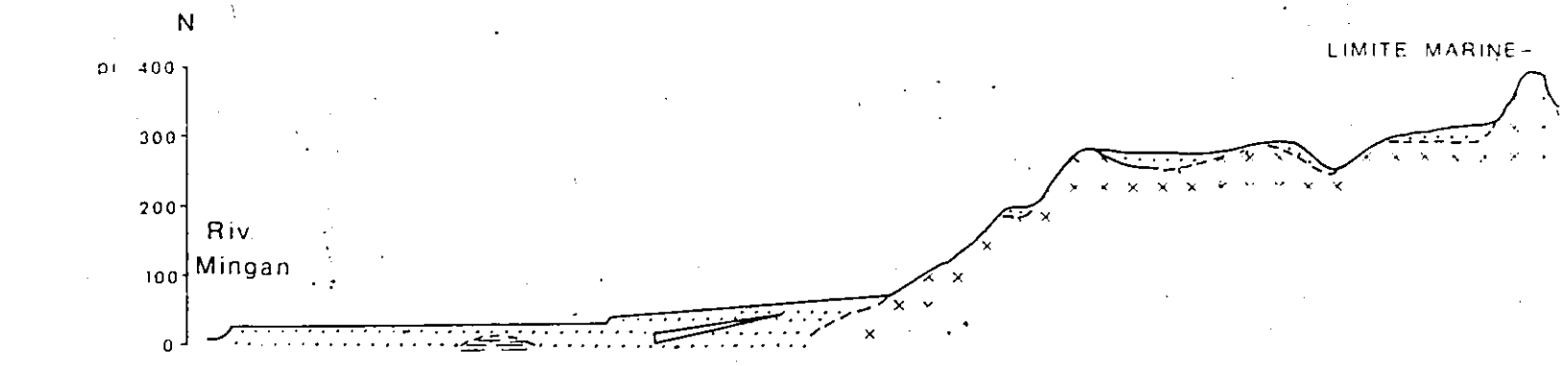


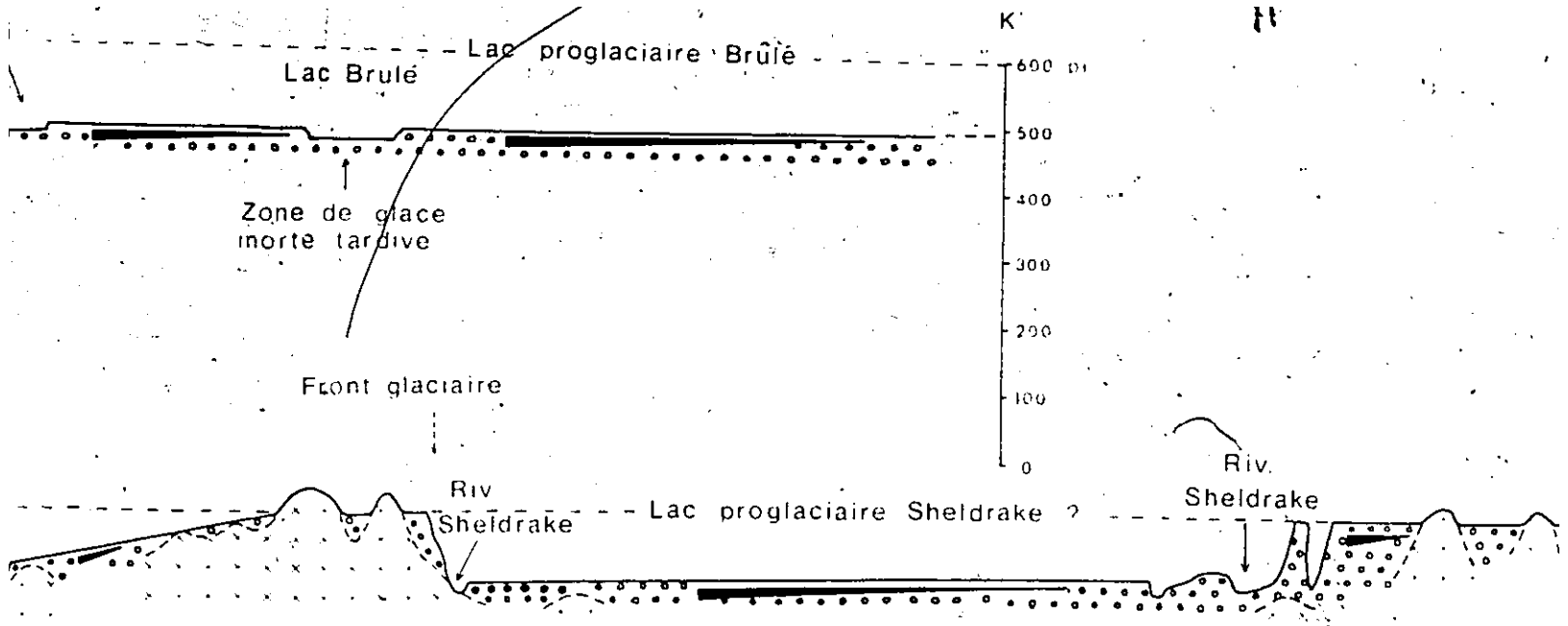
10 of 1

VALLÉE DE LA RIVIÈRE SHELD



SAINT-JEAN



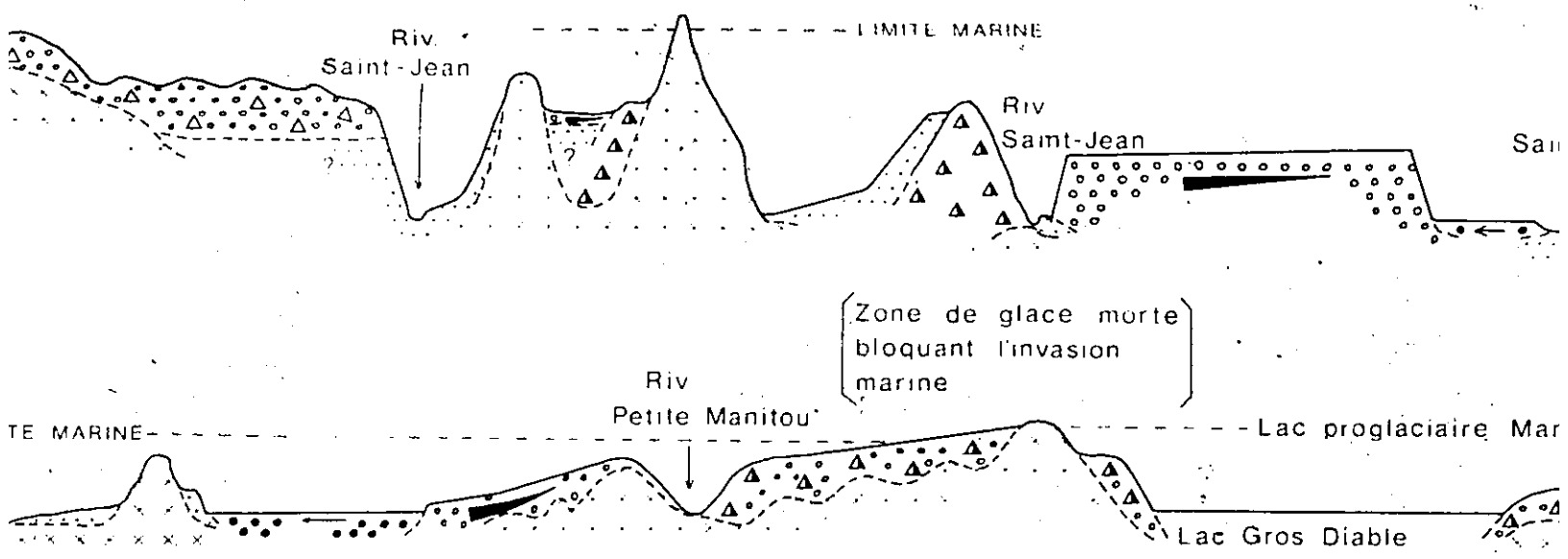


: SHELDRAKE

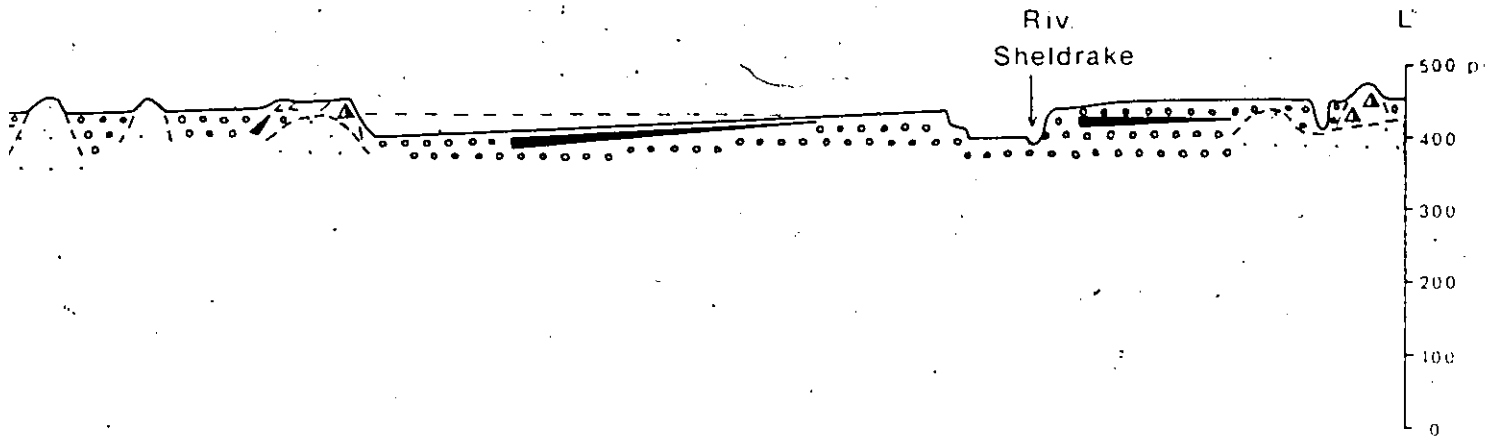
11 OF

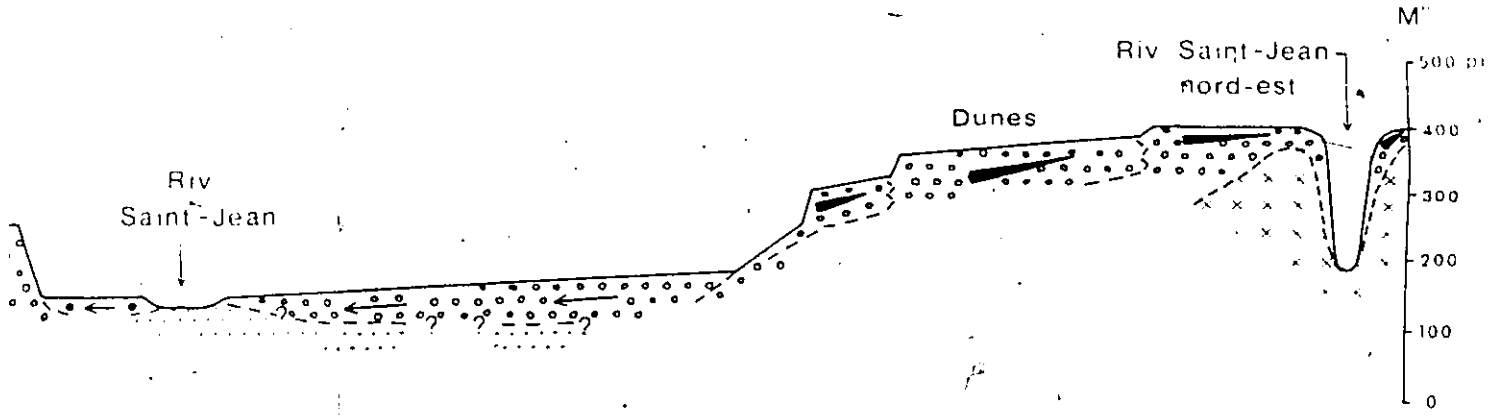
ce morte ayant
blement tempo-
nvasion marine

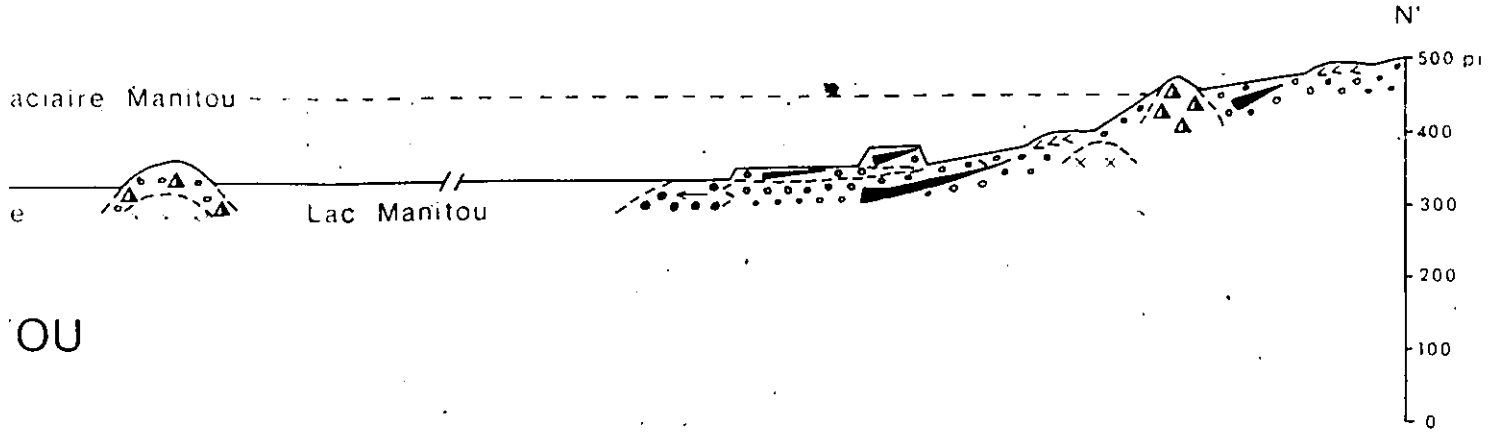
→ Conditions quasi lacustres



VALLÉE DE LA RIVIÈRE (PETITE) MANITOU


Riv
Sheldrake
L'
500 pi
400
300
200
100
0


M'
Riv Saint-Jean
nord-est
Dunes
Riv
Saint-Jean
500 pi
400
300
200
100
0


N'
aciaire Manitou
e
Lac Manitou
500 pi
400
300
200
100
0

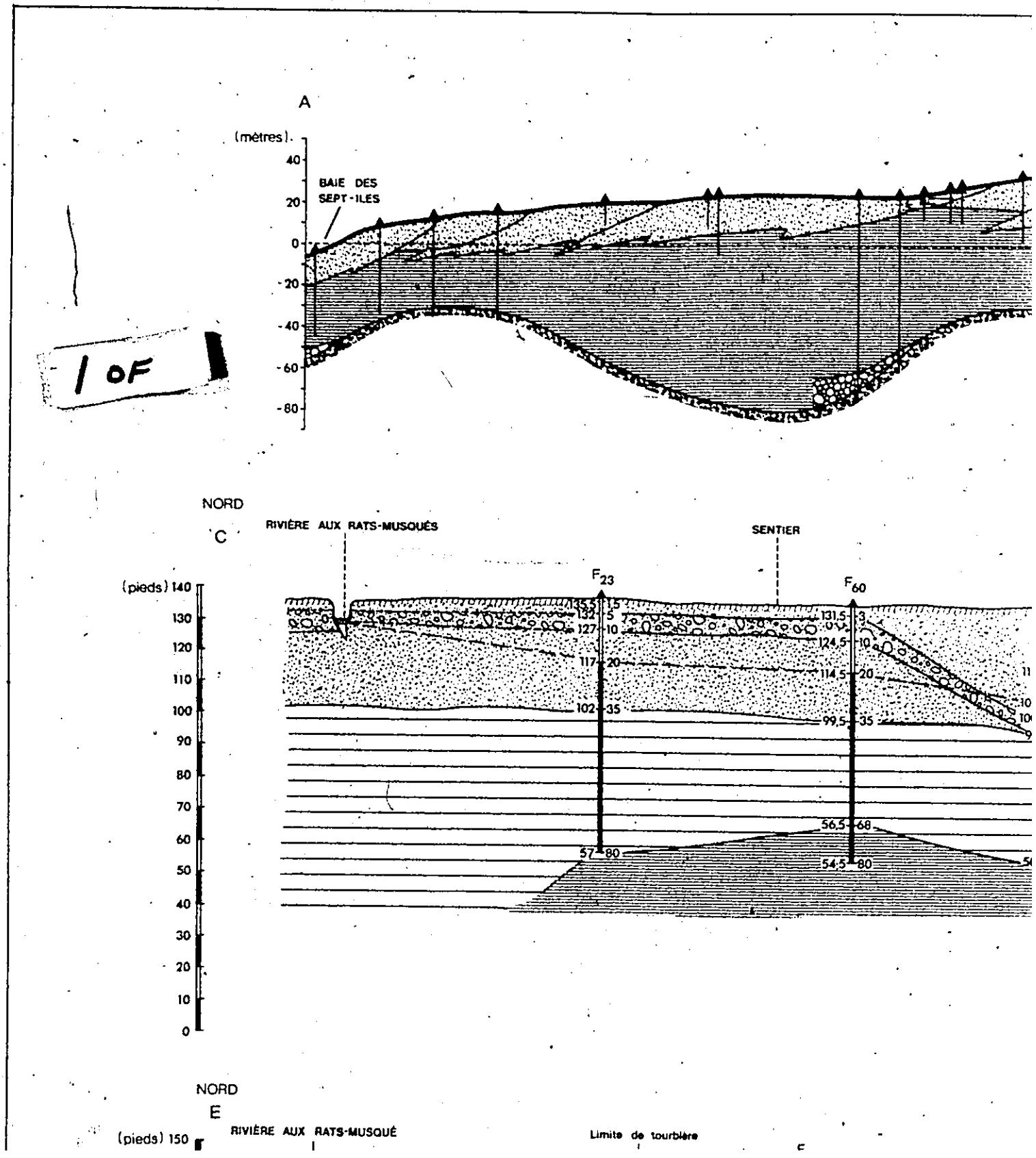
OU

12 of 12

COUPES

MOYE

FIGURE 154

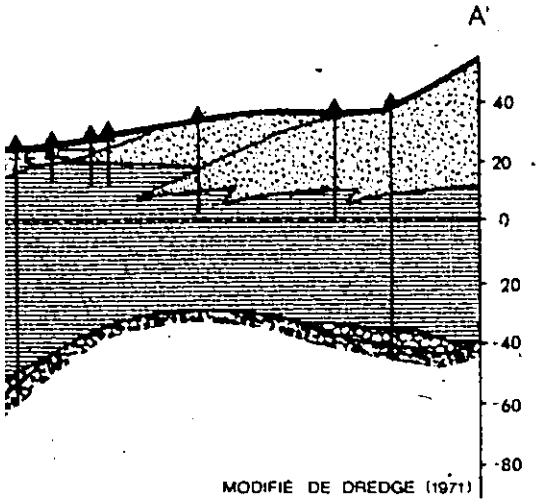


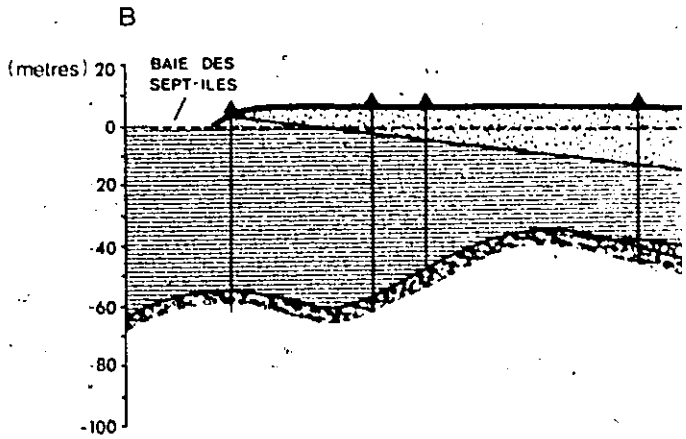
2

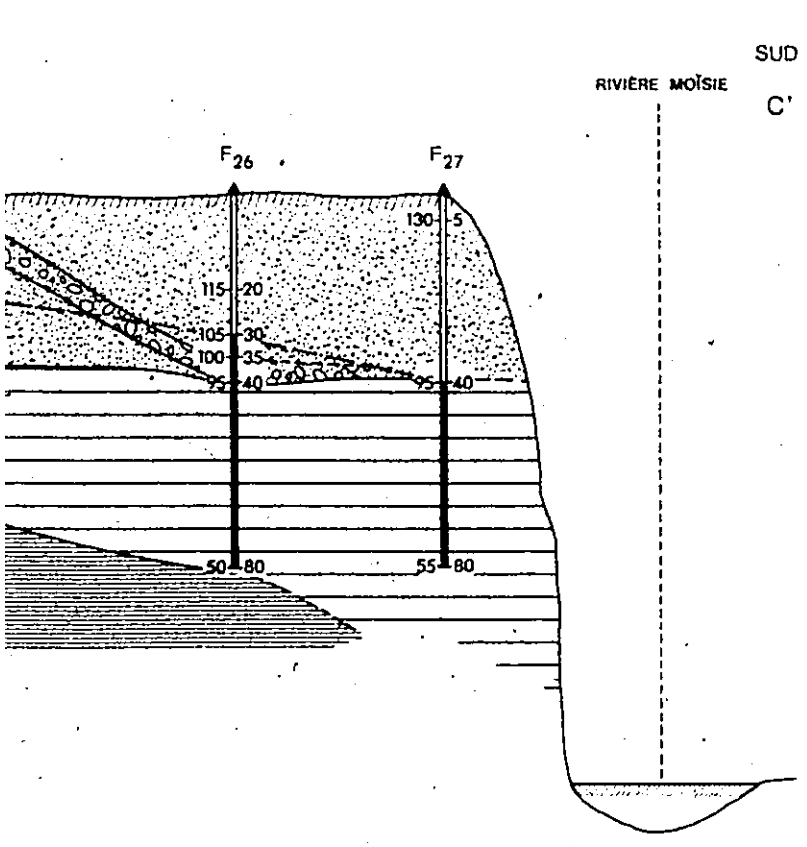
PES STRATIGRAPHIQUES DES VA

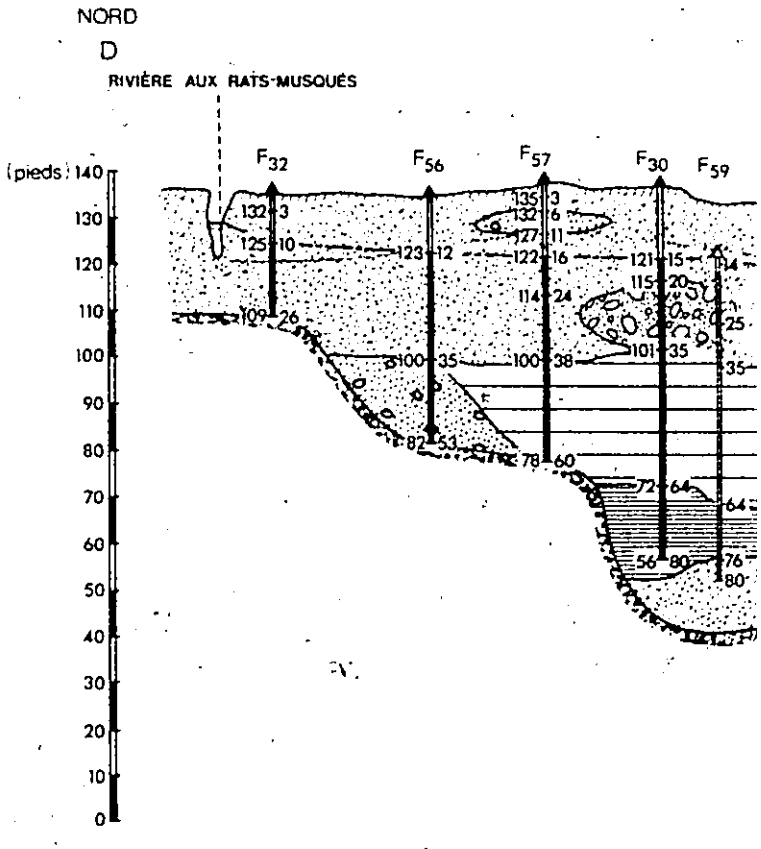
MOYENNE CÔTE NORD DU ST-LAURENT

2 OF









Limite de tourbière

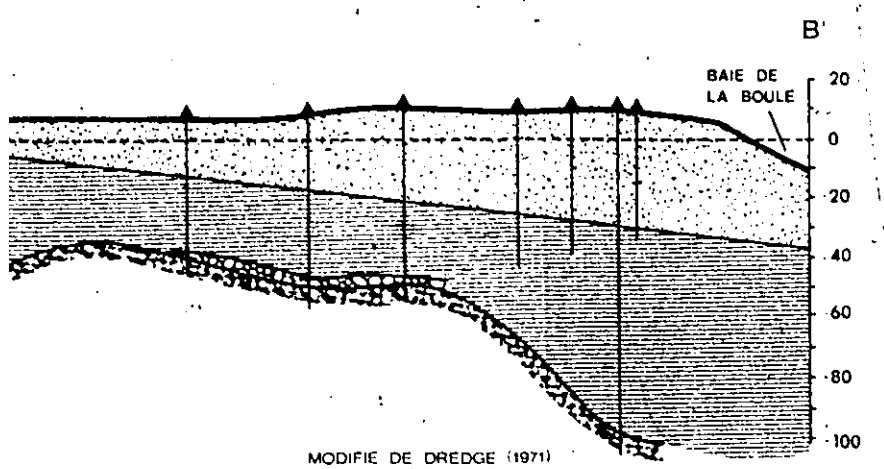
RIVIERE MOÏSIE

2

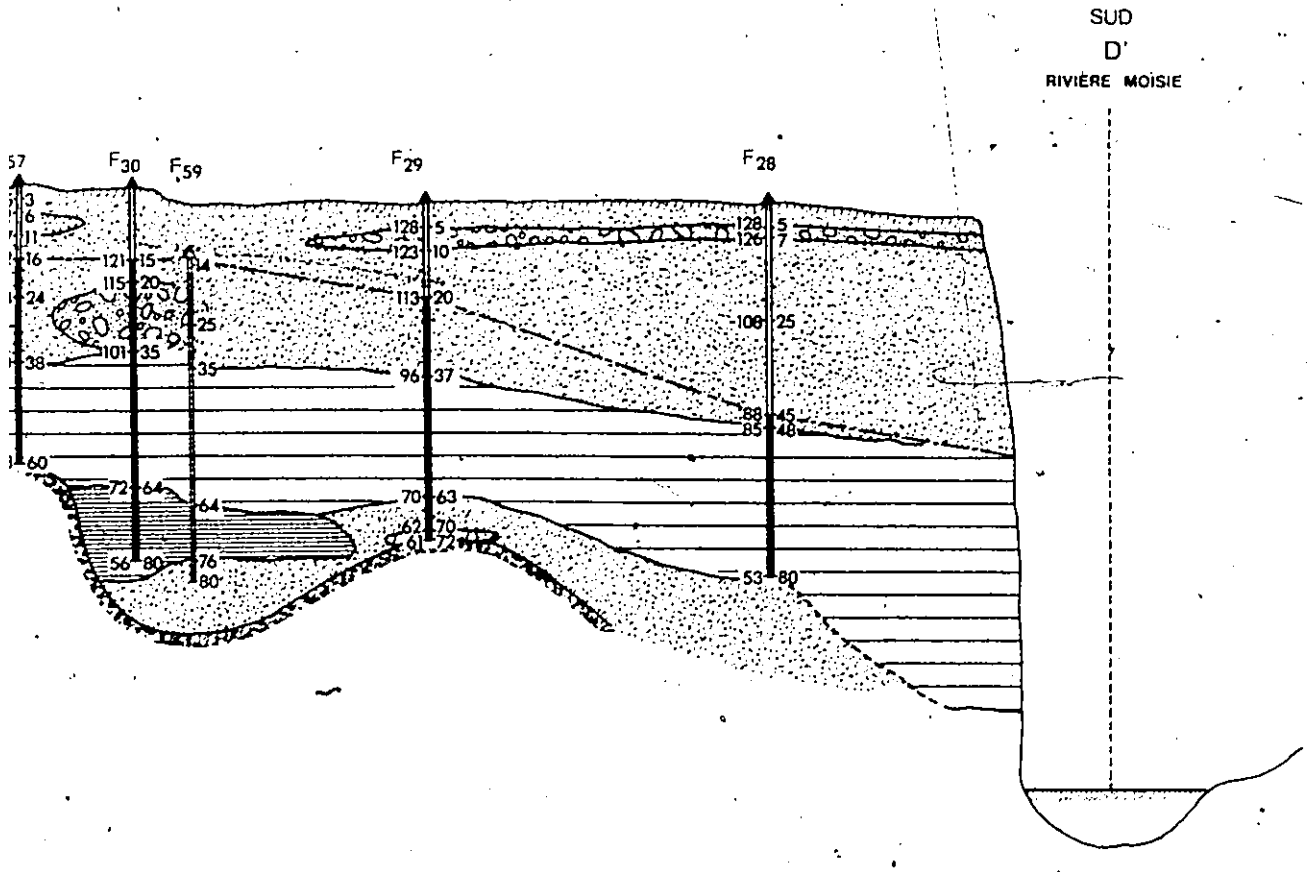
S VALLÉES

IRENT

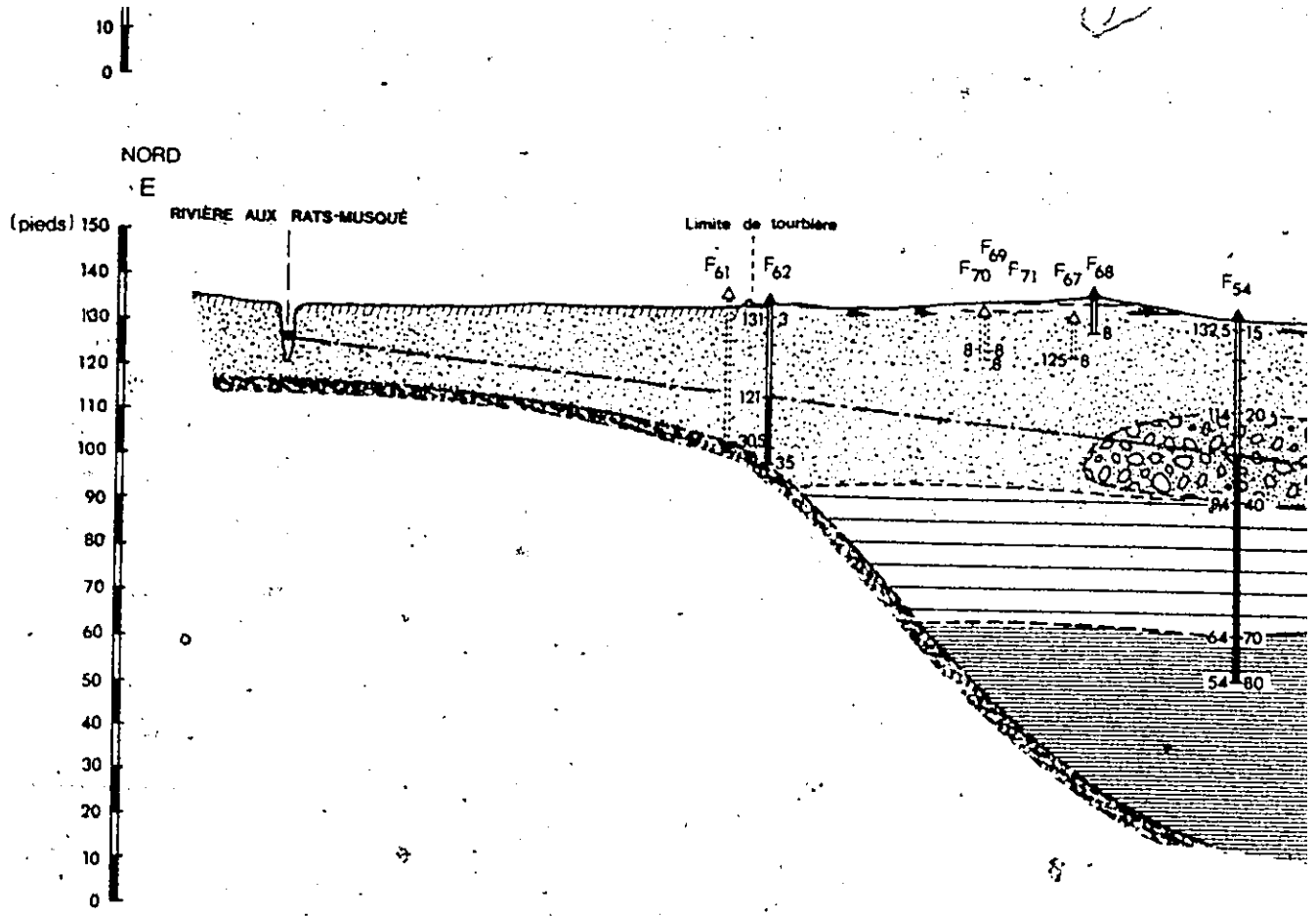
PARTIE A



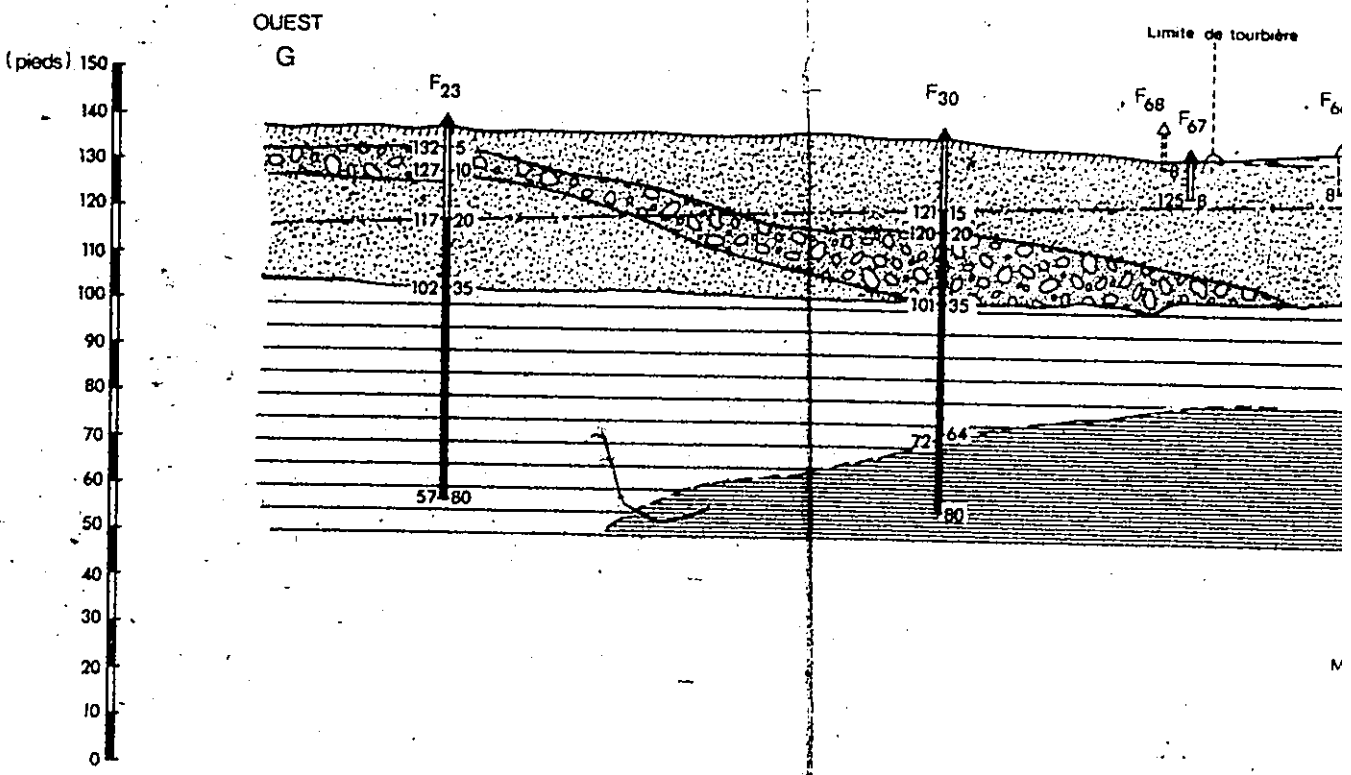
3 OF

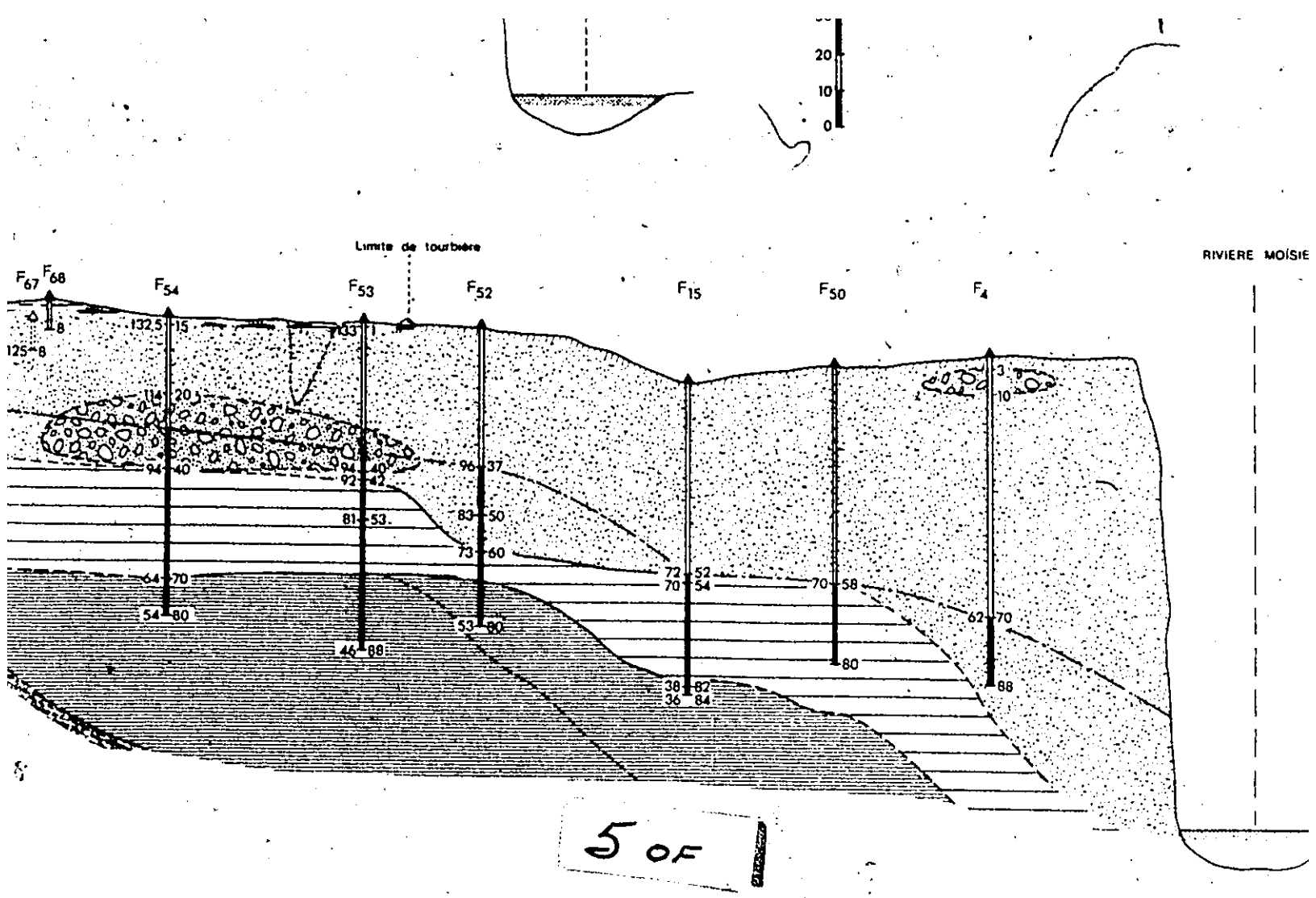


SUD
E'


NORD
E
(pieds)
RIVIÈRE AUX RATS-MUSQUÉ
Limite de tourbière
F61
F62
F69
F70
F71
F67
F68
F54

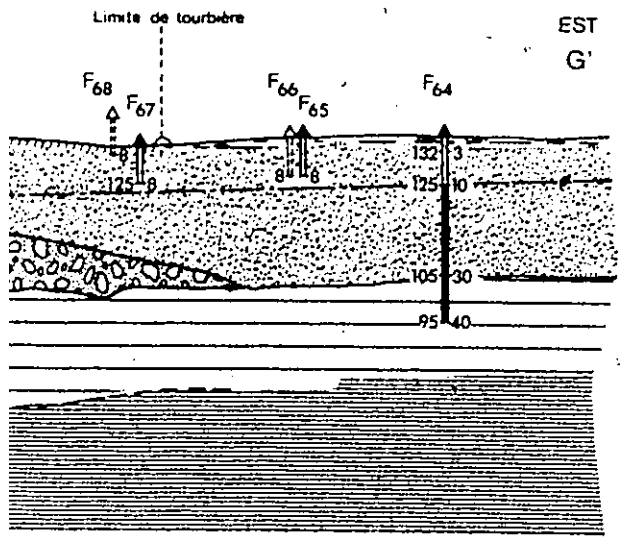
4 OF

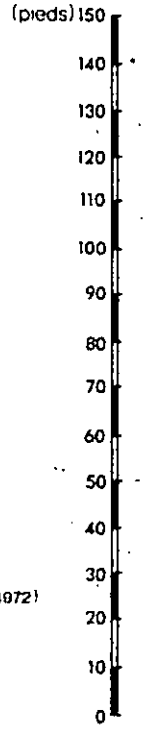

OUEST
G
(pieds)
Limite de tourbière
F23
F30
F68
F67

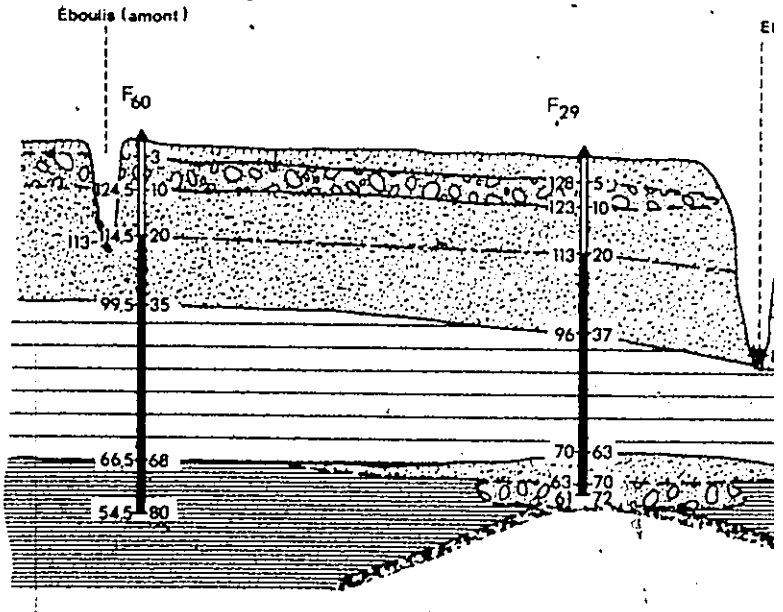


NORD-EST

F





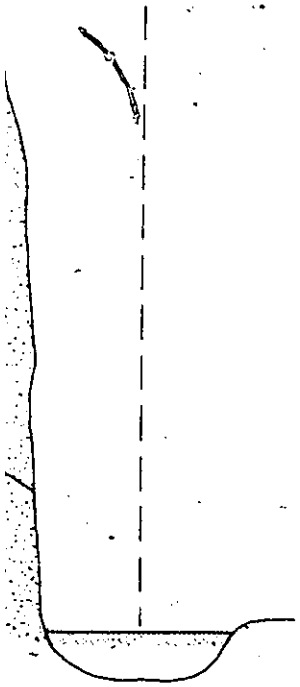


MODIFIÉ DE FRENETTE ET HÉROUX (1972)

SUD

E'

RIVIERE MOÏSIE



Tourbière

Cuirasse ferrugineuse

Sable

Sable et gravier

Gravier

Silt

Silt argileux et argile

Till

Roc

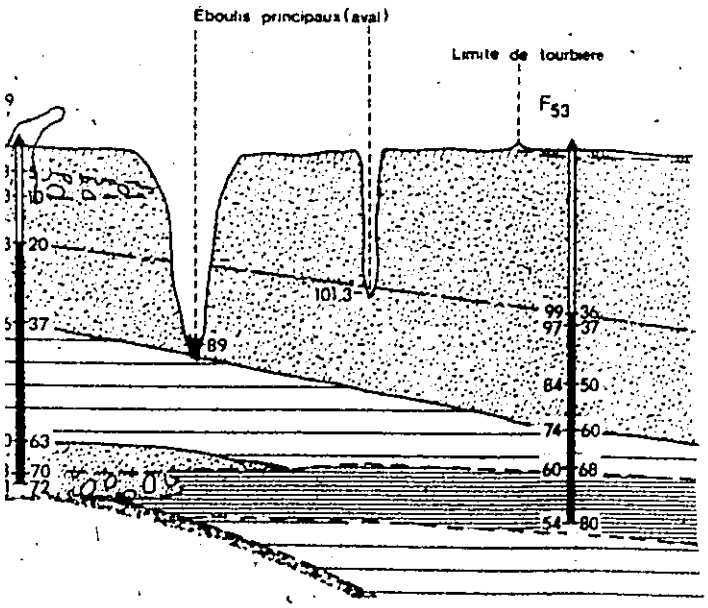
Niveau piézométrique

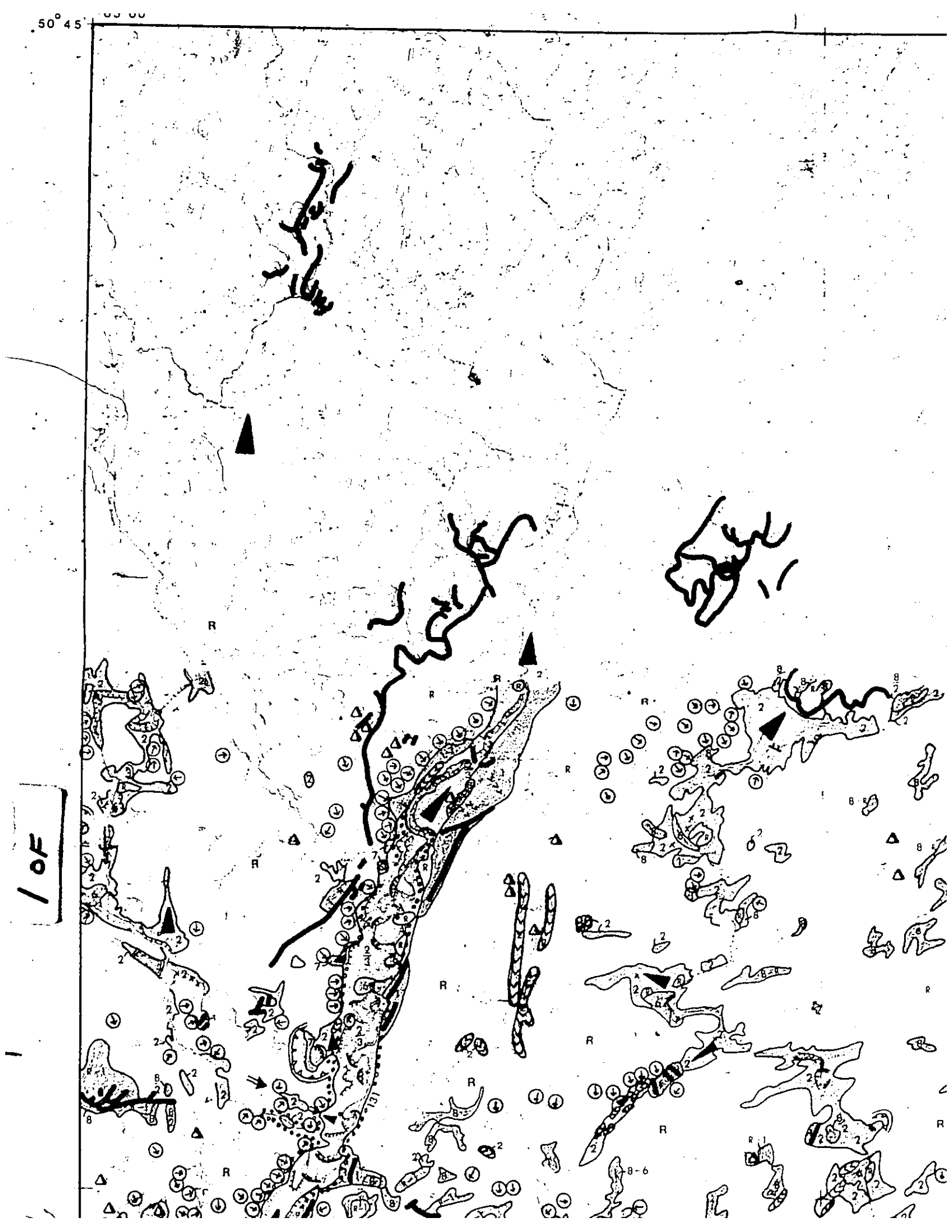
F_3 Numéro de forrage

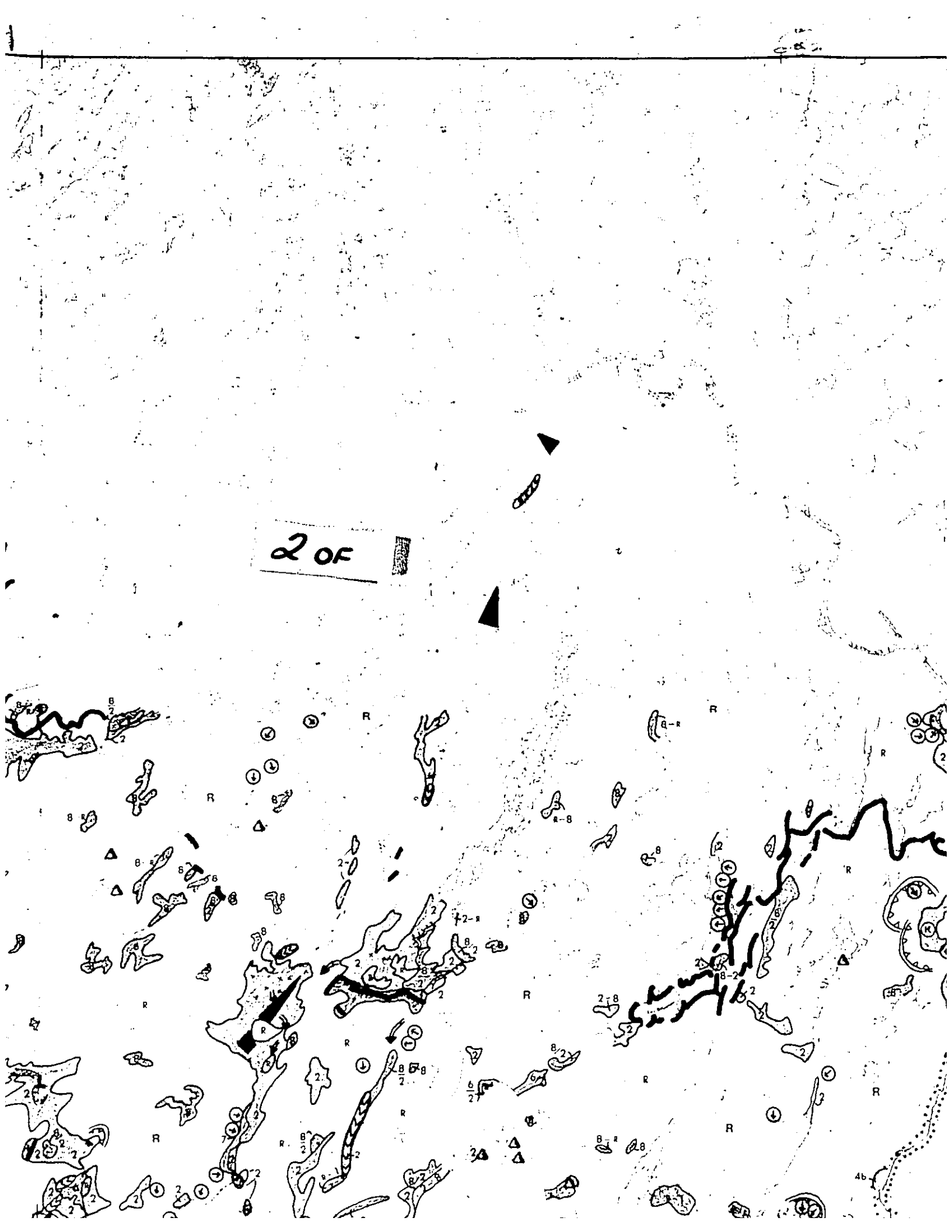
6.0f6

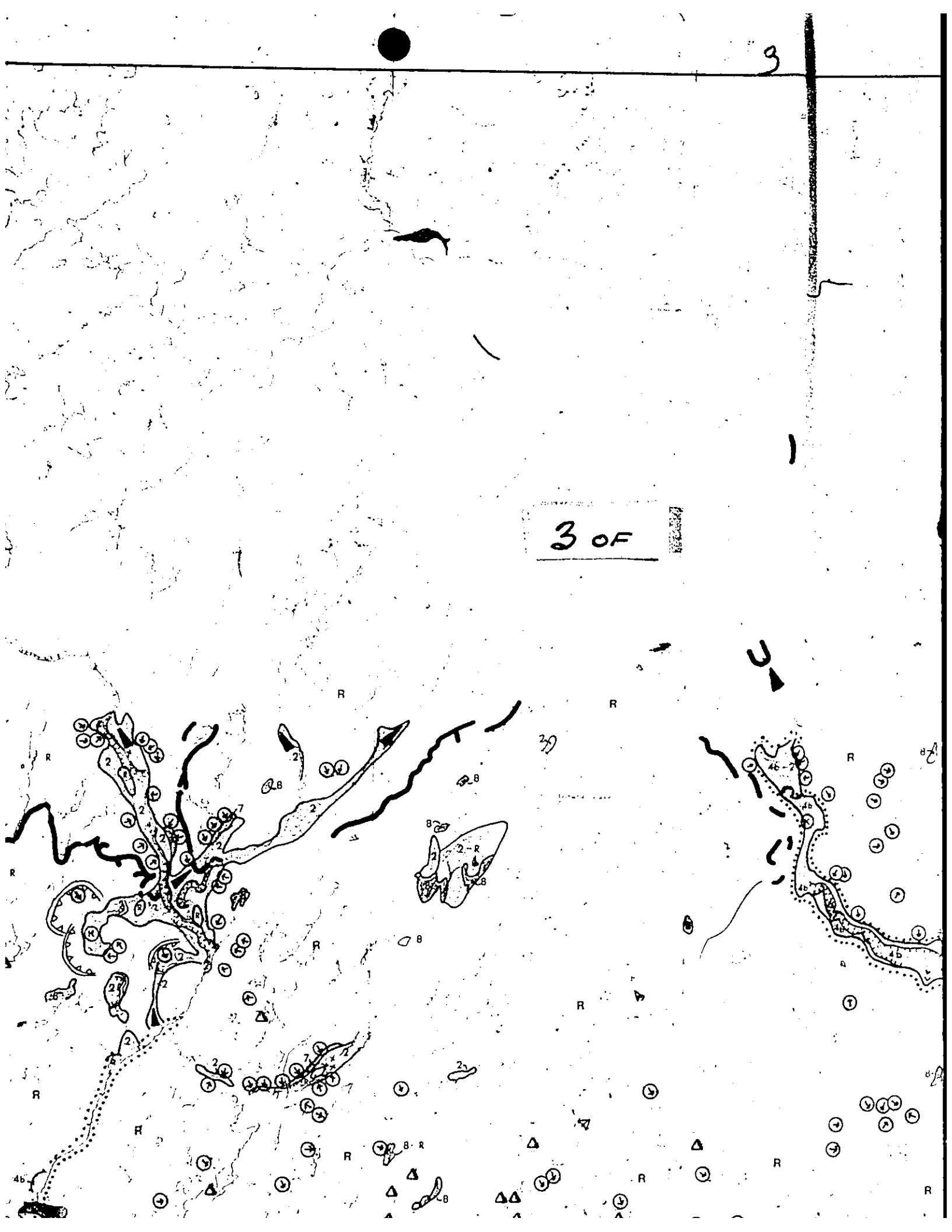
SUD-OUEST

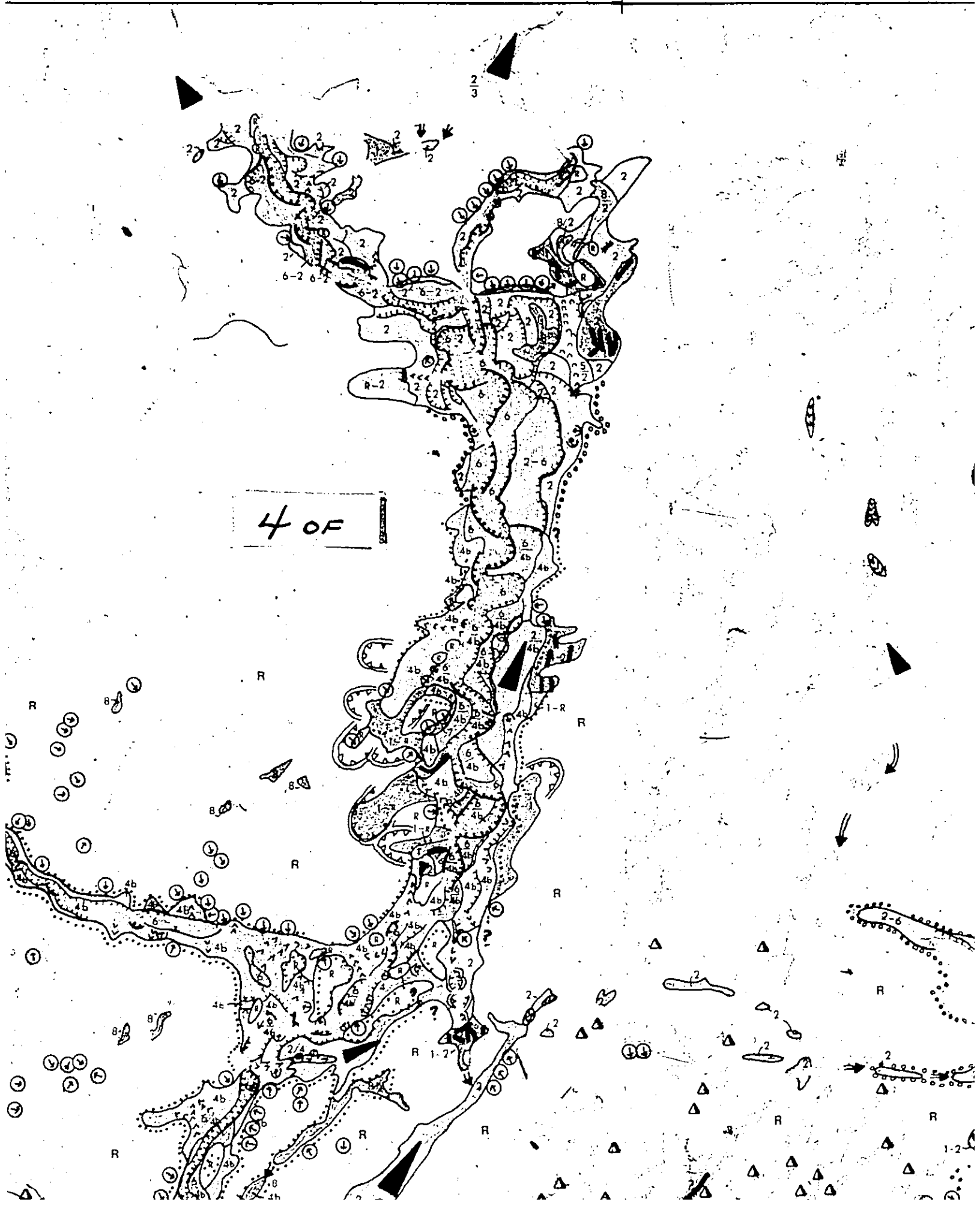
F'




50°45'
1 OF


2 OF


3
3 OF


4 OF

63° 45'
50° 45'
5 OF
CHRONOSTRATIGRAPHIE
SUPÉRIEUR
GOLDTHWAITEN
R
R
R
R

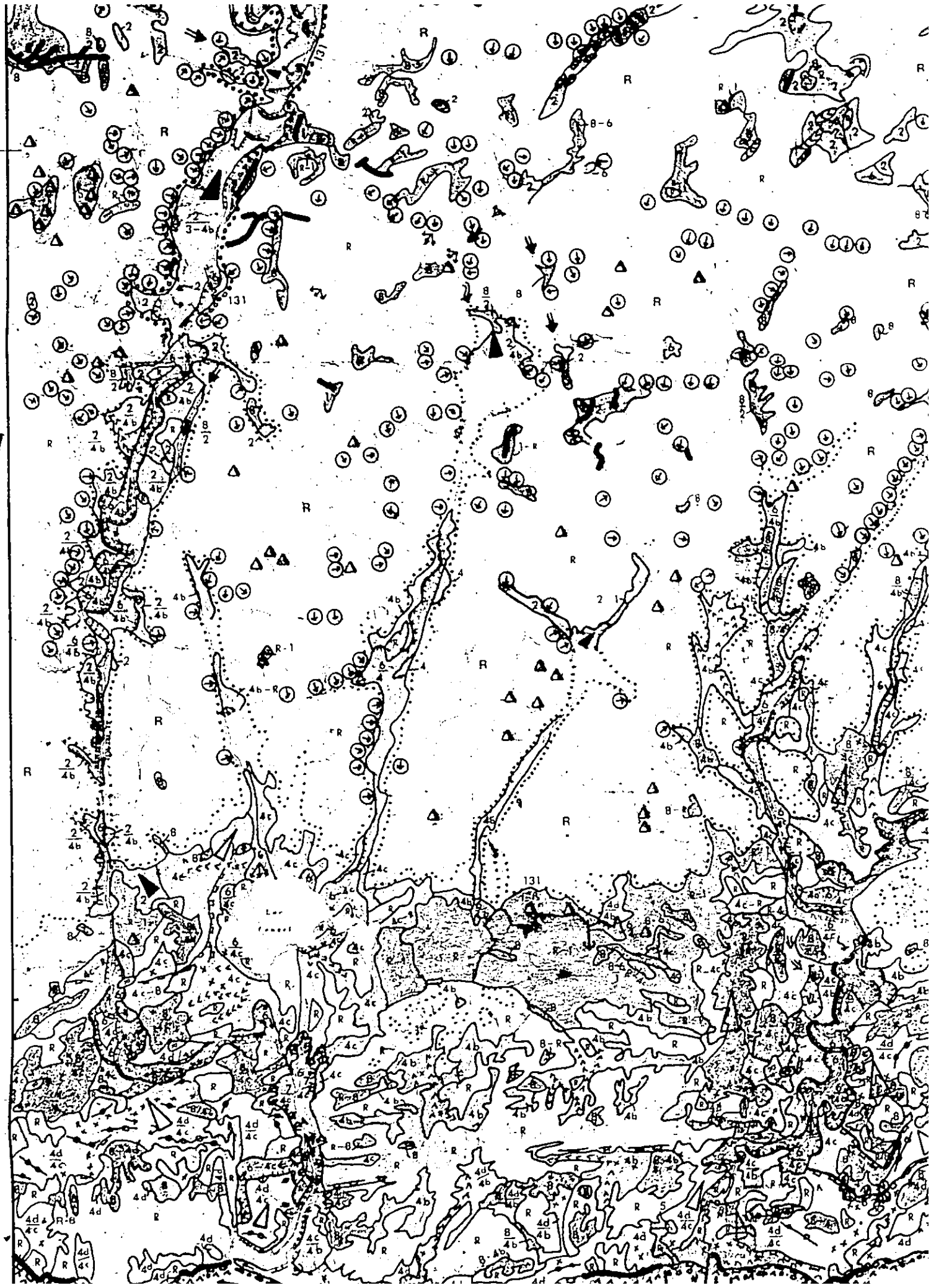
45°
50°45

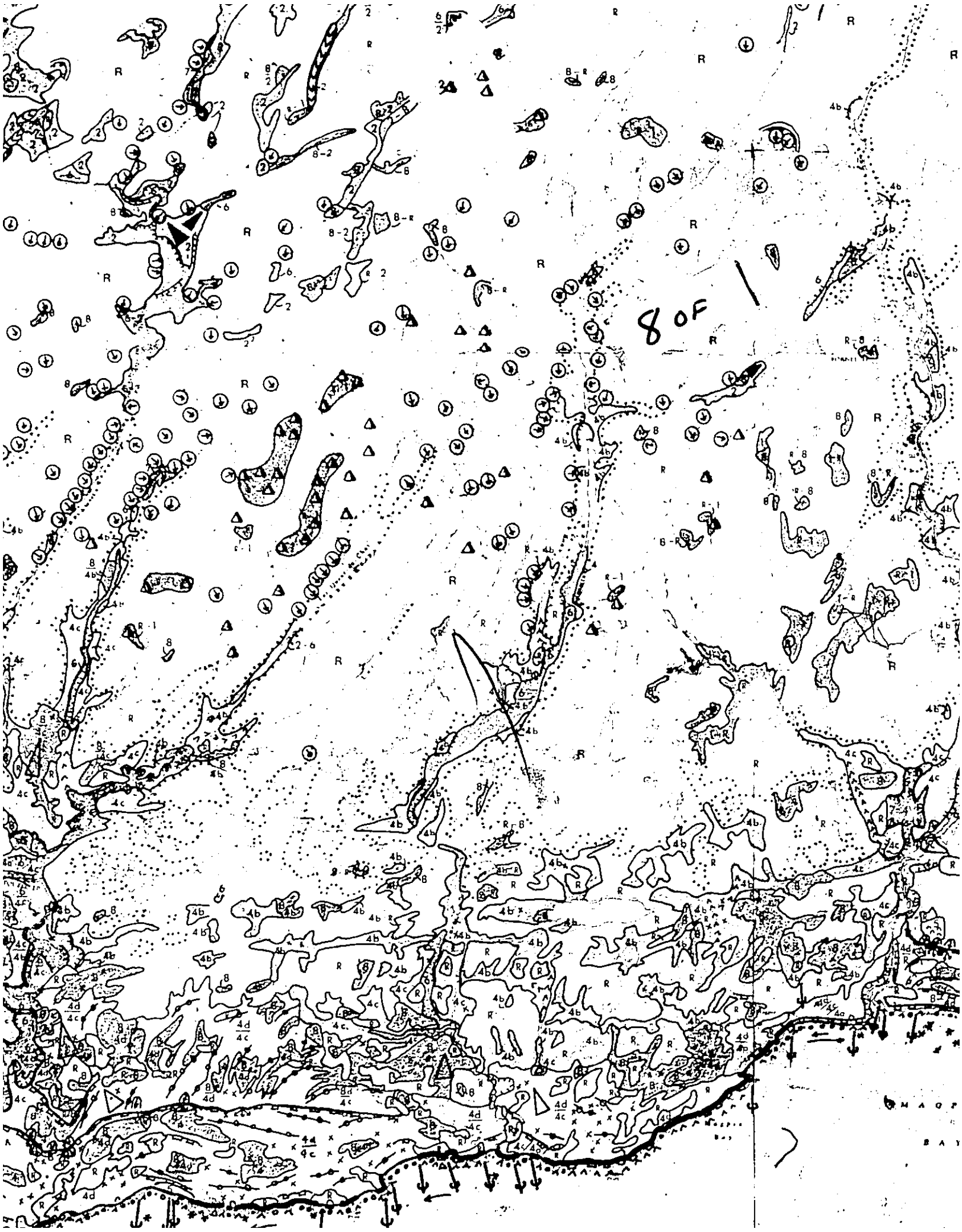
6 OF

GÉOMORPHOLOGIE 12 FORMATIONS MEUBLES QUATERNAIRES DE LA MOYENNE CÔTE NORD DU SAINT-LAURENT

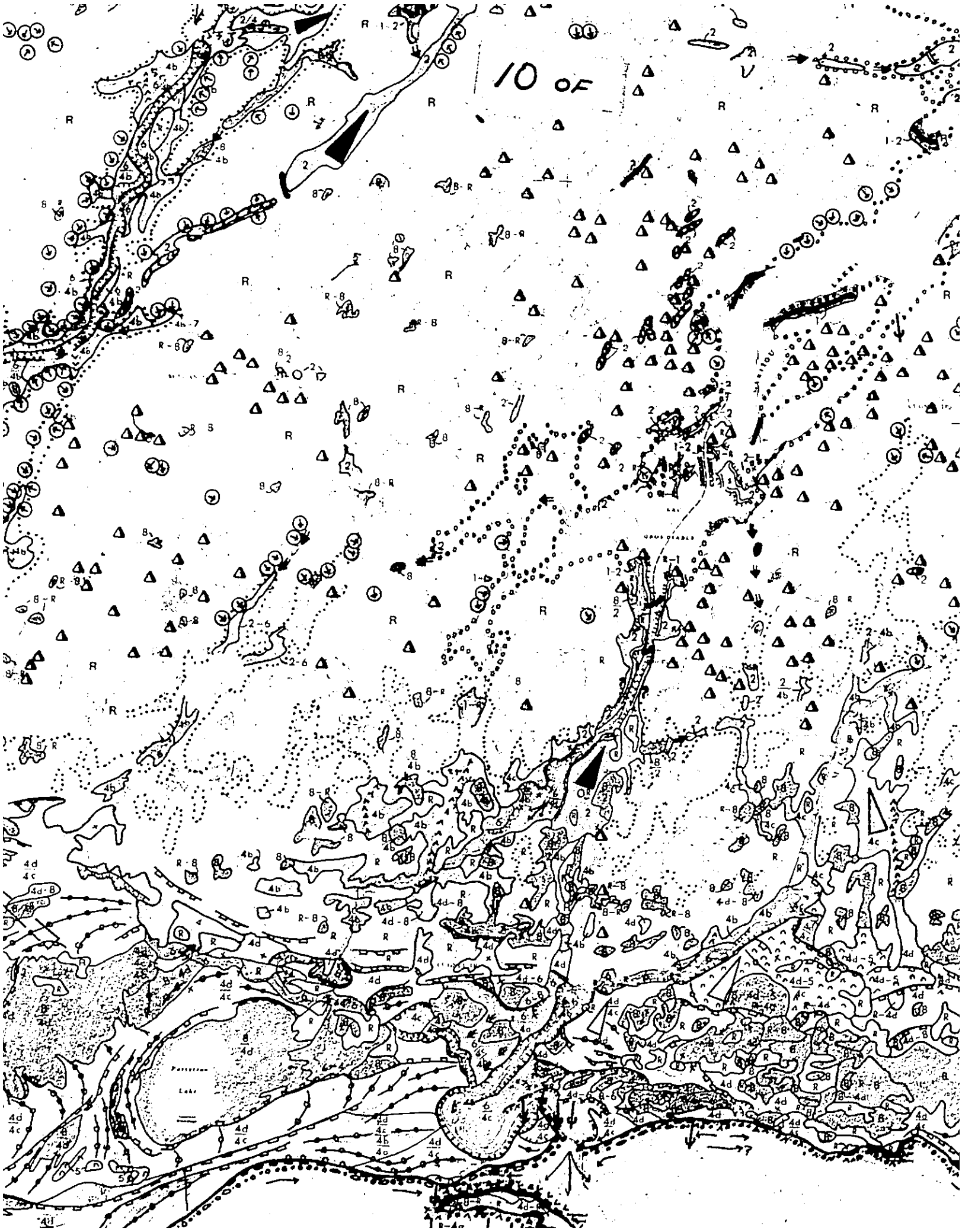
CHRONOSTRATIGRAPHIE		ENVIRONNEMENT	FORMATIONS	GÉOMORPHOLOGIE
HOLOCÈNE	8	PALUSTRE	Dépôts organiques de marais, marécages et tourbières; les tourbières ont généralement une profondeur de 1 à 3 m avec un maximum de 6 m et sont souvent structurées.	Réseau polygonal de fissures dans les sols organiques
	7	GRAVITAIRE	Diamicton de blocs formant des cônes ou des tabliers d'éboulis au pied des parois de roches cristallines ou des amas de blocs écroulés au pied des falaises calcaires des Îles de Mingan. Diamicton silteux ou sableux très pauvrement classé de matériaux glissés principalement à partir de sédiments prodeltaïques et deltaïques; d'une épaisseur pouvant atteindre plus de 5 m, ils incorporent des débris végétaux et se présentent souvent avec des structures très déformées en volutes et avec des lits de pseudo-nodules.	Éboulis Glissement
	6	FLUVIATILE	Sables graveleux ou silteux pauvrement classés, à structures entrecroisées et parfois sub-horizontales et renferment souvent des débris végétaux; d'une épaisseur dépassant rarement 3 à 4 m, ils forment principalement de hautes terrasses qu'on distingue aisément des épandages proglaciaires par leurs chenaux à faible rayon de courbure. Ces sédiments sont affectés en surface d'une cuirasse ferrugineuse imperméable de 0,6 à 2,1 m d'épaisseur au-dessous de 6 à 10 m d'altitude.	Ravin Chenaux ou méandres abandonnés Cône de déjection ou delta Talus d'érosion inactif; actif; évoluant par ravinements Vallée remblayée
	5	ÉOLIEN	Sables moyens à fins bien à modérément classés, à structures sub-horizontales ou entrecroisées à grand angle; ils se présentent en champs de dunes paraboliques, de crêtes ou de buttes dissymétriques de 1 à 7 m de hauteur.	Dunes paraboliques Buttes ou crêtes
	4	MARIN	a Silts argileux ou sableux d'eau profonde très pauvrement classés, peu fossilifères, non stratifiés et atteignant plus de 30 à 50 m et même 110 m d'épaisseur sous les deltas.	Limite marine maximale (m)
			b Surmontant ces sédiments: sables et silts sableux ou argileux estuariens ou prodeltaïques modérément à très pauvrement classés, stratifiés sub-horizontalement et souvent fossilifères en aval du trait de côte maximal; d'une épaisseur moyenne de 12 à 35 m et parfois 42 m, leur granulométrie croît vers le sommet où se localisent la majorité des structures déformées d'entraînement, de fluage ou de charge.	Cordon de plage
			c Surmontant ces sédiments: sables, sables graveleux et parfois graviers deltaïques bien à pauvrement classés, occasionnellement fossilifères et dont la granulométrie croît vers le sommet; d'une épaisseur pouvant atteindre 15 à 35 m, ils forment des structures sub-horizontales à la base avec présence de pseudo-nodules et de lentilles de sédiments prodeltaïques, des structures entrecroisées de rivières anastomosées vers le sommet et rarement des structures obliques de véritables lits frontaux.	Complexe deltaïque ou Falaise morte ou rocheuse; falaise vive
				LITTORAL ACTUEL Trait de côte rocheux; de sédiments meubles

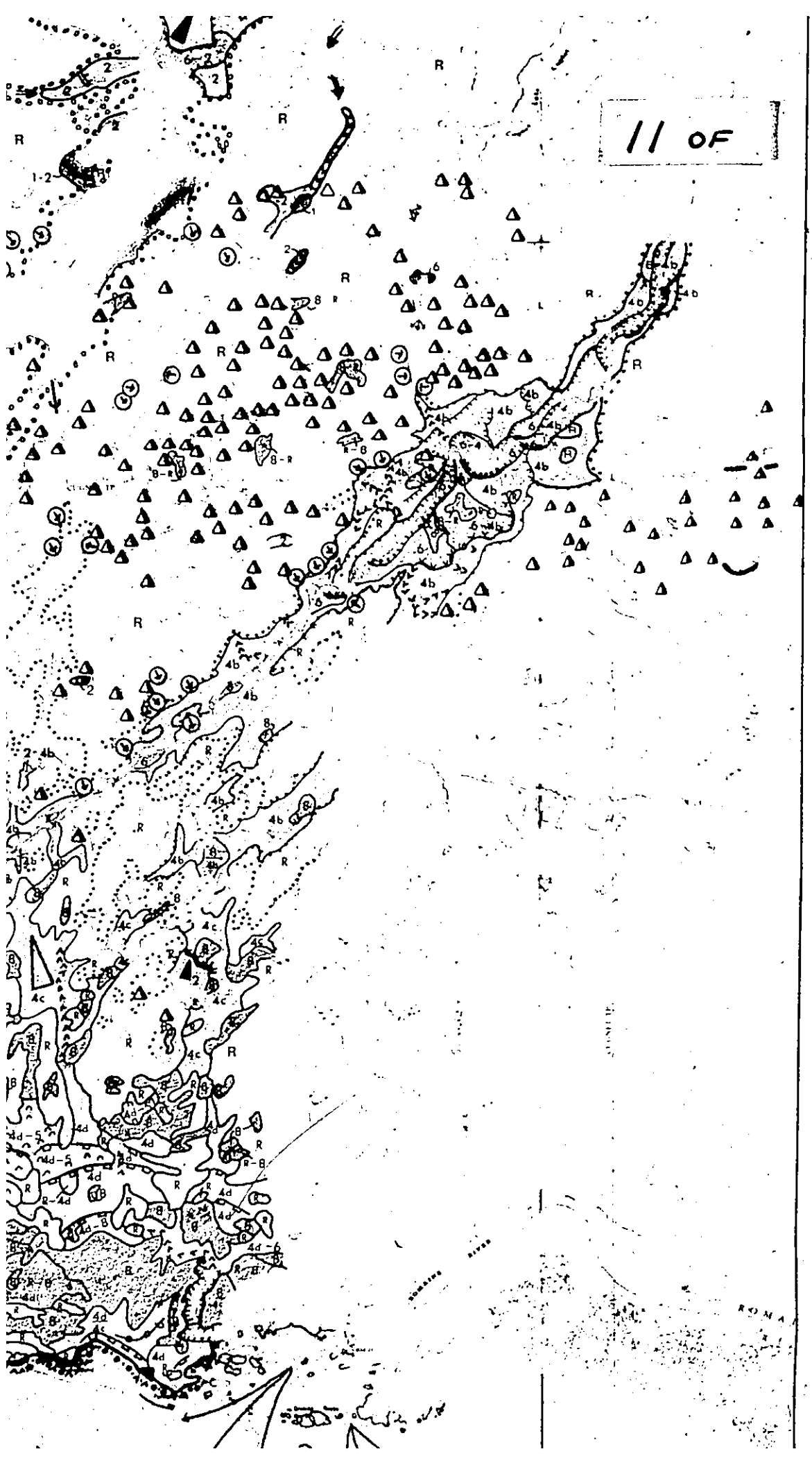
PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR — GOLDTHWAITIEN

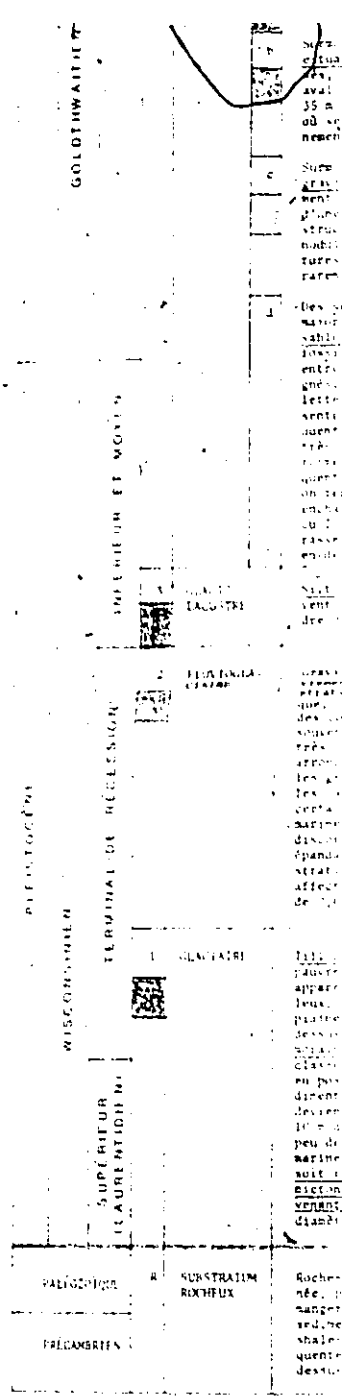



8 OF 1

9 OF
MAOFIE
BAY


10 OF


11 OF



GOLDTHWAITE

INFÉRIEUR ET MOYEN

WISCONSINIEN

SUPÉRIEUR (LAURENTIDIEN)

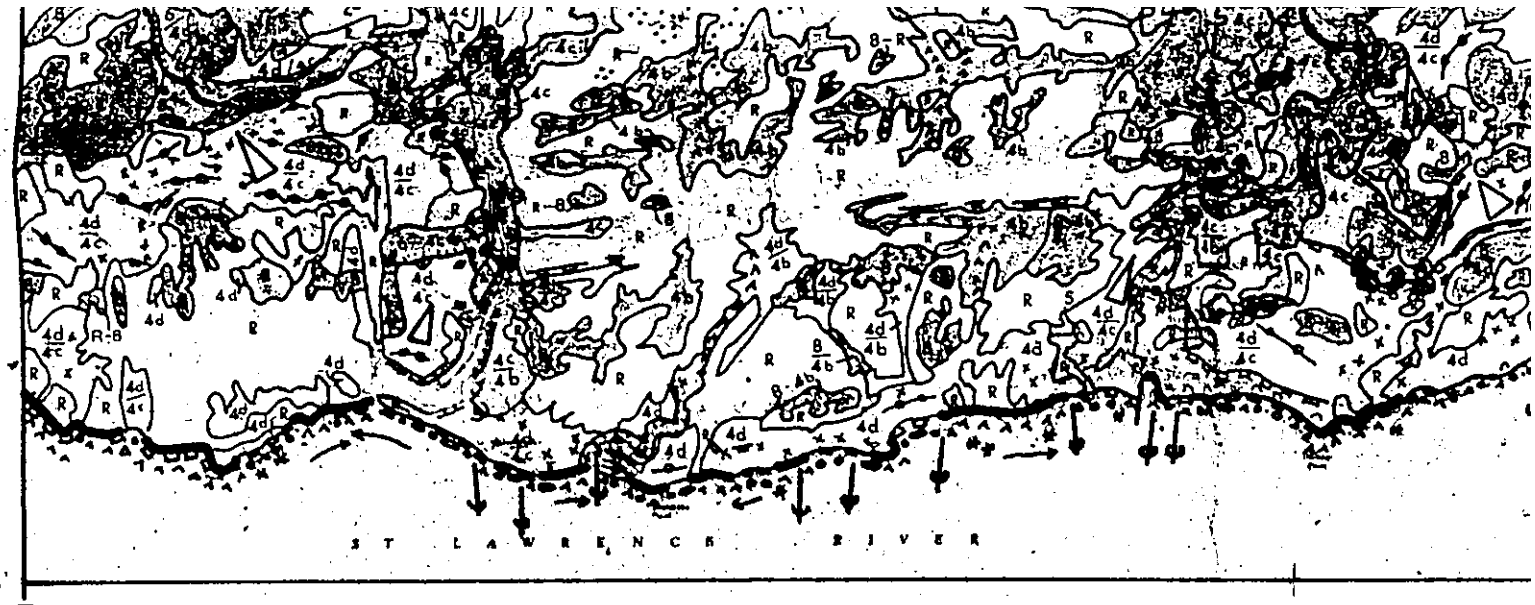
TERMINAL DE RÉCESSION

PALÉOZOÏQUE

PRÉCAMBRIEN

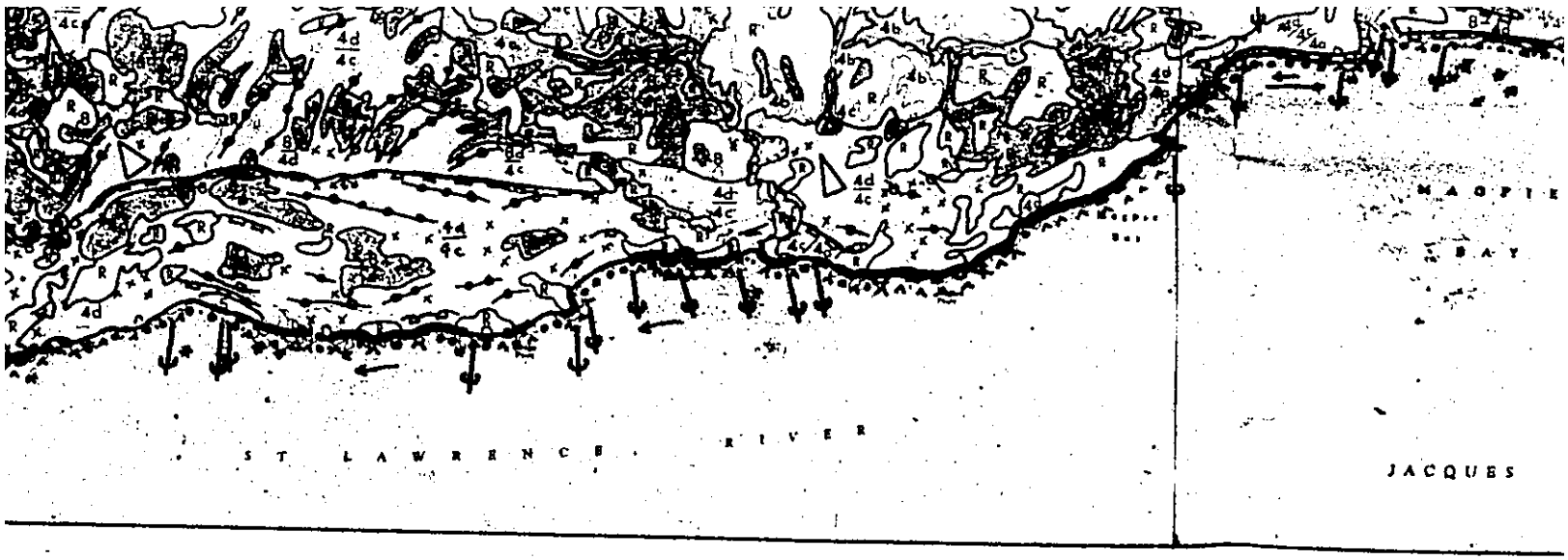
4	MARIN	Silts argileux ou sableux d'eau profonde très pauvrement classés, peu fossilifères, non stratifiés et atteignant plus de 30 à 50 m et même 110 m d'épaisseur sous les deltas. Surmontant ces sédiments: sables et silts sableux ou argileux estuariens ou prodeltaïques modérément à très pauvrement classés, stratifiés sub-horizontalement et souvent fossilifères en aval du trait de côte maximal; d'une épaisseur moyenne de 12 à 35 m et parfois 42 m, leur granulométrie croît vers le sommet où se localisent la majorité des structures déformées d'entraînement, de fluage ou de charge. Surmontant ces sédiments: sables, sables graveleux et parfois graviers deltaïques bien à pauvrement classés, occasionnellement fossilifères et dont la granulométrie croît vers le sommet: d'une épaisseur pouvant atteindre 15 à 35 m, ils forment des structures sub-horizontales à la base avec présence de pseudo-nodules et de lentilles de sédiments prodeltaïques, des structures entrecroisées de rivières anastomosées vers le sommet et rarement des structures obliques de véritables lits frontaux. Des sédiments littoraux de 1 à 5 m d'épaisseur coiffent la majorité des formations précédentes; formés principalement de sable ou de gravier bien à modérément classés, très rarement fossilifères, à stratifications sub-horizontales ou finement entrecroisées et les laminations et les strates de ferro-magnésiens sont très fréquentes, les graviers calcaires en galettes des îles de Mingan sont pauvrement classés et ne présentent pas de structure apparente; les vases sont peu fréquentes et leur texture silto-sableuse ou silto-argileuse est très pauvrement classée; les plages de blocs, parfois sous forme de pavage ou de champs de blocs glaciels, sont plus fréquentes surtout entre le cap Corbeau et la rivière Tortue; on rencontre même plusieurs diamictons de blocs glaciels enchassés dans divers sédiments marins. Les sédiments sableux ou légèrement graveleux sont affectés en surface par une cuirasse ferrugineuse imperméable de 0,6 à 2,1 m d'épaisseur environ de 6 à 10 m d'altitude.	Limite marine maximale (m)
			Cordon de plage
			Complexe deltaïque
			Falaise morte ou rocheuse; falaise vive
			LITTORAL ACTUEL
			Trait de côte rocheux; de sédiments meubles
			Flèche littorale et sens dominant de la dérive littorale
			PLAGE: - rocheuse - de blocs - de gravier - de sable grossier - de sable moyen - de sable fin - de vase
			Écueil et îlot rocheux
3	GLACIO-LACUSTRE	Silts et silts argileux pauvrement à très pauvrement classés, souvent varvés avec de petits graviers erratiques, ils peuvent atteindre des épaisseurs de plus de 6 m.	Limite des lacs proglaciaires (m)
2	FLUVIOGLACIAIRE	Graviers sableux et parfois sablo-silteux juxtaglaciaires très pauvrement classés, composés d'éléments anguleux à sub-arrondis peu stratifiés à stratifiés et souvent affectés par la glaciotectonique; ils sont intégrés au complexe morainique ou bien ils forment des zones de désintégration glaciaire de kames et kettles et peu souvent d'eskers. Sables et graviers proglaciaires pauvrement à très pauvrement classés, composés d'éléments sub-anguleux à sub-arrondis et à stratifications principalement horizontales dans les graviers et principalement entrecroisées ou obliques dans les sables; ils forment des épandages de 2 à 6 m d'épaisseur dont certains, qui ont été formés tardivement lors de la régression marine vers ou sous la limite marine maximale, chevauchent en discordance des séquences marines ou glacio-lacustres; les épandages de chevauchement se localisent donc par une inversion stratigraphique. Les sédiments sableux ou sablo-graveleux sont affectés en surface par une cuirasse ferrugineuse imperméable de 0,6 à 2,1 m d'épaisseur.	Esker
			Kettle; terrasse de kame
			Épandage proglaciaire
			Chenal d'eau de fonte
1	GLACIAIRE	Till de logement laurentidien sableux ou sablo-silteux, très pauvrement classé, gris pâle à gris foncé, sans structure apparente et composé d'éléments locaux anguleux à sub-anguleux, il se présente sous forme de placages ou de nettes plaines de plus de 5 à 6 m d'épaisseur principalement au-dessus de la limite marine, till sableux associé au complexe morainique de Manitou-Matamek modérément à très pauvrement classé et pouvant atteindre des épaisseurs de plus de 11 m; en position de cuvette il est généralement associé à des sédiments juxtaglaciaires tandis que vers les interfluves il devient plus grossier et peut même se présenter en crêtes de 10 m de hauteur entièrement formées de gros blocs dont le peu de matrice a probablement été délavé. Sous la limite marine, ces tills sont soit infiltrés de sédiments fins, soit remaniés par l'action littorale. On trouve peu de diamictons glacio-marins mais beaucoup de champs de blocs provenant d'un till d'ablation probablement et atteignant des diamètres de 3 à 6 m.	Drumlinoïdes
			Stries et cannelures
			Concentrations de blocs
			Crêtes morainiques; crêtes remaniées par l'action littorale
			Cirque
B	SUBSTRATUM ROCHEUX	Roches ignées et métasédimentaires à topographie très vallonnée, principalement composées d'anorthosites, de granites, de mangérites, de gneiss et de paragneiss, sous-jacentes aux roches sédimentaires sub-horizontales, composées de calcaires, de shales et de dolomies, des îles de Mingan; présence très fréquente de placages de till de moins d'un mètre d'épaisseur au-dessus de la limite marine maximale	Affleurement ponctuel

1208



50° 15'

13 OF

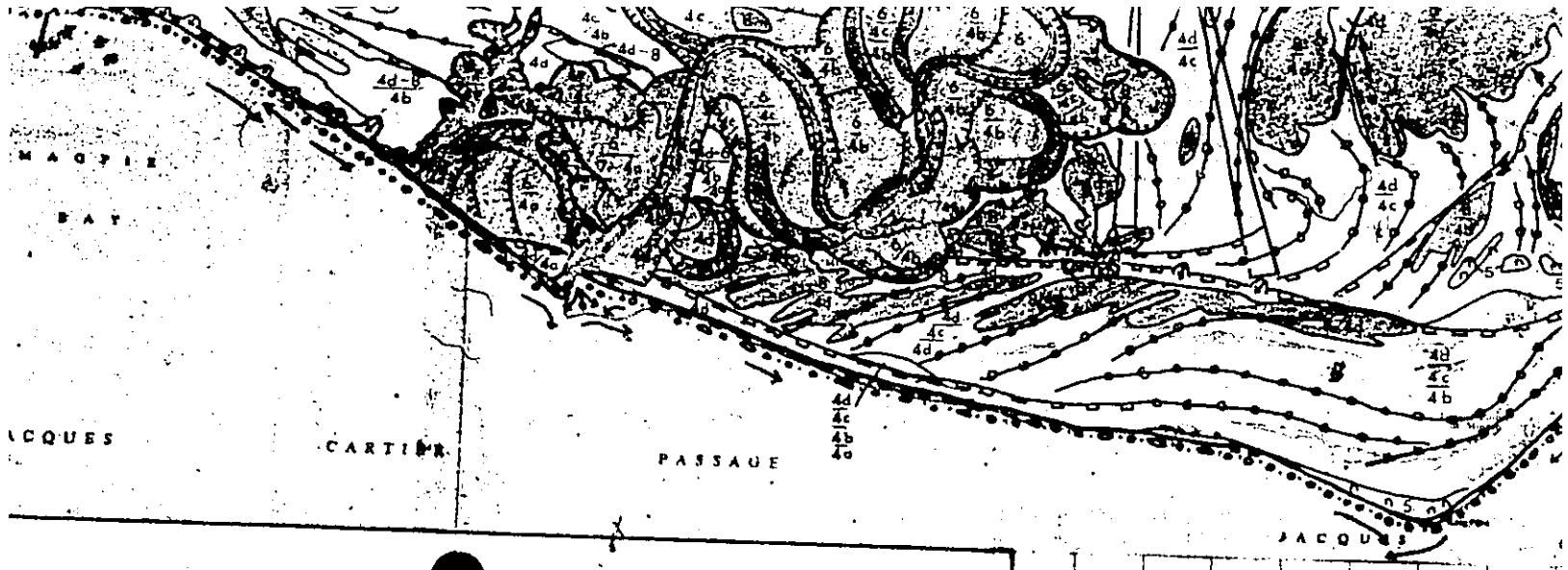


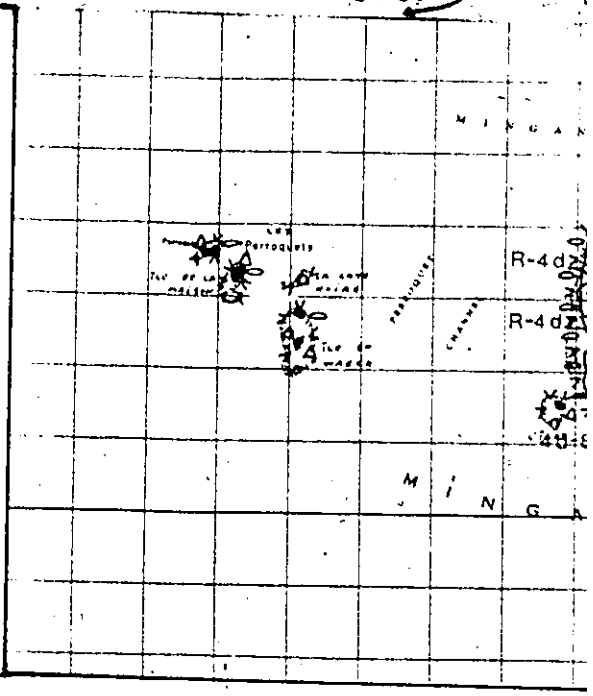
0 2 4 6 8 10 km

RELE

14 OF

14

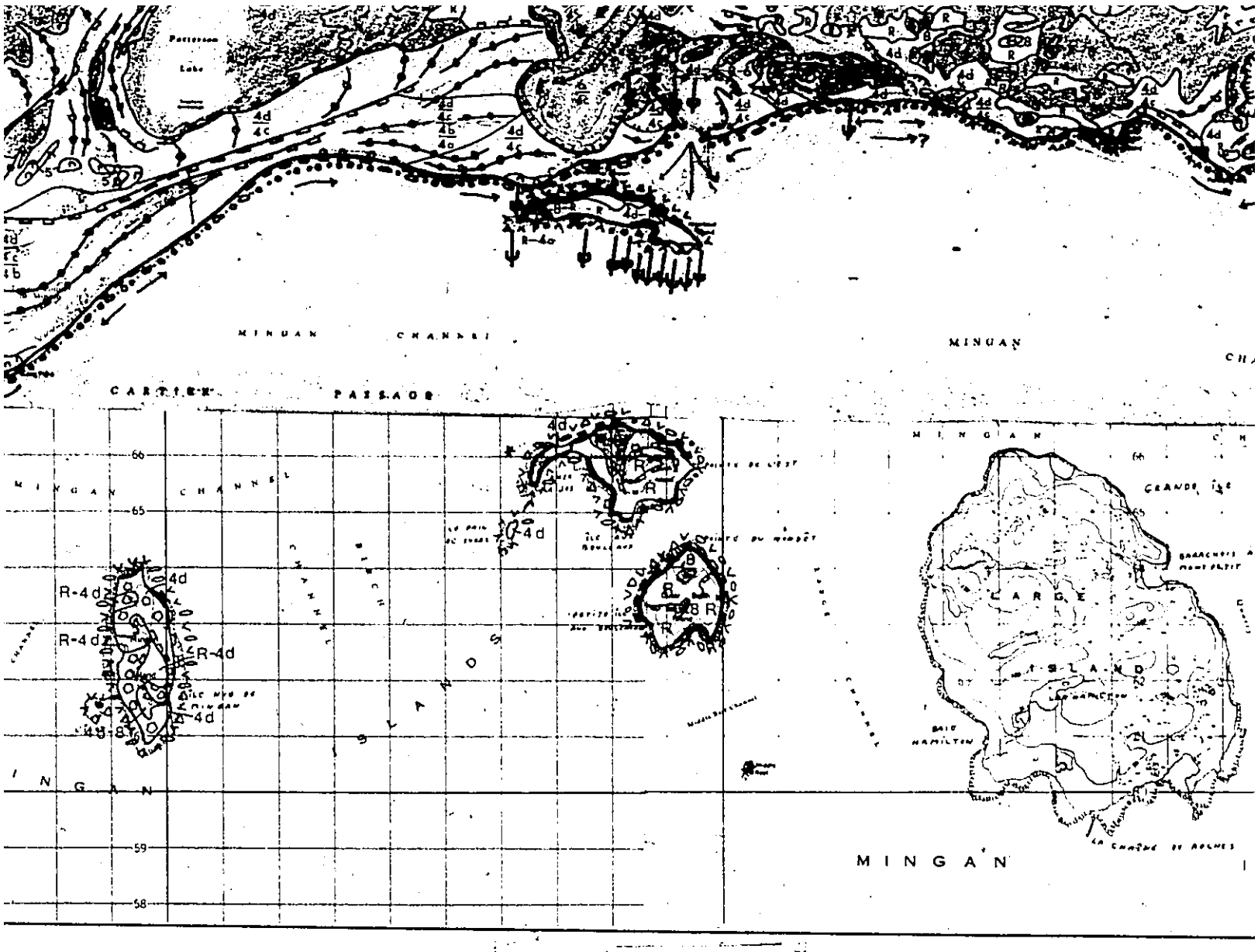




15 of

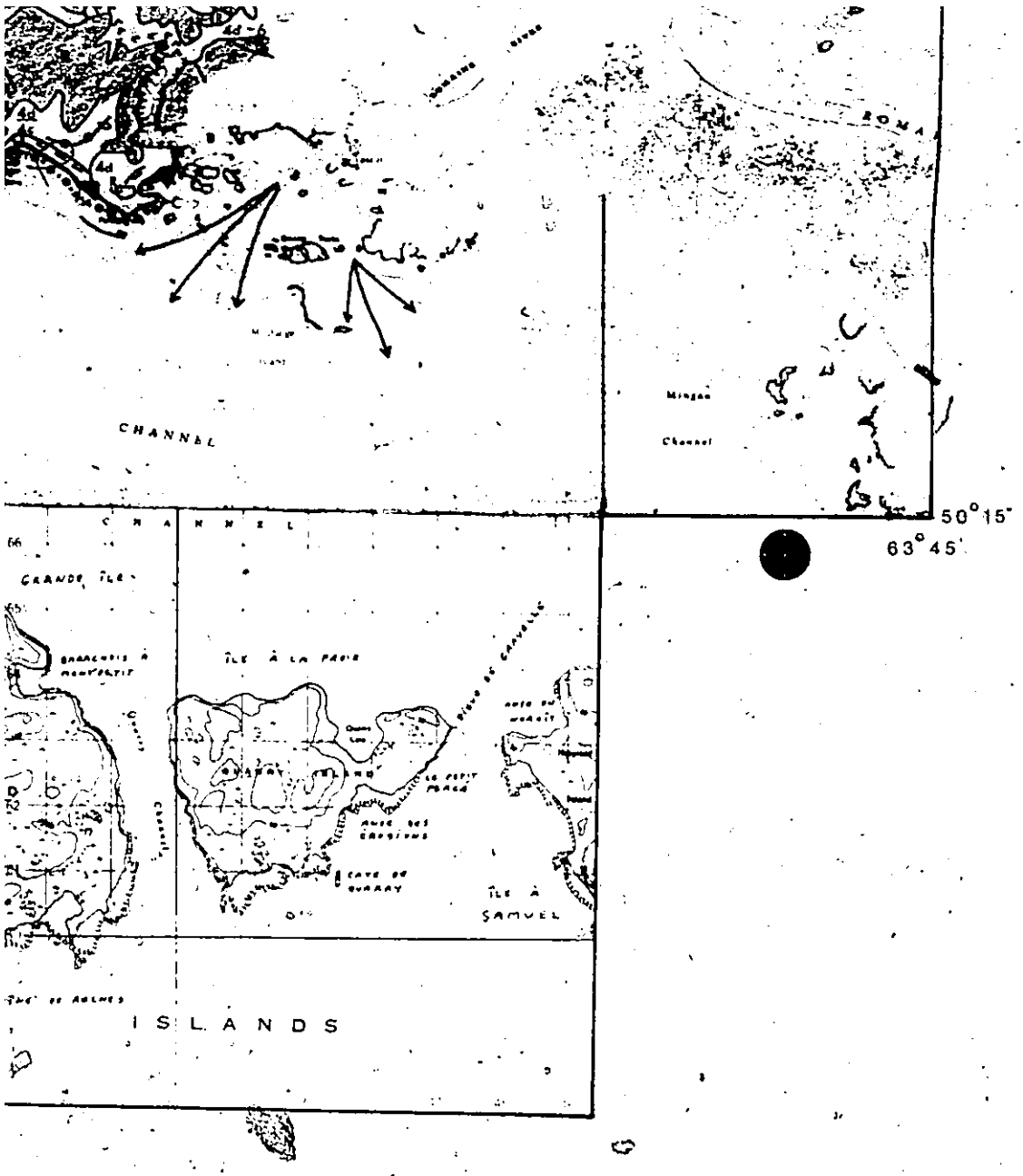
RELEVÉS: J.M.M. DUBOIS 1975-77

15


MINGAN CHANNEL
CARTIER PASSAGE
MINGAN CHANNEL
MINGAN
CARGE ISLAND
GRANDE ILE
MINGAN
R-4d
4d

16 OF

16

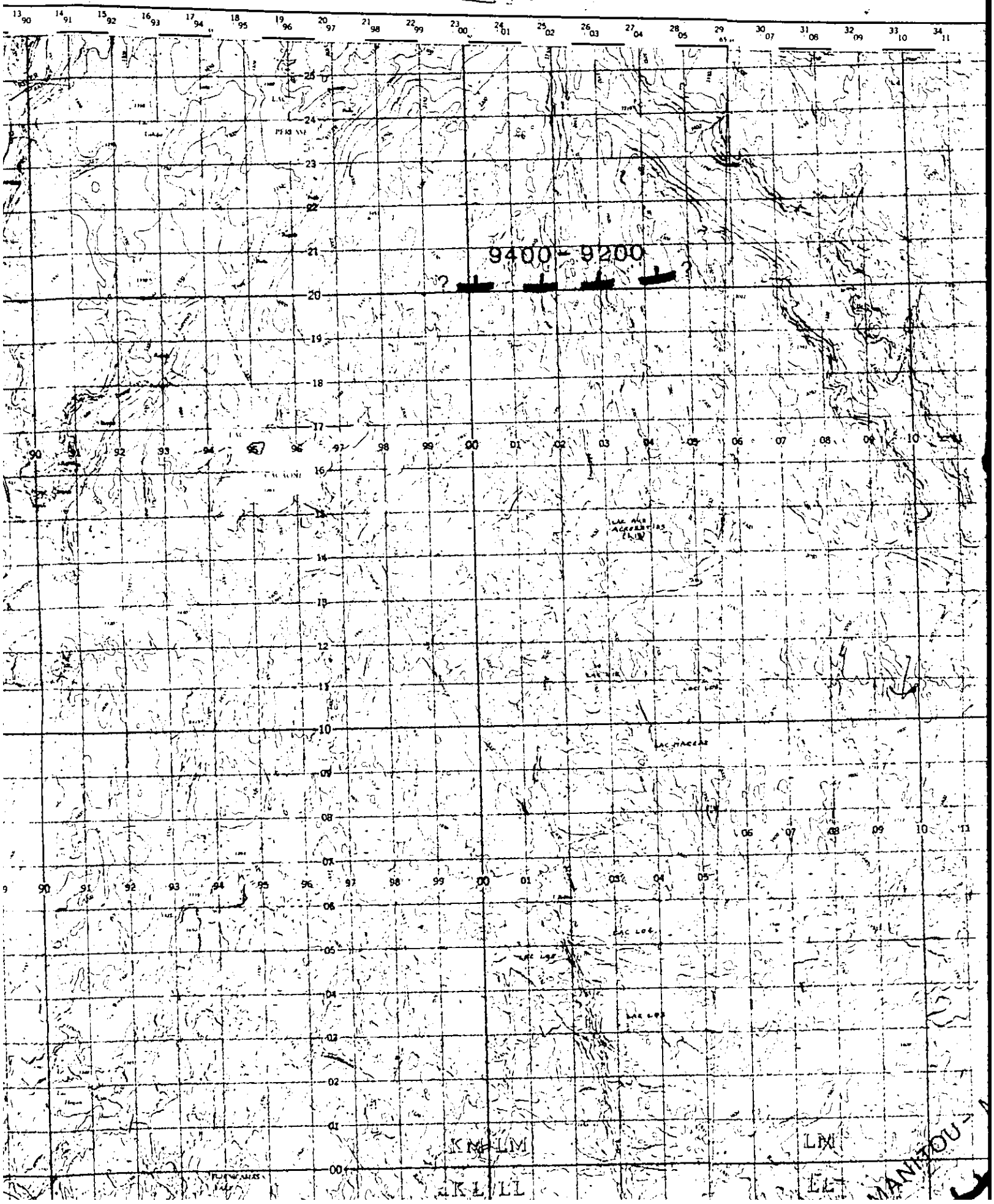

CHANNAL
50°15'
63°45'
GRANDE ÎLE
ÎLE À LA PAIX
ÎLE À SAMUEL
ISLANDS

17 of 17

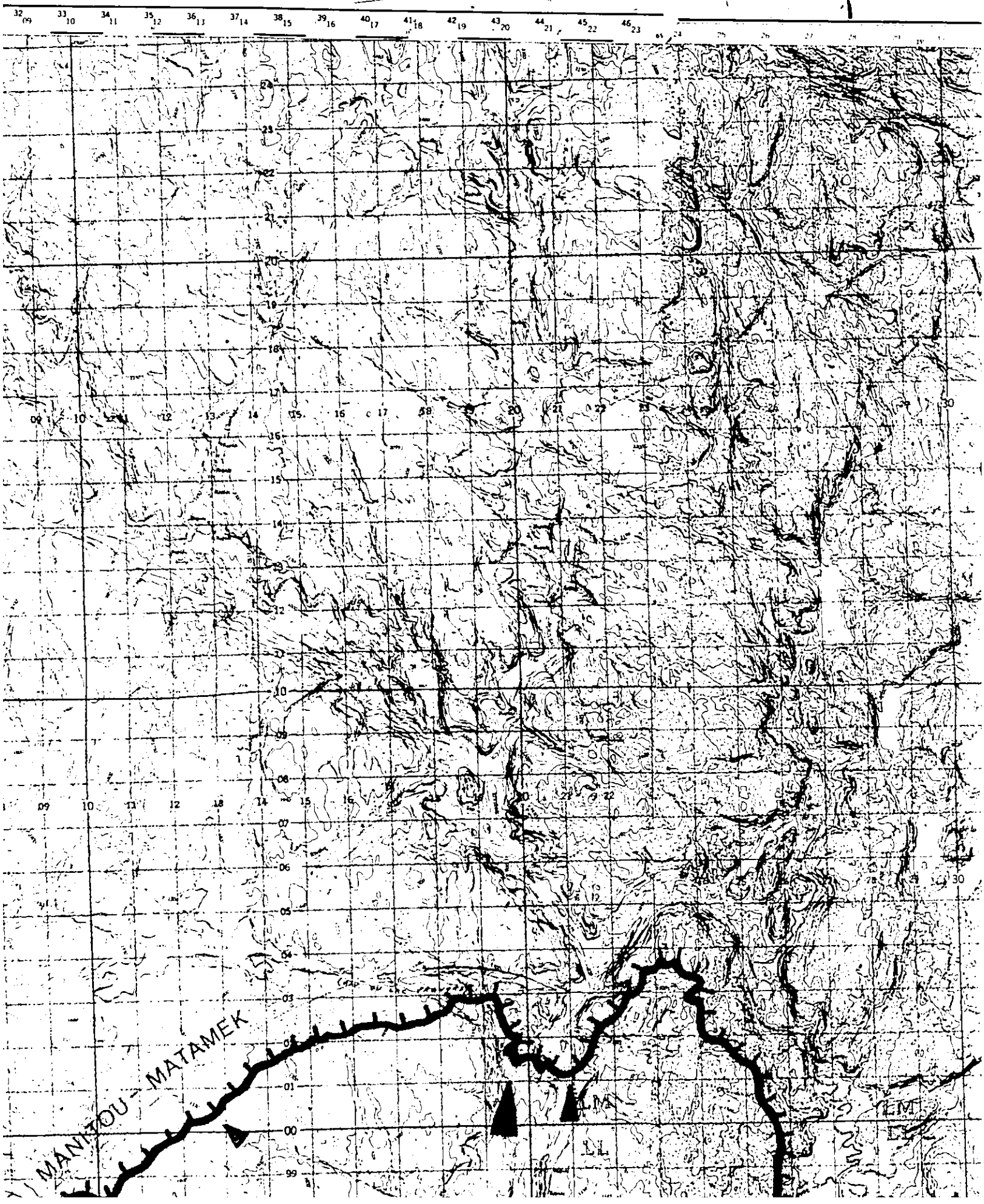
DES HERBIERS
LAC BREEL
FG GG
FF GF
GE
GC
KM

2 OF 1

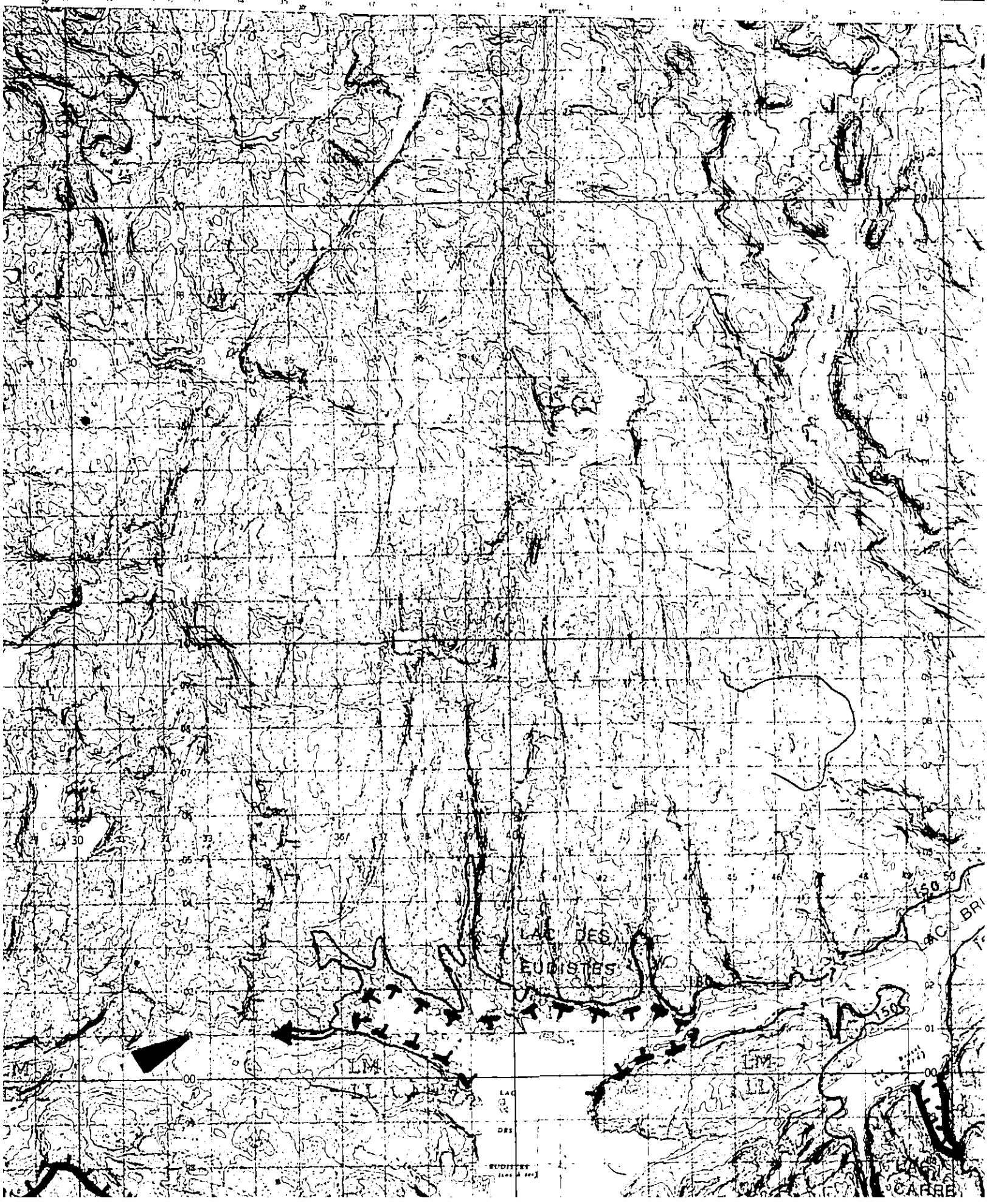
2

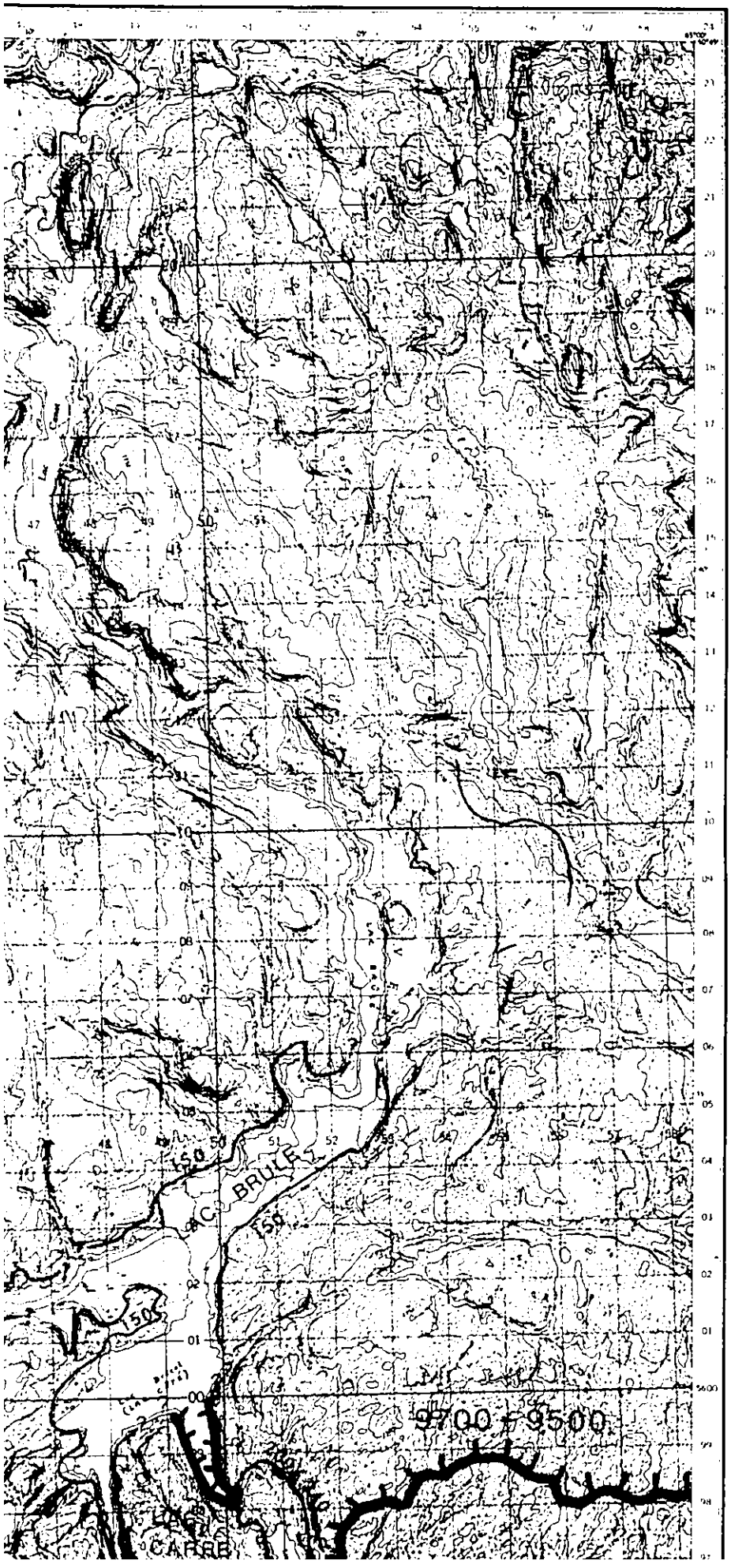


3 OF



4 OF 4

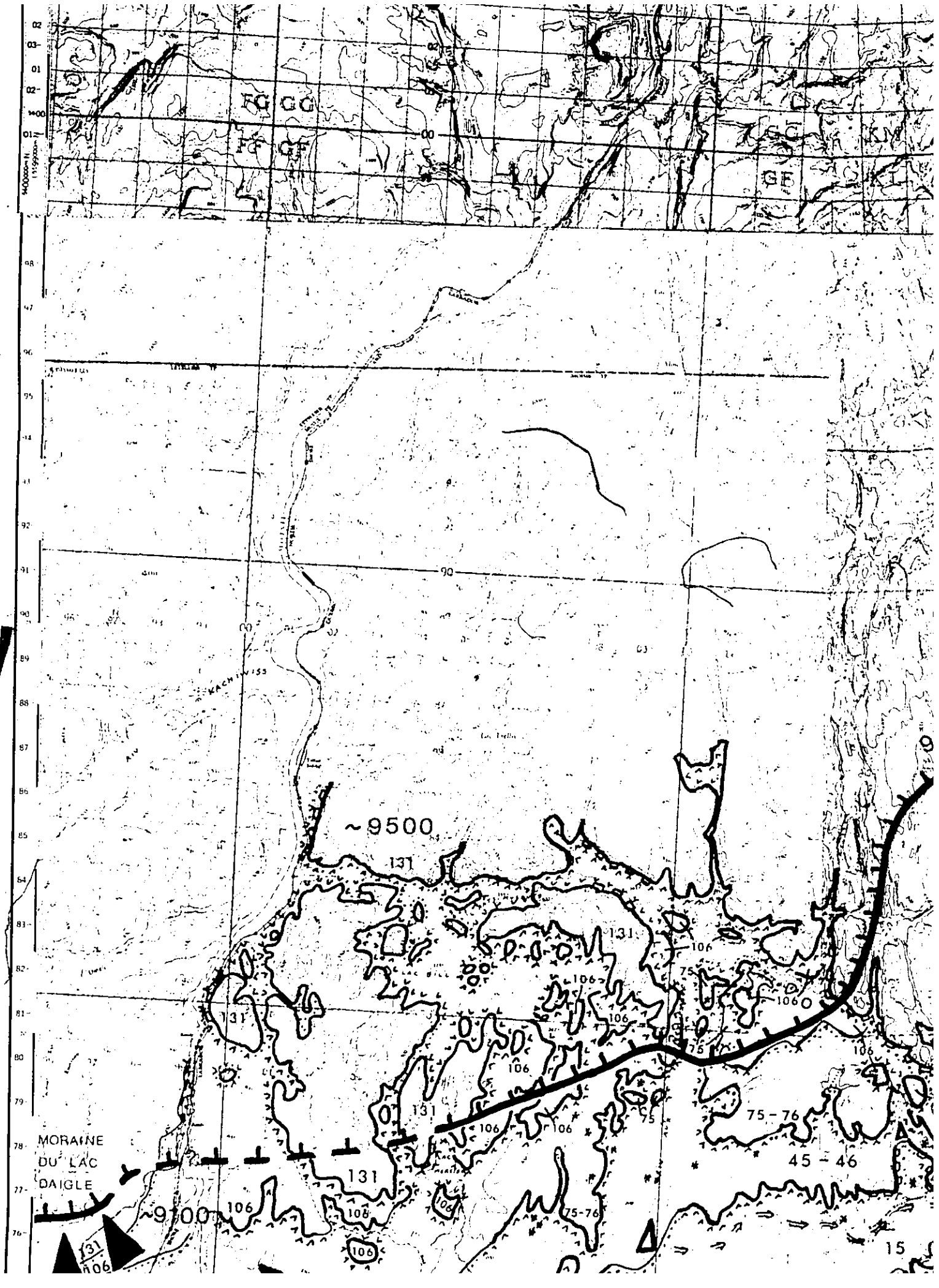


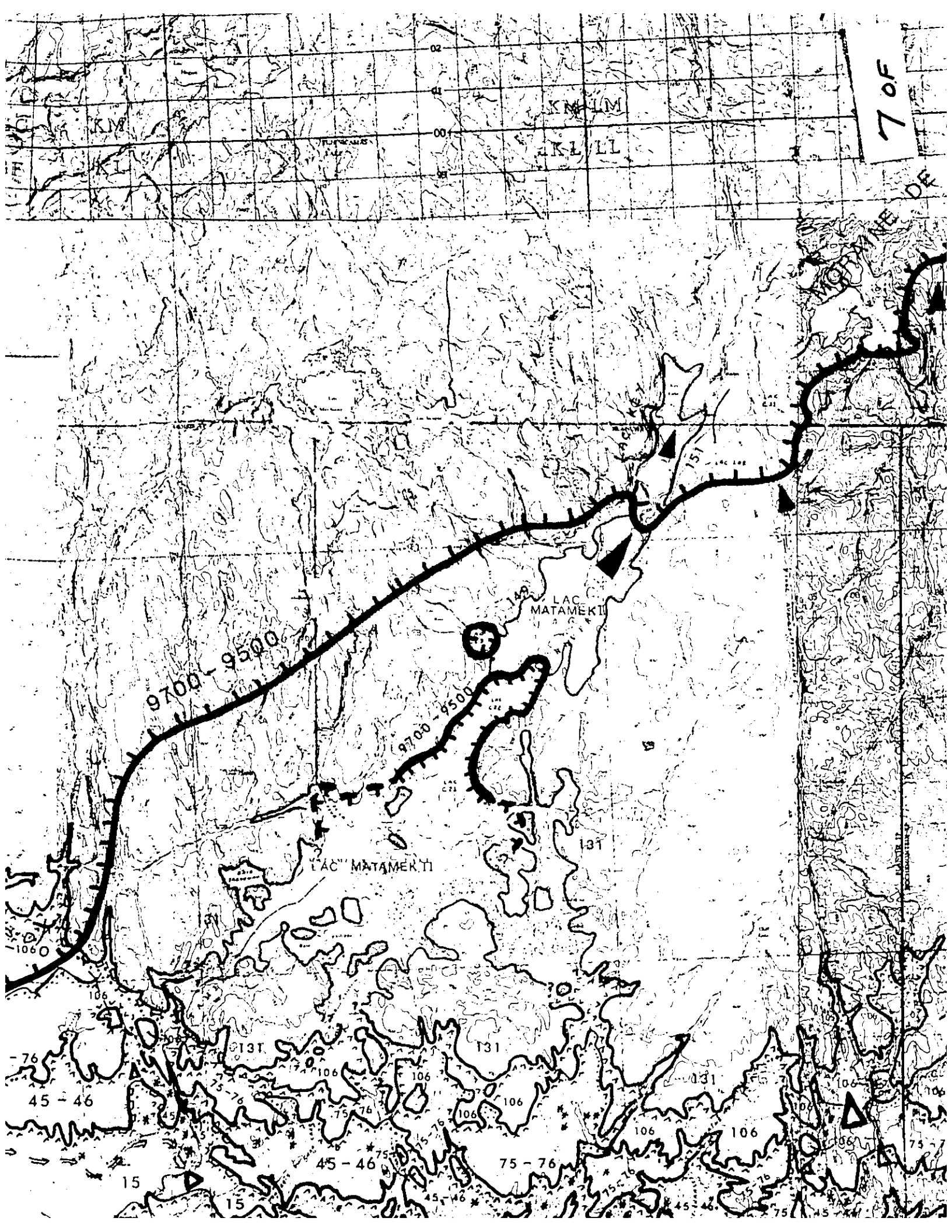


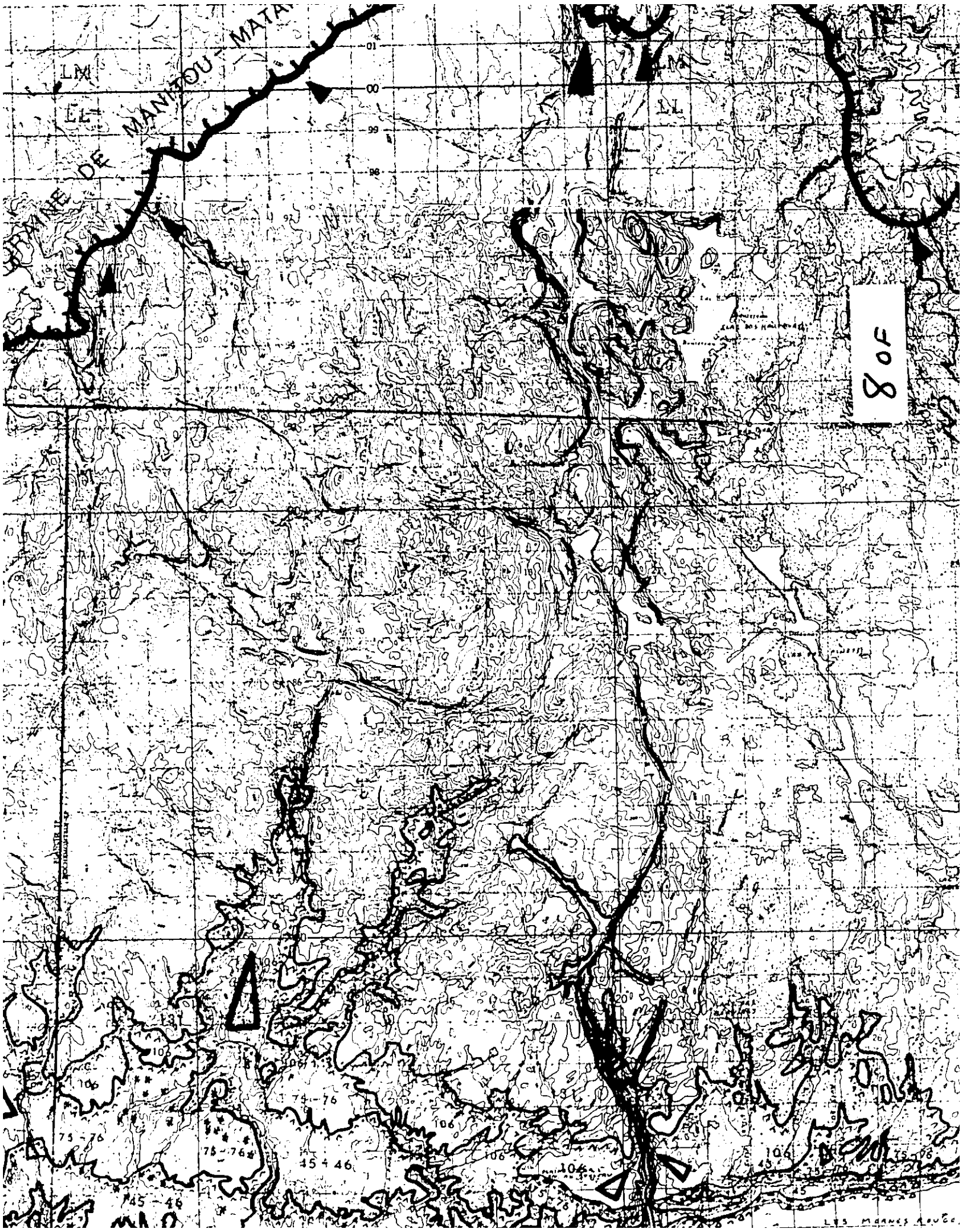
5

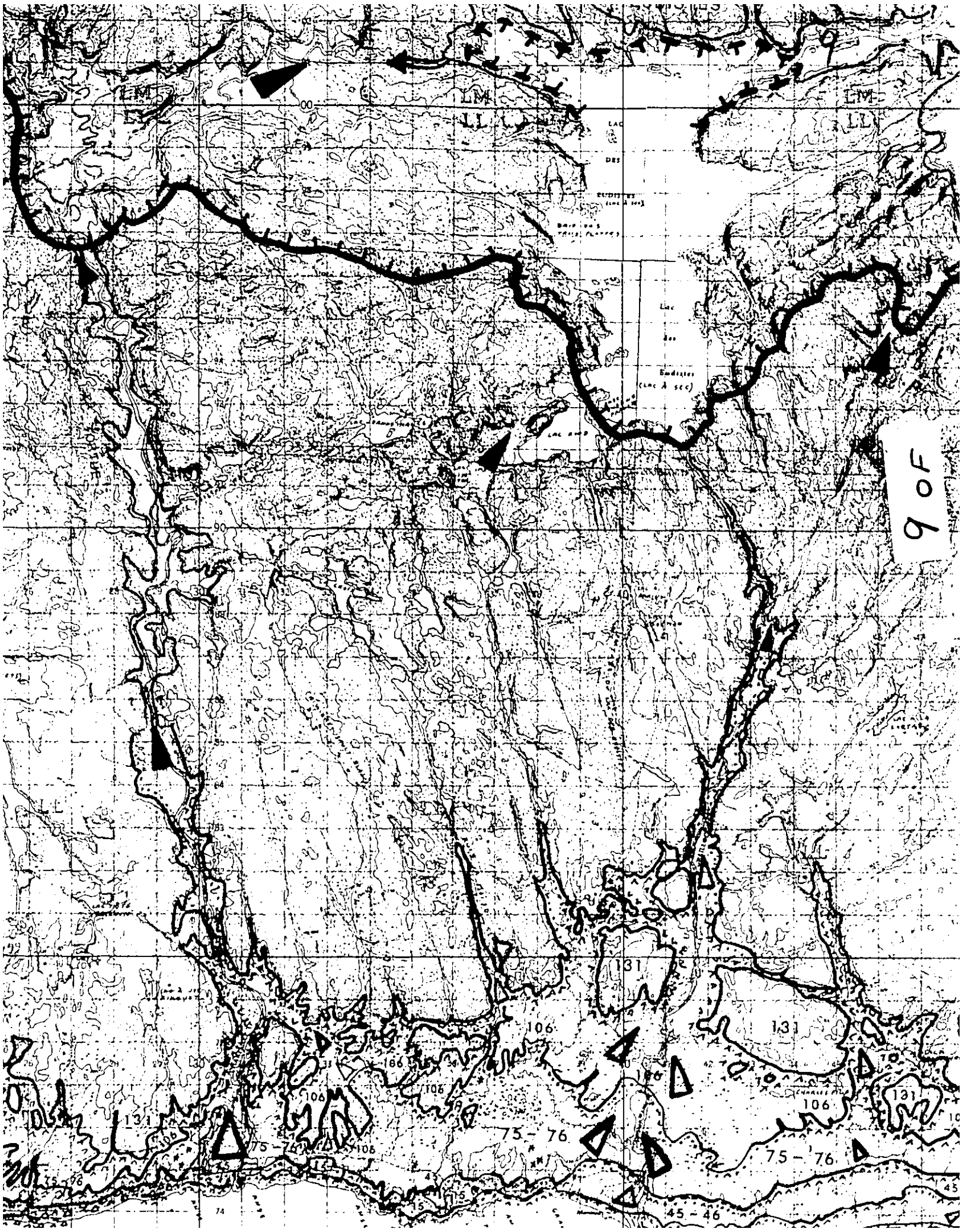
15 OF

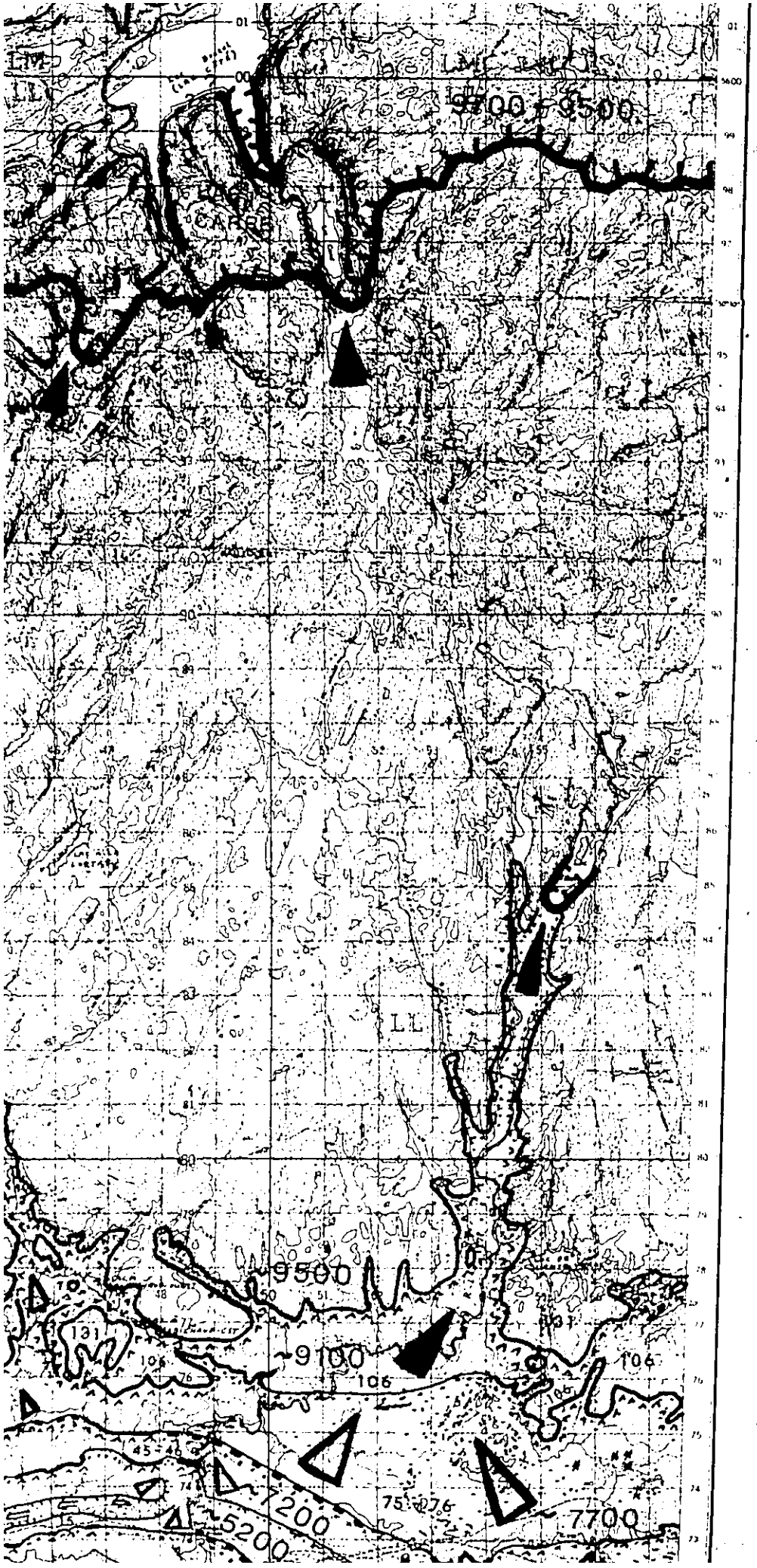
LÉGEN


~9500
131
106
75
75-76
45-46
MORAINE
DU LAC
DAIGLE
~9100
108
15


7 of
KM
KL
KM-LM
KL-LL
LAC MATAMEKII
9700 - 9500
9700 - 9500
LAC MATAMEKII
131
131
131
131
106
106
106


LM
LL
8 of


LM
LL
LM
LL
9 of
131
106
131
106
131
106
75 - 76
75 - 76
75 - 76
45 - 46



10 OF

LÉG

Talus fluviaux

Ravins

Chenaux fluv

Cônes de déjc
fluviaux

Glissements

Dunes paraboli

Deltas

Épandages ou

Fronts glaciaire

Chenaux d'eau
de lacs progl

Flèche littorale

Limite de lacs

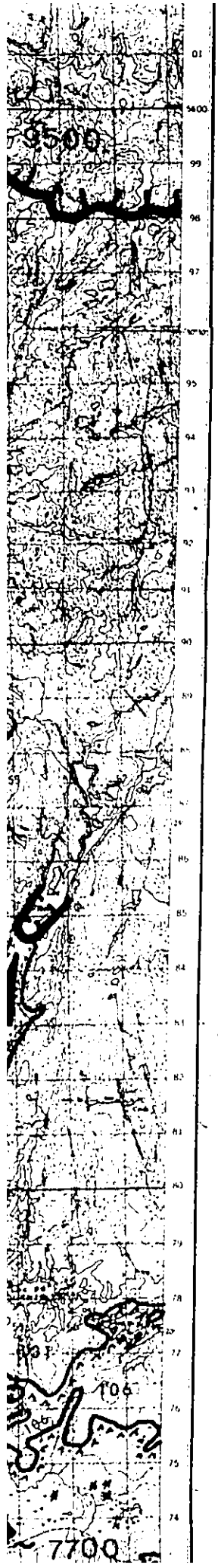
Rivage rocheux

" " dans les

Falaises vives

Estran et plages

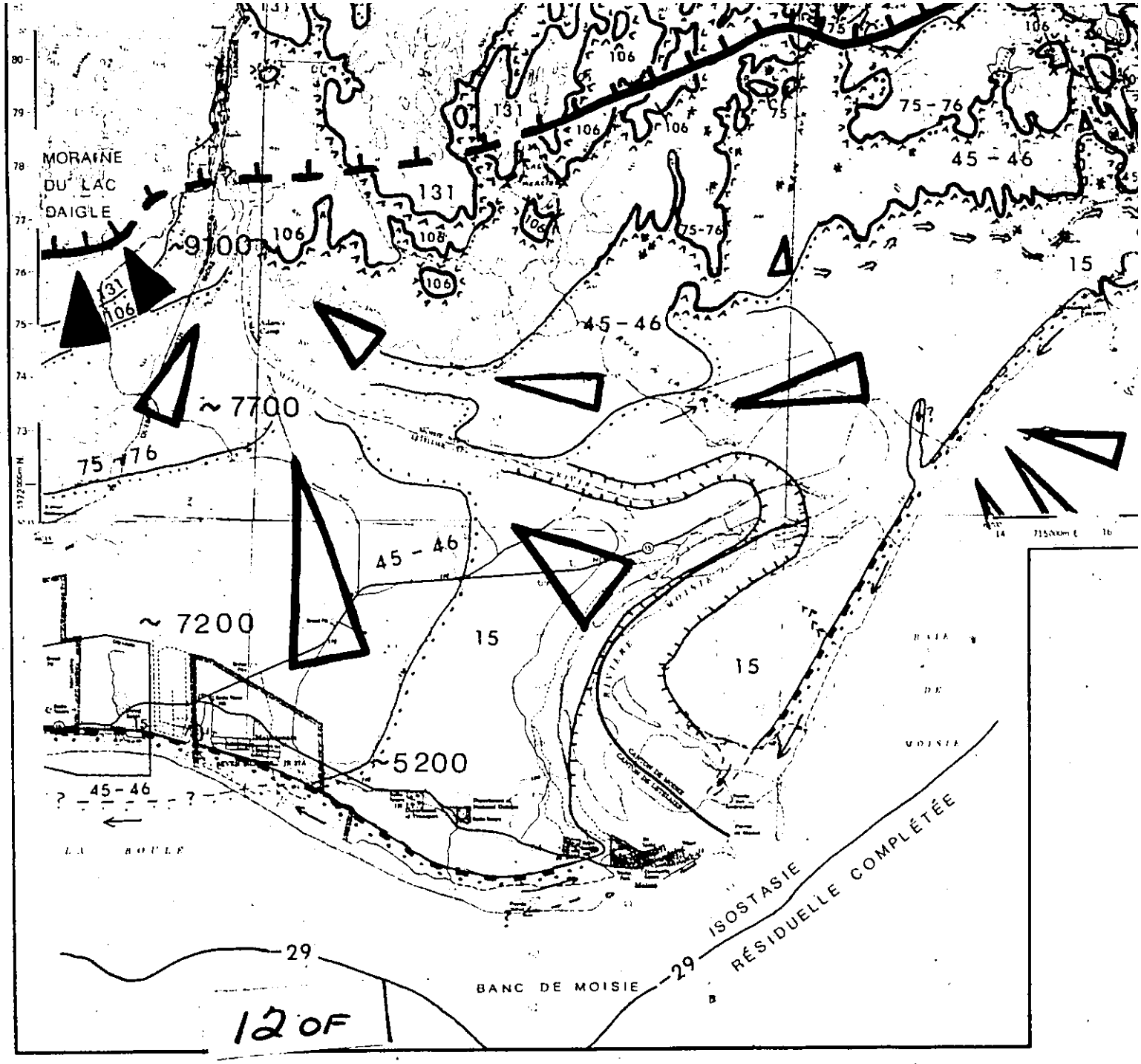
" " " " "
meubles



LÉGENDE

- Talus fluviaux
- Ravins
- Chenaux fluviaux
- Cônes de déjection, petits deltas fluviaux
- Glissements
- Dunes paraboliques
- Deltas
- Épandages ou deltas fluvioglaciaires
- Fronts glaciaires
- Chenaux d'eau de fonte et déversoirs de lacs proglaciaires
- Flèche littorale et d'embouchure
- Limite de lacs proglaciares (m)
- Rivage rocheux
- " " dans les sédiments meubles
- Falaises vives ou mortes
- Estran et plages rocheuses
- " " " " " dans les sédiments meubles

11 OF


MORAINE
DU LAC
DAIGLE
~9100
~7700
~7200
~5200
131
106
75-76
45-46
15
45-46
?
LA BOULE
BANC DE MOISIE
29
ISOSTASIE
RÉSIDUELLE COMPLÉTÉE
12 OF

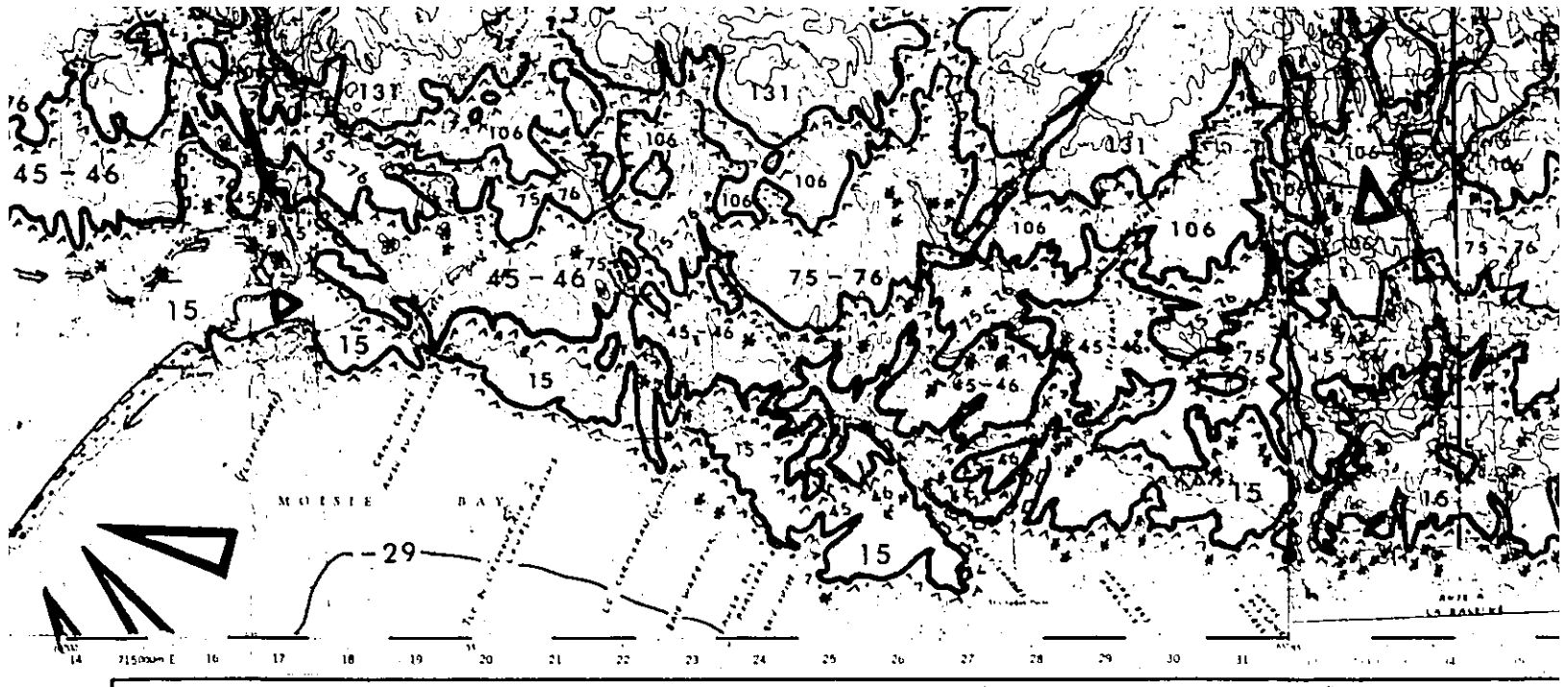


Fig. 239 — ÉVOLUTION PALÉOGE

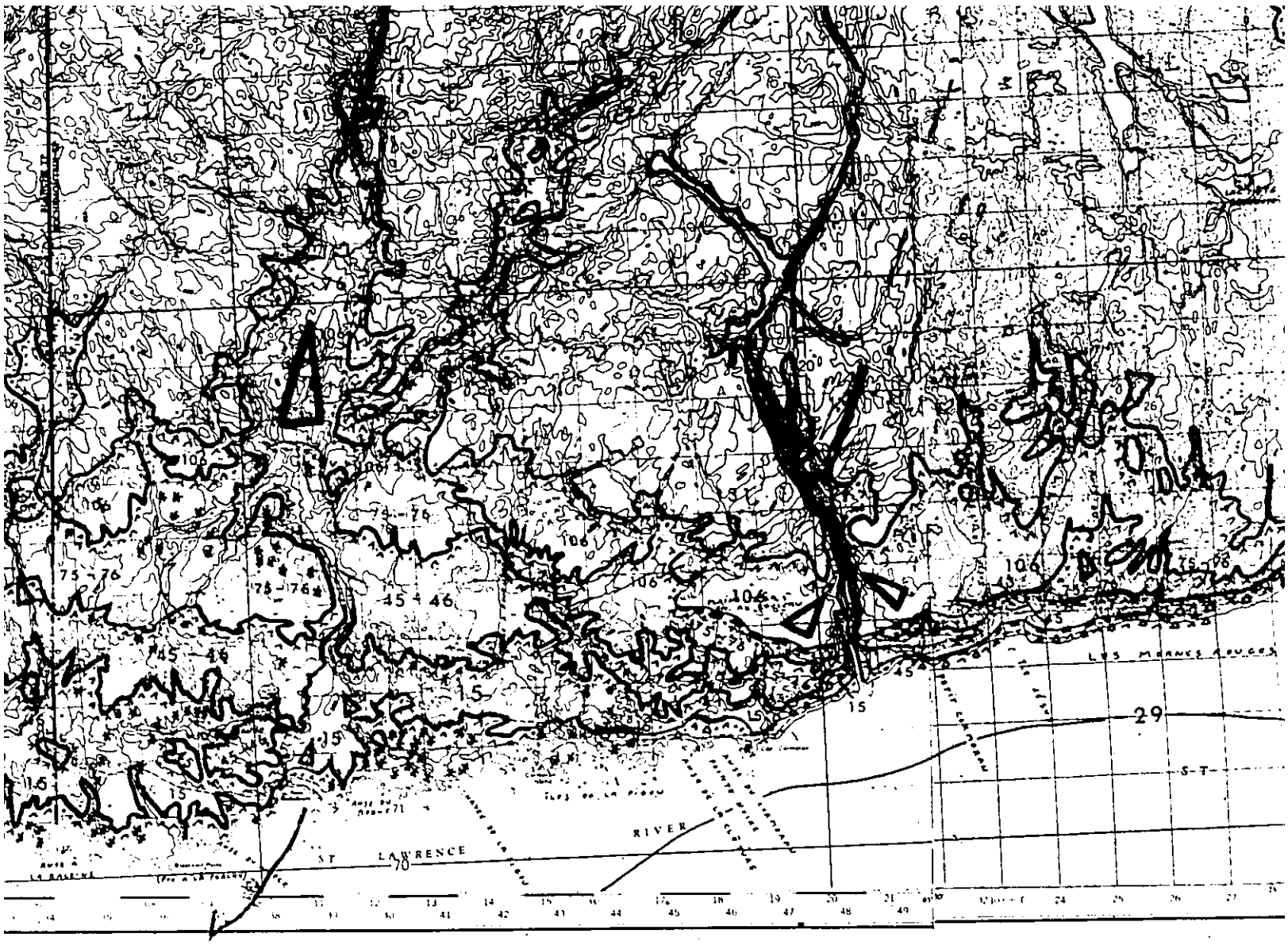
DE LA MOYENNE C

1 : 1

0

13 OF

13



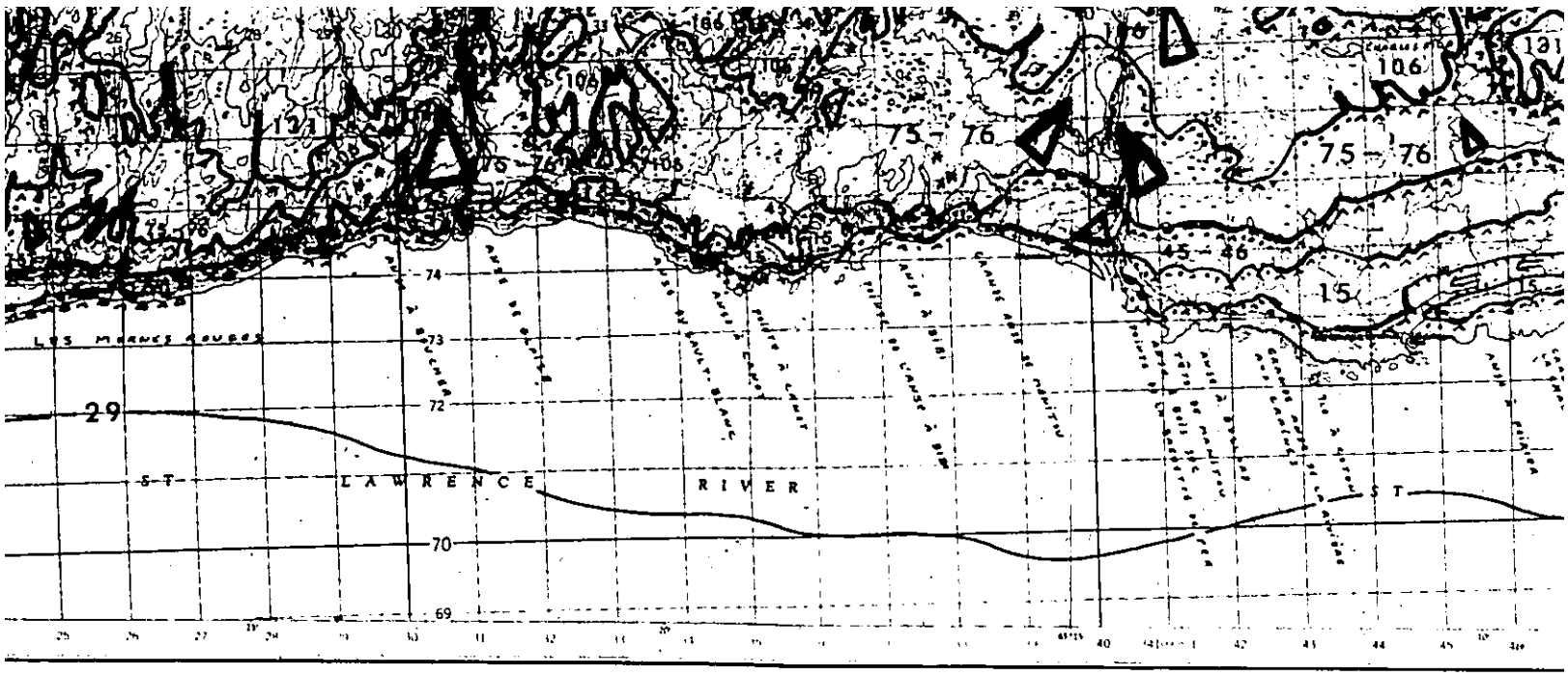
LÉOGÉOGRAPHIQUE POSTGLACIAIRE

NE CÔTE NORD DU ST-LAURENT

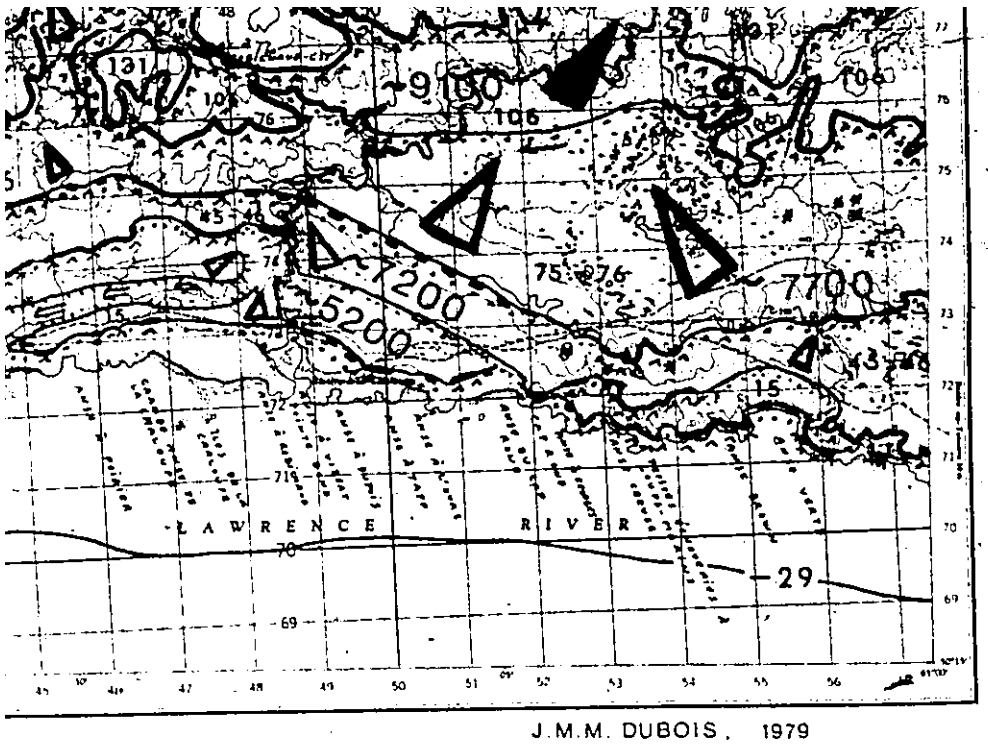
1 : 100 000

5 10 km

14 of


LES MINGANS (ROUGES)
29
ST LAWRENCE RIVER
ST
74
73
72
70
69
75 — 76
45 — 46
15
10.6

15 OF 1



J.M.M. DUBOIS, 1979

Falaises vives

Estran et plage

" " " "

meubles

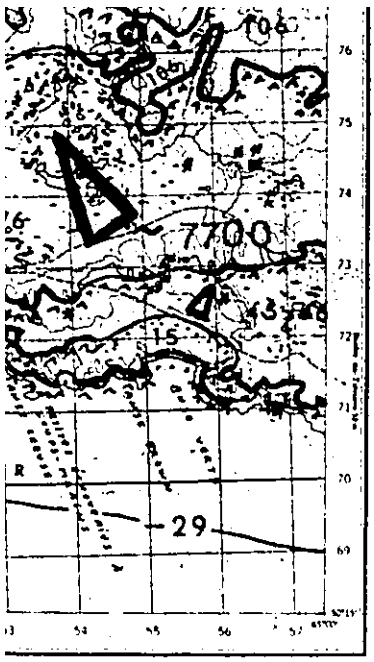
Écueils rocheux

Sens inféré de

N.B. Datations: âge

16 OF

16



DUBOIS, 1979

^^^^ : Estran et plages rocheuses

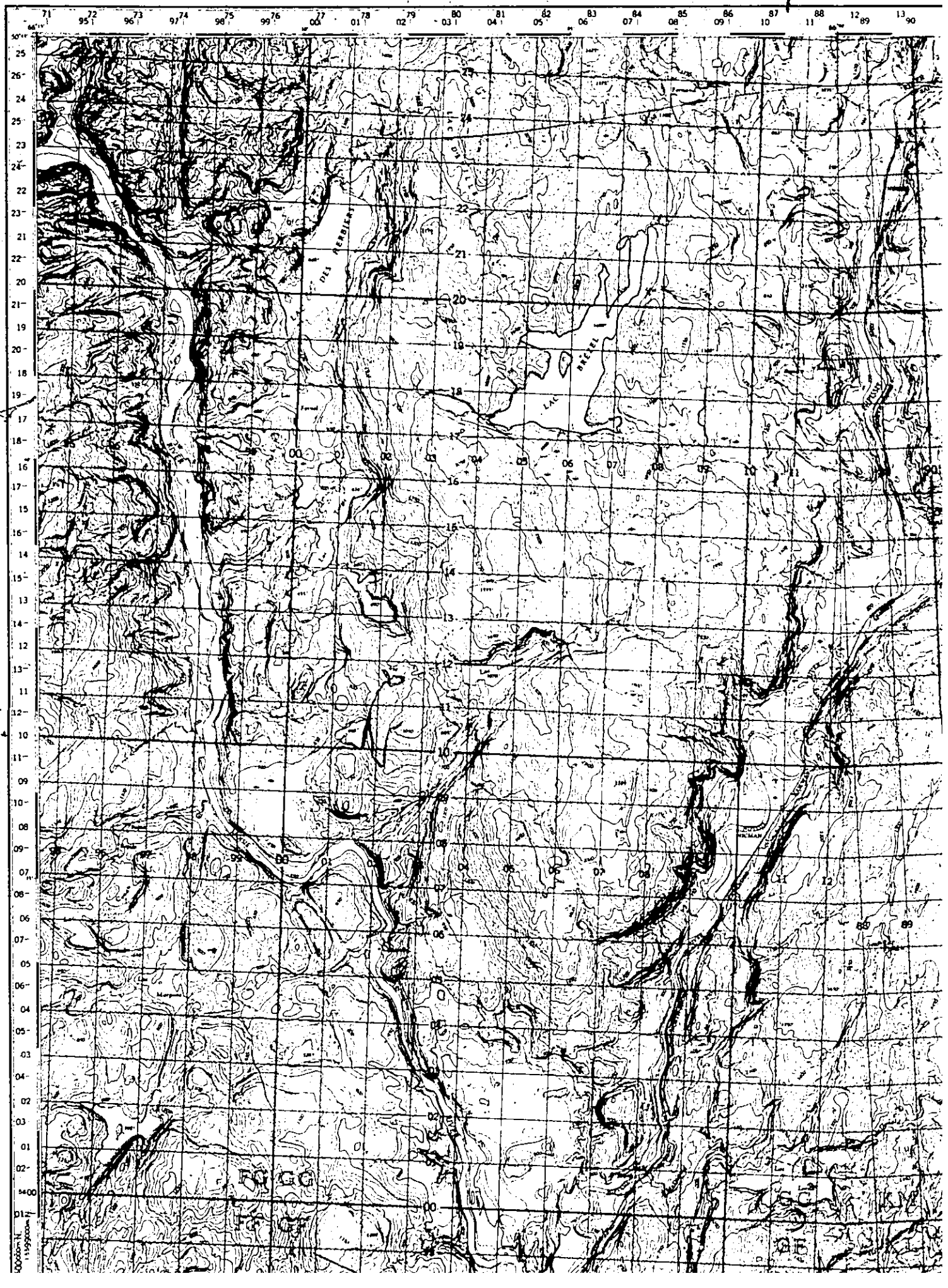
..... " " " " " dans les sédiments meubles

* : Écueils rocheux

→ : Sens inféré de la dérive littorale

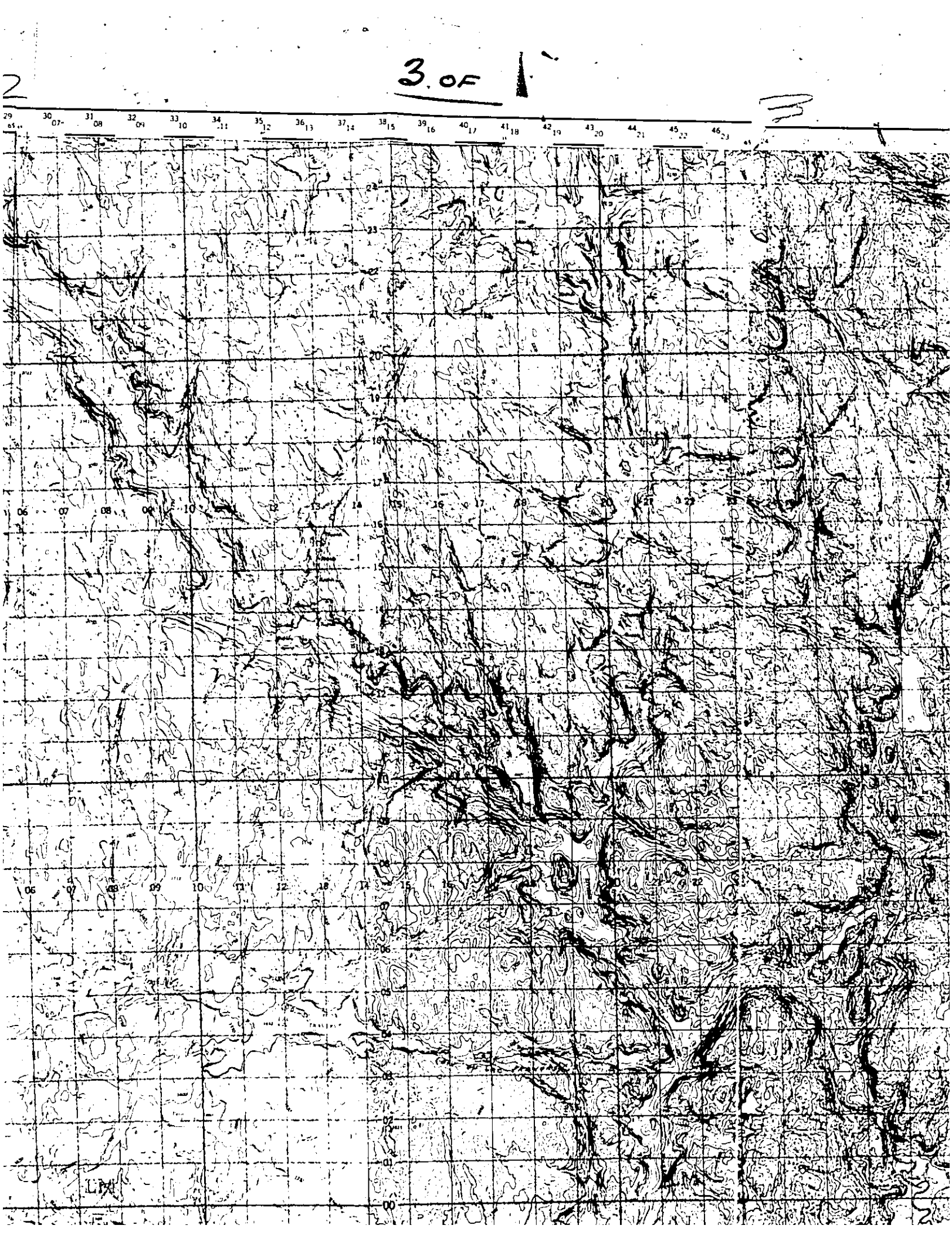
N.B. Datations: âge BP

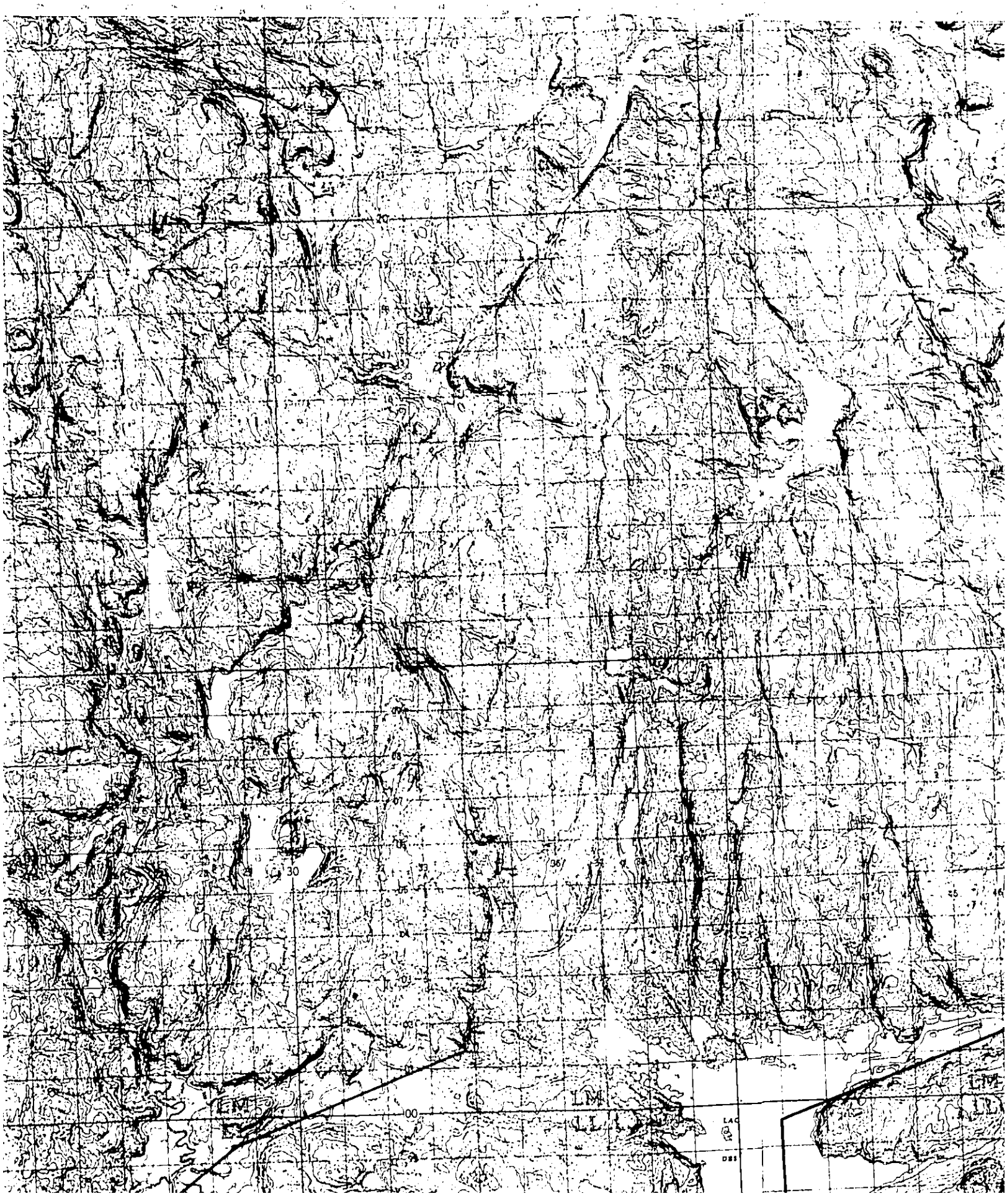
17 of 17



1 OF

2 OF [redacted] 2

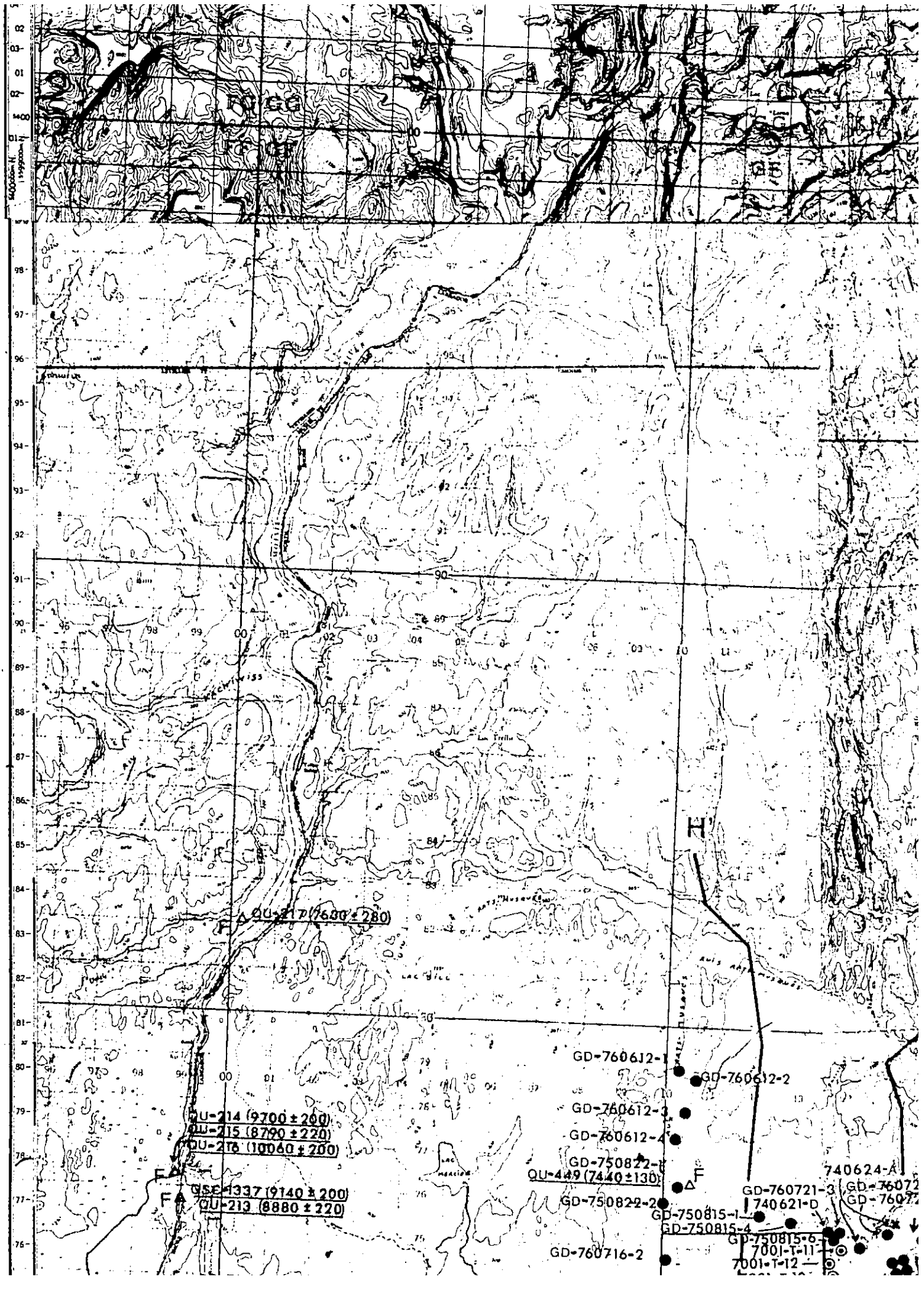


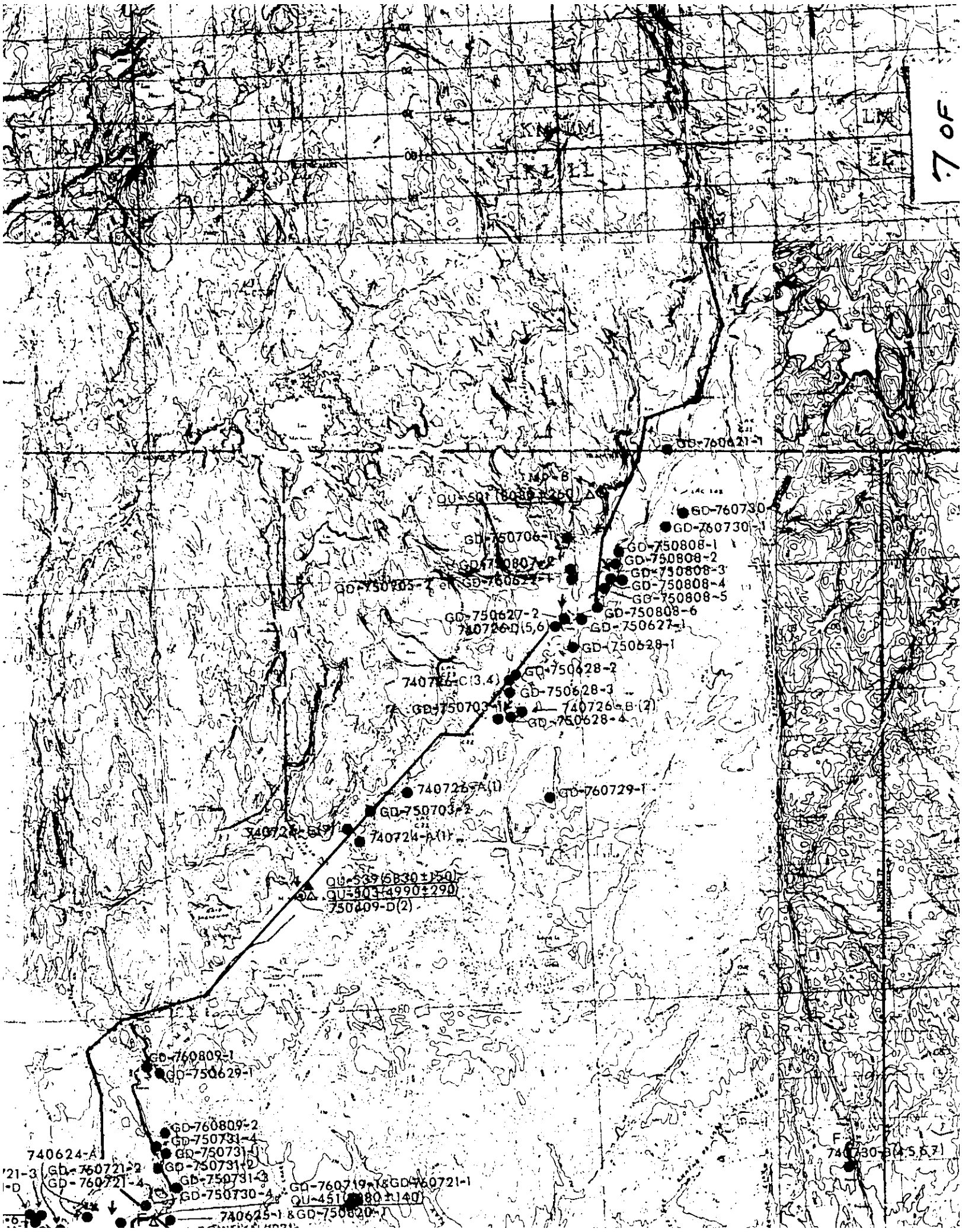


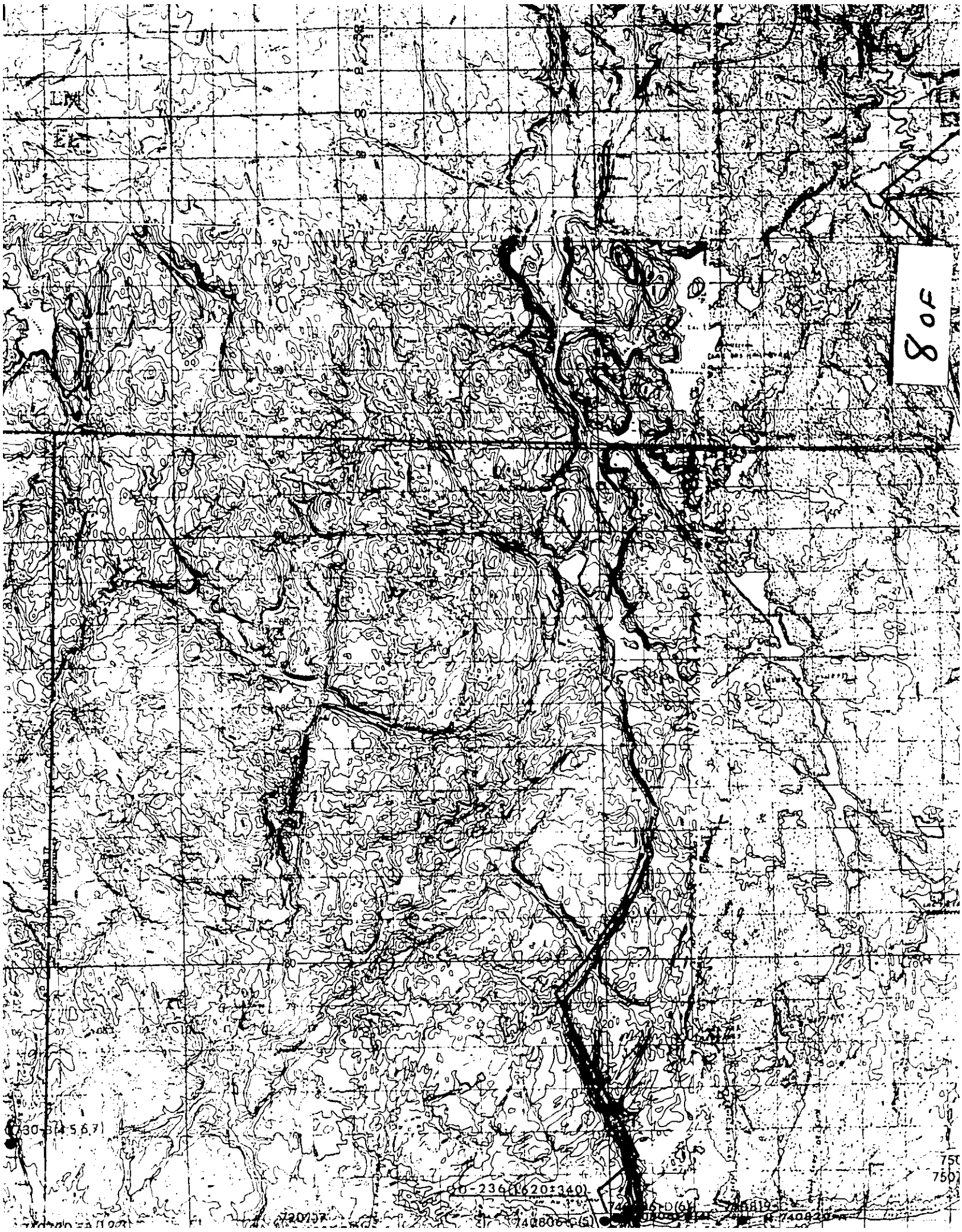
4

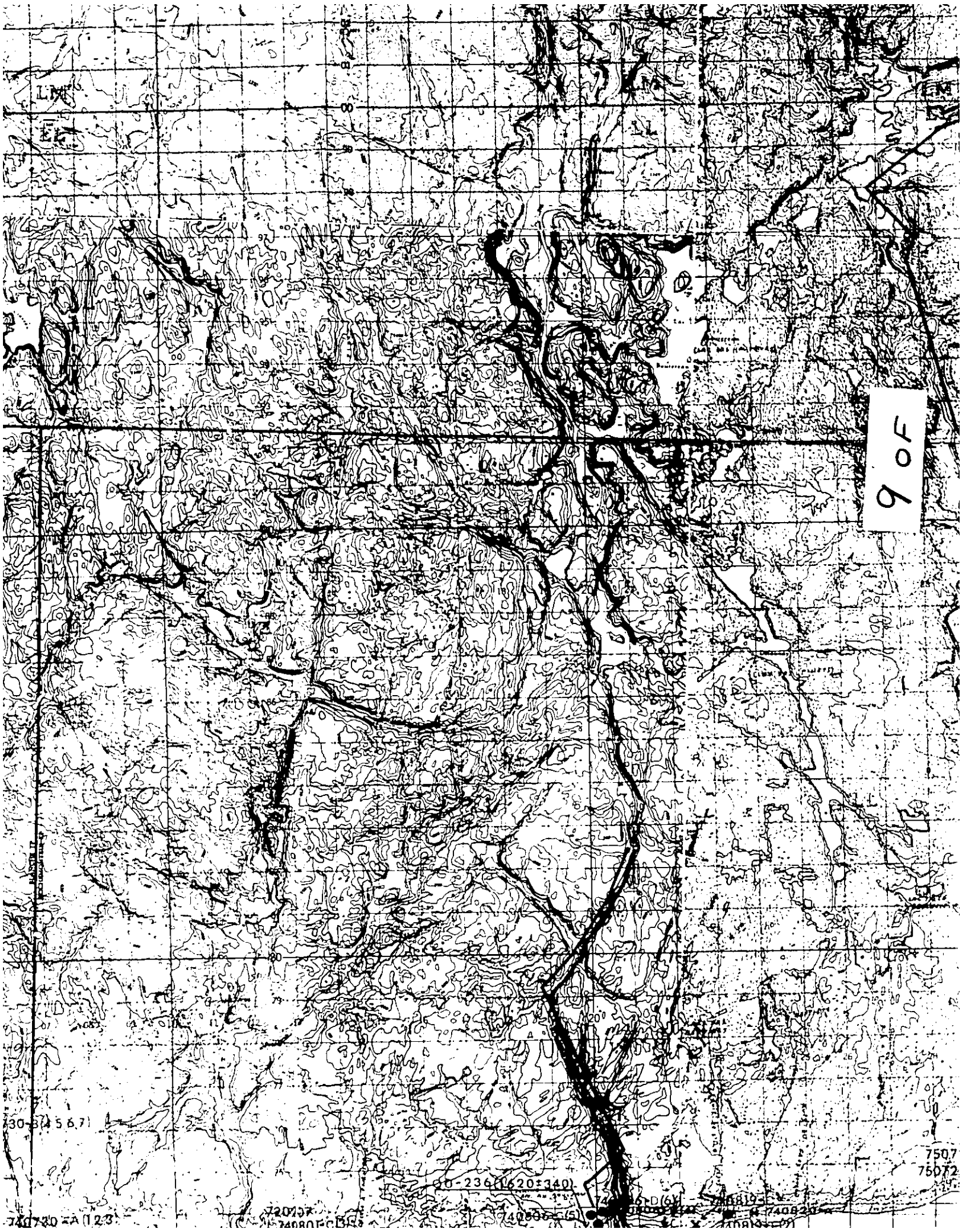
760718-F (7)
760718-E (6)
760718-C (4)
760718-D (5)
760718-C (3)
760718-B (2)
760718-A (1)
K
LV
LV
LV

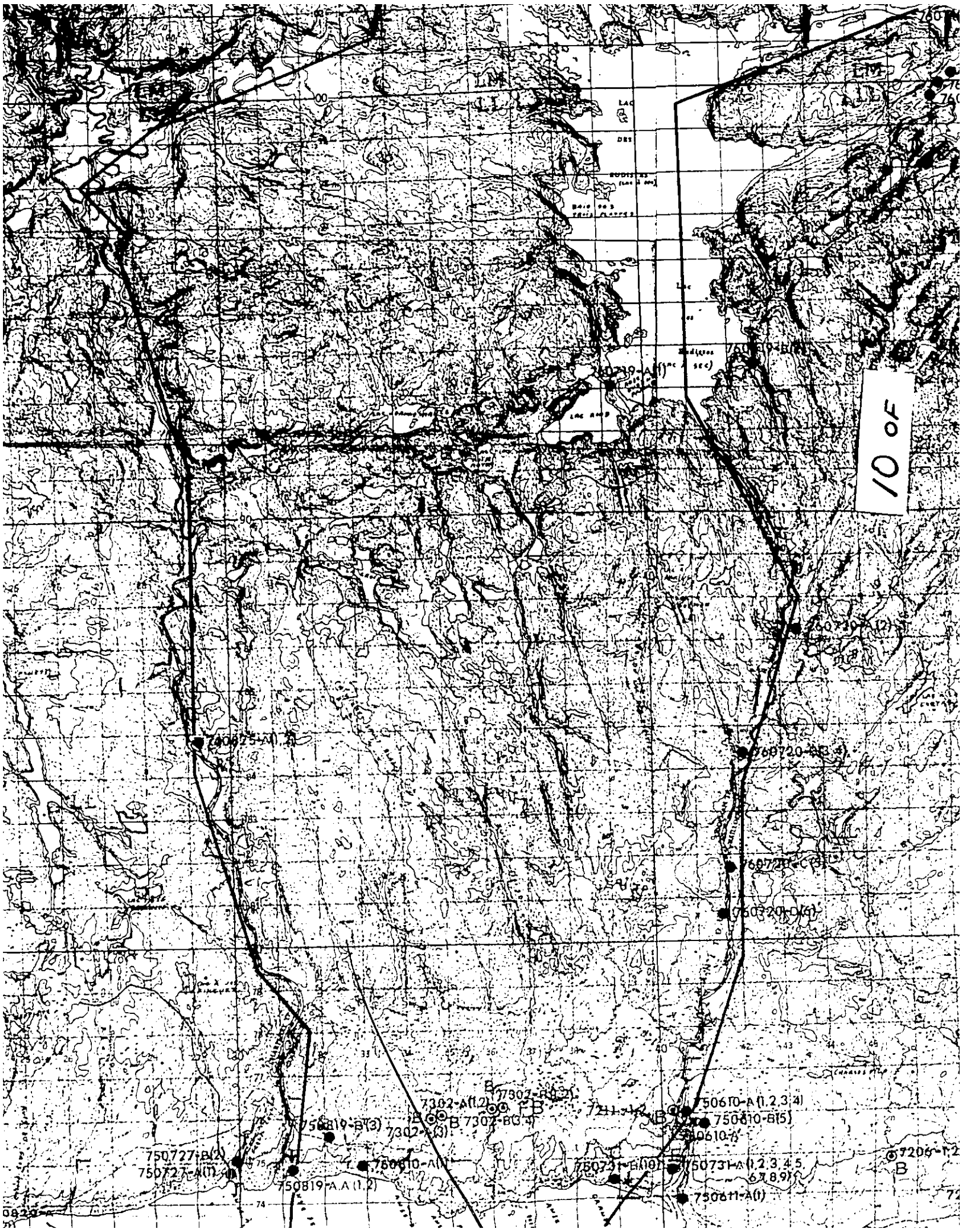
5 OF

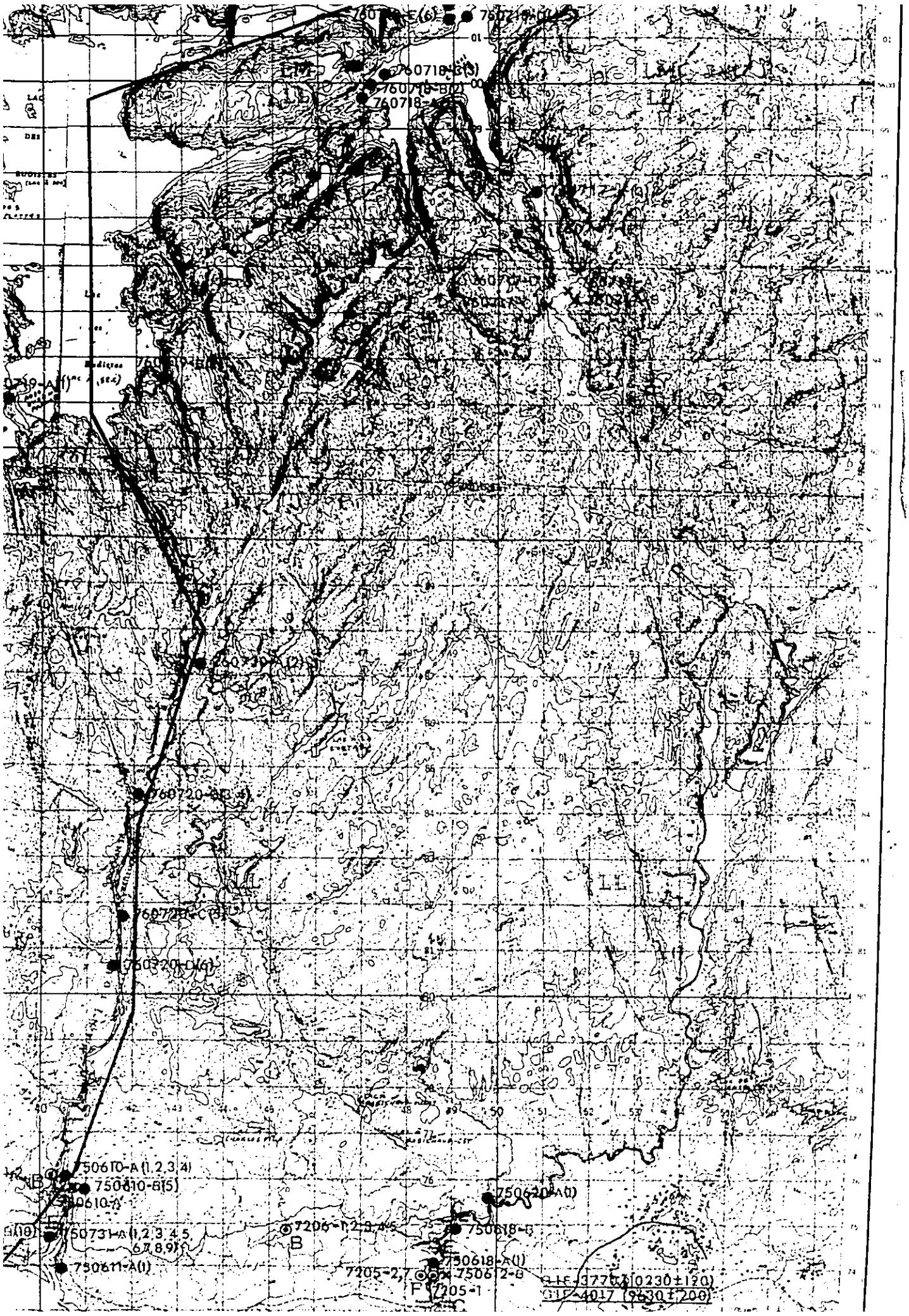

QU-217 (7630 ± 280)
QU-214 (9700 ± 200)
QU-215 (8790 ± 220)
QU-216 (10060 ± 200)
GSC-1337 (9140 ± 200)
QU-213 (8880 ± 220)
QU-449 (7440 ± 130)
GD-760612-1
GD-760612-2
GD-760612-3
GD-760612-4
GD-750822-1
GD-750822-2
GD-750815-1
GD-750815-4
GD-750815-6
GD-760716-2
GD-760721-3
740621-D
740624-A
7001-T-11
7001-T-12
H
H'
F
F'


GD-760621-1
GD-760730
GD-760730-1
GD-750808-1
GD-750808-2
GD-750808-3
GD-750808-4
GD-750808-5
GD-750808-6
GD-750706-1
GD-750807-2
GD-750705-2
GD-760621-1
GD-750627-2
740726-D(5,6)
GD-750627-1
GD-750628-1
GD-750628-2
740726-C(3,4)
GD-750628-3
GD-750703-1
740726-B(2)
GD-750628-4
740726-A(1)
GD-760729-1
GD-750703-2
740724-A(1)
QU-539(6830±150)
QU-503(4990±290)
750409-D(2)
GD-760809-1
GD-750629-1
GD-760809-2
GD-750731-4
GD-750731-1
740624-A
GD-760721-2
GD-750731-2
GD-760721-4
GD-750731-3
GD-750730-4
GD-760719-1&GD-760721-1
740625-1 &GD-750620-1

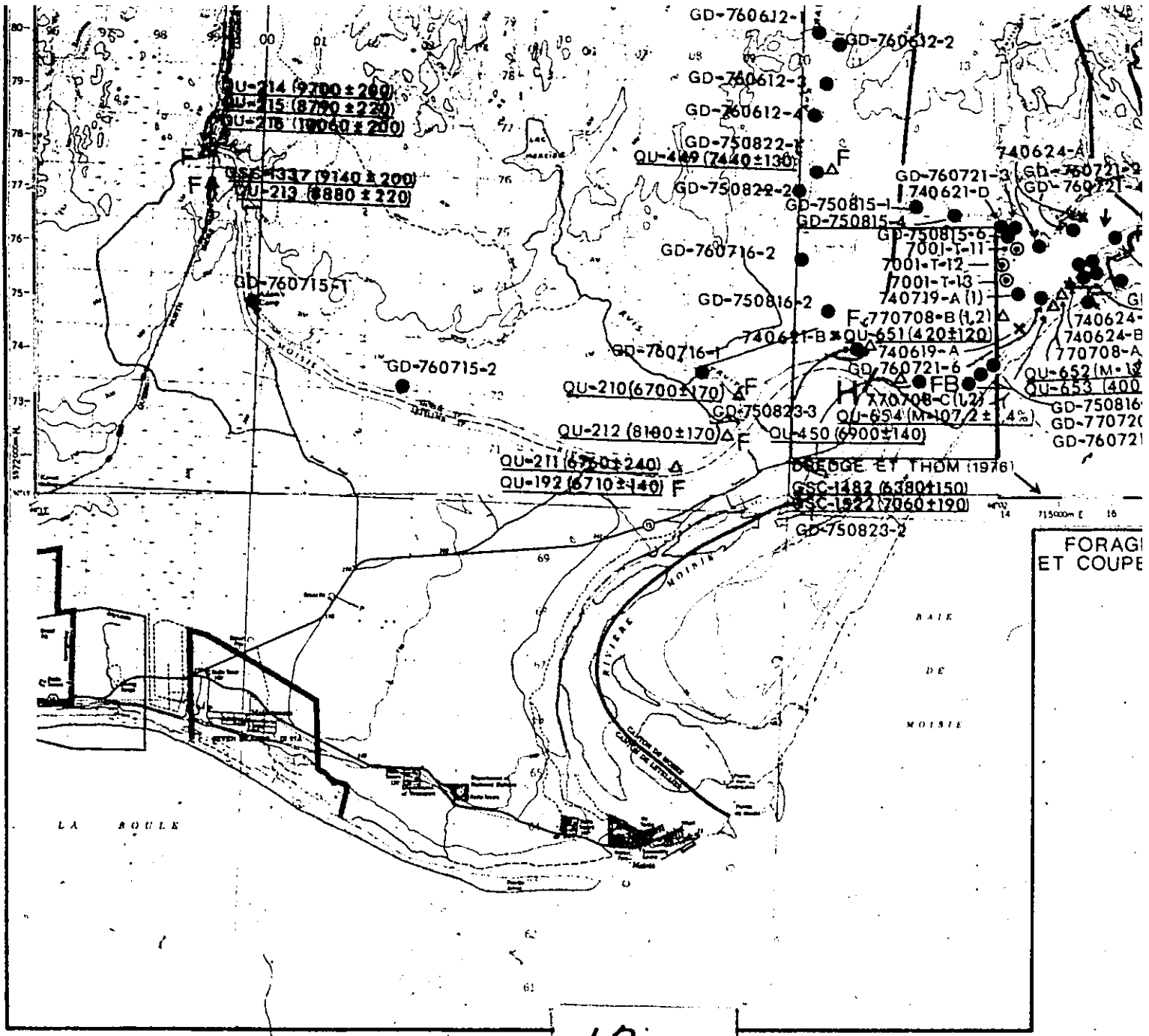

8 of


9 OF


10 of
760730-A(2)
760720-B(4)
760720-C(6)
7302-A(1,2)
7302-B(3,4)
750610-A(1,2,3,4)
750610-B(5)
750727-B(2)
750727-A(1)
750819-A,A(1,2)
750731-A(1,2,3,4,5,6,7,8,9)
750611-A(1)

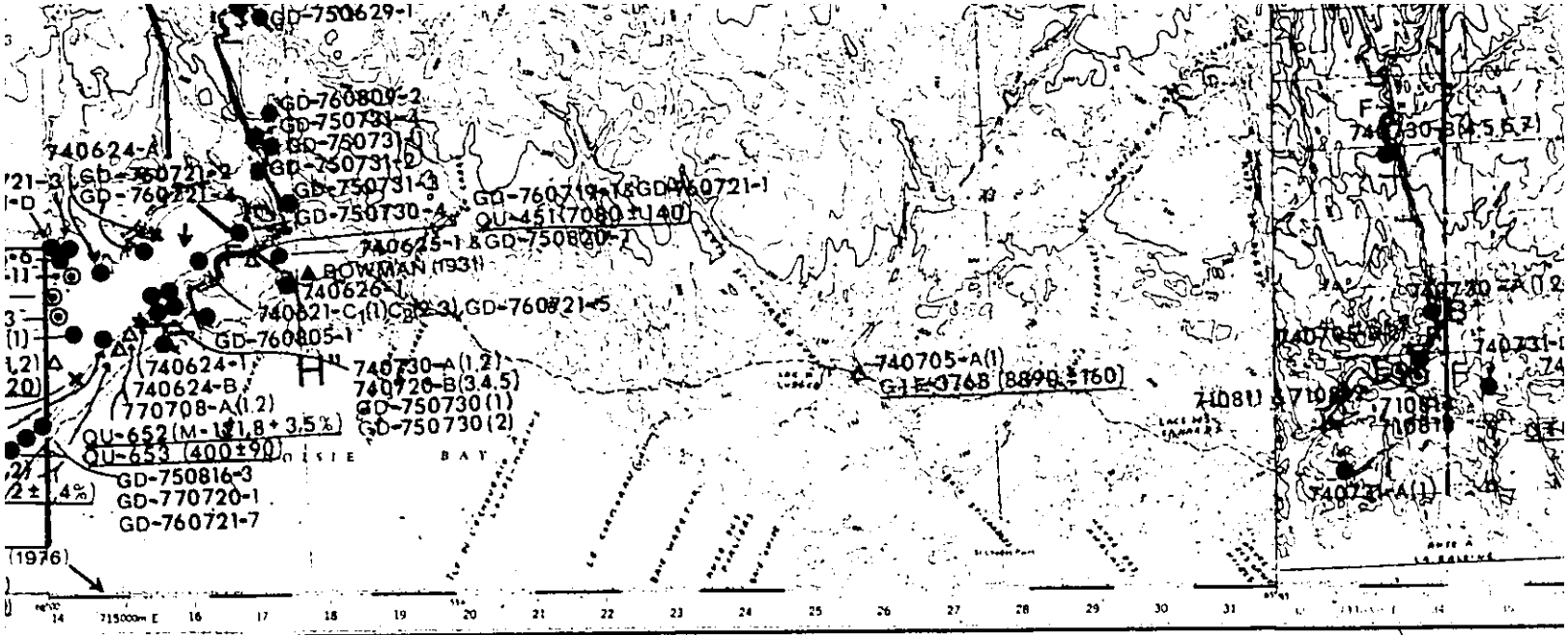

760718-C(3)
760718-B(1)
760718-A
760720-B(4)
760720-C(3)
760720-D(6)
750610-A(1,2,3,4)
750610-B(5)
750731-A(1,2,3,4,5,6,7,8,9)
750611-A(1)
7206-1,2,3,4,5
B
750618-B
750618-A(1)
7205-2,7
7506 2-B
7205-1
750620-A(1)
LL
LL
LL
GIF-3776 (10230±120)
GIF-4017 (9630±200)

11 of

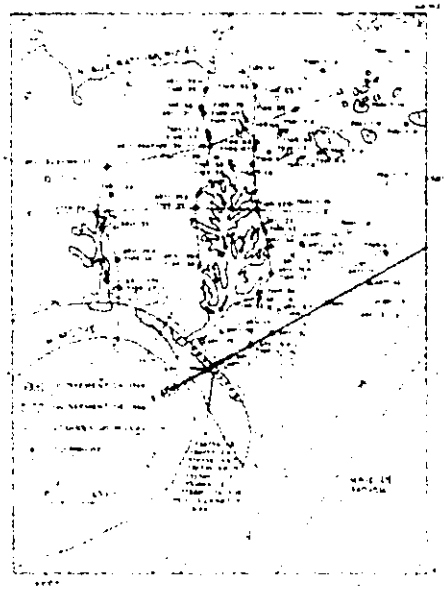

GD-760612-2
GD-760612-3
GD-760612-4
GD-750822-1
QU-214 (9700±200)
QU-215 (8790±220)
QU-216 (10060±200)
GSC-1337 (9140±200)
QU-213 (8880±220)
QU-409 (7440±130)
GD-750822-2
GD-760721-3
740621-D
GD-750815-1
GD-750815-4
GD-750815-6
GD-760716-2
7001-T-11
7001-T-12
7001-T-13
GD-760715-1
GD-750816-2
740719-A (1)
770708-B (1,2)
740621-B
QU-651 (420±120)
740619-A
GD-760716-1
GD-760721-6
GD-760715-2
QU-210 (6700±170)
770708-C (1,2)
GD-750823-3
QU-654 (M=10.7/2±1.4%)
QU-212 (8100±170)
QU-450 (6900±140)
QU-211 (6750±240)
QU-192 (6710±140)
BEDGE ET THOM (1976)
GSC-1382 (6380±150)
GSC-1522 (7060±190)
GD-750823-2
740624-A
740624-B
770708-A
QU-652 (M=10
QU-653 (400
GD-750816
GD-770720
GD-760721
FORAGE
ET COUPE
RIVIÈRE MOISIE
BAIE DE MOISIE
LA ROULE

12 OF

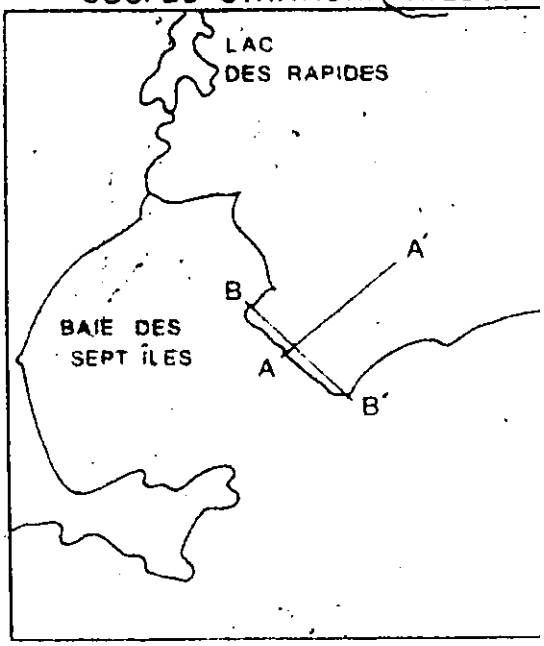
12



FORAGES DU MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC (1979)
ET COUPES STRATIGRAPHIQUES DE FRENETTE & HÉROUX (1972)

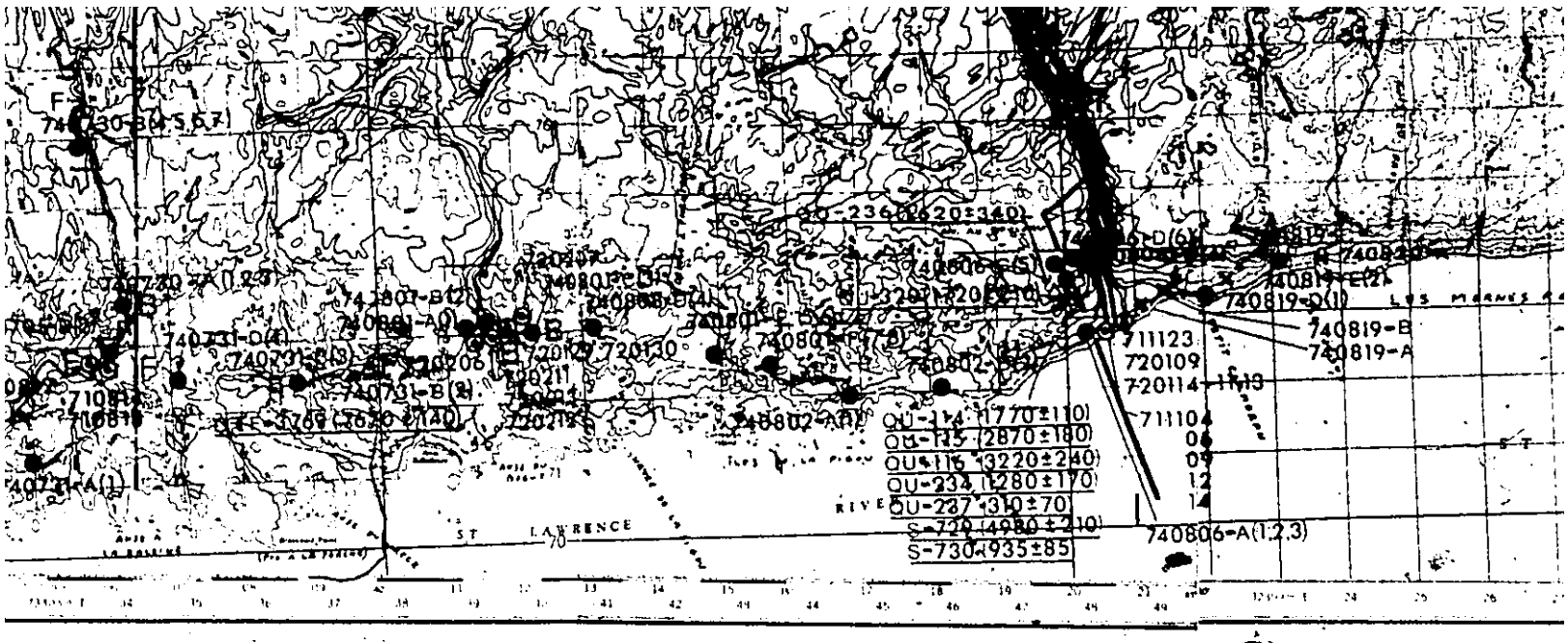


COUPES STRATIGRAPHIQUES



13 OF

13



ATIGRAPHIQUES DE DREDGE (1971)

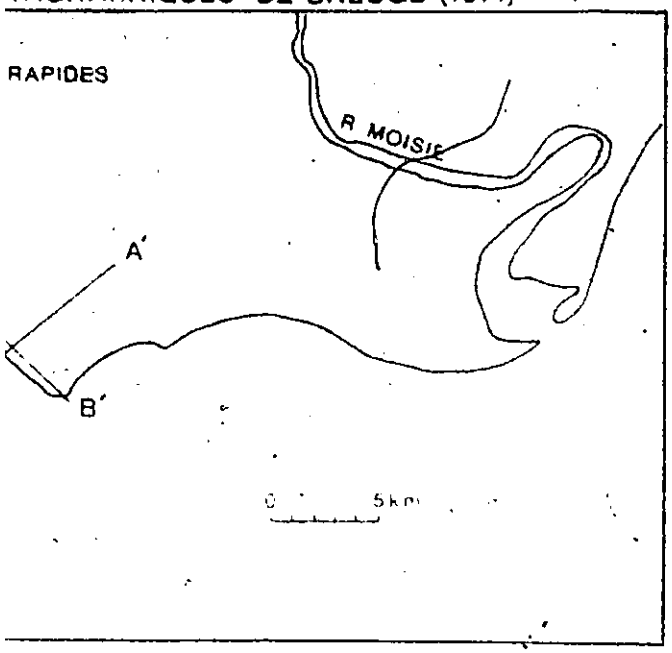
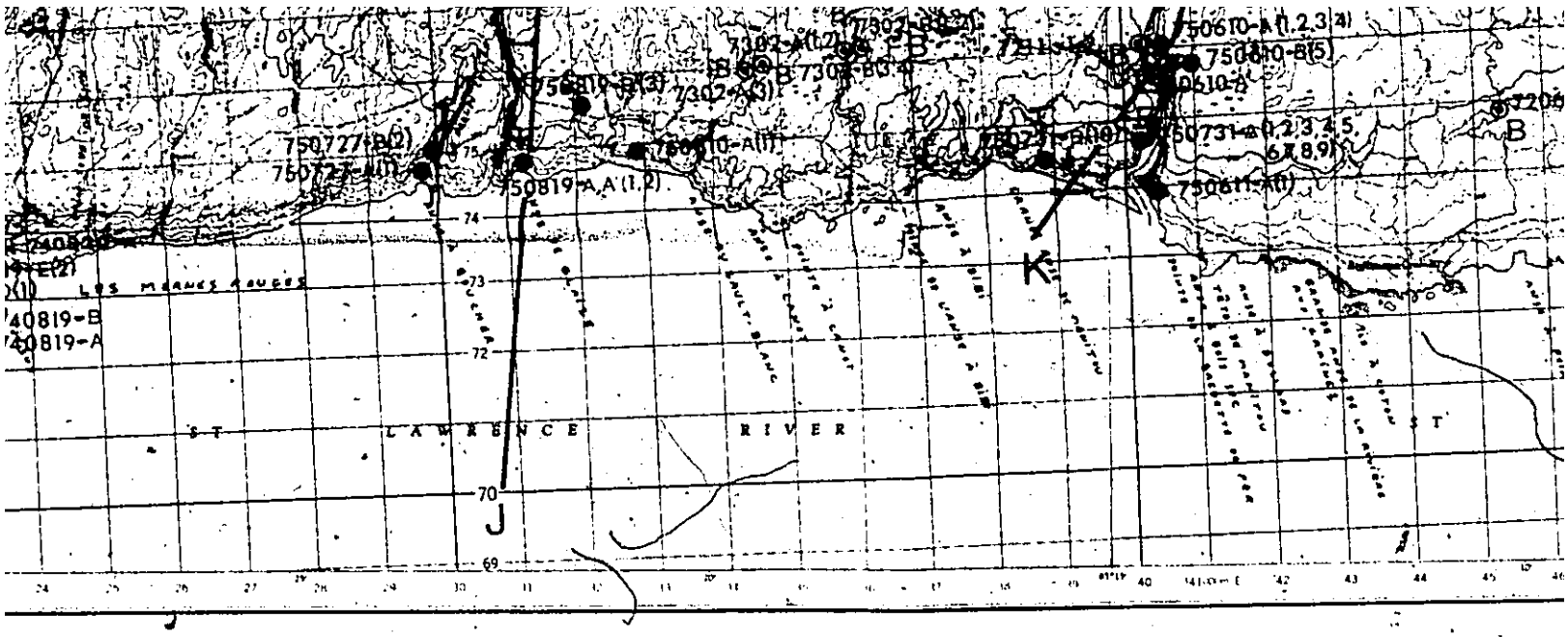


FIG. 3 - LO

TOPONYMIE, SITES DE

14 OF



3 - LOCALISATION RÉGIONALE

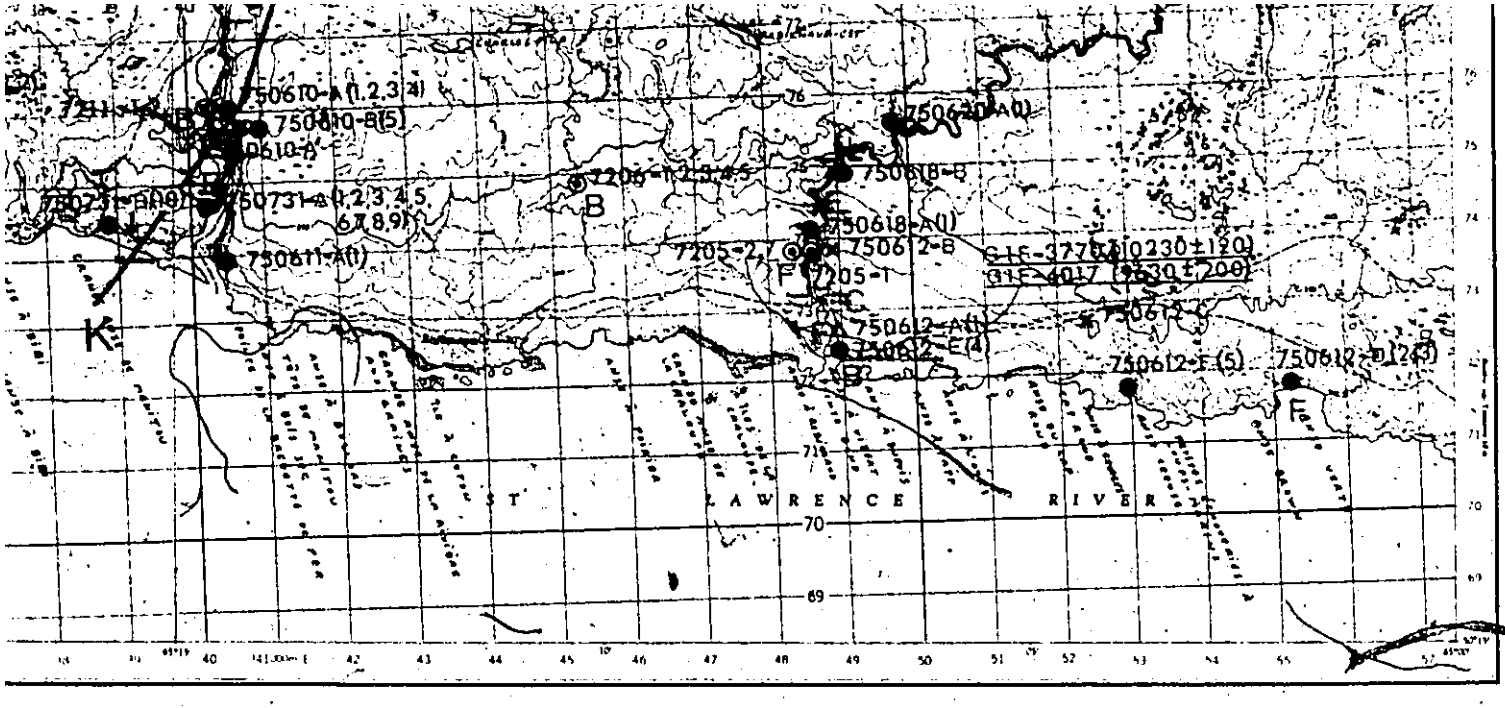
, SITES DE COUPES, D'ÉCHANTILLONNAGE, DE FORAGE ET AUTRES

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

15 OF

14

15



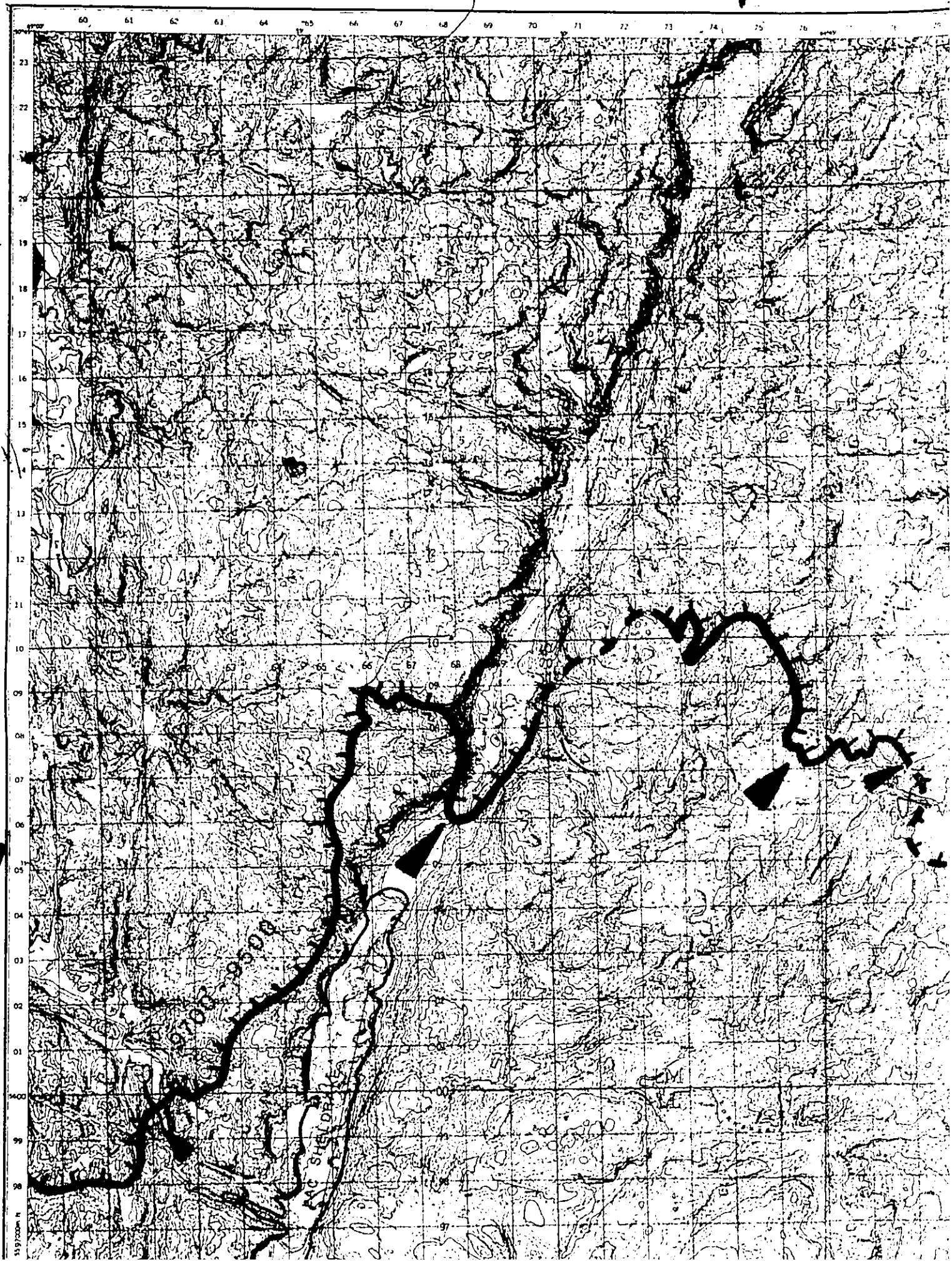
RÉGIONALE

GE, DE FORAGE ET AUTRES PARTICULARITÉS

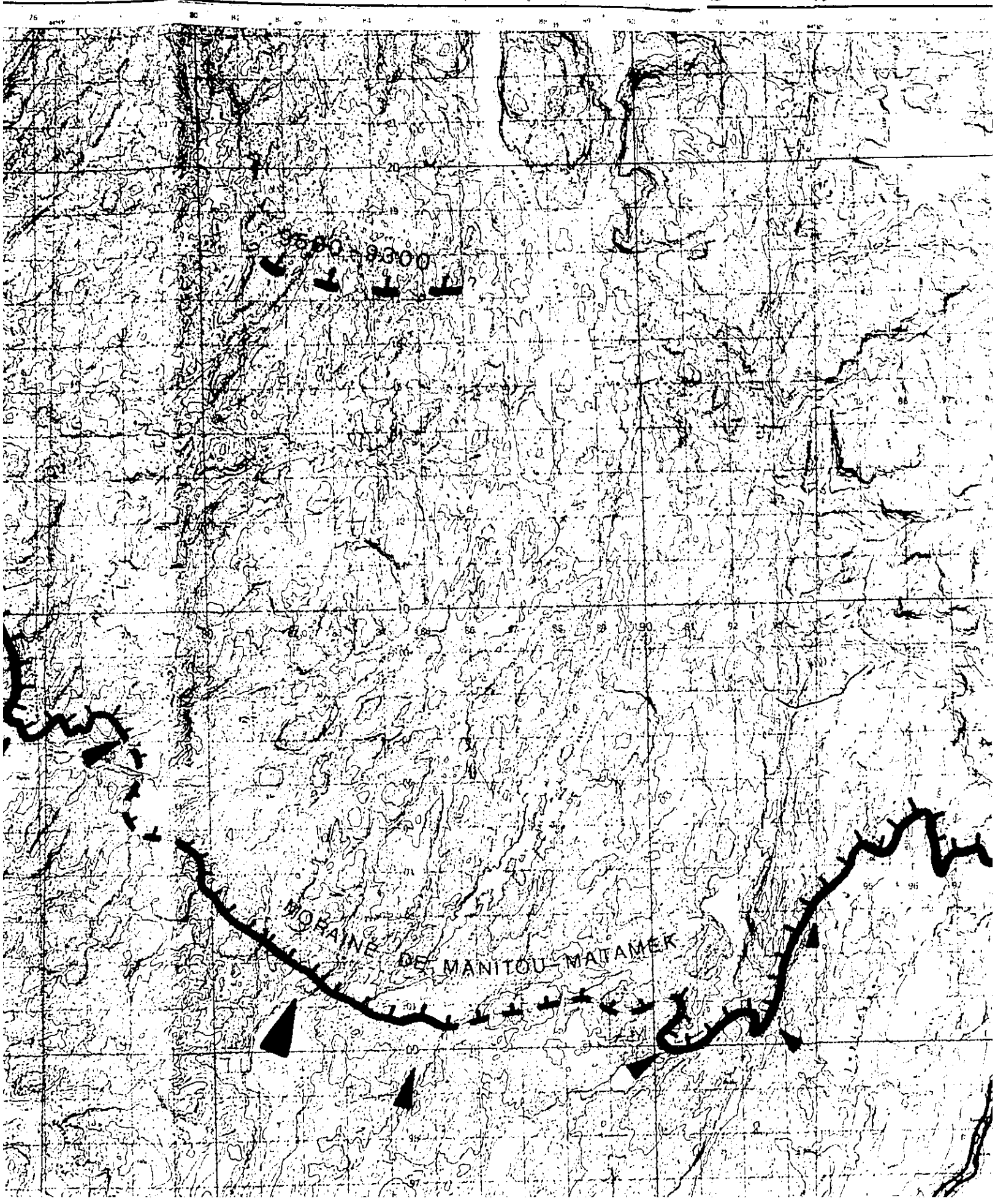
9 10 km

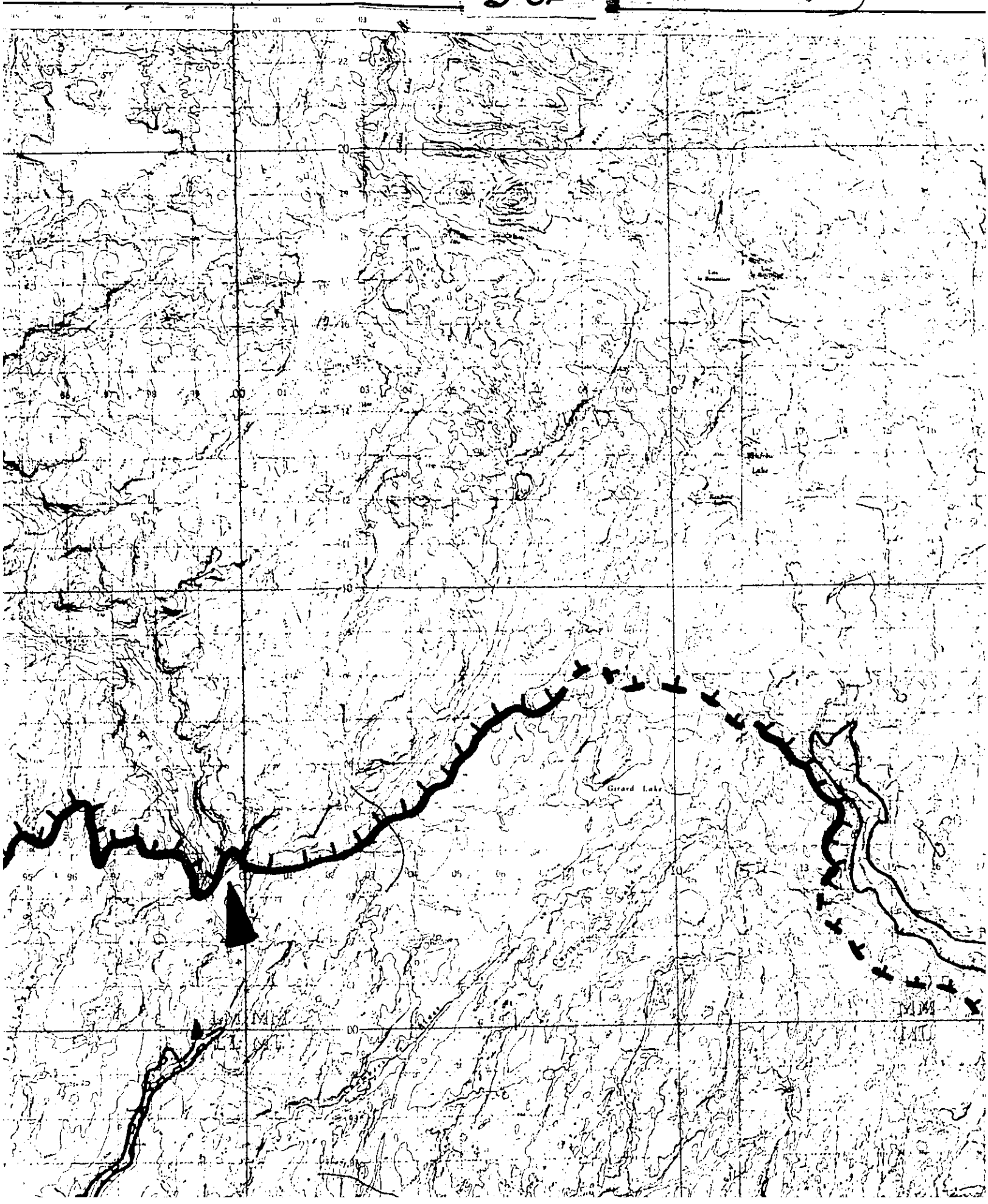
16 à 16

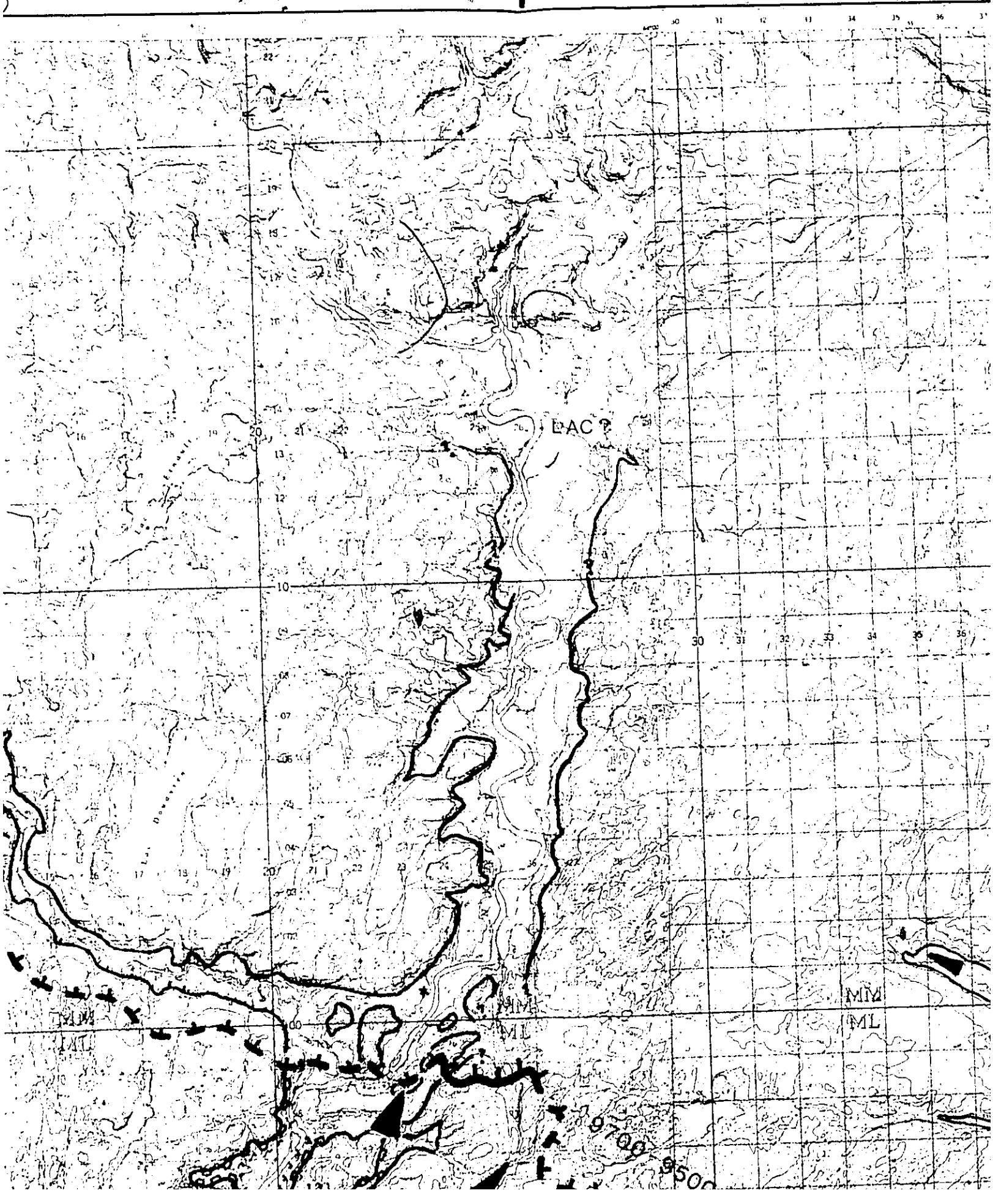
15



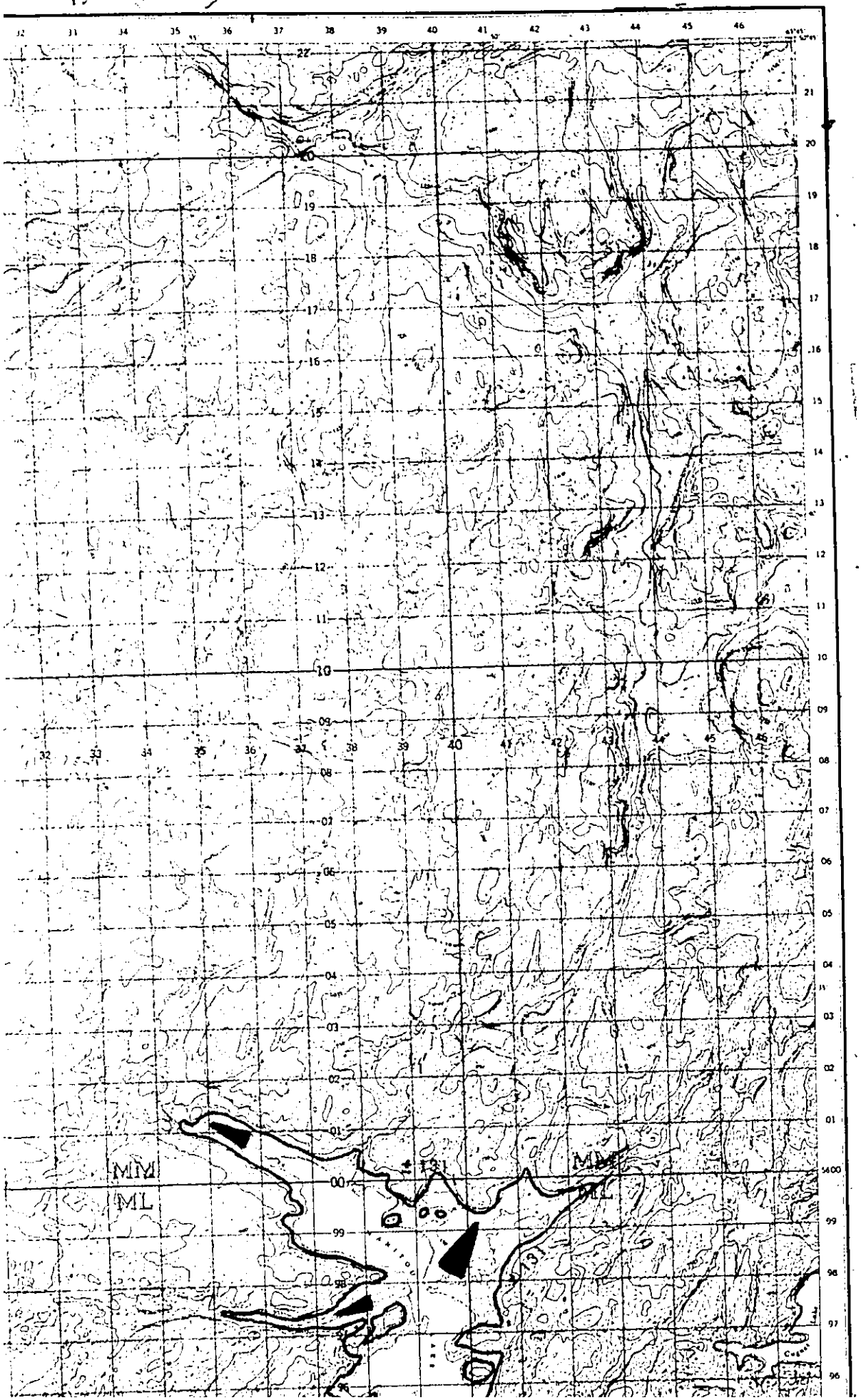
1 OF 1


9500 9300
MORAINE DE MANITOU-MATAMEK

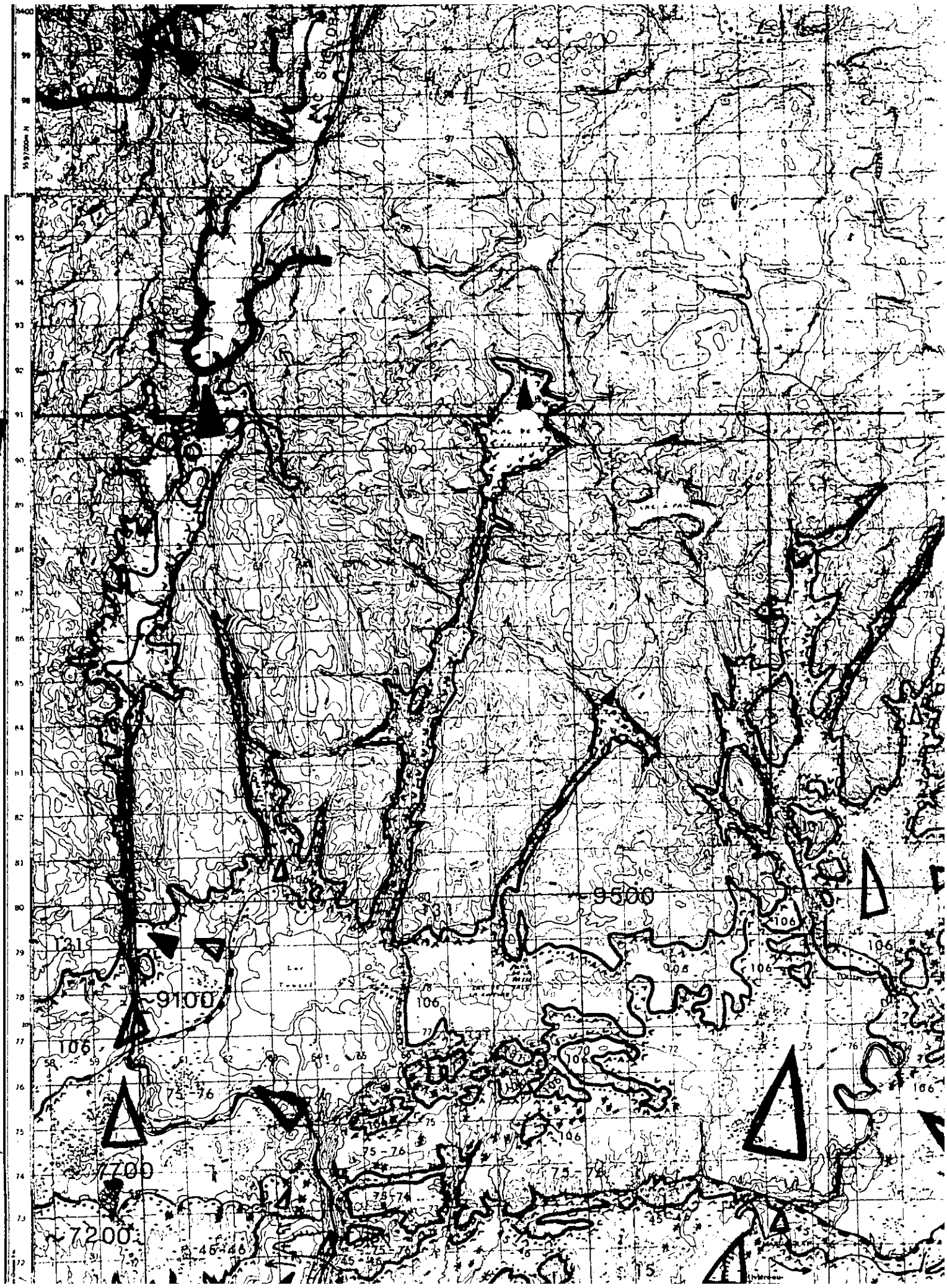

Girard Lake


LAC ?
MM
ML
MM
ML
MM
ML
9700
9500

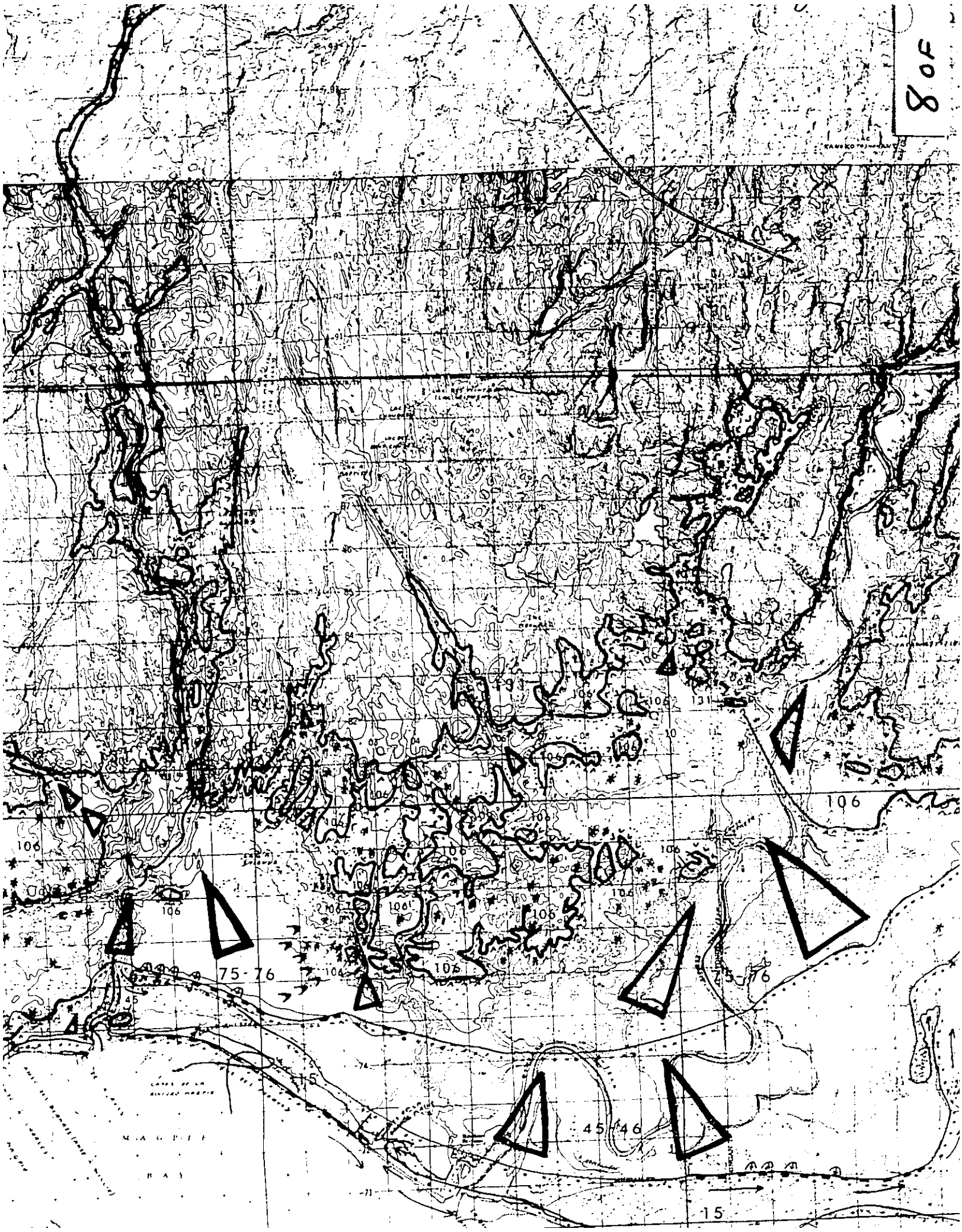
4.

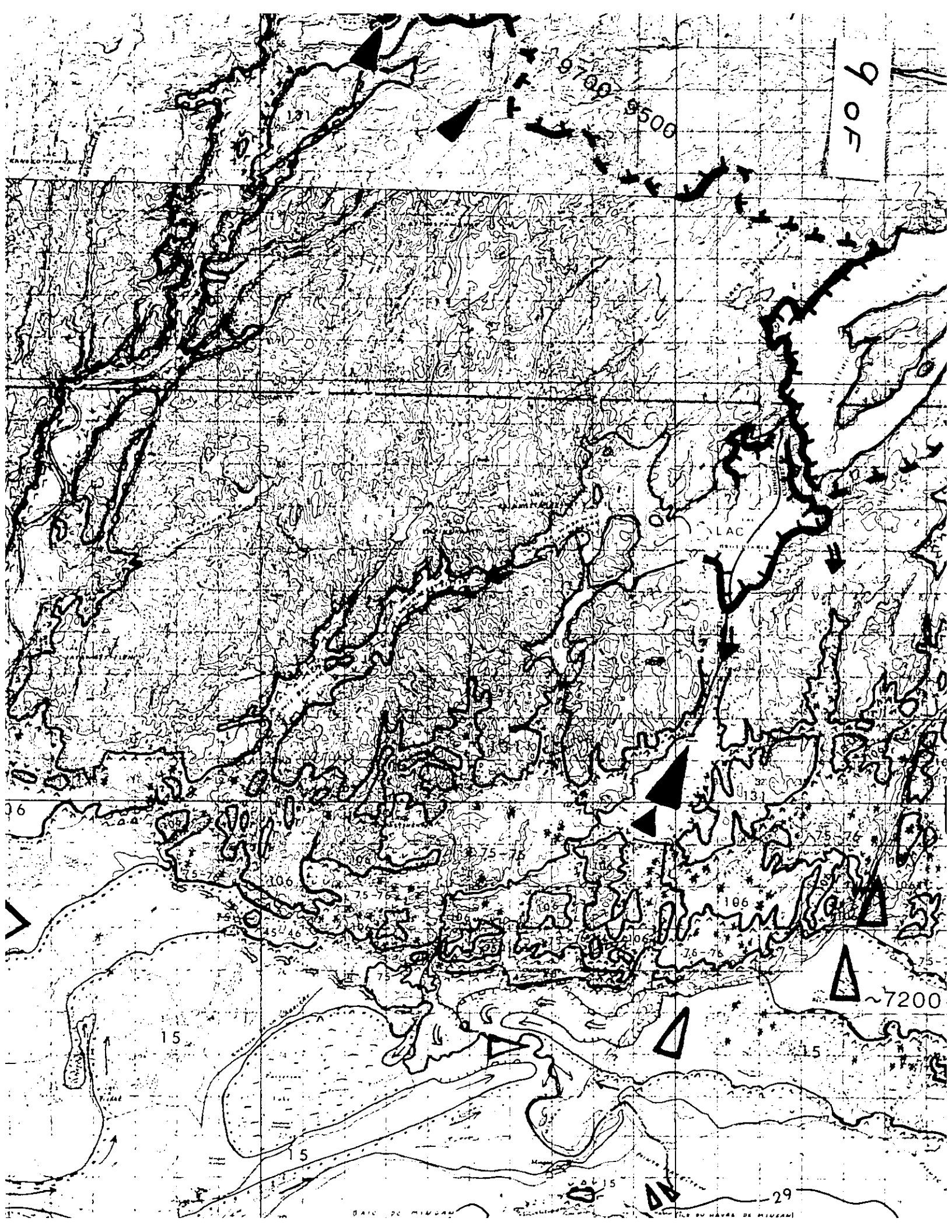


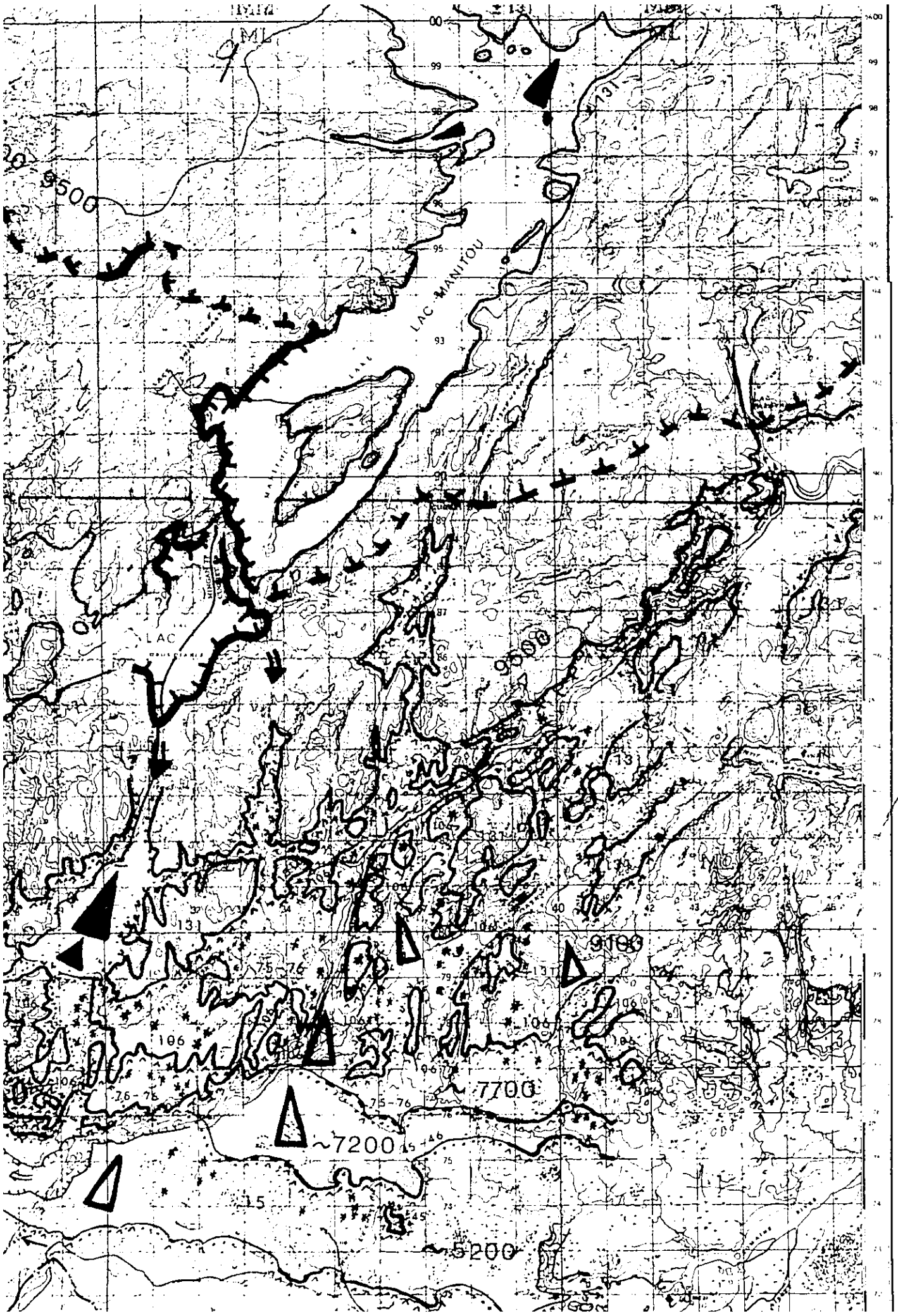
5 OF


9500
9100
7700
7200
106
75-76
6 OF

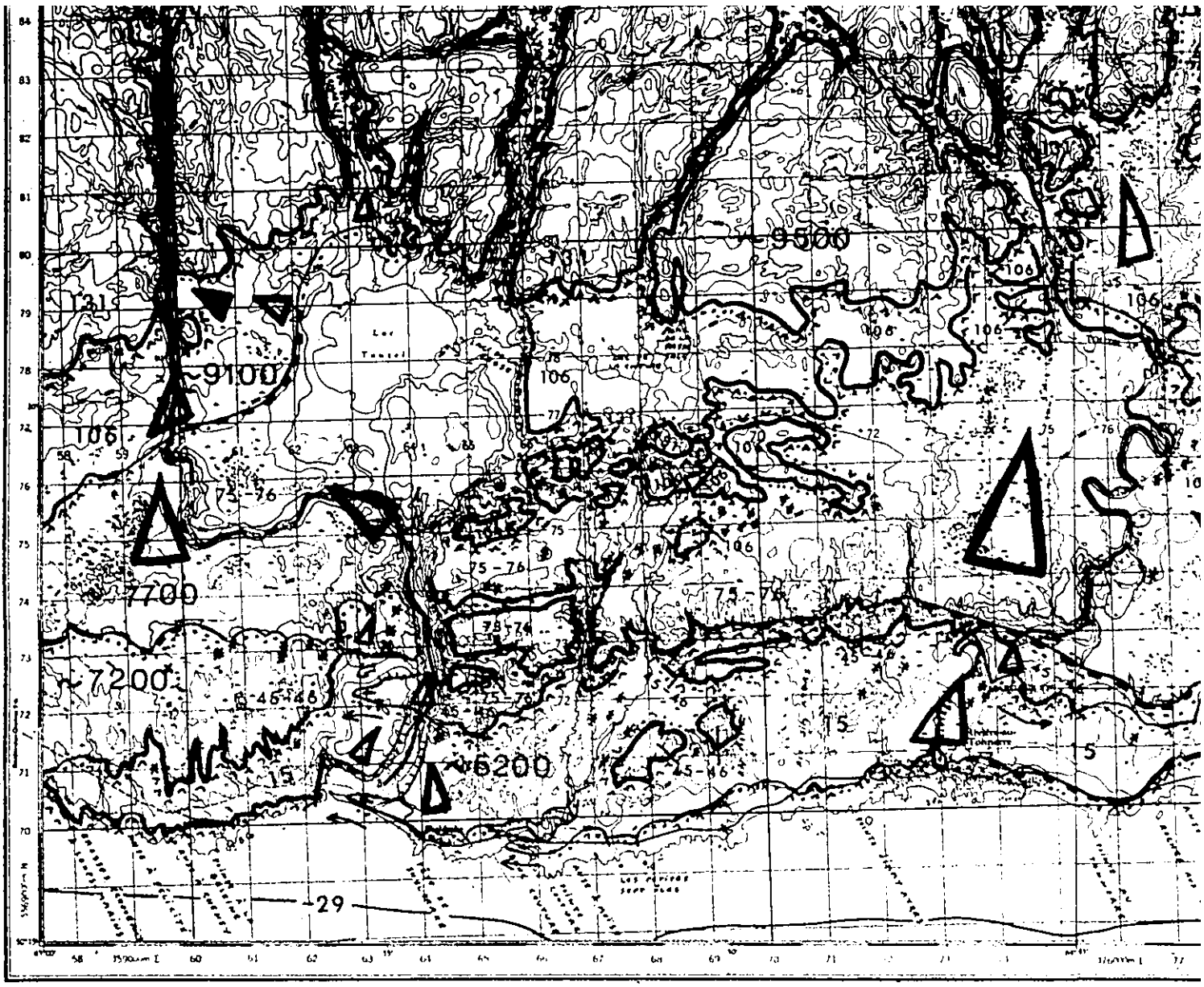
7 of
106
106
106


8 of
106
106
106

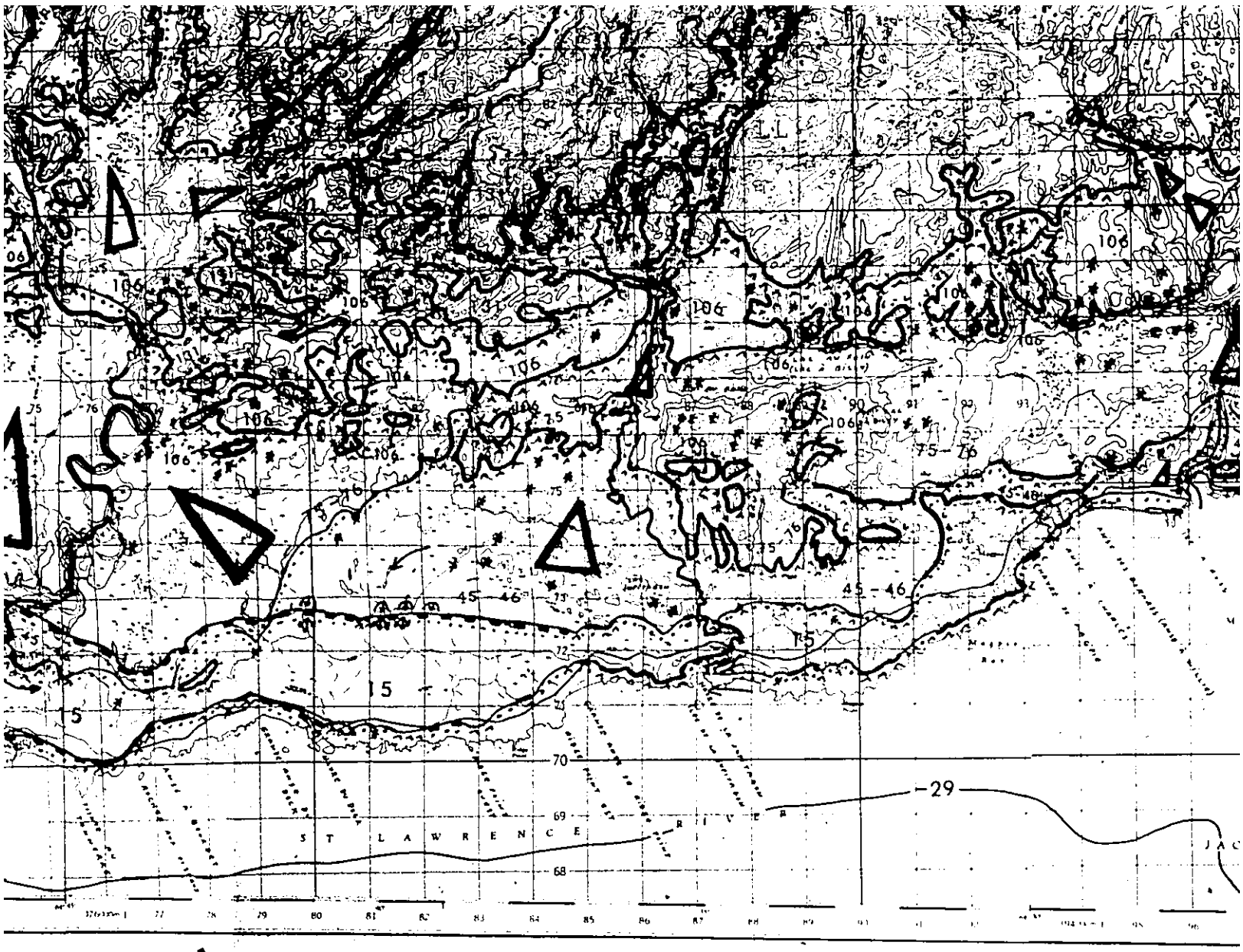

9700
9500
9 of
LAC
~7200
15
5
29



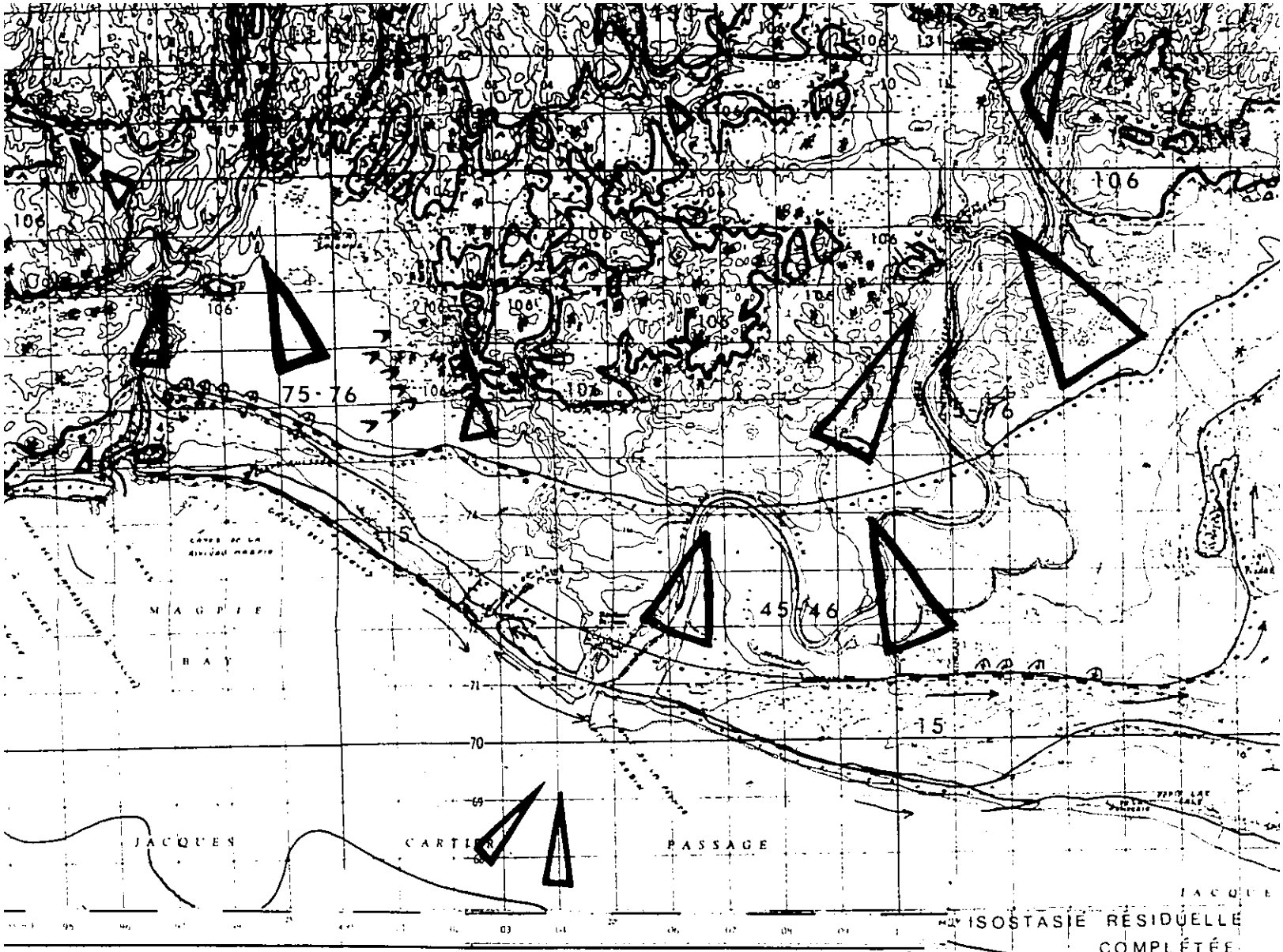
10 of

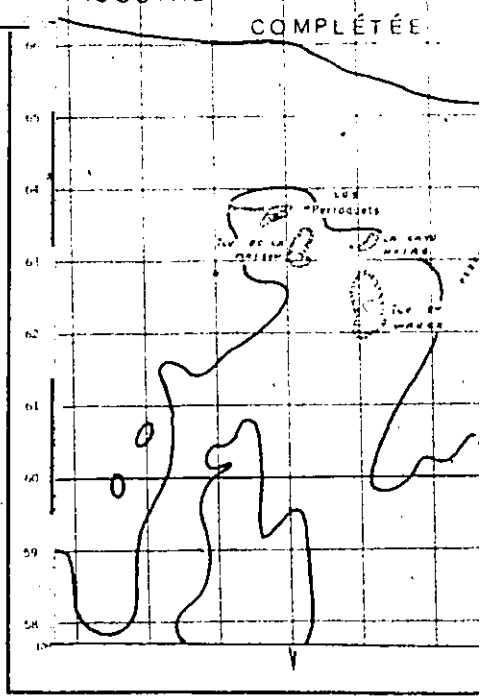


11 OF



12 OF 1

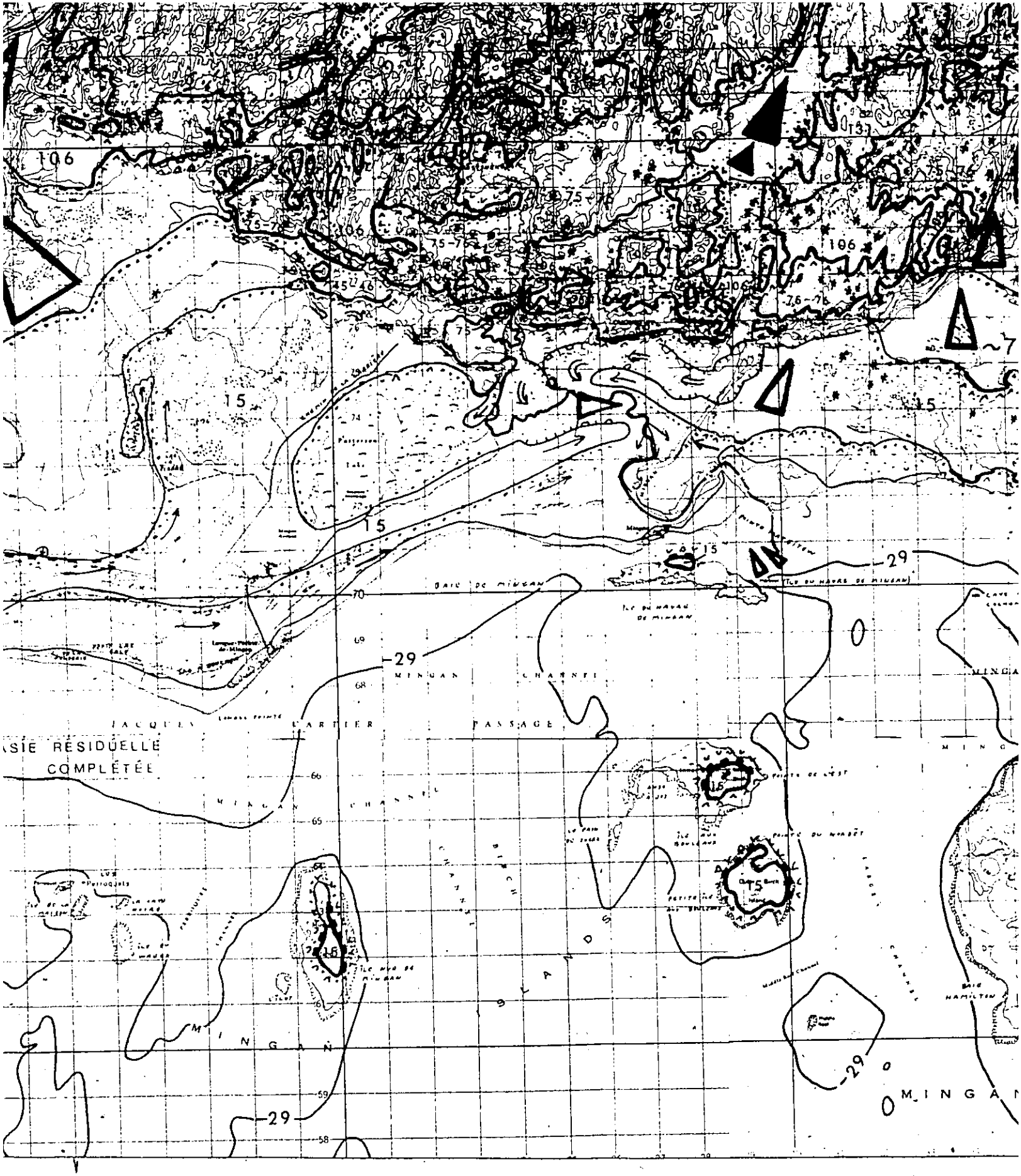

106
75-76
45-46
15
MAGPIE
BAY
JACQUES
CARTIER
PASSAGE


ISOSTASIE RÉSIDUELLE
COMPLÉTÉE

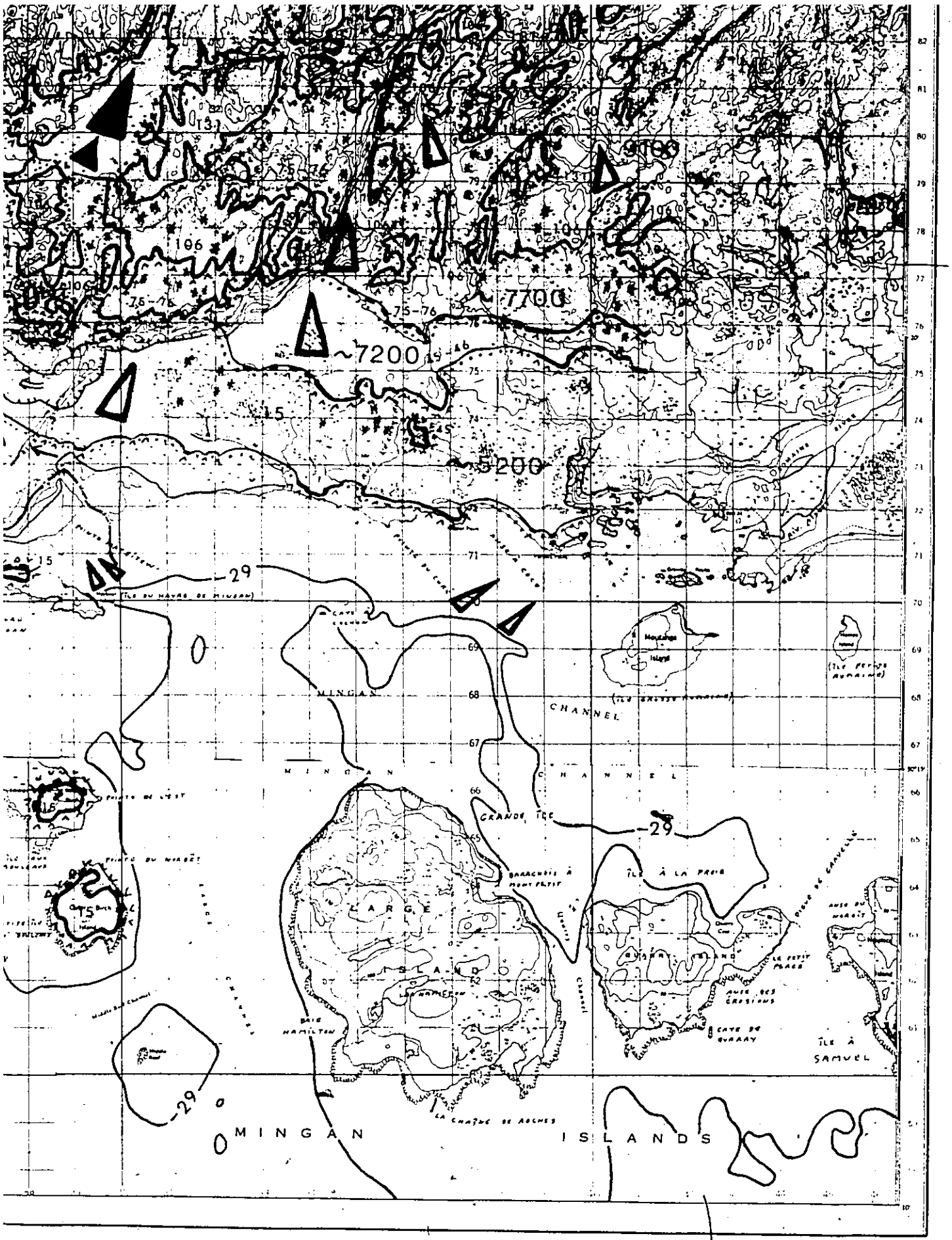
13 OF

12

13


106
15
29
0
JACQUES CARTIER PASSAGE
MINGAN CHANNEL
MINGAN
ASIE RÉSIDUELLE
COMPLÉTÉE

14 OF 1


7700
7200
5200
29
MINGAN
CHANNEL
MINGAN
CHANNEL
GRANDE ÎLE
29
ÎLE À LA PROIE
LARGE
ISLAND
BAIE HAMILTON
ÎLE À SAMUEL
29
MINGAN ISLANDS

15 of 15