# MM 87-01

STRATIGRAPHIE DE L'ORDOVICIEN DE LA REGION DE L'ARCHIPEL DE MINGAN

Documents complémentaires

*Additional Files*

Licence

*License*

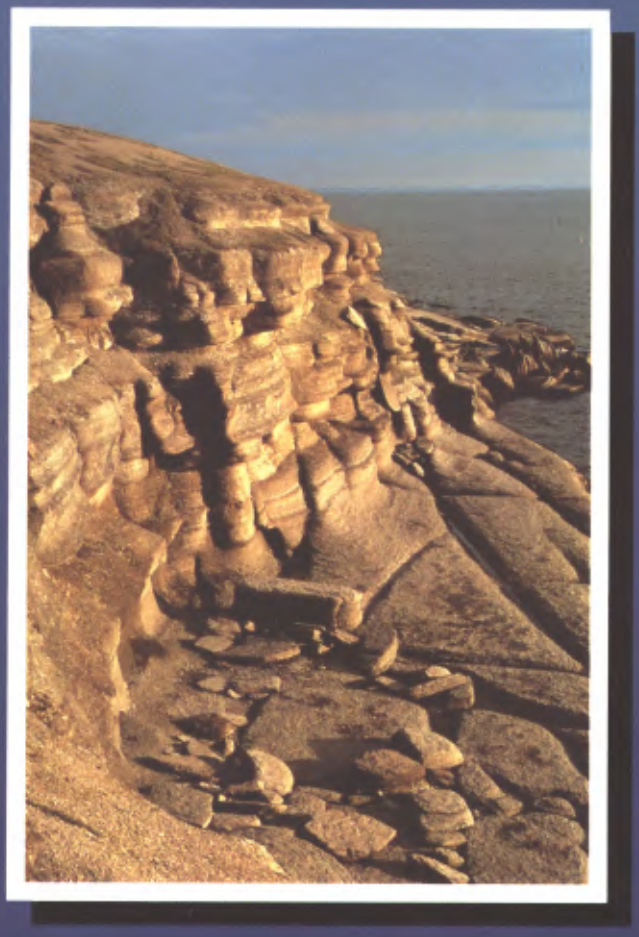
Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources naturelles
Québec

# Stratigraphie de l'Ordovicien de la région de l'archipel de Mingan

André Desrochers

MM 87-01



1988

Québec

# Stratigraphie de l'Ordovicien de la région de l'archipel de Mingan

André Desrochers

MM 87-01

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 85-12-04
Accepté pour publication le 87-02-20

Lecteurs critiques
W.B. Skidmore
D. Brisebois

Éditeurs
Poulin, Thériault Ltée

*Préparé par la Division de l'Édition (Service de la Géoinformation, DGEGM)*

Dépôt légal - 2e trimestre 1988
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-551-06752-9
© Gouvernement du Québec, 1988

# RÉSUMÉ

L'archipel de Mingan est situé le long de la Moyenne-Côte-Nord du Saint-Laurent, directement au nord de l'île d'Anticosti; il forme un cordon d'îles, orienté E-W, qui s'étend sur près de 85 km.

Les strates ordoviciennes qui forment l'archipel de Mingan et qui affleurent sur le littoral adjacent reposent en discordance sur le socle précambrien. Elles comprennent les dolomies de la Formation de Romaine, surmontées des calcaires de la Formation de Mingan. Les strates sont orientées E-W, avec un pendage vers le sud qui excède rarement 2°.

La Formation de Romaine, d'âge Canadien tardif (début du Whiterock), est subdivisée en huit lithofaciès, regroupés en trois membres formels. Ce sont, de la base au sommet:

- le **Membre de Sauvage,** une unité siliciclastique (lithofaciès A);
- le **Membre de Sainte-Geneviève,** un assemblage comprenant des dolomies vermiculées et des monticules à thrombolites (lithofaciès G et H);
- le **Membre de Grande Île,** un assemblage comprenant surtout des dolomicrites (lithofaciès B, C, D, E et F).

La Formation de Mingan (d'âge Chazy) est subdivisée en seize lithofaciès regroupés en quatre membres formels qui sont, de la base au sommet:

- le **Membre de Corbeau,** un assemblage de grès et de shale (lithofaciès 1 à 5);
- le **Membre de Perroquet,** un assemblage de calcaires fossilifères (lithofaciès 11 et 12);
- le **Membre de Fantôme,** un assemblage de calcaires dominés par des mudstones à «birdseye» (lithofaciès 6 à 10);
- le **Membre de Grande Pointe,** un assemblage de lithofaciès calcaires comprenant surtout des wackestones-packstones à bioclastes, des grainstones à bioclastes et à ooïdes et des calcaires récifaux (lithofaciès 11 à 16).

Deux discordances majeures sont présentes:

- La discordance post-Romaine, une discordance paléokarstique légèrement angulaire, qui sépare les deux formations;
- la discordance intra-Mingan, une discordance paléokarstique qui sépare l'assemblage supérieur de la Formation de Mingan des assemblages inférieur et médian.

Seuls des plissements, failles et cisaillements secondaires ont été observés.

L'histoire du dépôt des strates ordoviciennes de l'archipel de Mingan peut être subdivisée en cinq périodes distinctes:

- dépôt de la formation de Romaine sur la plate-forme du Saint-Laurent;
- développement de la discordance post-Romaine, d'âge Whiterock;
- dépôt des siliciclastites et calcaires médians de la Formation de Mingan;
- développement de la discordance intra-Mingan, d'âge Chazy;
- dépôt des calcaires supérieurs de la Formation de Mingan.

Les dolomies de la Formation de Romaine ont été utilisées jusqu'à maintenant comme pierre à concasser et pour le boulettage du minerai de fer. On pourrait aussi envisager leur exploitation pour le magnésium. Les calcaires du secteur de la Grande Pointe et de la pointe Enragée pourraient satisfaire aux utilisations suivantes: béton, chaux, mélange bitumineux et travaux de voirie.

La séquence ordovicienne présente des unités susceptibles d'agir comme réservoir pétrolier. Toutefois, la profondeur d'enfouissement de la séquence aurait été trop faible de sorte que celle-ci n'aurait pas été soumise à des températures assez élevées pour générer des hydrocarbures.

# Table des matières

Page

## INTRODUCTION

Région étudiée ..... 1
Méthode de travail ..... 2
Travaux antérieurs ..... 2
Quaternaire ..... 3
Remerciements ..... 3

## STRATIGRAPHIE

Introduction ..... 5
Formation de Romaine ..... 5
  Membre de Sauvage ..... 7
  Membre de Sainte-Geneviève ..... 8
  Membre de Grande Île ..... 8
Formation de Mingan ..... 9
  Membre de Corbeau ..... 9
  Membre de Perroquet ..... 9
  Membre de Fantôme ..... 10
  Membre de Grande Pointe ..... 10
Âge des unités ..... 10
  Formation de Romaine ..... 11
  Formation de Mingan ..... 12
Conclusion ..... 12

## SÉDIMENTOLOGIE

Formation de Romaine ..... 13
  Description et interprétation des lithofaciès ..... 13
    Lithofaciès A: Grès feldspathiques ..... 13
    Lithofaciès B: Dololaminites ..... 13
    Lithofaciès C: Dolomicrites laminées ..... 16
    Lithofaciès D: Stromatolites ..... 17
    Lithofaciès E: Dolomicrites bioturbées ..... 18
    Lithofaciès F: Dolomicrites à oolites ..... 19
    Lithofaciès G: Dolomies vermiculées ..... 19
    Lithofaciès H: Monticules à thrombolites ..... 20
  Distribution des lithofaciès ..... 22
Formation de Mingan ..... 23
  Lithofaciès siliciclastiques péritidaux ..... 23
    Lithofaciès 1: Dololaminites silteuses ..... 23

Lithofaciès 2: Shales laminés ..... 23
Lithofaciès 3: Grès laminés ..... 26
Lithofaciès 4: Grès à stratifications entrecroisées ..... 26
Lithofaciès 5: Grès chenalisés ..... 27
Lithofaciès calcaires péritidaux ..... 28
Lithofaciès 6: Laminites cryptalgaires ..... 28
Lithofaciès 7: Mudstones à «birdseye» ..... 29
Lithofaciès 8: Grainstones à intraclastes ..... 29
Lithofaciès 9: Packstones à gastéropodes ..... 30
Lithofaciès 10: Mudstones/wackestones à bioclastes ..... 30
Lithofaciès calcaires infratidaux ..... 31
Lithofaciès 11: Wackestones/packstones à bioclastes ..... 31
Lithofaciès 12: Grainstones à bioclastes et oolites ..... 32
Lithofaciès 13: Calcaires récifaux ..... 33
Lithofaciès 14: Grainstones de base ..... 38
Lithofaciès 15: Mudstones nodulaires ..... 39
Lithofaciès 16: «Coquinas» à brachiopodes ..... 39
Distribution des lithofaciès ..... 40
Sites fossilifères ..... 43

**GÉOLOGIE HISTORIQUE**

Dépôt de la Formation de Romaine ..... 45
Discordance post-Romaine ..... 46
Dépôt de la Formation de Mingan ..... 46
Discordance intra-Mingan ..... 47
Dépôt des calcaires supérieurs de Mingan ..... 48

**GÉOLOGIE STRUCTURALE**

Tectonique ..... 49
Discordances ..... 49
Discordance post-Romaine ..... 49
Discordance intra-Mingan ..... 51
Discordances mineures ..... 52

**GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE**

Dolomies et calcaires ..... 55
Dolomies de la Formation de Romaine ..... 55
Calcaires de la Formation de Mingan ..... 55
Sable et gravier ..... 56
Tourbières ..... 56
Gaz et pétrole ..... 56

**RÉFÉRENCES** ..... 59

**ANNEXES**

1. Variations de la nomenclature toponymique de l'archipel de Mingan ..... 63

2. Descriptions lithologiques des coupes types et de référence de la Formation de Romaine ..... 65
3. Descriptions lithologiques des coupes types et de référence de la Formation de Mingan ..... 67
4. Compilation des taxa fossiles des Formations de Romaine et de Mingan ..... 69

## CARTES

N° 2050A — Géologie de la région de l'archipel de Mingan
(feuillet ouest), au 1:50 000 ..... hors texte
N° 2050B — Géologie de la région de l'archipel de Mingan
(feuillet est), au 1:50 000..... hors texte

# Introduction

La présente étude concerne les strates de l'Ordovicien de la région de l'archipel de Mingan (figure 1). La première synthèse stratigraphique de l'archipel de Mingan a été publiée en 1938 par Twenhofel mais depuis, la géologie de l'archipel a reçu peu d'attention. Cette étude fournit une mise à jour essentielle de la géologie de ce secteur et un document utile pour l'exploration des hydrocarbures et minéraux industriels.

Les dolomies de la Formation de Romaine et les calcaires de la Formation de Mingan sont bien exposés le long des falaises côtières de l'archipel de Mingan, une des rares régions où une séquence sédimentaire peut être étudiée en trois dimensions. Une emphase toute spéciale a été portée sur l'étude des changements de lithofaciès à l'intérieur de la séquence.

La présente étude est une adaptation d'une thèse de doctorat présentée au Département des Sciences de la Terre de l'Université Memorial, à Terre-Neuve (Desrochers, 1985). Les buts spécifiques de cette étude sont: 1) présenter un schéma stratigraphique des strates ordoviciennes; 2) fournir une description détaillée des lithofaciès ainsi que de leur distribution à l'intérieur des Formations de Romaine et de Mingan; 3) présenter les grands traits de la paléogéographie; 4) fournir des observations sur la géologie générale (structure, discordance, Quaternaire, sites fossilifères); et 5) évaluer les ressources minérales.

## Région étudiée

L'archipel de Mingan est localisé le long de la Moyenne-Côte-Nord du Saint-Laurent, directement au nord de l'île d'Anticosti (figure 1). La région étudiée comprend aussi le littoral adjacent à l'archipel mais se limite au lambeau de strates ordoviciennes qui reposent en discordance sur le socle précambrien. L'archipel est inhabité et a été acquis par le Gouvernement du Canada pour en faire un parc national. Seulement trois petites municipalités, toutes ac-

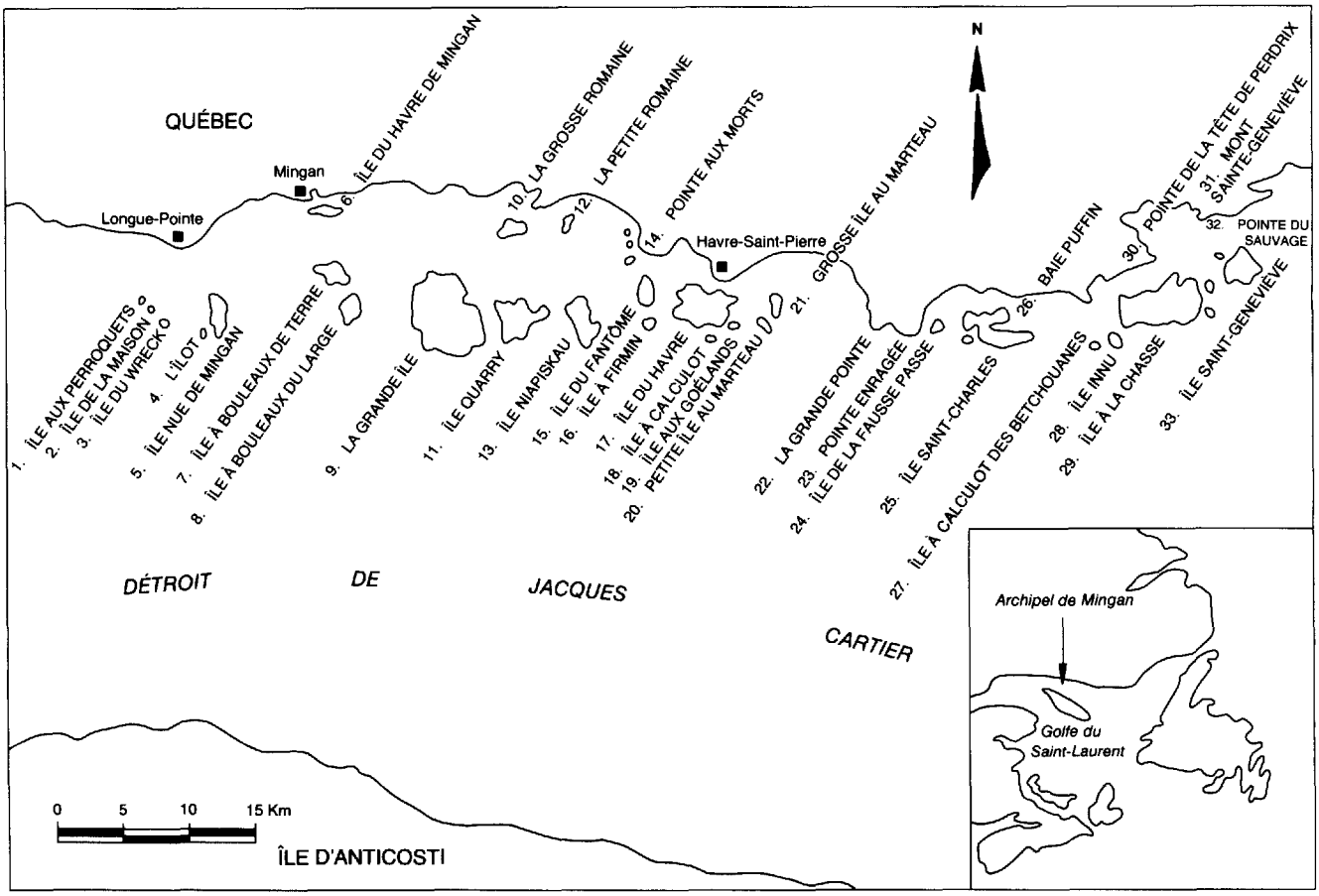



FIGURE 1 — Localisation de la région étudiée. Les toponymes sont conformes à ceux de la Commission de toponymie du Québec (Gauthier Larouche, 1981). Les numéros réfèrent aux différentes coupes mesurées dans la région de l'archipel de Mingan et présentées dans les cartes hors-texte 2050A et 2050B.

cessibles par la route 138, sont présentes le long du littoral: Longue-Pointe, Mingan et Havre-Saint-Pierre. La principale agglomération, Havre-Saint-Pierre (3 500 habitants), est aussi accessible par avion ou par le bateau-passeur qui effectue en saison une liaison hebdomadaire entre la Côte-Nord et Rimouski. Toute la région étudiée est incluse dans une unité physiographique majeure, désignée sous le nom de Minganie. Elle est comprise dans les feuillets topographiques SNRC suivants: 22 I/1, 22 I/8, 12 L/3, 12 L/4, 12 L/5, 12 L/6.

L'archipel de Mingan forme un cordon d'îles orienté E-W qui s'étend sur près de 85 km. L'archipel comprend environ 30 îles d'assez grande superficie ainsi que plusieurs petites îles et cayes. La superficie totale de l'archipel est de 97 km$^2$ seulement, mais plus de 200 km d'excellents affleurements côtiers sont disponibles dans la région étudiée. Les plus grandes îles sont la Grande Ile (25 km$^2$), l'île à la Chasse (16 km$^2$) et l'île du Havre (9 km$^2$).

Les toponymes apparaissant dans le présent rapport sont conformes à ceux inscrits dans une étude de la Commission de toponymie du Québec (Gauthier Larouche, 1981). De nombreuses variations anglaises et françaises des toponymes ont été utilisées dans le passé par différents auteurs (Richardson, 1857; Twenhofel, 1938; cartes topographiques du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada). Ces variations sont résumées à l'annexe 1.

## Méthode de travail

Ce rapport est le résultat de trois étés de terrain dans l'archipel de Mingan où plus de quarante coupes ont été mesurées (cartes 2050A et 2050B, hors-texte). Les coupes furent mesurées avec un mètre. Chaque coupe a été subdivisée en lithofaciès sur la base de ses caractéristiques sédimentaires (lithologie, texture, structure). Quelques lithofaciès ont été subséquemment subdivisés lors de l'observation de leurs attributs microscopiques en lames minces, coupes polies et répliques sur acétate («acetate peels»).

La carte géologique hors-texte qui accompagne le présent rapport montre la distribution et les aires d'affleurement des principales unités stratigraphiques du secteur étudié (feuillets 2050A et 2050B). Les contacts géologiques, généralement accusés par de petites falaises, ont été directement observés sur le terrain ou interprétés à partir de photos aériennes (1:15 800) ou de cartes bathymétriques détaillées (1:50 000).

Un échantillonnage systématique de tous les lithofaciès a permis de recueillir 720 échantillons, dont 560 lames minces d'épaisseur standard de 30 µm furent étudiées. Toutes les lames minces furent colorées à l'alizarine rouge-S, pour évaluer la proportion de calcite et de dolomie, et au ferricyanure de potassium, pour évaluer le contenu en fer (méthode de Dickson, 1966). De plus, des problèmes pétrographiques particuliers ont nécessité l'observation de lames minces en cathodoluminescence et au microscope à balayage électronique.

Les noms pétrographiques sont généralement utilisés dans leur contexte original: arénite feldspathique (Gilbert, 1954); calcilutite, calcarénite, calcirudite (Grabau, 1903); micrite, sparite (Folk, 1962); mudstone, wackestone, packstone, grainstone, boundstone (Dunham, 1962); baffflestone, bindstone, rudstone, floatstone (Embry & Klovan, 1971). Il serait bon d'insister sur le terme mudstone qui est utilisé ici uniquement pour décrire des calcaires alors que le terme shale est plutôt utilisé pour décrire des roches terrigènes à grain fin. De plus, quelques noms pétrographiques (dololaminite, dolomicrite, thrombolite) sont utilisés de façon informelle et définis dès leur première mention dans ce rapport.

## Travaux antérieurs

Les strates ordoviciennes de l'archipel de Mingan ont été le sujet de peu d'études géologiques jusqu'à ce jour. Les premiers travaux furent associés avec ceux entrepris sur l'île d'Anticosti (Richardson, 1857; Logan, 1863; Schuchert & Twenhofel, 1910). Richardson (1857) a fourni la première description, quoique succincte, de la séquence de Mingan et il a collectionné des fossiles qui furent identifiés par Billings (1865). Logan (1863), dans son ouvrage classique sur la géologie du Canada, a brièvement décrit deux coupes stratigraphiques mesurées sur la Grande Île et à la Grande Pointe. Schuchert & Twenhofel (1910) ont subdivisé les Formations de Romaine et de Mingan en sept unités lithologiques distinctes.

Twenhofel (1926, 1931) a discuté de la stratigraphie (secteur ouest) et de la géomorphologie de l'archipel de Mingan. Twenhofel (1938) a ultérieurement publié une synthèse de ses travaux dans l'archipel, incluant la paléontologie systématique et la description de nombreuses coupes stratigraphiques. Il a corrélé respectivement les Formations de Romaine et de Mingan avec la partie supérieure du Groupe de Beekmantown et le Groupe de Chazy de la vallée du lac Champlain. Aucune autre étude de synthèse n'a été exécutée depuis Twenhofel (1938).

Cooper (1956) a révisé et complété la liste de brachiopodes déjà publiée par Twenhofel (1938). Shaw (1980) a examiné les relations entre les lithofaciès et les biofaciès à trilobites dans les calcaires de la Formation de Mingan. De plus, Shaw a remarqué la présence d'une discordance à l'intérieur de la Formation de Mingan qu'il interprète comme un ancien «ravinement» (c.-à-d. une surface résultant d'une rapide transgression marine en l'absence de sédiments). Cette discordance correspond à la discordance intra-Mingan du présent auteur, qui est ici interprétée comme une surface paléokarstique. Nowlan (1981) a présenté les résultats préliminaires d'une étude sur la stratigraphie et la faune à conodontes de la séquence de Mingan. Il a suggéré que la majeure partie de la Formation de Romaine était d'âge Canadien tardif tandis que la Formation de Mingan était d'âge Chazy. Il a aussi rapporté des conodontes d'âge Whiterock au sommet de la Formation de Romaine, dans le secteur ouest de l'archipel de Mingan.

En plus de ces études, des projets de cartographie effectués par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec sur les terrains précambriens avoisinants ont aussi couvert l'archipel de Mingan; cependant, la stratigraphie de la séquence ordovicienne y est discutée de façon succincte (Longley, 1950; Depatie, 1967; Sharma & Franconi, 1975). De plus, quelques études sommaires ont été entreprises sur les calcaires de la région afin de déterminer leur potentiel en tant que minéraux industriels (Waddington, 1950; Bergeron, 1980, 1981; Nissaire, 1981).

Les résultats préliminaires de notre étude sur la stratigraphie de l'Ordovicien de l'archipel de Mingan ont déjà été publiés sous forme de cartes annotées (Desrochers, 1983, 1984a). Certains aspects de l'évolution des milieux de déposition de la séquence ordovicienne ont été aussi présentés ailleurs sous forme de communications scientifiques (Desrochers, 1984b; Desrochers & James, 1985; Desrochers, 1987; Desrochers & James, 1987).

## Quaternaire

Une grande partie de l'archipel de Mingan et de la région avoisinante est recouverte de dépôts holocènes. Ces dépôts sont formés soit des sédiments de la mer de Goldthwait, soit de matériaux déposés par les cours d'eau actuels. On trouve peu d'études détaillées sur les dépôts meubles de la région, à l'exception des travaux de Dubois (1976, 1977, 1980) couvrant tout le secteur de la Moyenne-Côte-Nord.

La dernière glaciation du Wisconsinien n'a produit à peu près pas de dépôt (till) le long de la Moyenne-Côte-Nord. Des cannelures et des stries glaciaires sont les seuls témoignages de la glaciation wisconsinienne. Ces cannelures orientées N-S sont remarquablement développées dans les dolomies des secteurs NE et sud de l'île à la Chasse, le secteur sud de l'île du Havre de Mingan et à la pointe aux Morts.

La fonte de la glace à la fin du Wisconsinien, vers 9500 ans A.A., a permis à la mer d'envahir cette région isostatiquement affaissée et d'atteindre un niveau de 131 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Cette mer, connue sous le nom de Goldtwait, a complètement submergé l'archipel de Mingan dont les plus hauts sommets atteignent à peine 50 m. Dès la première phase de relèvement isostatique, les rivières Mingan et Romaine, chargées de sédiments glaciaires, se déchargèrent du gros de ces débris en bordure de la mer et formèrent des deltas de sable. La région de l'archipel de Mingan, située au large, en eaux plus profondes et plus tranquilles, fut le site de la sédimentation d'une argile très fine. La progression vers le large des fronts deltaïques a permis à des dépôts de sable de recouvrir les argiles marines alors que les rivières étaient bien alimentées en sédiments. On observe des terrasses à plus de 45 m d'altitude le long du littoral du Saint-Laurent (e.g. secteur des Caps Blancs, à l'est de la pointe aux Morts) qui témoignent de la période (9500 à 2200 ans A.A.) où l'embouchure de la rivière Romaine a migré de la baie Saint-Laurent jusqu'à sa position actuelle près des îles de la Grosse Romaine et de la Petite Romaine. Toujours actif, le delta de la rivière Romaine transporte de grandes quantités de sable qui tendent à combler la baie entourant ces deux îles.

D'après les cartes d'émersion de Dubois (*In* Couillard et Grondin, 1983; figure 11), l'émergence des points les plus hauts de l'archipel, comme l'île du Havre et la Grande Île (48 m), a débuté vers 7200 ans A.A., mais l'émergence n'a eu lieu qu'il y a à peine 2000 ans A.A. pour la plupart des autres îles. Les dépôts post-Goldthwait se limitent principalement à des sédiments de plage composés de gravier et de galets et qui forment des terrasses à différentes altitudes sur les îles. Ces dépôts, de 0,1 m à 5,0 m d'épaisseur, sont bien exposés en bordure des îles mais ils disparaissent rapidement sous le couvert végétal dès qu'on pénètre à l'intérieur de celles-ci. Quoique des cordons de plage soient actuellement présents, ce sont surtout des formes d'érosion littorale très spectaculaires (falaise, platier, tourelle ou monolithe) que l'on peut observer dans l'archipel. Ces formes résultent de l'action combinée des vagues et de la gélifraction qui ont opéré conjointement lors du réajustement isostatique.

## Remerciements

L'auteur tient à remercier tout spécialement le ministère de l'Énergie et des Ressources pour son support financier et logistique au cours des travaux de terrain nécessités pour cette étude. De plus, l'auteur a reçu un support technique et financier de l'Université Memorial de Terre-Neuve lors de son séjour entre 1981 et 1985.

Le Dr N.P. James, de l'Université Memorial, a dirigé le projet de thèse sur lequel est basé le présent rapport. L'auteur lui est particulièrement reconnaissant pour son appui soutenu et ses nombreux conseils. Des remerciements vont aussi aux collègues suivants pour les discussions stimulantes lors de leur visite dans l'archipel: Dr P.A. Bourque (Université Laval), Dr Daniel Brisebois (MER), Tom Lane (Université Memorial), Dr Allen Petryk (MER) et Dr Keith Rigby (Université Brigham Young). L'auteur tient aussi à remercier L. Saint-Pierre, L. Samson et M. Thibodeau pour leur assistance sur le terrain, ainsi que l'unité de gestion (Havre-Saint-Pierre) du ministère de l'Énergie et des Ressources pour son support logistique. Le personnel de la compagnie Québec Fer et Titane Inc. nous a permis l'accès aux forages du secteur de la carrière Becca.

# Stratigraphie

## Introduction

Schuchert & Twenhofel (1910) ont introduit les termes de Formation de Romaine (d'après le nom d'une île à l'embouchure de la rivière Romaine) et de Formation de Mingan (d'après l'archipel de Mingan). Quoique l'archipel de Mingan soit la localité type de ces deux formations, aucune coupe type ne leur a été assignée par Twenhofel (1938). De plus, la stratigraphie proposée par Twenhofel n'est pas satisfaisante car elle ne tient pas compte des nombreux changements de lithofaciès présents à l'intérieur de la séquence.

Les Formations de Romaine et de Mingan sont maintenues dans notre étude, mais sept nouveaux membres sont introduits. La plupart de ces membres ne sont cartographiables que localement et, par conséquent, ne peuvent être élevés au rang de formation. Les Formations de Romaine et de Mingan ont chacune une *coupe type composite*[1] comprenant une coupe type d'office et des *coupes de référence*[2] supplémentaires. Une coupe type ou de référence est assignée à chaque membre pour montrer sa distribution. Cette procédure facilite la description d'unités stratigraphiques comme celles de l'archipel de Mingan, qui sont caractérisées par des changements de faciès rapides et séparées par des discordances.

Les strates des Formations de Romaine et de Mingan ne sont pas déformées et elles reposent en discordance sur le socle précambrien avec un léger pendage (1-2°) vers le sud. La Formation de Romaine comprend seulement des lithofaciès dolomitiques tandis que la Formation de Mingan est composée principalement de lithofaciès calcaires. Chacune de ces deux formations possède cependant une unité siliciclastique à la base. La distribution des unités stratigraphiques dans la région étudiée est illustrée par les figures 2, 3 et 4. De plus, une description sommaire des coupes types et des coupes de référence est fournie aux annexes 2 et 3.

## Formation de Romaine

La Formation de Romaine est bien exposée sur les îles près du rivage, sur la côte nord des îles du large et sur le littoral adjacent du Saint-Laurent (figure 2). Cette formation est divisée en trois membres formels, en ordre ascendant: les Membres de Sauvage, de Sainte-Geneviève et de Grande Île (figure 3). Le Membre de Sauvage est une mince unité d'arénite feldspathique. Le membre de Sainte-Geneviève est composé de dolomies à texture saccharoïde, alors que les roches du Membre de Grande Île sont généralement des dolomies à grain fin ou des dolomicrites avec quelques interlits de shale. Ce contraste entre les dolomies

(1) Ensemble des coupes de références nécessaires à la représentation globale d'une unité stratigraphique. Il peut inclure une coupe type. Tiré de l'article 8*d* du Code stratigraphique nord-américain.

(2) Coupe définie à l'article 8*e* du Code stratigraphique nord-américain.

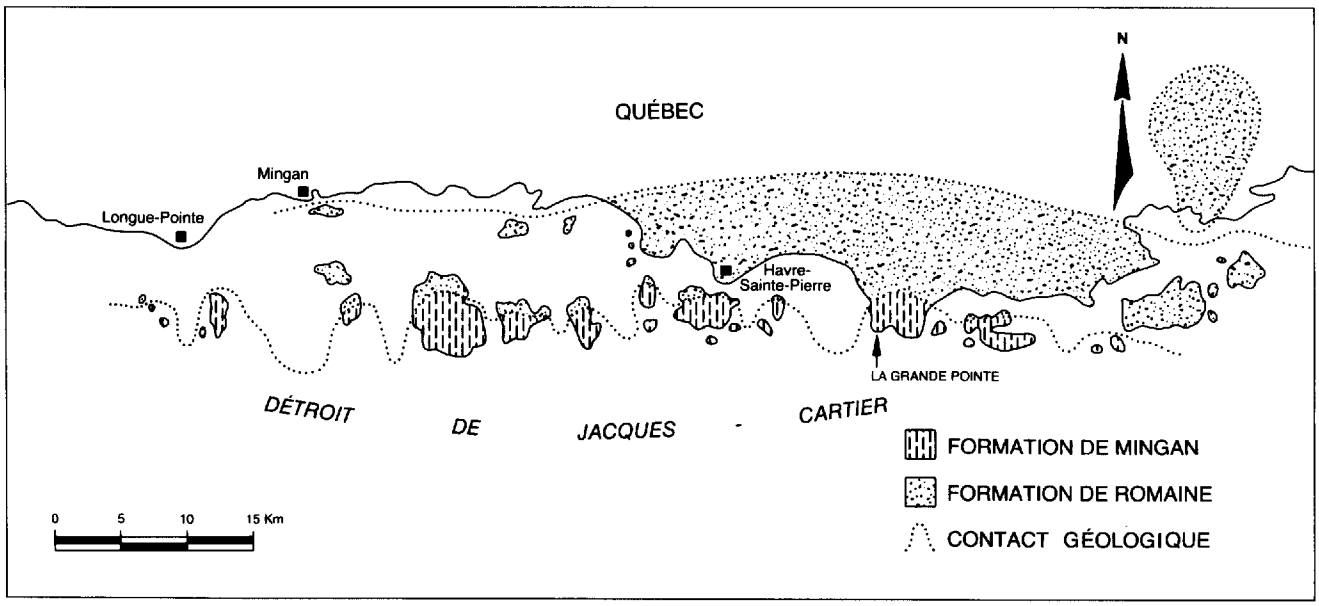



FIGURE 2 — Carte géologique de la région de l'archipel de Mingan montrant la distribution des Formations de Romaine et de Mingan. La Formation de Romaine est exposée sur les îles près du rivage, du côté nord de nombreuses îles du large et le long du littoral du Saint-Laurent. La Formation de Mingan se trouve sur la majorité des îles du large et à la Grande Pointe. Les strates ordoviciennes ont une direction régionale E-W et un léger pendage vers le sud.

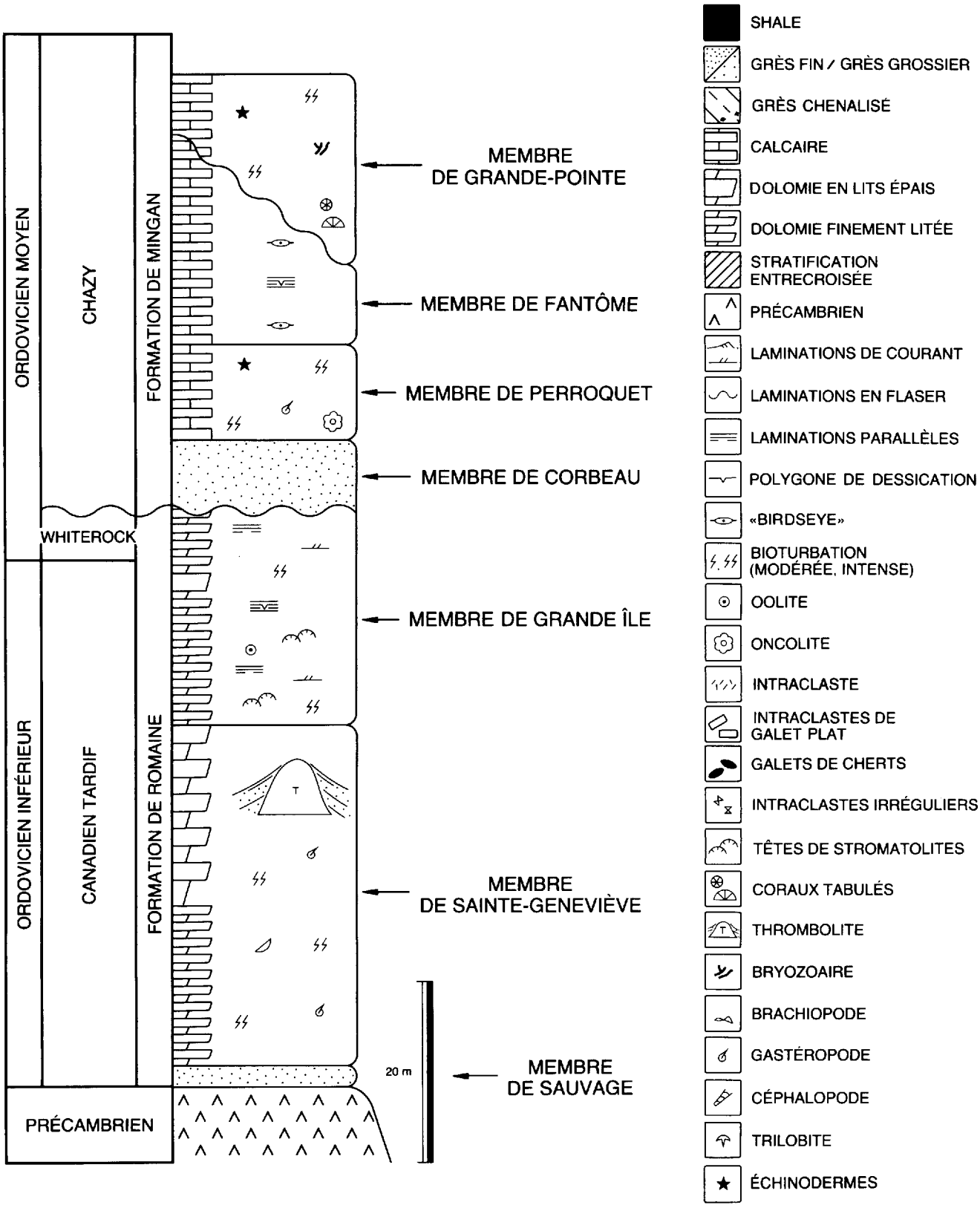



FIGURE 3 — Colonne stratigraphique simplifiée illustrant la distribution des membres à l'intérieur des Formations de Romaine et de Mingan dans la région de l'archipel de Mingan. Il est à noter que la légende de la figure 3 servira également pour les figures 6, 32, 33, 84 et 85 du rapport.

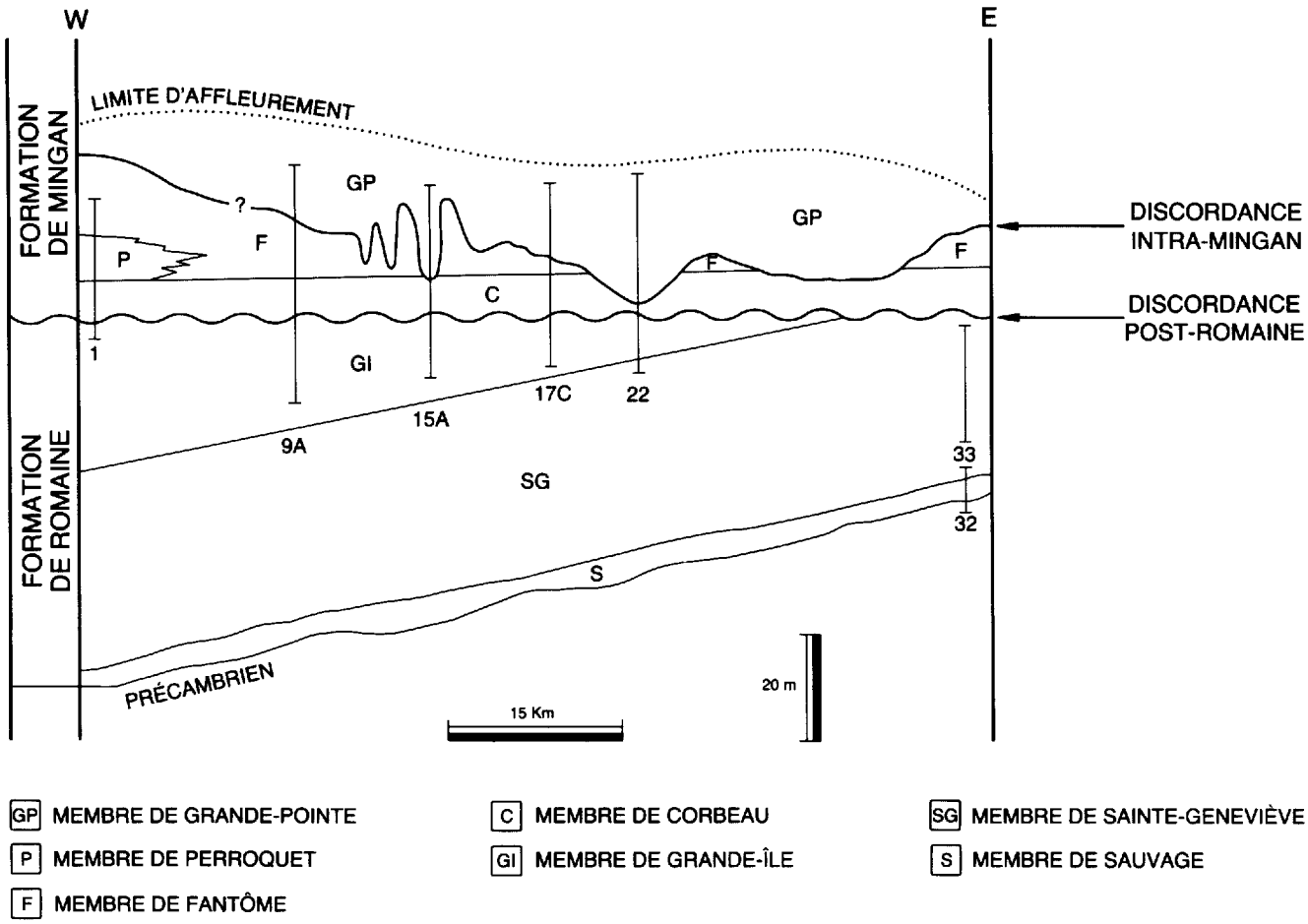



FIGURE 4 — Coupe géologique simplifiée orientée parallèlement à la direction des strates (c.-à-d. E-W), et montrant la distribution des unités stratigraphiques à l'intérieur des Formations de Romaine et de Mingan. Les chiffres correspondent aux coupes type et de référence: 1: île aux Perroquets; 9A: la Grande Île (ouest); 15A: île du Fantôme (ouest); 17C: île du Havre (cap du Corbeau); 22: La Grande Pointe; 32: pointe du Sauvage; 33: île Sainte-Geneviève.

de la Formation de Romaine avait déjà été souligné par Schuchert & Twenhofel (1910).

La limite inférieure de la Formation de Romaine est définie comme étant le contact avec le socle précambrien sous-jacent, alors que la limite supérieure est le contact discordant avec le Membre de Corbeau de la Formation de Mingan.

La coupe type composite de la Formation de Romaine (annexe 2) comprend une coupe type sur l'île Sainte-Geneviève (ouest) et deux coupes de référence supplémentaires situées à la pointe du Sauvage et dans la Grande Île (NW).

## MEMBRE DE SAUVAGE

**Localisation de la coupe de référence:** Pointe du Sauvage, sur la rive est de la baie Saint-Laurent; grille de référence NTS: 12L/6; coordonnées UTM: 492000E, 5568900N; affleurement côtier sur l'estran (coupe 32 [3] et annexe 2).

**Lithologie:** Unité massive de grès gris pâle, à grain moyen à grossier, de composition feldspathique, en lits épais à stratifications entrecroisées.

**Distribution:** Ce membre, qui est recouvert par d'importants dépôts quaternaires, est présent à la pointe du Sauvage seulement et n'est pas exposé ailleurs sur le littoral.

**Épaisseur:** 2-3 m.

**Définition des limites:** La limite inférieure est le contact discordant avec le socle précambrien. Le contact supérieur est concordant et graduel avec les dolomies sus-jacentes du Membre de Sainte-Geneviève. La limite est arbitraire et placée à l'endroit où la proportion de dolomie excède la proportion de grès. Ces limites sont bien exposées à la pointe du Sauvage.

**Faune:** L'assemblage fossilifère est restreint à des brachiopodes inarticulés et à des gastéropodes. Les traces fossiles *Skolithos* sont aussi présentes.

**Remarques:** En dépit du fait qu'ils affleurent peu dans la région étudiée, on sait que les grès à la base de la Formation de Romaine possèdent une étendue régionale, puisqu'ils ont été observés en forages dans l'île d'Anticosti (Roliff, 1968; A. Desrochers, observation personnelle).

(3) Les coupes numérotées dont il est question dans ce rapport sont illustrées sur les cartes hors-texte 2050A et 2050B.

## MEMBRE DE SAINTE-GENEVIÈVE

**Localisation de la coupe type:** Secteur ouest de l'île Sainte-Geneviève; grille de référence NTS 12L/6 et 12L/3; coordonnées UTM: 495200N, 5567200E; affleurement dans les falaises côtières (coupe 33; annexe 2).

**Lithologie:** Ce membre comprend des dolomies vermiculées, brun foncé et saccharoïdes. Les deux tiers inférieurs sont en lits minces (5 à 20 cm) caractérisés par une texture vermiculaire prononcée. On y note aussi des niveaux (5 à 20 cm) riches en intraclastes et à laminations entrecroisées. Par contre, le tiers supérieur est une unité plus massive en lits épais (30 à 150 cm) composés de monticules à thrombolites dolomitisés. Ces monticules sont interdigités latéralement avec des lits de dolomies vermiculées. Des brèches intraformationnelles sont localement présentes. On trouve aussi des nodules de chert de couleur gris pâle (blanchâtre en surface altérée) qui abondent ici et là mais qui sont généralement confinés à des intervalles stratigraphiques bien définis.

**Distribution:** Le Membre de Sainte-Geneviève est présent sur les îles côtières suivantes: île du Havre de Mingan (coupe 6), la Grosse Romaine (coupe 10), la Petite Romaine (coupe 12), île Innu (coupe 28), île à la Chasse (coupes 29A et 29B) et île Sainte-Geneviève (coupe 33). Il affleure également à plusieurs endroits sur la côte: pointe aux Morts (coupe 14), la Grande Pointe (coupe 22), baie Puffin (coupe 26), pointe de la Tête de Perdrix (coupe 30), mont Sainte-Geneviève (coupe 31), pointe du Sauvage (coupe 32). Ce membre est tracé latéralement à travers la région étudiée et il est tout particulièrement bien exposé dans le secteur est de l'archipel.

**Épaisseur:** Environ 45 m.

**Définition des limites:** Le contact inférieur est concordant et graduel avec les grès sous-jacents du Membre de Sauvage. Le contact supérieur coïncide avec l'apparition de dolomicrites dans la séquence, lesquelles définissent la base du Membre de Grande Île. Ce contact n'est pas exposé dans la région étudiée mais paraît être net et concordant, au moins à la Grande Pointe où seulement 1 ou 2 m de strates sont couvertes (coupe 22A). Cependant, à l'extrémité est de notre région, plus précisément à l'est de l'île Saint-Charles, la limite supérieure correspond au contact avec la Formation de Mingan parce que les dolomicrites du Membre de Grande Île ont été érodées (figure 4).

**Notes historiques:** Ce membre correspond à la division $A^1$ de Schuchert & Twenhofel (1910, p. 686) et aux unités 2 à 8 de Twenhofel (1938, p. 24).

**Faune:** Un assemblage fossilifère relativement diversifié est présent et comprend des trilobites (principalement des bathyuridés et des pliomérídés), des brachipodes articulés, des gastéropodes, des céphalopodes, des éponges lithistidées et des échinodermes. Ces mégafossiles sont généralement difficiles à observer car ils sont complètement dolomitisés et/ou partiellement remplacés par de la silice. Des graptolites sont trouvés localement dans le Membre de Sainte-Geneviève à l'île Sainte-Geneviève (coupe 33) et à la Grosse Romaine (coupe 10).

**Remarques:** L'épaisseur de ce membre est difficile à évaluer dans le secteur ouest de l'archipel où il affleure peu. Une campagne de forages, entreprise par Québec Fer et Titane Inc., à la pointe aux Morts, a permis de récupérer des carottes de près de 30 m de longueur (Bergeron, 1980). Ces carottes comprennent des lithologies identifiées au Membre de Sainte-Geneviève; cependant, les grès sous-jacents du Membre de Sauvage n'ont pas été atteints par ces forages.

## MEMBRE DE GRANDE ÎLE

**Localisation de la coupe de référence:** Secteur NW de la Grande Île; grille de référence NTS 12L/4; coordonnées UTM: 435500E, 5566100N; affleurement dans les falaises côtières et sur l'estran (coupe 9A; annexe 2).

**Lithologie:** Ce membre est composé principalement de dolomicrites brun pâle, s'altérant chamois, en lits moyens (10 à 30 cm). Il est caractérisé par un arrangement cyclique de ses différents lithofaciès. Chaque cycle représente une réduction progressive de la profondeur d'eau des milieux de dépôt: de conditions infratidales peu profondes à supratidales. Les principaux lithofaciès à l'intérieur d'un cycle complet sont, en ordre ascendant: dolomie oolitique, dolomicrite bioturbée, stromatolite, dolomicrite laminée et dololaminite.

**Distribution:** Ce membre est exposé à la Grande Pointe (coupes 22A et 22B), à la pointe Enragée (coupe 23) et dans le secteur nord des îles du large à l'exception de celles à l'est de l'île Saint-Charles où il est absent.

**Épaisseur:** 0-25 m.

**Définition des limites:** La limite inférieure est définie comme l'apparition de dolomicrites dans la séquence. La limite supérieure est fixée à la discordance avec les siliciclastiques sus-jacentes du Membre de Corbeau, le membre basal de la Formation de Mingan.

**Notes historiques:** Les zones $A^1$ (en partie), B et C de Schuchert & Twenhofel (1910, p 687) et les unités 9 à 11 de Twenhofel (1938, p. 23) sont considérées comme équivalentes au Membre de Grande Île.

**Faune:** Ce membre est généralement caractérisé par une faune peu diversifiée, principalement des gastéropodes. Une faune plus diversifiée est cependant présente dans les dolomies bioturbées qui se trouvent à la base de certains cycles du type à profondeur d'eau décroissante («shallowing-upward»); elle comprend des brachipodes articulés, des ostracodes, des trilobites et des céphalopodes.

**Remarques:** Des dolomies vermiculées à texture saccharoïde, identiques à celles du Membre de Sainte-Geneviève, sont présentes dans la partie supérieure du Membre de Grande Île (figure 3). Ces dolomies forment une unité massive d'environ 5 m d'épaisseur qui est bien exposée dans les îles Niapiskau (coupe 13), Quarry (coupe 11), à Bouleaux de Terre (coupe 7) et Grande Île (coupe 9).

Le contact Romaine-Mingan est bien exposé dans l'archipel de Mingan. A l'échelle de l'affleurement, il apparaît comme une discordance d'érosion (figure 4), où les strates sous- et sus-jacentes sont essentiellement parallèles. Le même contact, à l'échelle régionale, est nettement discordant, tel que cela est démontré par les nombreux lits-repères de la partie supérieure de la Formation de Romaine qui sont érodés et qui ne peuvent être tracés plus à l'est.

## Formation de Mingan

La Formation de Mingan est exposée à la Grande Pointe, à la pointe Enragée et dans les îles au large (figure 2). La formation comprend, à la base, le Membre de Corbeau (siliciclastique) recouvert par l'un des membres calcaires suivants: Perroquet, Fantôme ou Grande Pointe (figures 3 et 4). La limite inférieure de la Formation de Mingan est définie comme étant le contact avec les dolomies sous-jacentes de la Formation de Romaine. Le sommet de la formation n'est pas exposé et se trouve sous les eaux du golfe du Saint-Laurent. L'unité a une épaisseur maximale de 50 m dans l'archipel[4]. Les trente premiers mètres à partir de la base sont accessibles et bien exposés dans d'excellents affleurements côtiers, tandis que les vingt mètres supérieurs affleurent peu, sauf dans certaines îles.

La coupe type composite de la Formation de Mingan (annexe 3) comprend une coupe type sur l'île du Fantôme (coupe 15A) et trois coupes de référence supplémentaires situées au cap du Corbeau, dans l'île du Havre (coupe 17C), dans l'île aux Perroquets (coupe 1) et à la Grande Pointe (coupe 22). La coupe type située dans l'île du Fantôme montre tous les membres à l'exception du Membre de Perroquet.

D'une importance toute particulière est la discordance paléokarstique à l'intérieur de la Formation de Mingan (figure 4) car elle contrôle la distribution des membres.

### MEMBRE DE CORBEAU

**Localisation de la coupe de référence:** Au cap du Corbeau, dans le secteur NE de l'île du Havre; grille de référence NTS 12L/4; coordonnées UTM: 457600E; 5563700N; affleurement dans les falaises côtières (coupe 17C; annexe 3).

**Lithologie:** Les principaux lithofaciès sont des dololaminites silteuses, des shales laminés, des grès laminés, des grès à stratifications entrecroisées et des grès chenalisés. Ces lithofaciès forment généralement une séquence à granulométrie décroissante vers le haut. Des lentilles calcaires contenant de nombreux bioclastes (échinodermes, brachiopodes, bryozoaires) sont présentes à quelques endroits.

**Distribution:** Ce membre se trouve à la Grande Pointe (coupe 22), à la pointe Enragée (coupe 23) et sur la côte nord des îles au large à l'exception de l'île à Bouleaux de Terre.

**Épaisseur:** Environ 5 m.

**Définition des limites:** La limite inférieure est placée au contact avec les dolomies sous-jacentes de la Formation de Romaine. La limite supérieure est définie par le sommet de l'unité de dololaminite silteuse où le contact est concordant avec les calcaires sus-jacents des Membres de Perroquet ou de Fantôme. Dans certains cas, comme à la Grosse Île du Marteau (coupes 21A et 21B), à l'île Saint-Charles (coupes 25A, 25C, 25D), et à la Grande Pointe (coupes 22A et 22B), le sommet est une surface d'érosion qui coïncide avec la discordance intra-Mingan.

**Notes historiques:** Ce membre est équivalent aux zones $A^1$ (en partie) et $A^2$ de Schuchert & Twenhofel (1910, p. 689) et aux unités 12 et 13 de Twenhofel (1938, p. 23).

**Faune:** La faune, peu diversifiée, est restreinte aux lithofaciès gréseux et comprend des brachiopodes inarticulés et de petits brachiopodes rhynchonellidés. Les traces fossiles verticales *Skolithos* et *Diplocraterion* sont communes dans ces grès. En un seul endroit, soit à la coupe 23, des bryozoaires et des échinodermes ont été observés dans le Membre de Corbeau.

**Remarques:** L'épaisseur du Membre de Corbeau est relativement constante à travers l'archipel de Mingan et varie de 4,0 à 6,0 m. Toutefois, à l'île Innu (coupe 28), ce membre a une épaisseur de 1,5 m seulement, ce qui pourrait refléter la présence d'un paléorelief associé avec la discordance sous-jacente. Des épaisseurs variant de 0,5 à 3,0 m ont aussi été mesurées à la Grande Pointe (coupe 22) et sur la Grosse Île au Marteau (coupe 21). A ces deux endroits, le sommet du membre est défini par la discordance intra-Mingan.

### MEMBRE DE PERROQUET

**Localisation de la coupe de référence:** Dans l'île aux Perroquets et les îles de la Maison et du Wreck; grille de référence NTS 22I/1; coordonnées UTM: 413900E, 5563700N; affleurements dans les falaises côtières et sur l'estran (coupes 1, 2 et 3; annexe 3).

**Lithologie:** Ce membre est composé de packstones et de wackestones, gris moyen, bioturbés, en lits minces (3 à 10 cm) et à débit irrégulier. On note des unités lenticulaires de grainstones à bioclastes contenant localement des stratifications entrecroisées. Des calcaires récifaux (rudstone à éponges, bryozoaires et coraux) forment une unité biostromale sur l'île Nue de Mingan (coupe 5).

**Distribution:** Ce membre est restreint au secteur occidental extrême de l'archipel de Mingan et il affleure seulement dans les îles aux Perroquets (coupe 1), de la Maison (coupe 2), et Nue de Mingan (coupe 5). La coupe de l'île du Wreck montre la relation stratigraphique avec le Membre de Fantôme sus-jacent mais le Membre de Perroquet n'y affleure pas (e.g. contact caché sous le niveau marin). Le Membre de Perroquet passe latéralement et verticalement aux calcaires du Membre de Fantôme (figure 4).

(4) À l'été de 1977, des forages ont été effectués dans le secteur est de la Grande Île pour la compagnie Dome Petroleum, à l'époque Siebens Oil & Gas Ltd., de Calgary (C. Paré, communication personnelle). Ces forages ont pénétré jusqu'à 36,5 m (120') à l'intérieur des calcaires de la Formation de Mingan sans toutefois atteindre le contact avec les dolomies de la Formation de Romaine.

**Épaisseur:** Environ 8 m.

**Définition des limites:** La limite inférieure est placée au sommet de l'unité de dololaminite silteuse du Membre de Corbeau. La limite supérieure est définie par l'apparition de mudstones à «birdseye» ou autres lithofaciès du Membre de Fantôme. Ces deux contacts sont nets mais concordants.

**Notes historiques:** Ce membre correspond à la zone $A^3$ de Schuchert & Twenhofel (1910, p. 690) et à l'unité 14 de Twenhofel (1938, p. 23).

**Faune:** L'assemblage fossilifère est diversifié et comprend: brachiopodes, trilobites, éponges lithistidées, bryozoaires, coraux tabulés, échinodermes, gastéropodes, céphalopodes, algues calcaires et ostracodes. Les traces fossiles les plus communes sont des *Chondrites*, des *Palaeophycus* et des *Planolites*.

### MEMBRE DE FANTÔME

**Localisation de la coupe type:** Dans le secteur ouest de l'île du Fantôme; grille de référence NTS 12L/4; coordonnées UTM: 450800E, 5564000N; affleurements dans les falaises côtières (coupe 15A; annexe 3).

**Lithologie:** Ce membre est composé principalement de mudstone à «birdseye», gris moyen, en lits moyens (10 à 30 cm). Les autres lithofaciès associés sont des laminites cryptalgaires, des grainstones à intraclastes, des packstones à gastéropodes et des wackestones à bioclastes.

**Distribution:** Ce membre peut être tracé à la grandeur de l'archipel de Mingan sauf là où la discordance intra-Mingan a érodé plus profondément à l'intérieur de la Formation de Mingan (figure 4). En général, le Membre de Fantôme est exposé sur les îles au large et à la pointe Enragée.

**Épaisseur:** 0-25 m.

**Définition des limites:** Le contact inférieur est net et concordant, soit avec les calcaires sous-jacents du Membre de Perroquet dans le secteur le plus à l'ouest de l'archipel, soit avec les siliciclastites du Membre de Corbeau dans les autres secteurs (figure 4). La limite supérieure est la discordance avec les calcaires sus-jacents du Membre de Grande Pointe, qui correspond à la discordance intra-Mingan.

**Notes historiques:** La zone $A^4$ de Schuchert & Twenhofel (1910, p. 691) et une partie des unités 14 à 16 de Twenhofel (1938, p. 23) sont considérées comme équivalentes au Membre de Fantôme.

**Faune:** La faune est caractérisée par un assemblage peu diversifié (ostracodes léperditiidés, gastéropodes) mais pouvant être abondant localement. De plus, des trilobites (seulement des bathyuridés), des brachiopodes et des algues codiacées sont présents en quelques endroits. La partie inférieure de ce membre se distingue souvent par des calcaires à gastéropodes, en lits moyens (10 à 20 cm).

**Remarques:** Le style de la discordance intra-Mingan change rapidement et peut varier d'une discordance angulaire plus ou moins prononcée à une discordance stratigraphique («disconformity» dans le vocabulaire des géologues de langue anglaise).

### MEMBRE DE GRANDE POINTE

**Localisation de la coupe de référence:** A la Grande Pointe, sur la rive est de la baie Placide-Vigneau; grille de référence NTS 12L/3; coordonnées UTM: 467500E; 5563900N; affleurement dans les falaises côtières (coupe 22B; annexe 3).

**Lithologie:** Ce membre consiste en un assemblage hétérogène de lithofaciès calcaires comprenant, par ordre d'importance, des wackestones-packstones à bioclastes, des grainstones à bioclastes et à ooides et des calcaires récifaux. Les calcaires récifaux sont des biostromes ou des biohermes construits par des éponges lithistidées, des bryozoaires et des coraux tabulés. Des mudstones nodulaires et des coquinas à brachiopodes sont présents localement à la base de ce membre.

**Distribution:** Ce membre est exposé à la Grande Pointe (coupes 22A et B), à la pointe Enragée (coupe 23) et sur les îles du large.

**Épaisseur:** Environ 25 m.

**Définition des limites:** La limite inférieure est la discordance avec les calcaires sous-jacents du Membre de Fantôme correspondant à la discordance intra-Mingan. La limite supérieure n'est pas exposée et se trouve sous les eaux du golfe du Saint-Laurent.

**Notes historiques:** Ce membre est équivalent aux zones $A^3$ et $A^5$ de Schuchert & Twenhofel (1910, p. 690-692) et en partie aux unités 14 à 16 de Twenhofel (1938, p. 23-24). Schuchert & Twenhofel (1910) ont identifié dans la partie supérieure de la Formation de Mingan (c.-à-d. zone $A^5$) une unité de calcaire blanchâtre dans laquelle ils ont reconnu une faune problématique à nombreux céphalopodes qui a permis d'assigner un âge Black River à cette unité. Cependant, Foerste (*in* Twenhofel, 1938) n'a rapporté aucun céphalopode d'âge Black River dans la zone $A^5$ de Schuchert & Twenhofel et il a bien confirmé que le sommet de la Formation de Mingan était d'âge Chazy.

**Faune:** L'assemblage fossilifère est caractérisé par une faune abondante et diversifiée, identique à celle du Membre de Perroquet.

## Âge des unités

La biostratigraphie et la chronostratigraphie de l'Ordovicien inférieur et moyen, de même que les équivalences entre les séries britanniques et nord-américaines et la position de la séquence de l'archipel de Mingan, sont résumées à la figure 5.

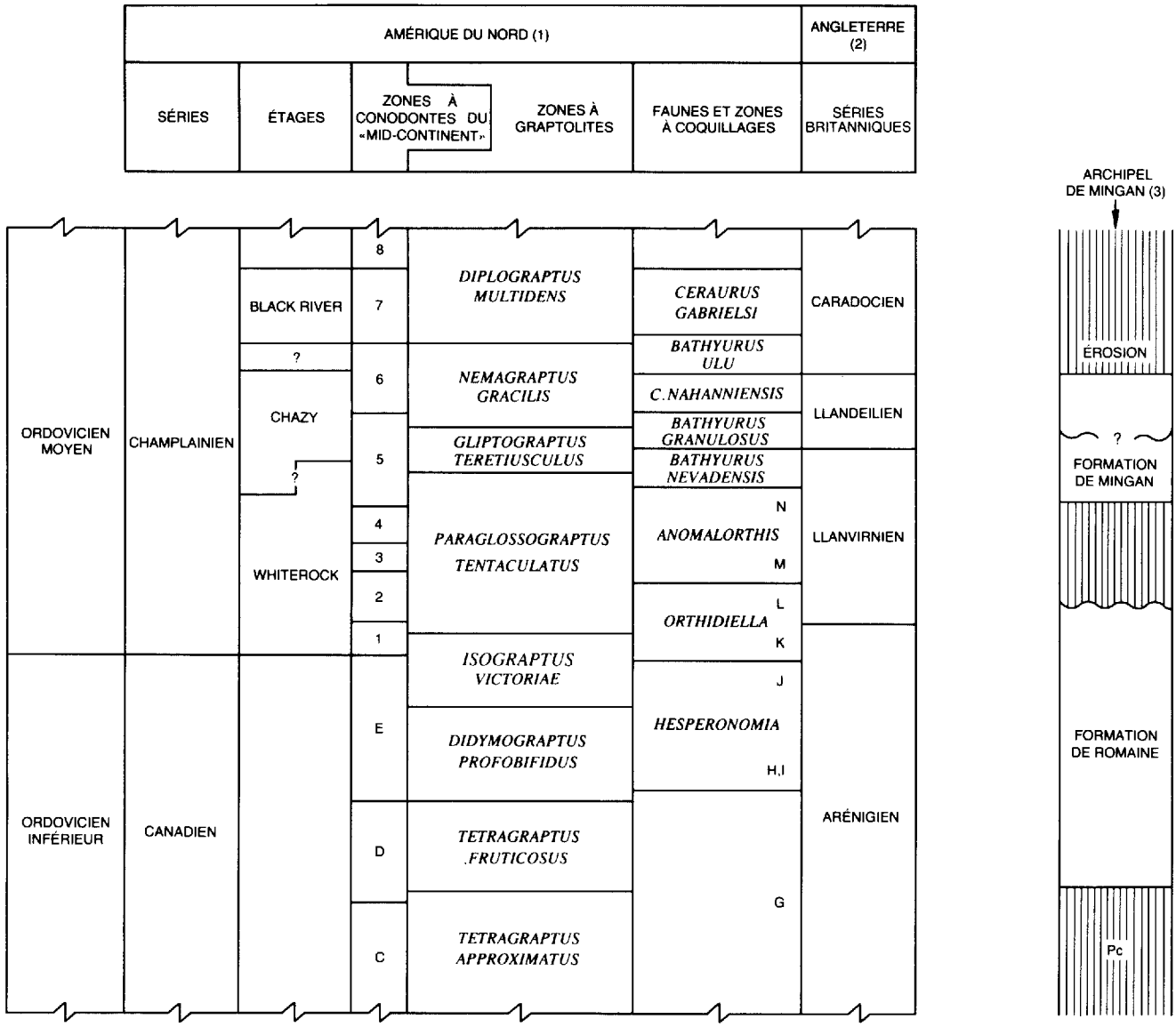



FIGURE 5 — Diagramme illustrant les corrélations entre les unités chronostratigraphiques nord-américaines de l'Ordovicien inférieur et moyen [1] incluant les unités fauniques à conodontes du «Mid-Continent» (Sweet et al., 1971), les zones à graptolites (Berry, 1960; Riva, 1969, 1974), les unités fauniques à brachiopodes et trilobites (Ross, 1949; Ludvigsen, 1979); les unités chronostratigraphiques britanniques de l'Ordovicien inférieur et moyen[2]; et les Formations de Romaine et de Mingan[3].

## FORMATION DE ROMAINE

Les grès du Membre de Sauvage (membre basal de la Formation de Romaine) ont fourni de nombreux éléments de la zone à conodonte D du «Mid-Continent» (Nowlan, 1981). Des conodontes de la zone E, comprenant *Oepikus communis*, sont présents à partir de 15 m de la base de la formation. Les zones D et E du «Mid-Continent» indiquent un âge Canadien tardif (Barnes *et al.*, 1981). Le sommet de la formation a fourni des conodontes d'âge Whiterock (c.-à-d. zones 1-2); cependant, ceux-ci sont restreints aux îles de l'extrémité occidentale de l'archipel. Des brachiopodes, trouvés dans les mêmes strates, confirment cet âge Whiterock, et sont possiblement associés avez la zone à brachiopodes *Orthidiella* (T. Bolton, communication personnelle, 1982). L'érosion associée avec la discordance observée au sommet de la Formation de Romaine est plus importante vers l'est, où des strates de plus en plus anciennes sont progressivement érodées. Elle explique ainsi l'absence de conodontes d'âge Whiterock dans le secteur oriental de l'archipel.

Dans le Membre de Sainte-Geneviève, les graptolites *Phylograptus typus, Tetragraptus quadribrachiatus* et *Dichograptus* sp. sont trouvés à quelques endroits dans les dolomies vermiculées finement litées, assignant ainsi ces strates à l'Arénigien inférieur à moyen (H.S. Williams, communication personnelle, 1983). Dans ces mêmes strates, en plus des graptolites, on trouve des trilobites bathyuridés et pliomérides identiques aux trilobites de la Formation de Catoche de l'ouest de Terre-Neuve

(D. Boyce, communication personnelle, 1983). La Formation de Catoche a été corrélée avec la zone H de l'Utah et du Nevada, lui conférant un âge probable fixé au début de l'Arénigien (Fortey, 1979).

En résumé, en se basant sur les zones à conodontes et autres faunes associées, la majeure partie de la Formation de Romaine est assignée au Canadien tardif (Arénigien précoce à moyen). Seules des strates du sommet du Membre de Grande Île, dans le secteur ouest de l'archipel, montrent un âge correspondant au début du Whiterock (Arénigien tardif).

### FORMATION DE MINGAN

Les grès du Membre de Corbeau ont fourni le conodonte *Phragmodus* qui leur confère un âge Chazy (c.-à-d. zones 5 et 6 du Mid-continent). Les Membres de Perroquet, de Fantôme et de Grande Pointe contiennent des faunes à conodontes identiques, dominées par *Panderodus, Phragmodus, Plectodina, Belidina, Erismodus, Ptiloconus*. Tous ces taxa indiquent un âge Chazy. La partie supérieure de la Formation de Mingan est caractérisée par des éléments de la transition *Polyplacognathus friendsvilensis* - *P. swetti* qui donnent un âge maximum Chazy moyen à tardif à cette formation (Nowlan, 1981).

En plus de la faune à conodontes, des mégafossiles confirment aussi l'âge Chazy de la Formation de Mingan. Les trilobites et brachiopodes montrent de nombreuses similitudes, tout au moins au niveau générique, avec d'autres séquences d'âge Chazy, telles que le Groupe de Chazy de la vallée du lac Champlain au Vermont (Shaw, 1968, 1980) et des basses-terres du Saint-Laurent (Hofmann, 1963), la Formation de Lenoir dans les Appalaches du sud, et la Formation d'Esbataottine des montagnes du MacKenzie (Ludvingsen, 1978; Shaw, 1980). De plus, la faune à bryozoaires du Membre de Grande Pointe (membre supérieur de la Formation de Mingan) peut être corrélée avec la faune à bryozoaires des Formations de Crown Point et de Valcour, les deux formations supérieures du Groupe de Chazy de la vallée du lac Champlain (R. Cuffey, communication personnelle, 1984).

La discordance à l'intérieur de la Formation de Mingan représente un bris dans la sédimentation qui s'est produit durant le Chazy. La composition de la faune à conodontes n'est pas modifiée de façon marquante de part et d'autre de cette discordance; cependant les zones et sous-zones à conodontes de cette période n'ont pas encore été définies avec précision (Sweet *et al.*, 1971; Sweet, 1984).

## Conclusion

Les Formations de Romaine et de Mingan sont subdivisées en sept membres sur la base d'assemblages lithologiques et de discordances présentes à l'intérieur de la séquence.

La Formation de Romaine (Canadien tardif-début du Whiterock) est subdivisée en trois membres formels: Membre de Sauvage, représenté par des grès feldspathiques; Membre de Sainte-Geneviève, représenté par des dolomies à texture saccharoïde et Membre de Grande Île, représenté principalement par des dolomicrites.

La Formation de Mingan (Chazy) est subdivisée en quatre membres formels, soit un membre basal siliciclastique (Membre de Corbeau) recouvert par trois membres calcaires (Membres de Perroquet, de Fantôme et de Grande Pointe).

Deux discordances majeures sont présentes dans la séquence: d'une part, une discordance paléokarstique au sommet de la Formation de Romaine qui a entraîné la disparition de la majeure partie de la séquence d'âge Whiterock et d'autre part, une discordance paléokarstique à l'intérieur de la Formation de Mingan qui s'est produite durant le Chazy.

## Formation de Romaine

Huit lithofaciès ont été identifiés sur la base de leurs traits mégascopiques, bien préservés en dépit du fait que la Formation de Romaine ait été complètement dolomitisée (tableau 1). Ces lithofaciès peuvent être groupés en trois assemblages: 1) un assemblage inférieur de grès de base; 2) un assemblage médian de lithofaciès déposés en milieu infratidal ouvert et 3) un assemblage supérieur de lithofaciès cycliques déposés en milieu péritidal (figures 6 et 7). Les assemblages inférieur, médian et supérieur correspondent respectivement aux Membres de Sauvage, de Sainte-Geneviève et de Grande Île, tels que définis au chapitre précédent.

### DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES LITHOFACIÈS

#### Lithofaciès A: Grès feldspathiques

**Description:** Ce lithofaciès, de 3,0 m d'épaisseur, repose en discordance sur le socle précambrien et il forme l'unité basale de la Formation de Romaine, soit le Membre de Sauvage (figures 6 et 7). Il est composé de grès moyen à grossier, gris pâle, en lits épais, à stratifications entrecroisées en auge (figure 8). Les mesures de paléocourant indiquent un transport vers le craton (vecteur moyen de 010°, n = 6). La faune est restreinte et comprend des brachiopodes inarticulés et des gastéropodes; des traces fossiles *Skolithos* sont aussi présentes. En lames minces, les grès contiennent surtout des grains de quartz et jusqu'à 30 % de feldspath. Ces particules ont de 0,5 à 1,5 mm de diamètre et leur tri est bon. Les particules de quartz sont généralement plus arrondies que celles de feldspath; ces dernières sont plus altérées et, par endroits, remplacées par de la calcite. Les feldspaths les plus abondants sont les plagioclases tandis que l'orthose et la microcline sont plus rares. Des ciments siliceux et feldspathiques d'épitaxie, accompagnés localement de sparite, remplissent les pores interparticulaires.

**Interprétation:** La maturité texturale, la faune associée et les structures sédimentaires suggèrent que les grès feldspathiques ont été déposés dans un milieu infratidal peu profond sous des conditions relativement turbulentes. Les grès représentent des cordons sablonneux littoraux migrant activement vers le craton lors d'une transgression marine et remobilisant une mince couverture de matériaux non consolidés (régolithe et/ou alluvions) dérivés du socle précambrien.

#### Lithofaciès B: Dololaminites

**Description:** Ce lithofaciès est composé de dolomicrites brun pâle, argileuses par endroits, s'altérant chamois et montrant des laminations parallèles millimétriques (figure 9). Le nom de «dolomicrite», tel qu'utilisé ici, s'applique à des dolomies cristallines de grain inférieur à 20 μm (figure 10). Les dololaminites sont aussi caractérisées par la pré-

**Tableau 1 – Description et interprétation des lithofaciès de la Formation de Romaine**

| Lithofaciès | Traits lithologiques | Milieux de dépôts |
|---|---|---|
| A– Grès feldspathiques | Composition feldspathique (20-30 %); textures matures; stratifications entrecroisées; faune marine restreinte; *Skolithos*; assemblage inférieur de la formation. | Cordons littoraux de sable |
| B– Dololaminites | Laminations parallèles à ondulantes, fentes de dessiccation; structures en «tepee», conglomérat à galets plats, pseudomorphes d'évaporite; au sommet des cycles dans l'assemblage supérieur de lithofaciès péritidaux. | Platier («sabkha») supratidal |
| C– Dolomicrites laminées | Laminations de courant; litage parallèle, ondulant, et lenticulaire; rares fentes de dessiccation, partie médiane des cycles dans l'assemblage supérieur de lithofacies péritidaux. | Platier «mixte» intertidal |
| D– Stromatolites | Stromatolites «LLH»; fentes de dessiccation; monticules à stromatolites digités; partie médiane des cycles dans l'assemblage de lithofaciès péritidaux. | Zone intertidale |
| E– Dolomicrites bioturbées | Bioturbation modérée à intense; faune marine restreinte; base des cycles dans l'assemblage de lithofaciès péritidaux. | Milieu lagunaire semi-clos |
| F– Dolomicrites à oolites | Unité massive à laminations; granulométrie d'un sable moyen; bon tri; cortex avec microstructure radiale et/ou concentrique; base de certains cycles dans l'assemblage supérieur de lithofaciès péritidaux. | Cordons littoraux de sable oolitique |
| G– Dolomies vermiculées | Bioturbation intense, traces fossiles (*Palaeophycus*); niveaux riches en intraclastes («tempestites»); faune assez diversifiée; assemblage médian. | Plate-forme externe à circulation ouverte |
| H– Monticules à thrombolites | Têtes de thrombolites (1-3 m) isolées ou coalescentes; lits adjacents riches en intraclastes; faune associée diverse; partie supérieure de l'assemblage médian. | Récifs de plate-forme («patch reefs») |

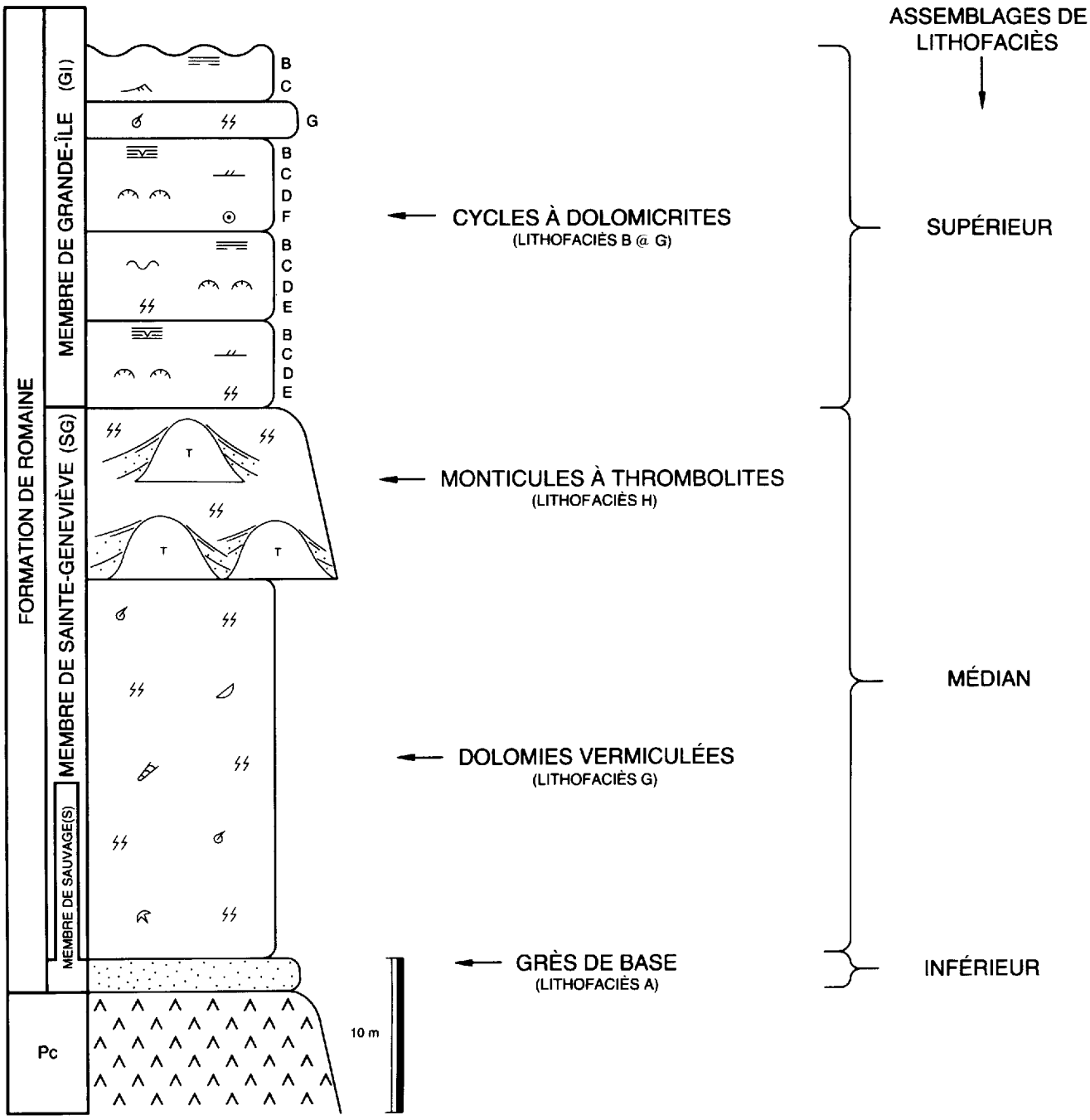



FIGURE 6 — Stratigraphie simplifiée de la Formation de Romaine montrant la distribution des trois assemblages de lithofaciès: 1) un assemblage inférieur, composé de grès feldspathiques (lithofaciès A); 2) un assemblage médian, composé de dolomies vermiculées (lithofaciès G) et de monticules à thrombolites (lithofaciès H) et 3) un assemblage supérieur, composé de différents lithofaciès de dolomicrite (lithofaciès B à F) à l'exception de sa partie supérieure où une unité massive de dolomie vermiculée (lithofaciès G) est présente. Ces assemblages correspondent respectivement aux Membres de Sauvage, de Sainte-Geneviève et de Grande Île de la Formation de Romaine. Voir la légende de la figure 3 pour explication des symboles.

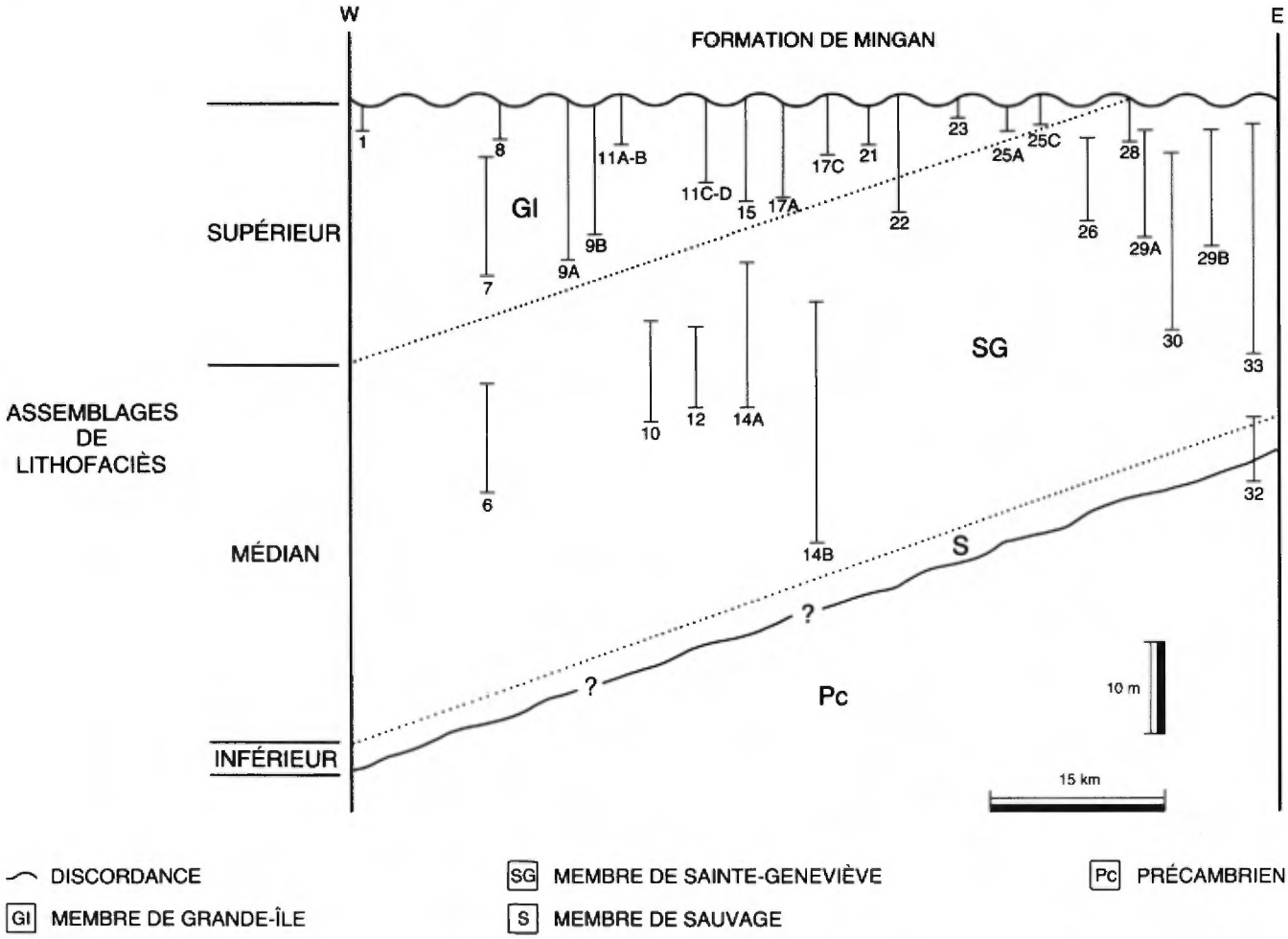



FIGURE 7 — Coupe géologique simplifiée (E-W) montrant la distribution des assemblages de lithofaciès à l'intérieur de la Formation de Romaine. A noter que la formation est surmontée d'une discordance paléokarstique. Les numéros correspondent aux coupes illustrées dans les cartes 2050A et 2050B.

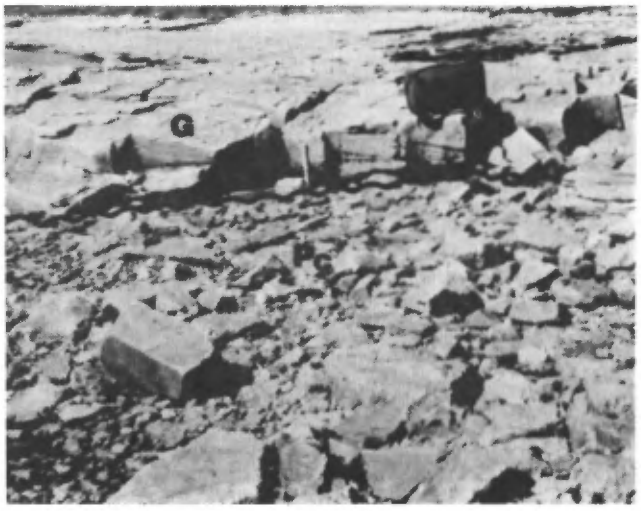



FIGURE 8 — Lithofaciès A, Formation de Romaine, Membre de Sauvage. Grès feldspathiques (G) à la base de la Formation de Romaine reposant en discordance sur le socle précambrien (Pc). Le contact est indiqué par une ligne ondulante. Pointe du Sauvage.

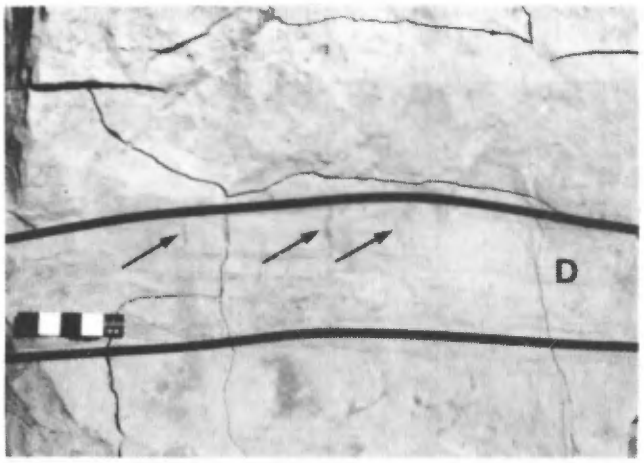



FIGURE 9 — Lithofaciès B, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Vue en coupe montrant des dololaminites (D) qui se distinguent par des laminations parallèles à ondulantes. On note la présence de fentes de dessiccation (flèches) brisant les laminations au sommet de l'unité de dololaminite. Île du Havre (NW). Échelle graduée en centimètres.

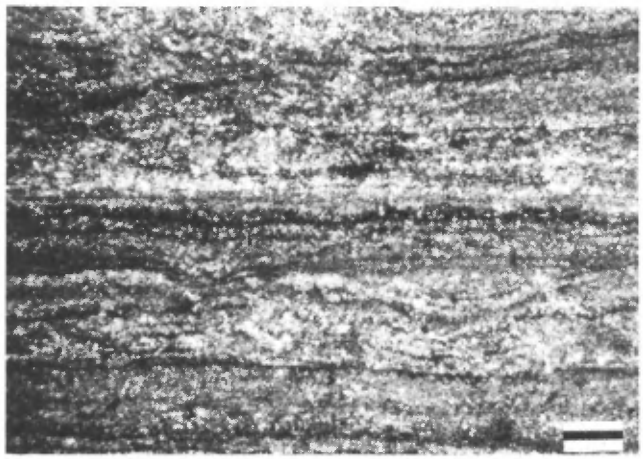


FIGURE 10 — Lithofaciès B, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Photomicrographie en lumière naturelle montrant la granulométrie fine des cristaux de dolomie et les laminations parallèles. Échelle graduée en millimètres.

FIGURE 12 — Lithofaciès B, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Pseudomorphes d'évaporite formant des aggrégats en forme de bâtonnets, préservés sur une surface de litage. Les bâtonnets mesurent de 5 à 10 cm en longueur. La Grande Pointe.

sence de fentes de dessiccation (figure 11), de niveaux riches en intraclastes, de conglomérats à galets plats et de structures en «tepee». Des évidences ubiquistes indiquent la précipitation d'évaporite: 1) la présence de moulages d'agrégats en forme de bâtonnets (figure 12); 2) des moulages d'agrégats de forme cubique (halite?) et 3) des pseudomorphes silicifiés d'anhydrite. Les dololaminites font partie de l'assemblage supérieur où elles forment des unités de 0,1 à 1,0 m d'épaisseur qui se trouvent au sommet des cycles sédimentaires définis par les lithofaciès péritidaux.

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente des sédiments déposés sur un platier («tidal flat») supratidal soumis à de fréquentes expositions subaériennes. Les laminations planaires, aussi appelées laminites cryptalgaires (Aitken, 1967), résultent probablement de la formation de tapis algaires alternant avec le dépôt de sédiments transportés lors de tempêtes (Hardie, 1977). La nature cryptocristalline des dolomies et l'excellente préservation des traits sédimentaires suggèrent que la dolomitisation était contemporaine avec la sédimentation comme cela est observé dans les «sabkhas» du golfe Persique (Shinn, 1983). La dolomitisation complète du sédiment suggère une sédimentation en climat aride puisque les dépôts en climat plus humide, tels les platiers du type «Bahamas», sont dolomitisés de façon plutôt sporadique. La présence d'évaporites supporte également l'hypothèse d'une sédimentation sous l'influence d'un climat relativement aride.

### Lithofaciès C: Dolomicrites laminées

**Description:** Ce lithofaciès est composé de dolomicrites brun pâle, s'altérant chamois, en lits lenticulaires, ondulants et parallèles, et à laminations entrecroisées (figures 13 et 14). Ces lits, de 3 à 10 cm d'épais, se distinguent par une base bien nette, par un sommet ondulé par des rides et par

FIGURE 11 — Lithofaciès B, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Vue en plan illustrant des dololaminites avec fentes de dessication sur une surface de litage. Île Saint-Charles (NE).

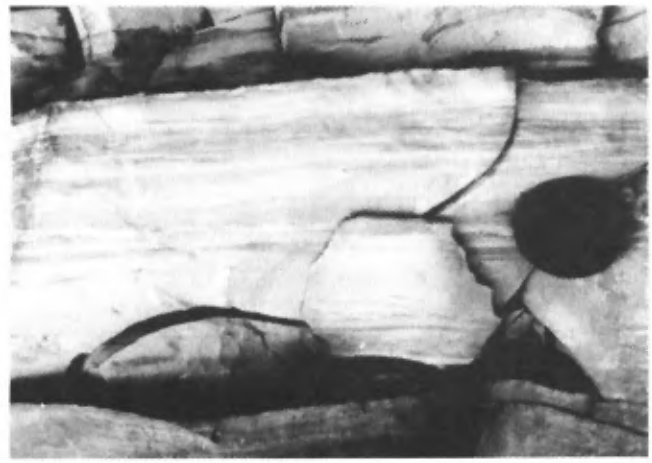


FIGURE 13 — Lithofaciès C, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Vue en coupe montrant des dolomicrites en lits lenticulaires (lits foncés) avec laminations entrecroisées internes (détail voir figure 14), séparés par des interlits de dolomicrite massive (lits plus pâles). Île du Havre (NW).

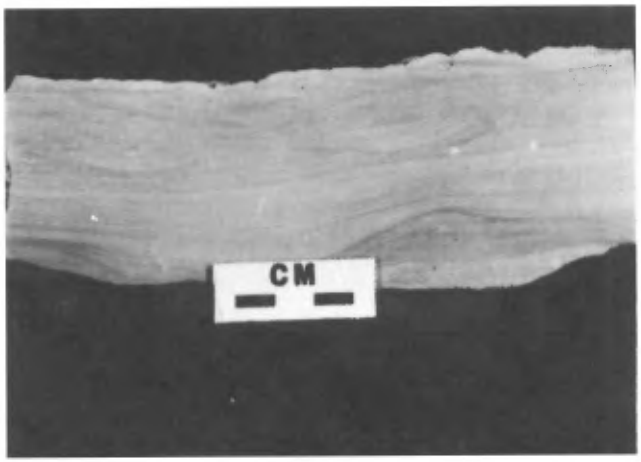



FIGURE 14 — Lithofaciès C, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Coupe verticale polie montrant des laminations entrecroisées à l'intérieur d'un lit lenticulaire de dolomicrite. Île du Havre (NW).

des interlits de dolomicrite homogène. Les interlits homogènes sont formés d'une mosaïque cristalline de dolomies xénomorphes de dimension inférieure à 10 μm. Les lits à laminations entrecroisées sont composés d'une mosaïque cristalline de dolomies subidiomorphes plus grossières (10 à 20 μm) ainsi que de rares particules de quartz et de petits intraclastes intraformationnels (figure 15). Les autres phénomènes observés incluent une bioturbation peu prononcée, des déformations syn-sédimentaires et de rares fentes de dessiccation. Ce lithofaciès se trouve associé aux lithofaciès cycliques de milieux péritidaux de l'assemblage supérieur, dans lequel il forme des unités de 0,3 à 1,5 m d'épaisseur.

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente un mélange de boue et de sable, déposé sur un platier dans la zone intertidale. La diversité du litage et des structures sédimentaires, plus communément observée dans les platiers littoraux à dominance siliciclastique (Reineck & Singh, 1973; Weimer *et al.*, 1982), peut s'expliquer par la disponibilité des boues et des sables calcaires et par la variabilité des courants (marée, vagues) opérant sur le platier. De plus, l'absence de fossiles, la présence de fentes de dessiccation, la dolomitisation syn-sédimentaire et l'association avec d'autres lithofaciès péritidaux supportent tous une telle interprétation.

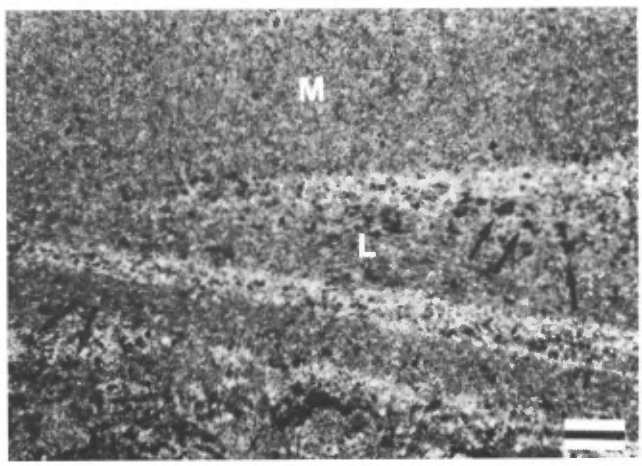



FIGURE 15 — Lithofaciès C, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Photomicrographie en lumière naturelle de dolomicrites laminées où on peut observer le contact entre un lit à laminations (L) et un lit de dolomicrite massive (M). On note la texture plus grossière du lit de dolomicrite laminée dans lequel on observe de petits intraclastes de dolomicrite (flèches) et des grains de quartz de la taille du silt. Échelle: barre (1,0 mm).

### Lithofaciès D: Stromatolites

**Description:** Ce lithofaciès est composé de stromatolites complètement dolomitisés, subdivisés en deux groupes: les stromatolites hémisphériques du type «LLH» (Logan *et al.*, 1964), de 10 à 20 cm de hauteur et 40 à 60 cm de diamètre (figures 16 et 17) et les monticules circulaires de 2 à 5 m de

FIGURE 16 — Lithofaciès D, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Stromatolites de forme hémisphérique du type LLH (terminologie de Logan *et al.*, 1964), exposés sur une surface de litage (détail voir figure 17). Île du Havre (W). Échelle: marteau (30 cm).

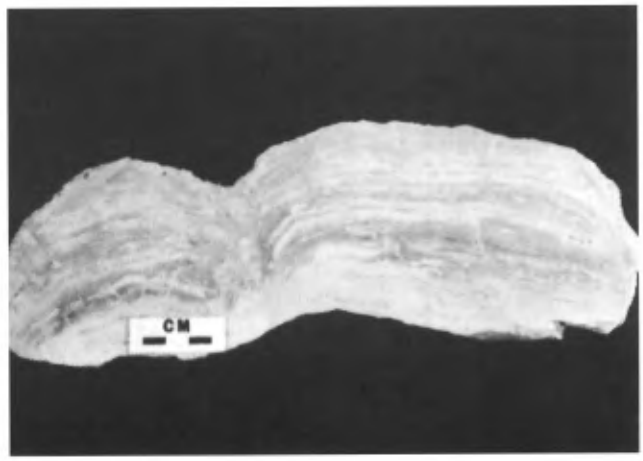



FIGURE 17 — Lithofaciès D, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Coupe verticale polie illustrant des stromatolites du type LLH avec leurs laminations cryptalgaires internes. Île du Havre (W).

diamètre, composés de têtes coalescentes de stromatolites digités (figures 18 et 19). Des fentes de dessiccation peuvent être observées au sommet de certains stromatolites. En quelques endroits, les stromatolites sont interlités avec des niveaux d'intraclastes de dolomicrite de 1 à 5 mm de diamètre. Les microstructures de ces stromatolites sont bien préservées grâce à une mosaïque dense de dolomie xénomorphique à grain fin (c.-à-d. dolomicrite). Vues en lames minces, ces microstructures se distinguent par des laminations millimétriques de dolomicrite homogène et/ou de pelletoïdes laminaires montrant de nombreux «birdseyes» irréguliers. Les stromatolites forment dans l'assemblage supérieur des unités atteignant près de 1,0 m d'épaisseur à l'intérieur des cycles de lithofaciès péritidaux (figure 6).

**Interprétation:** Si l'on se base sur la morphologie des stromatolites modernes (Hoffman, 1976), les stromatolites hémisphériques du lithofaciès D représentent des tapis algaires en dôme qui ont colonisé des substrats relativement stables de la zone intertidale. Un milieu sédimentaire en zone intertidale est aussi indiqué par les fentes de dessiccation, les «birdseyes» et l'association avec les autres lithofaciès. Les monticules à stromatolites digités, quant à eux, se sont probablement développés en réponse à des taux de sédimentation plus élevés dans la zone infratidale ou intertidale inférieure.

FIGURE 18 — Lithofaciès D, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Monticules circulaires composés de têtes coalescentes de stromatolites digités (détail voir figure 19). Île à Bouleaux de Terre (S).

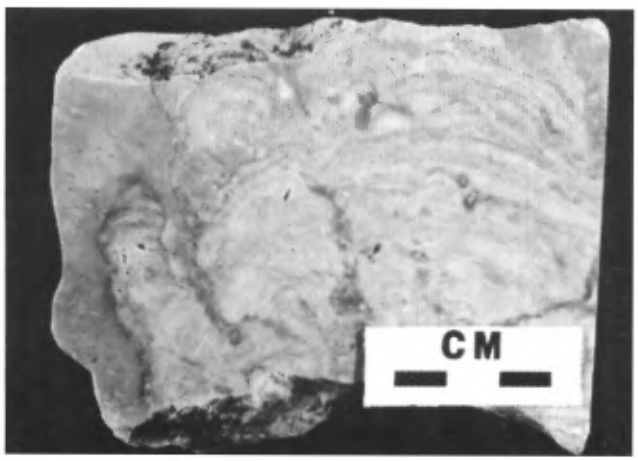



FIGURE 19 — Lithofaciès D, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Coupe verticale polie montrant de petites colonnes de stromatolites digités. Île à Bouleaux de Terre (S).

### Lithofaciès E: Dolomicrites bioturbées

**Description:** Les roches de ce lithofaciès sont des dolomicrites qui se distinguent par une bioturbation modérée à intense. L'effet de la bioturbation est exprimé par des contrastes de couleur et de texture entre les terriers et la matrice adjacente (figure 20). Les terriers, de couleur brun foncé, ressemblent aux traces fossiles *Palaeophycus*; ils montrent des marges assez floues et sont répartis uniformément à travers le sédiment. L'examen de lames minces montre que les terriers et la matrice sont constitués d'une mosaïque cristalline de dolomicrites xénomorphiques; les dolomicrites de la matrice se distinguent cependant par une plus grande porosité intercristalline. Les pores sont localement remplis d'un ciment de sparite. Ces dolomicrites bioturbées forment la partie basale de certains cycles de l'assemblage supérieur. Les dolomicrites se trouvent en unités de 0,4 à 3,0 m d'épaisseur. La faune est restreinte à des gastéropodes, quoique des trilobites et des brachiopodes soient présents à la base de quelques unités.

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente des boues, originellement calcaires, déposées dans un milieu infratidal peu profond formant une ceinture adjacente au platier littoral. La faune restreinte suggère un milieu de dépôt relativement fermé, tel un lagon. De plus, il n'y a aucune structure sédimentaire pouvant indiquer un environnement subaérien (fentes de dessiccation, laminites, «birdseye»).

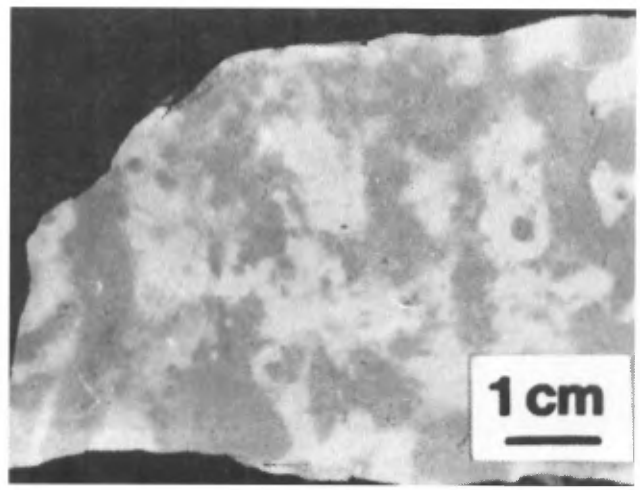



FIGURE 20 — Lithofaciès E, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Coupe verticale polie illustrant un échantillon de dolomicrite bioturbée. On note un réseau dense de terriers (zones foncées) assignés à la trace fossile *Palaeophycus*. Île du Havre (NW).

### Lithofaciès F: Dolomicrites à oolites

**Description:** Ce lithofaciès est composé de grainstones dolomitisés à oolites, brun pâle, en lits massifs avec des laminations de courant ou, par endroits, des laminations entrecroisées à petite échelle (figure 21). Les oolites, bien triées, atteignent de 0,4 à 0,6 mm de diamètre et forment près de 50 % du volume de la roche (figure 22). Des intraclastes arrondis de dolomicrite de 2 à 5 mm de diamètre sont présents à plusieurs endroits. Vues en lames minces, les oolites sont constituées d'une mosaïque cristalline de dolomie à grain fin à moyen, de 20 à 100 μm. La microstructure de ces oolites est relativement bien préservée et montre des cortex à structures radiales et/ou concentriques. La porosité interparticulaire («oomoldic») dans ce lithofaciès peut atteindre localement 10 % en volume mais les pores sont partiellement remplis de ciment granulaire de calcite et de dolomie, riche en fer. Les unités à oolites sont utilisées comme lits repères car elles peuvent être tracées sur des distances supérieures à 20 km entre l'île du Havre et l'île à Bouleaux de Terre. Elles varient de 0,6 à 1,5 m d'épaisseur et se trouvent à la base de certains cycles sédimentaires de l'assemblage supérieur (figure 6). Ces unités sont affectées par des déformations syn-sédimentaires, formant un boudinage complexe à l'île du Havre (W), à la Grande Île (NW) et à l'île à Bouleaux de Terre.

**Interprétation:** Ce lithofaciès est interprété comme étant le résultat d'un dépôt en milieu peu profond, sous des conditions relativement turbulentes permettant de garder les oolites en mouvement continu. Leur association avec des sédiments supra à intertidaux suggère que les dolomicrites à oolites se sont formées près du platier, à proximité de la zone de rivage. Ces dépôts se sont probablement formés de façon identique aux cordons littoraux de sable oolitique du golfe persique (Loreau & Purser, 1973) ou de Shark Bay dans l'ouest de l'Australie (Logan *et al.*, 1970).

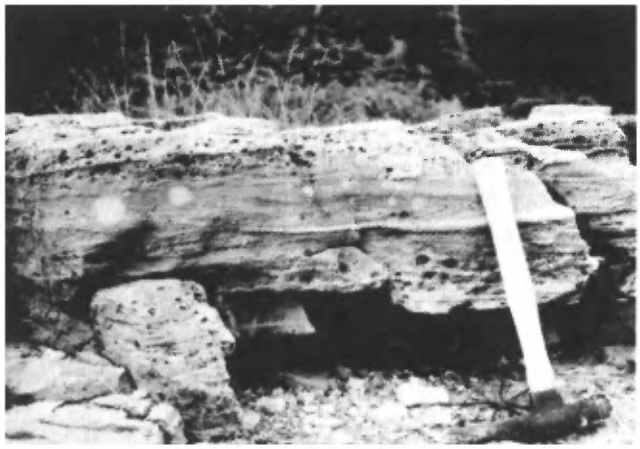


FIGURE 21 — Lithofaciès F, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Vue en coupe montrant une unité de dolomicrite à oolites (voir figure 22) avec stratifications entrecroisées à petite échelle. Île du Havre (W).

### Lithofaciès G: Dolomies vermiculées

**Description:** Ce lithofaciès ressemble au lithofaciès E, sauf qu'il est caractérisé par une texture saccharoïde, une faune plus diversifiée et des terriers plus compactés. Les terriers sont définis par un réseau irrégulier à dendritique de traces fossiles internes («infaunal») où l'on identifie parfois *Palaeophycus* (figure 23). En général, les terriers de couleur brun foncé ressortent en relief sur les surfaces altérées, tandis que la matrice brun plus clair s'altère plus facilement (figure 24). Quoique la dolomitisation rende la faune difficile à reconnaître, des gastéropodes, des céphalopodes, des trilobites, des éponges lithistidées et des échinodermes ont été identifiés. Des graptolites sont aussi présents (la Grosse Romaine, partie ouest de l'île Sainte-Geneviève). Vues en lames minces, les dolomies ont une texture assez grossière et se composent de cristaux variant de 0,5 à 2,0 mm (figure 25). Les terriers sont remplis d'une mosaïque dense de

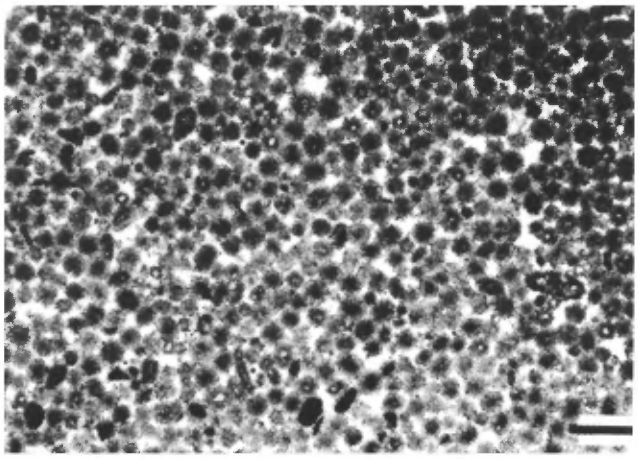


FIGURE 22 — Lithofaciès F, Formation de Romaine, Membre de Grande Île. Photomicrographie en lumière naturelle montrant la structure interne (cortex, nucléus) des oolites qui se distinguent par un excellent tri. Échelle: barre (1,0 mm).

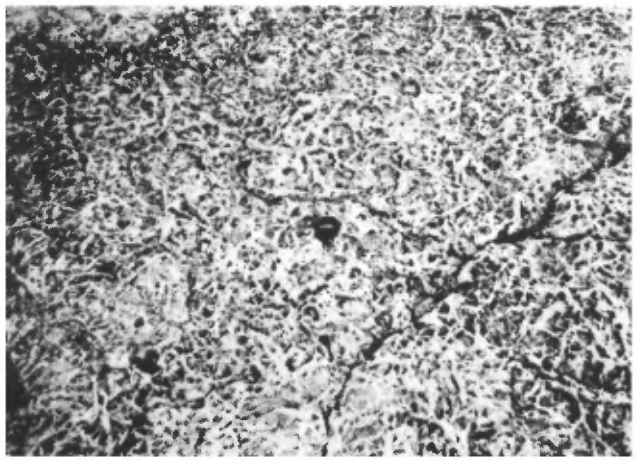


FIGURE 23 — Lithofaciès G, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Surface de litage illustrant la bioturbation intensive observée dans les dolomies vermiculaires (détail voir figures 24 et 25). Île de la Chasse (E). Échelle: couvercle de lentille (5,0 cm).

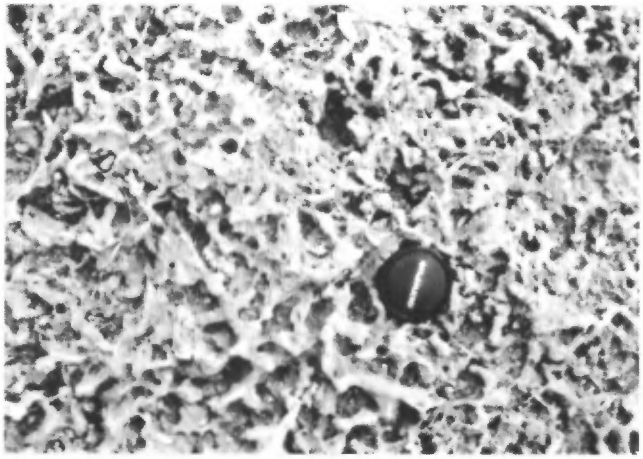


FIGURE 24 — Lithofaciès G, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Vue en plan montrant le réseau dense de traces fossiles *Palaeophycus*. Les terriers apparaissent en relief sur la surface de litage. Île à la Chasse (E).

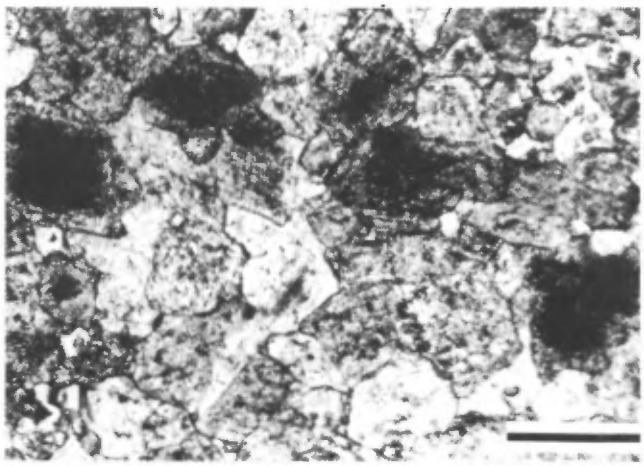


FIGURE 25 — Lithofaciès G, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Photomicrographie en lumière naturelle montrant de gros cristaux subidiomorphes de dolomie. On note la présence d'inclusions concentrées surtout au centre de certains cristaux de dolomie (zones plus sombres). Échelle: barre (1,0 mm).

cristaux de dolomie subidiomorphes tandis que la matrice est une mosaïque poreuse de cristaux de dolomie idiomorphes. Les pores intercristallins sont partiellement remplis d'un ciment de sparite et/ou de dolomie granulaire, riche en fer. On note aussi dans les dolomies vermiculées la présence de nodules isolés de chert qui forment localement des réseaux coalescents remplissant partiellement les terriers (figure 26). Les dolomies vermiculées forment la majeure partie de l'assemblage médian, dans lequel on peut reconnaître une unité inférieure, en lits minces à moyens (5 à 15 cm), et une unité supérieure plus massive, en lits épais (20 à 60 cm).

Ce lithofaciès est généralement ponctué de plusieurs lentilles, de 3 à 20 cm de longueur, à surface de base érosive et irrégulière, qui comprennent un niveau inférieur riche en intraclastes et un niveau supérieur laminé. Le

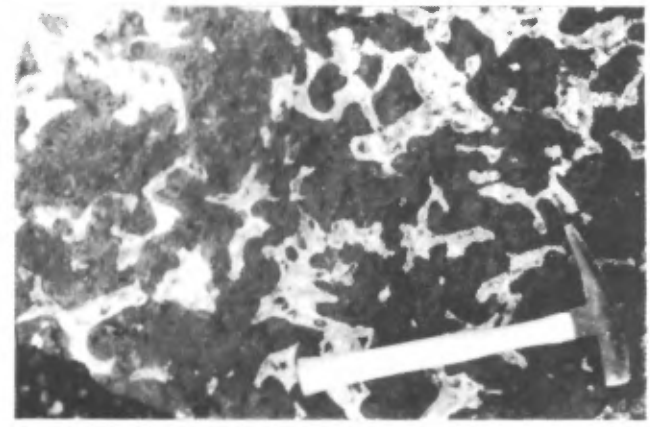


FIGURE 26 — Lithofaciès G, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Surface de litage sur laquelle on observe de nombreux nodules coalescents de chert (zones pâles) associés aux terriers dans les dolomies vermiculées. Île à la Chasse (N).

sommet de ces lits est souvent bioturbé et passe graduellement aux dolomies vermiculées.

**Interprétation:** Les dolomies vermiculées représentent des wackestones et des packstones dolomitisés qui ont été déposés dans un milieu infratidal ouvert, sous la zone d'attaque des vagues. La présence d'une faune diversifiée, l'absence de structures sédimentaires et la bioturbation intense supportent une telle interprétation. Les sédiments étaient cependant périodiquement affectés par des tempêtes qui abaissaient la limite inférieure de la zone d'attaque des vagues, ce qui permettait de remobiliser les sédiments accumulés sur le fond marin.

### Lithofaciès H: Monticules à thrombolites

**Description:** Ce lithofaciès, qui forme la partie supérieure de l'assemblage médian, comprend des monticules à thrombolites et les lithologies associées (figure 6). Il est bien exposé dans le secteur est de l'archipel. Le terme «thrombolite» est utilisé ici pour définir une structure cryptalgaire qui s'apparente aux stromatolites mais qui n'est pas laminée et qui est caractérisée par une texture grumeleuse («clotted») macroscopique (Aitken, 1967). Les monticules sont circulaires en plan et ils peuvent atteindre jusqu'à 4,0 m de hauteur et 50,0 m de diamètre, bien qu'ils possèdent généralement des dimensions plus modestes (figure 27). Chaque monticule est composé de têtes de thrombolites coalescentes, de l'ordre du mètre de diamètre, qui montrent un aspect cérébroïdal en plan, et digité en coupe (figures 28 et 29). La faune est difficile à reconnaître à cause de la dolomitisation mais des gastéropodes, des céphalopodes, des éponges, des trilobites et des brachiopodes peuvent être identifiés dans les monticules ainsi que dans les sédiments avoisinants. Des têtes isolées de thrombolite, entourées de dolomies vermiculaires, sont présentes ici et là (figure 30).

L'étude de lames minces montre que la microstructure de ces monticules est complètement oblitérée par des cristaux

FIGURE 27 — Lithofaciès H, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Surface glaciaire polie montrant un monticule à thrombolites (détail voir figures 28 et 29). On note le contact vertical entre le monticule (T) et les dolomies adjacentes mieux litées (D). Île à la Chasse (NW). Échelle: marteau (30 cm).

FIGURE 28 — Lithofaciès H, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Surface d'affleurement illustrant le contact entre un monticule à thrombolites (T) et les dolomies adjacentes (D). On note des têtes coalescentes de thrombolite caractérisées par un patron cérébroïdal, en plan. Île à la Chasse (NW).

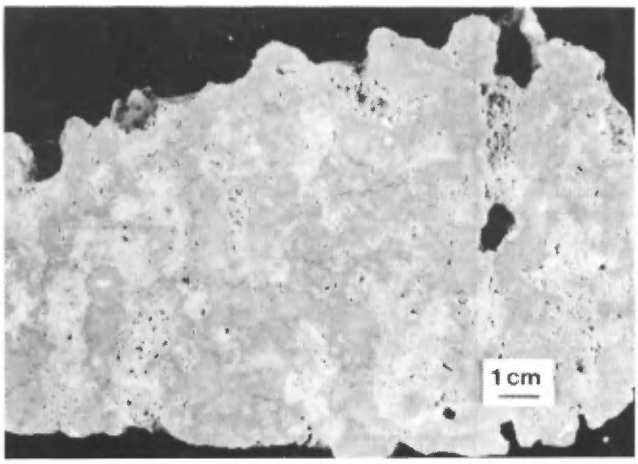



FIGURE 29 — Lithofaciès H, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Coupe verticale polie illustrant la nature digitée des thrombolites. Île à la Chasse (NW).

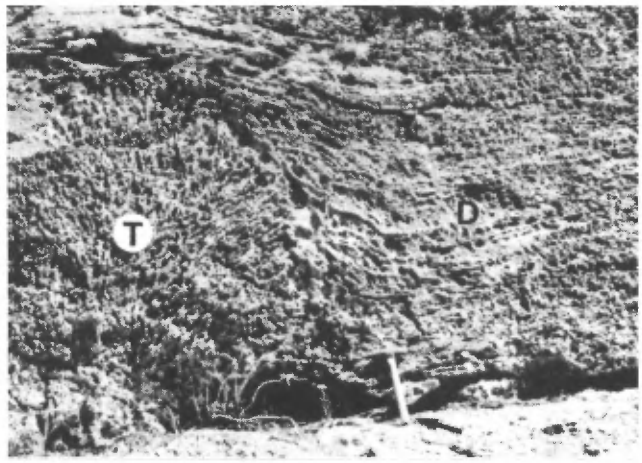



FIGURE 30 — Lithofaciès H, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Vue en coupe d'une tête de thrombolite (T), isolée et entourée par des dolomies vermiculées (D). Baie Puffin (E). Échelle: marteau (30 cm).

de dolomie idiomorphes à subidiomorphes dont la dimension varie de 100 à 300 μm. Les pores intercristallins sont partiellement remplis d'un ciment de sparite et/ou de dolomie granulaire riche en fer.

De plus, les monticules reposent sur et sont entourés par des dolomies bien litées dans lesquelles on peut discerner des particules arrondies de 1 à 3 mm en général (mais pouvant atteindre 1 cm), de nature intraclastique (figure 31). Des stratifications entrecroisées sont présentes à quelques endroits. Ces dolomies s'interdigitent graduellement avec des dolomies vermiculaires en lits épais.

**Interprétation:** Dans ce lithofaciès, les monticules représentent de petites structures de nature cryptalgaire qui se sont agglomérées pour former des complexes récifaux d'assez grande étendue («patch reefs») sur la plate-forme, à en juger par la distribution de ces monticules dans la région étudiée. La plupart des monticules, entourés par des halos riches en intraclastes, se sont développés au-dessus de la

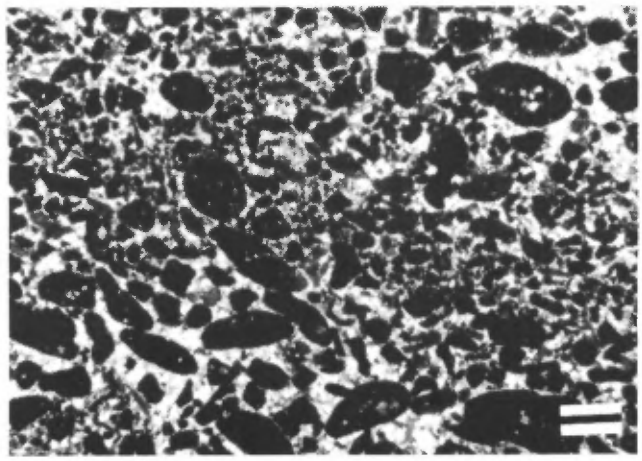


FIGURE 31 — Lithofaciès H, Formation de Romaine, Membre de Sainte-Geneviève. Photomicrographie en lumière polarisée provenant d'un nodule de chert dans les dolomies adjacentes aux monticules à thrombolites. On distingue de nombreux intraclastes avec un bon arrondi. Échelle: barre (1,0 mm).

limite d'action des vagues mais étaient en mesure de résister et d'amortir l'énergie de ces vagues venant du large. Cependant, le relief de ces monticules au-dessus du fond marin n'était guère plus d'un mètre, tel qu'indiqué par l'attitude du litage des sédiments avoisinants. Des monticules à thrombolites d'âge Ordovicien inférieur ont aussi été décrits dans le SW des États-Unis (Church, 1974) et dans l'ouest de Terre-Neuve (Pratt & James, 1982). Ceux-ci diffèrent, cependant, des monticules de la Formation de Romaine par la faune (éponges, algues, coraux) qui leur est associée et qui a joué apparemment un rôle important durant leur construction. Il est possible que la dolomitisation plus poussée dans les monticules de la Formation de Romaine ait rendu difficile, voire impossible, l'observation de ces relations.

## DISTRIBUTION DES LITHOFACIÈS

Les lithofaciès de la Formation de Romaine sont groupés en trois assemblages (figures 6 et 7): un assemblage inférieur déposé lors d'une transgression marine (lithofaciès A); un assemblage médian de lithofaciès déposés en milieu infratidal ouvert (lithofaciès G et H); et un assemblage supérieur de lithofaciès cycliques déposés en milieux péritidaux (lithofaciès B, C, D, E et F). Ces assemblages représentent respectivement les Membres de Sauvage, de Sainte-Geneviève et de Grande Île.

**L'assemblage inférieur** est exposé seulement à la pointe du Sauvage (coupe 32) dans le secteur est de l'archipel, où il atteint près de 3,0 m d'épaisseur. Cet assemblage est composé de grès feldspathiques et repose en discordance sur le socle précambrien. Une topographie irrégulière du socle a probablement joué un rôle important dans le contrôle de la puissance et de la distribution de cet assemblage mais il demeure difficile d'évaluer ce rôle avec si peu d'affleurements.

**L'assemblage médian** est bien exposé dans l'archipel de Mingan, tout spécialement dans le secteur est où il atteint une puissance de 40 à 45 m. Les 25 à 30 premiers mètres sont composés de dolomies vermiculées, en lits minces à moyens, mais devenant plus épais vers le sommet. Les monticules à thrombolites et autres lithologies associées forment généralement la partie sommitale de cet assemblage (15-20 m). Le style de ces monticules peut varier de petits biohermes isolés à des complexes à biohermes assez rapprochés formant des unités de 2,0 à 6,0 m d'épaisseur.

**L'assemblage supérieur** atteint une puissance de près de 30 m et il est caractérisé par la nature cyclique de ses lithofaciès péritidaux. Deux types de cycle, qui diffèrent seulement par leur lithofaciès de base, sont présents (figure 32). Le lithofaciès basal est composé soit de dolomicrites bioturbées (lithofaciès E), soit de dolomicrites à oolites (lithofaciès F). Ces lithofaciès de base passent vers le sommet à des unités à stromatolites (lithofaciès D), puis à des dolomicrites laminées (lithofaciès C) et finalement à des dololaminites (lithofaciès B) surmontant la plupart des cycles. Les cycles, de 2,0 à 6,0 m d'épaisseur, ont des surfaces de base érosives, recouvertes par endroits de conglomérats intraformationnels. Les contacts entre lithofaciès sont cependant graduels à l'intérieur d'un même cycle. Ces cycles sont tracés sur plus de 20 km dans le secteur ouest de l'archipel de Mingan, où les affleurements côtiers sont excellents, sans qu'on note de changements

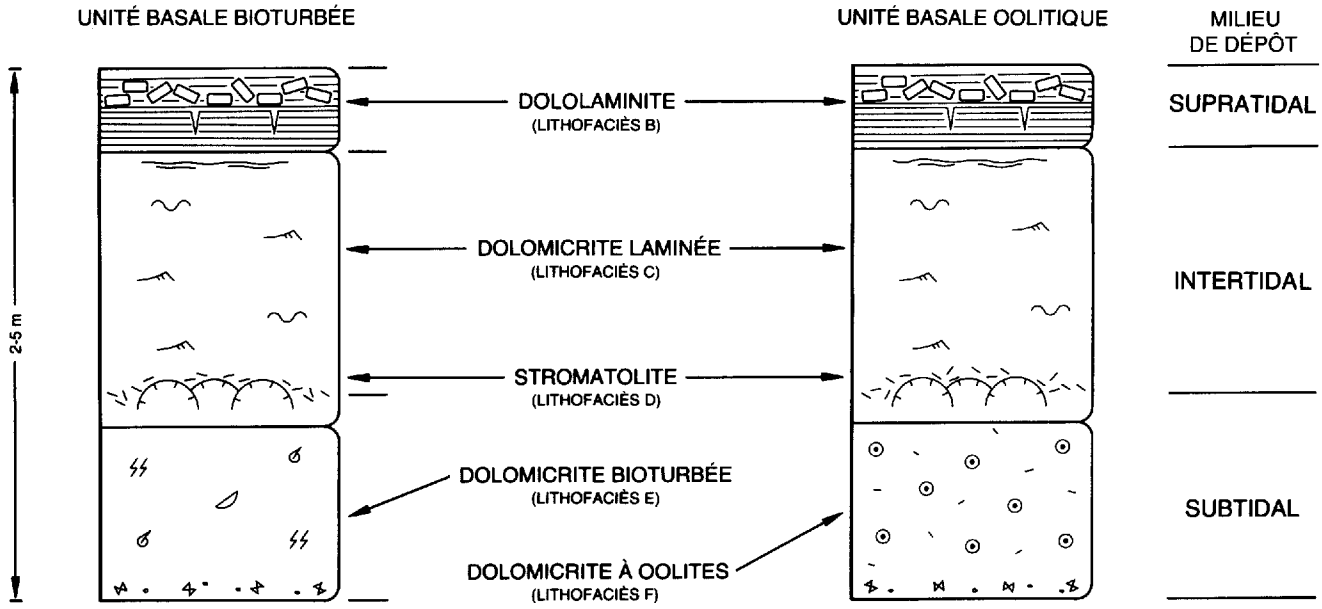



FIGURE 32 — Description idéalisée des cycles sédimentaires présents dans l'assemblage supérieur de lithofaciès de la Formation de Romaine. Les cycles sont identiques à l'exception du lithofaciès de base qui peut consister soit en une unité de dolomicrite bioturbée ou soit en une unité de dolomicrite à oolites. Ce lithofaciès de base passe vers le haut à des stromatolites, puis à des dolomicrites laminées et finalement à des dololaminites. Voir la légende de la figure 3 pour explication de symboles.

importants dans leur épaisseur ou dans l'organisation interne des lithofaciès.

La Formation de Romaine est surmontée d'une discordance marquante qui a aussi été observée au-dessus de strates identiques (e.g. discordance Knox-Beekmantown dans les Appalaches), près du contact de l'Ordovicien inférieur et moyen, ailleurs en Amérique du Nord (Barnes *et al.*, 1981; Ross *et al.*, 1982). Dans la région étudiée, cette discordance érode des strates de plus en plus vieilles vers l'est jusqu'à ce que la Formation de Mingan soit en contact avec l'assemblage médian de la Formation de Romaine. L'absence des assemblages supérieurs du Romaine dans le secteur est de l'archipel est interprétée comme le résultat d'une érosion et non pas comme un changement latéral de faciès parce que: 1) les faunes d'âge Whiterock sont restreintes au secteur occidental; 2) les cycles de l'assemblage supérieur, composés de lithofaciès continus, sont progressivement érodés par la discordance et 3) on retrouve au sommet de la Formation de Romaine de nombreux phénomènes d'érosion de nature karstique.

## Formation de Mingan

Dans l'archipel de Mingan, la Formation de Mingan repose en discordance sur la Formation de Romaine. Elle comprend un large éventail de lithofaciès siliciclastiques et calcaires, déposés lors d'une transgression marine, au début de l'Ordovicien moyen. La Formation de Mingan est composée de trois assemblages de lithofaciès (figure 33): un assemblage inférieur, formé de siliciclastites déposées en milieux péritidal; un assemblage médian, constitué de calcaires déposés en milieux péritidal et infratidal et un assemblage supérieur, comprenant des calcaires déposés uniquement en milieu infratidal. Bien qu'elle comprenne de nombreuses régressions mineures, cette formation constitue un exemple classique d'une séquence transgressive avec une unité siliciclastique de base. Une discordance intraformationnelle, d'origine karstique, est présente dans la Formation de Mingan. Elle sépare généralement les calcaires de l'assemblage médian de ceux de l'assemblage supérieur.

La Formation de Mingan est subdivisée en seize différents lithofaciès. Ces lithofaciès représentent des dépôts de plate-forme peu profonde, où l'on peut distinguer de nombreux milieux de dépôt groupant: des lithofaciès siliciclastiques de milieux péritidaux; des lithofaciès calcaires de milieux péritidaux; et des lithofaciès calcaires de milieux infratidaux.

### LITHOFACIÈS SILICICLASTIQUES PÉRITIDAUX

Ces lithofaciès, numérotés de 1 à 5, sont résumés au tableau 2.

#### Lithofaciès 1: Dololaminites silteuses

**Description:** Ce lithofaciès forme, au sommet de l'assemblage inférieur, une unité de près de 1,0 m d'épaisseur (figure 34). Les dolomies silteuses se distinguent facilement des autres lithofaciès de cet assemblage par leur couleur chamois en surface altérée. Ces dololaminites sont semblables à celles du lithofaciès B de la Formation de Romaine (figures 35 et 36). Elles n'en diffèrent que par leur couleur verdâtre en surface fraîche, causée par la présence de matériaux argileux. De plus, des pseudomorphes de halite («salt hoppers»), préservés à la surface de polygones de dessiccation, suggèrent que la précipitation d'évaporites était contemporaine à la sédimentation (figure 37). Ce lithofaciès est caractérisé par des laminations millimétriques dans une mosaïque de dolomie cristalline, où les cristaux individuels mesurent 30 µm en moyenne. Ce lithofaciès, lorsqu'il n'est pas complètement dolomitisé, montre des laminations composées de wackestones/packstones riches en pelletoïdes et/ou en particules terrigènes (quartz, argile).

**Interprétation:** Les roches de ce lithofaciès représentent des laminites cryptalgaires déposées sur un platier dans les zones intertidale supérieure et supratidale. Des tapis algaires produisant des structures identiques sont bien connus aujourd'hui dans de tels milieux de dépôt où ils tapissent les régions qui ne sont pas recouvertes par la végétation et ce, particulièrement dans les marais salés de la zone supratidale (Reineck, 1975; Miller, 1975). La dolomitisation a été précoce et probablement causée par des saumures enrichies en Mg qui ont percolé à travers le sédiment, à la suite de la précipitation d'évaporites en surface.

#### Lithofaciès 2: Shales laminés

**Description:** Les shales laminés se trouvent en unités de 0,5 à 4,0 m d'épaisseur dans la partie supérieure de l'assemblage siliciclastique de base (figure 38). A cause d'importants changements de faciès, les shales peuvent, par endroits, former la majeure partie, sinon la totalité, de l'assemblage inférieur. Ce lithofaciès est caractérisé par des shales non fossilifères, de couleur verdâtre, finement interlaminés de siltstones (figure 39). Les siltstones forment des laminations discontinues ou, par endroits, des lits lenticulaires à laminations internes de courant. En plusieurs endroits, ces laminations sont remaniées par la bioturbation. Des fentes de dessiccation sont présentes ici et là. Des analyses semi-quantitatives au diffractomètre à rayon-X indiquent que la fraction argileuse des shales est principalement de l'illite avec un peu de chlorite.

**Interprétation:** Ce lithofaciès est interprété comme étant le résultat d'une alternance de dépôt de boue en suspension sous des conditions peu turbulentes et de sédiments plus grossiers dont les laminations furent générées par des courants de traction intermittents. De plus, l'existence de périodes d'exposition subaérienne, contemporaines à la sédimentation, est démontrée par la présence de fentes de dessiccation. On observe aujourd'hui des dépôts identiques sur des platiers soumis à une sédimentation terrigène (e.g. côte européenne de la mer du Nord), où de

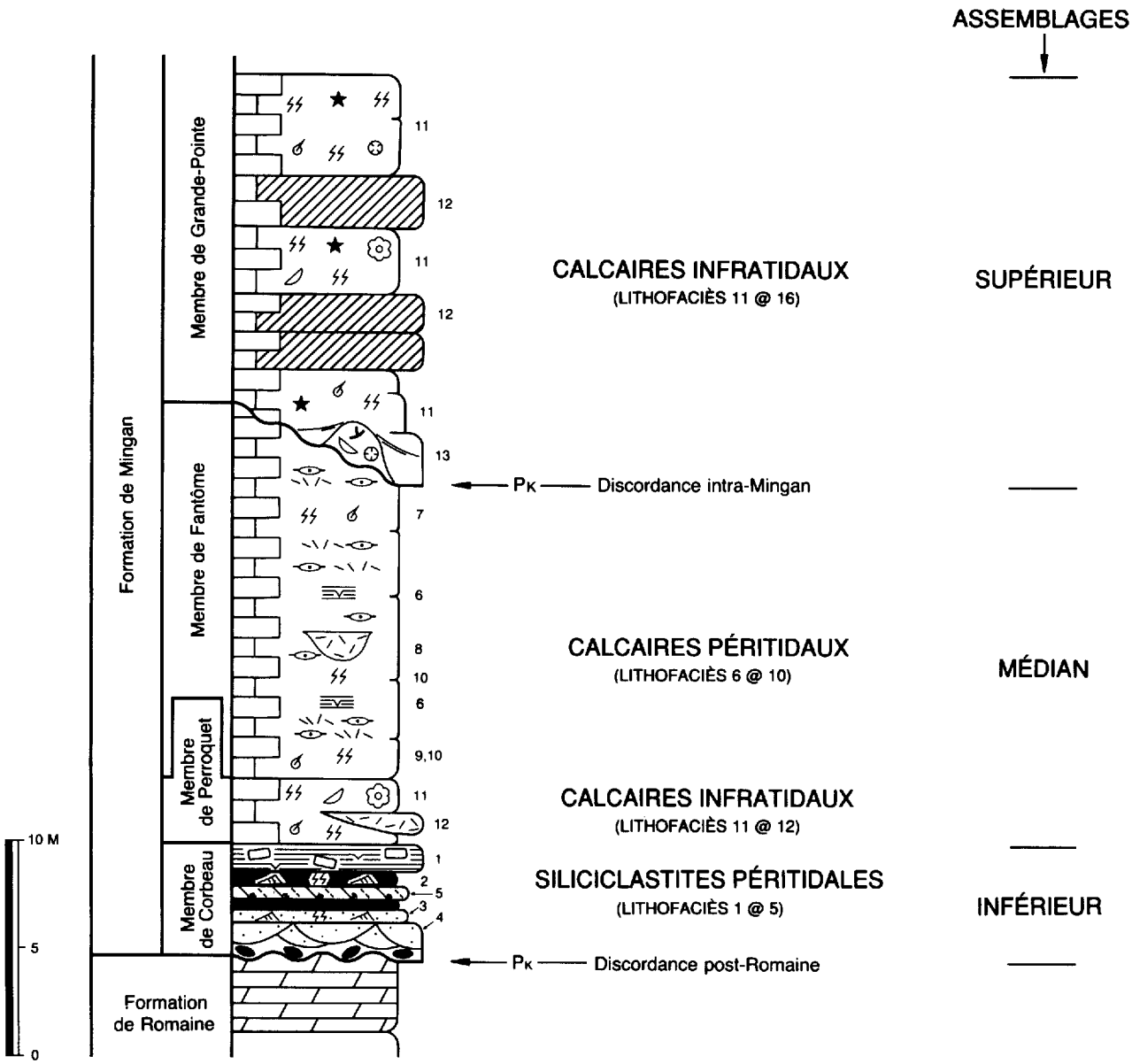



FIGURE 33 — Colonne stratigraphique généralisée de la Formation de Mingan illustrant la distribution des trois assemblages de lithofaciès: 1) l'assemblage inférieur de lithofaciès siliciclastiques déposés en milieux péritidaux; 2) l'assemblage médian de lithofaciès calcaires déposés en milieux péritidaux et infratidaux et 3) l'assemblage supérieur de lithofaciès, déposés en milieux infratidaux. A noter, la présence de deux paléokarsts (PK) dans la séquence soit les discordances post-Romaine et intra-Mingan. Voir la légende de la figure 3 pour explication des symboles. Les lithofaciès 14, 15 et 16 sont des faciès mineurs de l'assemblage supérieur et ne sont pas illustrés.

**Tableau 2 – Description et interprétation des lithofaciès siliciclastiques péritidaux de la Formation Mingan**

| Lithofaciès | Traits lithologiques | Milieux de dépôts |
|---|---|---|
| 1– Dololaminites silteuses | Laminations planaires à ondulantes; fentes de dessiccation; pseudomorphes d'évaporite; structure à «birdseye»; tepee; bioturbation modérée; assemblage inférieur siliciclastique. | Marais supratidaux. |
| 2– Shales laminés | Lits de siltstone avec des laminations de courant ou discontinues; non fossilifère; bioturbation modérée; assemblage inférieur siliciclastique. | Platiers de boue intertidaux |
| 3– Grès laminés | Composition feldspathique; litage lenticulaire, ondulant et en «flaser»; interlits de shale; rides de courant; brachiopodes inarticulés; bioturbation modérée à intense; assemblage inférieur siliciclastique. | Platiers de sable intertidaux |
| 4– Grès à stratifications entrecroisées | Composition feldspathique; stratifications entrecroisées en auge; brachiopodes (lingulidés, rhynchonellidés); traces fossiles verticales; assemblage inférieur siliciclastique. | Barres de sable littorales (zone infratidale) |
| 5– Grès chenalisés | Composition feldspathique; base et marges érosives; dépôt de base avec intraclastes de shale; brachiopodes (lingulidés), traces fossiles verticales; assemblage inférieur siliciclastique. | Chenaux de marée intertidaux |

FIGURE 34 — Lithofaciès 1, Formation de Mingan. Section montrant une unité de dololaminite silteuse (flèche) au sommet du Membre de Corbeau. On note que cette unité repose sur des shales (S) et que le contact est net mais concordant avec les mudstones calcaires à «birds-eye» (M) sus-jacents du Membre de Fantôme. Île du Havre (W).

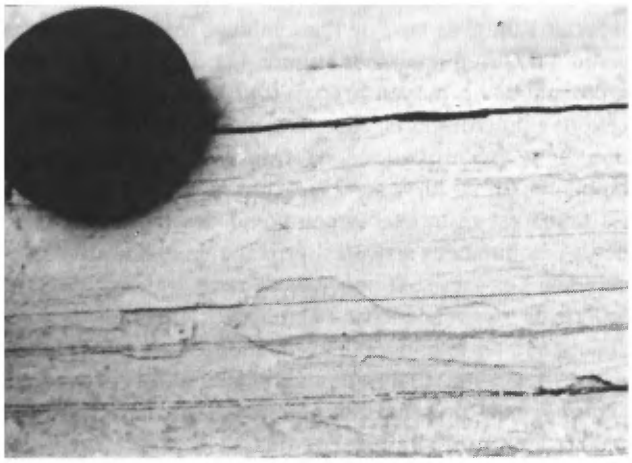


FIGURE 35 — Lithofaciès 1, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Vue en coupe illustrant des dololaminites silteuses qui se distinguent par des laminations planaires. Île Quarry (NW).

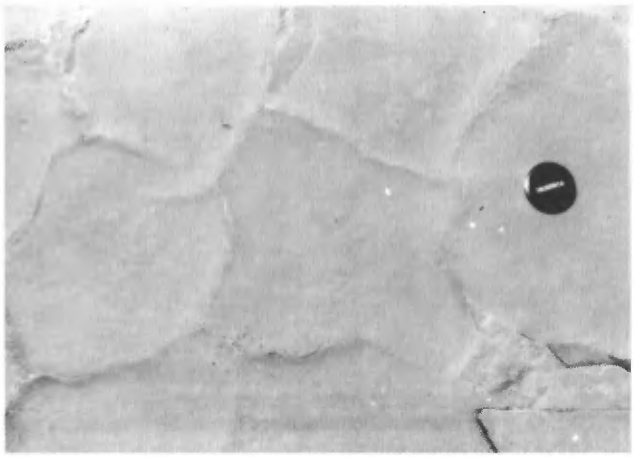


FIGURE 36 — Lithofaciès 1, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Dololaminites silteuses avec fentes de dessication bien exposées sur une surface de litage (détail voir figure 37). Île Quarry (NW).

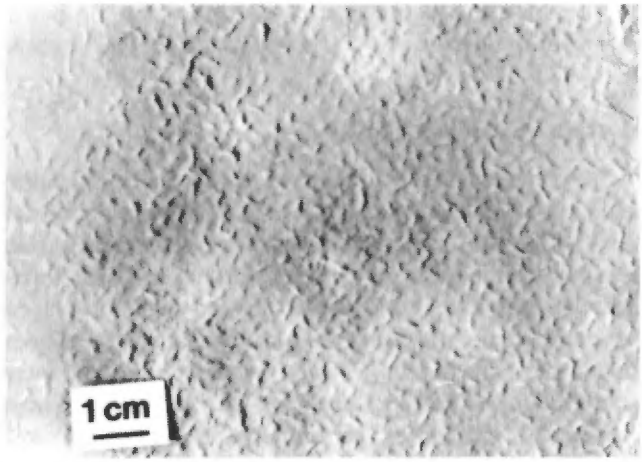



FIGURE 37 — Lithofaciès 1, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Pseudomorphes de halite («salt hoppers») préservés à la surface des fentes de dessication illustrées dans la figure 36. Île Quarry (NW).

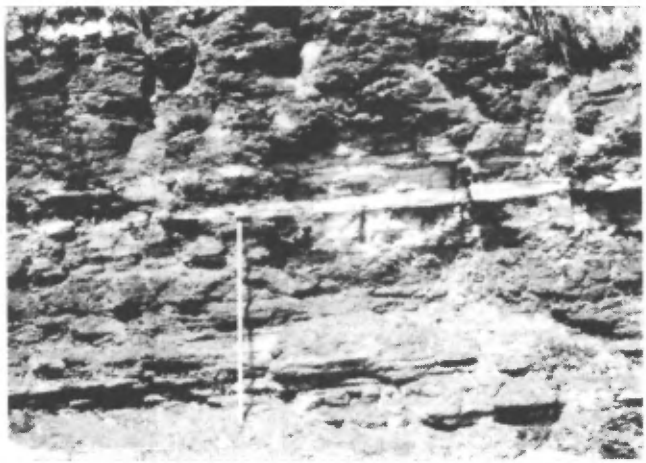


FIGURE 38 — Lithofaciès 2, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Vue en coupe d'une unité de shale laminé (détail voir figure 39) formant la majeure partie du Membre de Corbeau sur l'île aux Perroquets (N). On note aussi un lit lenticulaire de grès au-dessus du bâton. Échelle: bâton (1,2 m).

FIGURE 39 — Lithofaciès 2, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Vue en coupe montrant des shales avec de minces laminations de siltstone (zones plus pâles). Île aux Perroquets (N).

telles structures primaires sont présentes dans la partie supérieure de la zone intertidale (Reineck, 1975; Weimer *et al.*, 1982).

### Lithofaciès 3: Grès laminés

**Description:** Ce lithofaciès se trouve dans la partie supérieure de l'assemblage inférieur, où il forme des unités de 0,3 à 2,0 m d'épaisseur ayant des contacts graduels avec les shales laminés. Les roches de ce lithofaciès sont composées de grès fins, en lits lenticulaires, ondulants ou en «flaser» (figure 40). Les grès sont séparés par de minces interlits de shale verdâtre. Des rides de courant symétriques et asymétriques sont présentes sur des surfaces de litage (figure 41). Cependant, par endroits, ces structures sédimentaires sont détruites par la bioturbation. La faune est réduite aux brachiopodes inarticulés (lingulidés). Les grès sont feldspathiques; ils contiennent près de 30% de feldspath, principalement des plagioclases. Les particules de quartz et de feldspath ont de 0,1 à 0,3 mm de diamètre; elles sont subarrondies à subangulaires et bien triées. Ces particules sont cimentées par des cristaux idiomorphes de dolomie et par un ciment secondaire de calcite et/ou de dolomie granulaires et riches en fer.

**Interprétation:** Des textures et structures sédimentaires identiques à celles de ce lithofaciès sont observées sur des platiers littoraux de la mer du Nord, dans des sédiments déposés dans la partie inférieure de la zone intertidale (Reineck, 1975; Weimer *et al.*, 1982). En comparaison de ceux de la partie supérieure de l'assemblage inférieur, les sédiments de la mer du Nord ont une granulométrie plus grossière et ils sont caractérisés par des laminations de courant et par une grande variété de litage. Ces caractéristiques ont été imposées aux sédiments par des attaques plus sévères des vagues et des courants de marée.

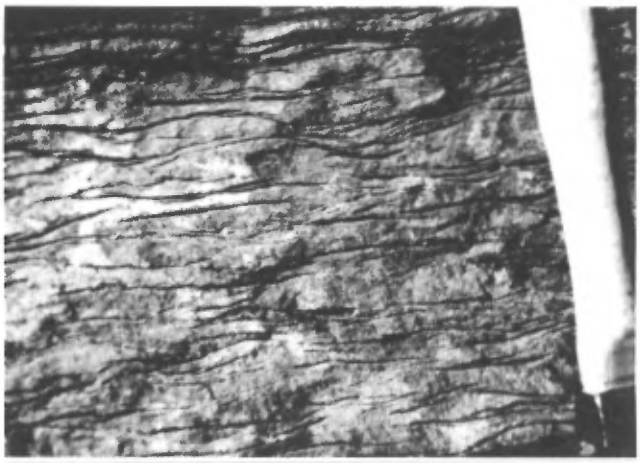


FIGURE 40 — Lithofaciès 3, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Vue en coupe illustrant des laminations ondulantes («flaser bedding») dans les grès fins laminés. Île Saint-Charles (W). Échelle: manche de marteau.

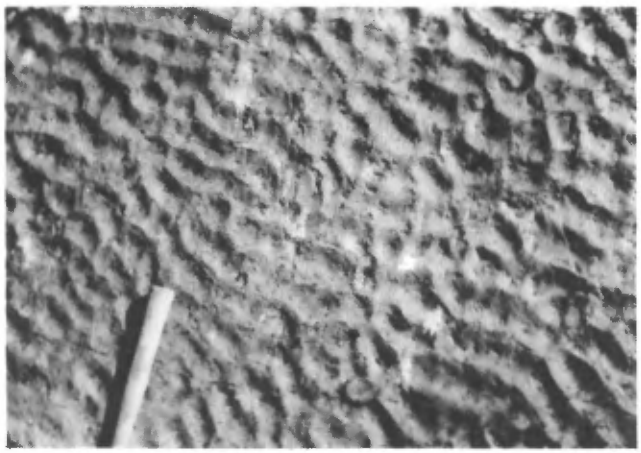


FIGURE 41 — Lithofaciès 3, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Vue en plan montrant des rides de courant symétriques exposées sur une surface de litage. Île Saint-Charles (NW). Échelle: manche de marteau.

### Lithofaciès 4: Grès à stratifications entrecroisées

**Description:** Ce lithofaciès, lorsque présent, repose en discordance sur les dolomies de la Formation de Romaine. Il forme l'unité de base de l'assemblage inférieur. Il atteint jusqu'à 3,0 m d'épaisseur (figure 42). Il consiste en grès grossiers, en lits moyens à épais (0,2 à 1,2 m), et à stratifications entrecroisées en auge. Des mesures de paléocourant indiquent des directions de transport soit bimodales-bipolaires (070°-250°, n = 25) ou unimodales (230°, n = 4). La faune est restreinte et comprend des lingulidés et de petits brachiopodes articulés, principalement des rhynchonellidés. Les grès sont ponctués de rares lentilles, de 3,0 à 5,0 cm de longueur, riches en bioclastes (fragments d'échinodermes, de brachiopodes, de mollusques et de bryozoaires). Les traces fossiles verticales *Diplocraterion* et *Skolithos* sont présentes en plusieurs endroits au sommet des lits. La composition de ces grès est identique à celle des grès laminés: près de 30 % de feldspath. Vus en lames

FIGURE 42 — Lithofaciès 4, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Grès à stratifications entrecroisées (G) reposant sur les dolomies (D) de la Formation de Romaine. Le contact est indiqué par une flèche. On note de nombreux phénomènes de dissolution (c'est-à-dire paléokarst) au sommet de la Formation de Romaine (détail voir figure 92). La Grande Île (E).

minces, les grès sont composés de particules bien arrondies dont la distribution granulométrique est bimodale (figure 43). Ces particules sont généralement un mélange de grains grossiers (0,8 à 1,5 mm) et fins (0,1 à 0,3 mm); cependant, des grains de diamètre intermédiaire sont aussi présents. La porosité atteint localement près de 5 % du volume total. Les espaces interparticulaires sont partiellement remplis par de la silice et du feldspath d'épitaxie avec, ici et là, un ciment de calcite et/ou de dolomie granulaires et riches en fer.

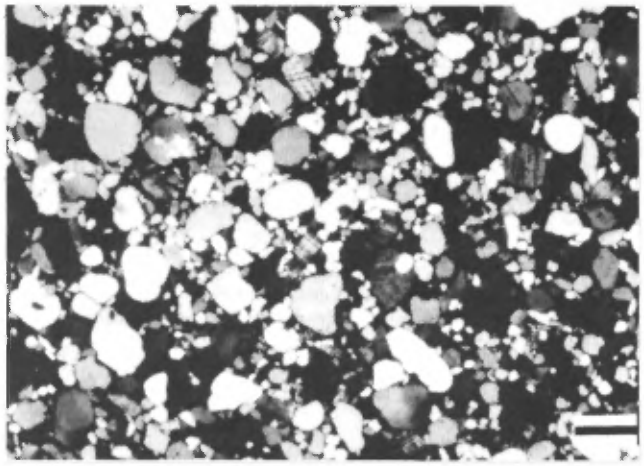


FIGURE 43 — Lithofaciès 4, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Photomicrographie en lumière polarisée montrant des particules bien arrondies de quartz et de feldspath. On remarque une distribution granulométrique bimodale des particules. Échelle: barre (1,0 mm).

**Interprétation:** Ce lithofaciès est interprété comme étant formé de cordons littoraux de sable mis en place au-dessus des dolomies de la Formation de Romaine à la suite d'une transgression marine. La distribution de ces cordons était contrôlée par les courants de marée comme l'indiquent les mesures de paléocourant; cependant, leur émergence progressive pourrait avoit causé localement des changements marquants des directions de courant (Klein, 1977). De plus, les traces fossiles associées sont caractéristiques d'un milieu de dépôt peu profond et turbulent situé près de la ligne de rivage (ichnofaciès à *Skolithos* de Seilacher, 1967). D'un autre côté, Folk (1968) a montré que la distribution bimodale de sables matures résultait de mécanismes de déflation d'origine éolienne. Tout ceci suggère qu'une mince couverture résiduelle de sable éolien au-dessus des dolomies de la Formation de Romaine a été remobilisée lors d'une transgression marine et que le sable a été ultérieurement déposé sur la plate-forme interne. La discordance post-Romaine, qui représente un paléokarst, est caractérisée par des chenaux de dissolution arrondis, appelés karren, lesquels se forment uniquement sous une couverture sédimentaire (Sweeting, 1973).

### Lithofaciès 5: Grès chenalisés

**Description:** Les roches de ce lithofaciès sont composées de grès feldspathiques grossiers qui forment des unités chenalisées à l'intérieur de l'assemblage inférieur (figure 44). Ces chenaux atteignent jusqu'à 3,0 m de profondeur et ils sont caractérisés par des marges irrégulières, des bases érosives et par une accumulation d'intraclastes de shale à la base de certains chenaux (figure 45). Ils sont comblés par des lits légèrement inclinés de grès (5 à 30 cm d'épaisseur) et de shale (3 à 10 cm d'épaisseur). La faune ne comprend que des brachiopodes lingulidés. Les traces fossiles sont principalement verticales et ne comprennent que *Skolithos*.

**Interprétation:** Ce lithofaciès est interprété comme des dépôts de bancs de sable à l'intérieur de chenaux de marée. Tout comme les chenaux actuels sur certains platiers de boue littoraux (Bridges & Leeder, 1976; Mombray, 1983), ces chenaux sont formés d'unités lenticulaires et stratifiées de boue et de sable et d'un conglomérat intraformationnel de base au-dessus d'une surface d'érosion. La structure interne des dépôts est caractérisée par des strates individuelles inclinées de 5 à 10° par rapport au plancher de ces

FIGURE 44 — Lithofaciès 5, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Vue en coupe d'un chenal d'érosion creusé à l'intérieur d'une unité de shale laminé (S) et comblé par des grès feldspathiques grossiers (G). On note la marge irrégulière du chenal avec les roches encaissantes. Île du Havre (NE).

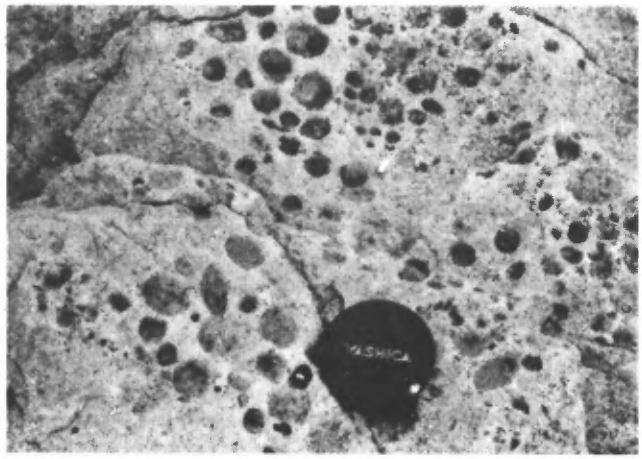


FIGURE 45 — Lithofaciès 5, Formation de Mingan, Membre de Corbeau. Surface de base de banc montrant de nombreux intraclastes de shale accumulés à la base du chenal illustré dans la figure 44. On note que certains intraclastes ont été érodés laissant un vide à la surface. Île du Havre (NE).

chenaux. Ces dépôts diffèrent sensiblement des séquences à granulométrie décroissante générées par des barres de sable en milieu fluviatile (Walker, 1984), parce que dans le cas des chenaux de marée, l'érosion et l'accrétion latérale opèrent de façon intermittente au cours d'une période de cycles de marée.

## LITHOFACIÈS CALCAIRES PÉRITIDAUX

Ces lithofaciès, numérotés de 6 à 10, sont résumés au tableau 3 (voir aussi figure 33).

### Lithofaciès 6: Laminites cryptalgaires

**Description:** Les laminites cryptalgaires forment de minces unités de 10 à 40 cm d'épaisseur à l'intérieur de l'assemblage médian. La majeure partie de ce lithofaciès est composée de mudstones (calcaires) gris brunâtre, à laminations planaires millimétriques sur les surfaces desquelles on observe de nombreuses fentes de dessiccation (figures 46 et 47). La faune fossile est restreinte à des fragments d'ostracodes et de gastéropodes. Vues en lames minces, les laminations millimétriques montrent trois différents types de microstructure: 1) laminations riches en pelletoïdes de 40 à 60 µm de diamètre; 2) laminations composées d'algues *Girvanella* et 3) laminations de micrite dense et homogène. On observe ici et là des réseaux spiculaires bien développés. Des rhombohèdres idiomorphiques de dolomie de 20 à 40 µm de diamètre sont, par endroits, dispersés dans les laminations micritiques. Les «birdseyes» laminaires et, ici et là, irréguliers sont ubiquistes.

**Interprétation:** Ce lithofaciès comprend des sédiments déposés sur un platier de boue calcaire dans la zone supratidale. Ceci est démontré par la présence de nombreux traits diagnostiques: fentes de dessiccation, faune restreinte et «birdseye». Les laminations cryptalgaires dans les sédiments supratidaux sont généralement le résultat d'une phase de formation de tapis algaires, suivi d'une phase de dépôt et d'inondation du platier lors de tempêtes (Shinn, 1983). Les microstructures des laminations observées dans ce lithofaciès sont remarquablement identiques à celles décrites dans les marais supratidaux du platier existant le long de la côte ouest de l'île Andros au Bahamas (Hardie, 1977).

FIGURE 46 — Lithofaciès 6, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Vue en coupe illustrant des laminites cryptalgaires caractérisées par des laminations planaires millimétriques. Île Nue de Mingan (NW).

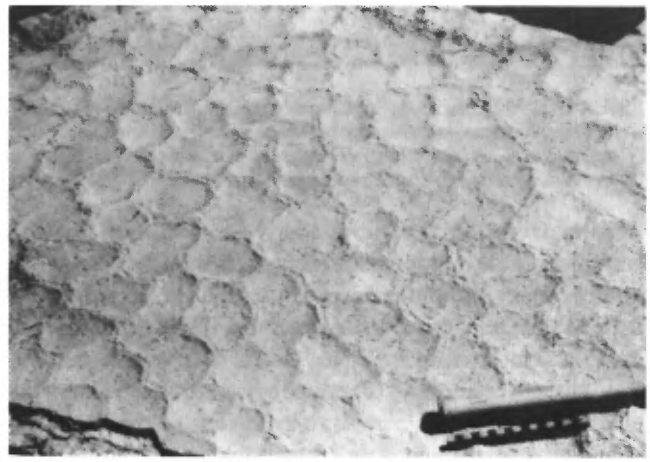


FIGURE 47 — Lithofaciès 6, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Laminites cryptalgaires montrant des fentes de dessication exposées sur une surface de litage. Île Quarry (E). Échelle: barres (1,0 cm).

**Tableau 3 – Description et interprétation des lithofaciès calcaires péritidaux de la Formation de Mingan**

| Lithofaciès | Traits lithologiques | Milieux de dépôts |
|---|---|---|
| 6– Laminites cryptalgaires | Laminations planaires composées de pelletoïdes; d'algues Girvanelles et de micrite; «birdseye»; faune restreinte; assemblage médian calcaire. | Platiers de boue (zone supratidale) |
| 7– Mudstones à «birdseye» | «Birdseyes» abondants (10-40%); rares fentes de dessiccation; faune restreinte; clastes infraformationnels; assemblage médian calcaire. | Platiers de boue (zone intertidale) |
| 8– Grainstones à intraclastes | Intraclastes de micrite; laminations entrecroisées; faune restreinte; assemblage médian calcaire. | Chenaux de marée (zone intertidale) |
| 9– Packstones à gastéropodes | Faune restreinte dominée par des gastéropodes; dissolution sélective; remplissage de sédiments internes et/ou ciment de calcite fibreuse; assemblage médian calcaire. | Milieu semi-fermé lagunaire |
| 10– Mudstones/ wackestones à bioclastes | Bioturbation modérée à intense; faune marine restreinte; assemblages médian et supérieur calcaires. | Plate-forme semi-fermée (lagon, baie) |

### Lithofaciès 7: Mudstones à «birdseye»

**Description:** Les mudstones à «birdseye» sont le lithofaciès le plus abondant de l'assemblage médian, dans lequel ils forment des unités de 0,3 à 5,0 m d'épaisseur. Ce lithofaciès est composé d'une micrite homogène, à l'aspect parfois pelletoïdal, gris brunâtre, contenant de nombreux «birdseyes» (figure 48). Les «birdseyes» sont de forme laminaire ou irrégulière et peuvent constituer jusqu'à 40 % du volume total de la roche (figure 49). Les «birdseyes» laminaires sont planaires (0,2 à 0,5 mm de hauteur; 1,0 à 5,0 mm de longueur) et orientés parallèlement au litage. Les «birdseyes» irréguliers sont équidimensionnels à fortement irréguliers atteignant 0,5 à 4,0 mm de diamètre maximum. Ces deux types de «birdseyes», généralement interconnectés, ne montrent aucune distribution préférentielle à l'intérieur des mudstones.

La faune est restreinte à des ostracodes léperditiidés, des gastéropodes et des algues codiacées (*Hedstroemia*). Des filaments isolés d'algues (*Girvanella*) sont ubiquistes. Les autres caractéristiques observées dans ce lithofaciès sont des niveaux riches en petits clastes intraformationnels et de rares fentes de dessiccation. Les «birdseyes» sont généralement remplis d'un ciment de calcite granulaire. Ici et là, un ciment précoce de calcite fibreuse et le dépôt d'un sédiment interne avec plancher géotrope ont précédé celui de calcite granulaire.

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente des sédiments déposés sur un platier de boue calcaire dans la zone intertidale. Les laminations caractéristiques des sédiments de la zone supratidale sont ici absentes, quoique des indications d'exposition subaérienne («birdseyes», fentes de dessiccation) soient toujours présentes. Les organismes peu diversifiés étaient bien adaptés à la vie sous des conditions à haut stress environnemental. L'origine des «birdseyes» peut être expliquée de plusieurs façons: décomposition de matériel organique (principalement algaire); formation de bulles d'air; échappement d'air durant les marées; et phénomène de contraction-expansion (Shinn, 1968; Logan, 1974). On peut supposer que plus d'un de ces mécanismes, qui opèrent tous conjointement sur les platiers actuels, sont responsables de la formation d'un réseau complexe de «birdseyes». De larges pores irréguliers de près de 8,0 mm de diamètre sont aussi présents dans les mudstones mais ils ont une origine secondaire (dissolution) comme l'indiquent leurs contours lisses et les fossiles tronqués à leur marge. De plus, les mudstones ont été lithifiés assez tôt après leur dépôt puisque l'on y retrouve des clastes intraformationnels et que les «birdseyes», structures précoces, n'ont pas été compactées durant l'enfouissement (Shinn & Robbins, 1983).

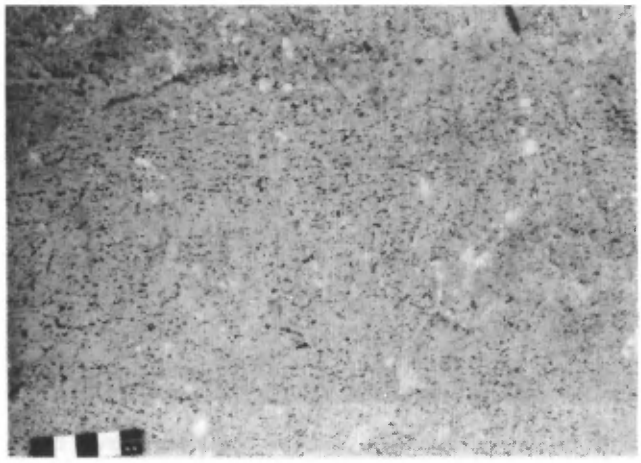


FIGURE 48 — Lithofaciès 7, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Vue en coupe illustrant un lit de mudstone calcaire. On remarque l'abondance de «birdseyes» (détail voir figure 49). Île à Firmin (S). Échelle: barres (1,0 cm).

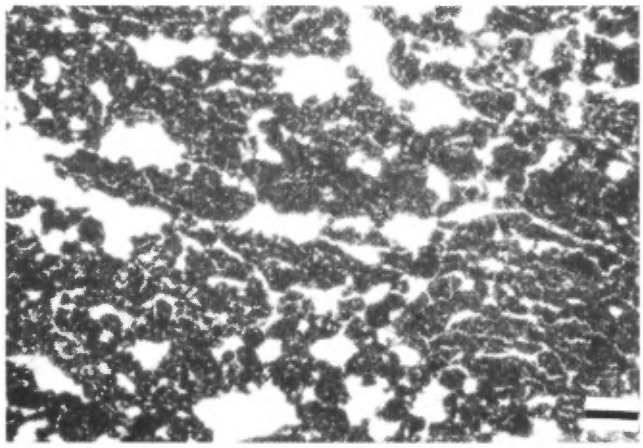


FIGURE 49 — Lithofaciès 7, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Photomicrographie en lumière naturelle montrant les «birdseyes» laminaires et irréguliers (plus pâles) dans un mudstone calcaire. Échelle: barre (1,0 mm).

### Lithofaciès 8: Grainstones à intraclastes

**Description:** Des grainstones à intraclastes forment à l'intérieur des mudstones à «birdseye» de l'assemblage médian des unités chenalisées atteignant jusqu'à 2,0 m d'épaisseur (figure 50). Les grainstones comprennent des

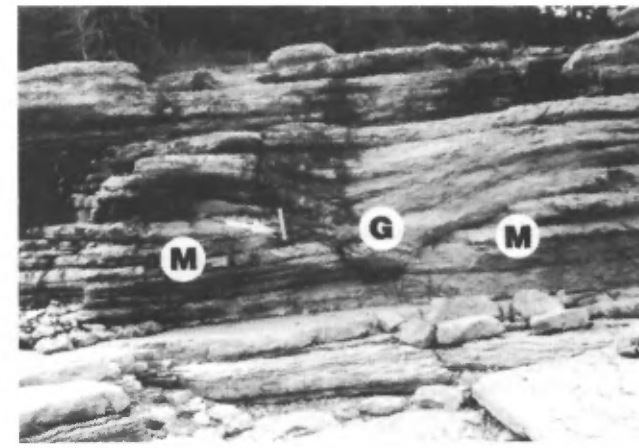



FIGURE 50 — Lithofaciès 8, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Vue en coupe montrant une unité chenalisée de grainstone (G) à intraclastes (détail voir figure 51). On note que la base du chenal érode les mudstones à «birdseye» encaissants (M). Pointe Enragée (N). Échelle: marteau (30 cm).

intraclastes et de rares bioclastes (figure 51). Les intraclastes, de 1,0 à 5,0 mm de diamètre, sont irréguliers mais subarrondis et composés de micrite homogène, contenant par endroits des «birdseyes». Les bioclastes consistent en fragments de gastéropodes, d'ostracodes et d'algues codiacées. Les structures primaires sont difficiles à observer mais des laminations de courant sont présentes ici et là. Vue en lames minces, la porosité primaire est disparue au profit d'un ciment de calcite granulaire.

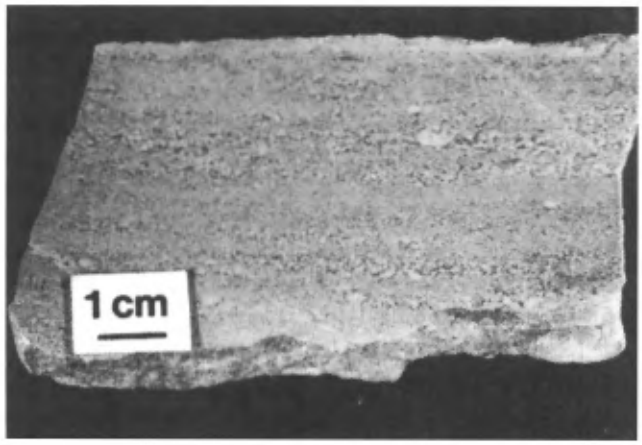



FIGURE 51 — Lithofaciès 8, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Coupe verticale polie montrant de nombreux intraclastes bien arrondis. On remarque localement un granoclassement à l'intérieur de certains niveaux. Pointe Enragée (N).

**Interprétation:** Ces grainstones représentent des sédiments déposés dans des chenaux sur un platier littoral. Un tel milieu de dépôt est suggéré par les nombreux intraclastes dérivés des lithofaciès associés, par des blocs effondrés à la marge de certains chenaux et par les bases érosives et les marges irrégulières des chenaux érodés dans les mudstones à «birdseye». Ce lithofaciès est comparable aux chenaux de marée actuels qui dissectent le platier littoral dans l'ouest de l'île Andros, aux Bahamas (Shinn *et al.*, 1969; Hardie, 1977).

### Lithofaciès 9: Packstones à gastéropodes

**Description:** Des packstones à gastéropodes forment une unité bien distincte de 0,5 à 0,8 m d'épaisseur à la base de l'assemblage médian. La majeure partie de ce lithofaciès consiste en bioclastes dans une matrice de micrite montrant des textures de dêpôt: surtout de packstones: mais ici et là de wackestone (figure 52). La faune, abondante, est surtout restreinte à des gastéropodes. On observe aussi des ostracodes léperditiidés, des algues codiacées (*Hedstroemia*, *Garwoodia*) et des trilobites bathyuridés. Les taxa sténohalins sont rares. Les phénomènes diagénétiques observés dans ce lithofaciès se distinguent, entre autres, par la dissolution sélective des coquilles de gastéropodes, lesquelles furent ultérieurement remplies par plusieurs générations de ciment de calcite fibreuse et/ou de sédiments internes géotropes de couleur rougeâtre (figure 53).

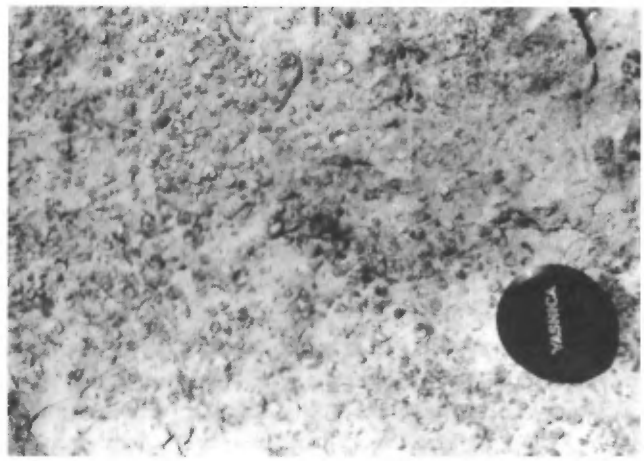


FIGURE 52 — Lithofaciès 9, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Vue en plan de nombreux gastéropodes exposés à la surface d'une unité de packstone. Île Niapiskau (W).

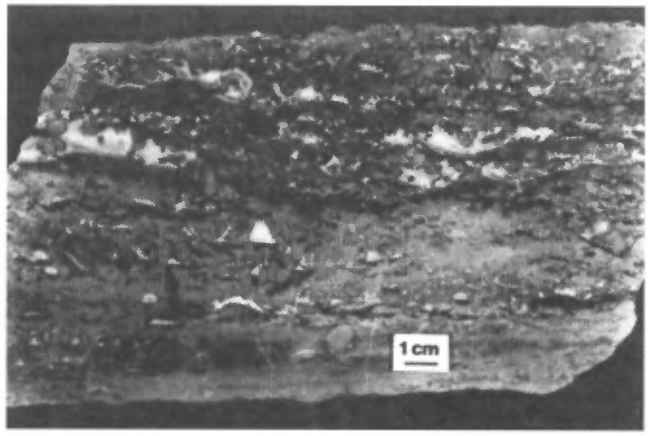



FIGURE 53 — Lithofaciès 9, Formation de Mingan, Membre de Fantôme. Coupe verticale polie dans un packstone à gastéropodes se distinguant par la dissolution sélective des coquilles de gastéropode (flèches) et le remplissage des cavités par plusieurs générations de ciment de calcite fibreuse (zones claires) et de sédiment interne géotrope (zones plus foncées). Île du Havre (SW).

**Interprétation:** Ce lithofaciès est interprété comme étant le produit de sédiments déposés dans un milieu lagunaire, sous des conditions de faible turbulence. Ce milieu peu agité se reflète dans ses textures de dépôt. La faune, composée de quelques organismes bien adaptés, est généralement indicatrice de milieux de dépôt semi-fermés, tels les lagons, où la circulation de l'eau n'est pas assez active pour y maintenir des conditions marines normales (Enos, 1983).

### Lithofaciès 10: Mudstones/wackestones à bioclastes

**Description:** Ce lithofaciès se trouve dans deux contextes stratigraphiques bien distincts: des unités à litage ondulant de 0,4 à 2,0 m d'épaisseur dans les assemblages médian et supérieur et des unités lenticulaires de 0,1 à 0,4 m d'épaisseur dans l'assemblage médian. Ces calcaires, de couleur gris moyen, sont composés d'une matrice de micrite bioturbée contenant moins de 20 % de

bioclastes. Les unités à litage ondulant de l'assemblage médian sont interlitées ici et là avec des niveaux riches en intraclastes dans lesquels on observe des laminations de courant. Les unités lenticulaires, quant à elles, se trouvent généralement associées avec des mudstones à «birdseye» (lithofaciès 7). La faune comprend des gastéropodes, des ostracodes léperditiidés et des algues codiacées. Des filaments d'algues (*Girvanella*) sont présents ici et là dans la matrice de micrite. Les taxa sténohalins sont absents ou rares. *Chondrites* et *Palaeophycus* sont les traces fossiles les plus abondantes (figure 54).

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente des sédiments déposés sur une plate-forme peu profonde sous des conditions relativement restreintes (lagon, baie). Les textures de dépôt sont conformes à celles d'un milieu peu turbulent, quoique pouvant être perturbé à l'occasion par des tempêtes. La faune peu diversifiée, la bioturbation intense à modérée et l'absence de structures sédimentaires ou d'évidences d'exposition subaérienne supportent une telle interprétation. Des exemples actuels sont la baie de Floride où la circulation marine est restreinte par les calcaires pleistocènes formant les «Keys» (Enos & Perkins, 1977), ou la plate-forme interne à l'ouest de l'île Andros dans les Bahamas (Hardie, 1977). Quant aux unités lenticulaires de mudstones et de wackestones associées aux mudstones à «birdseye», elles ont été probablement déposées dans de petites dépressions formant des étangs sur un platier littoral.

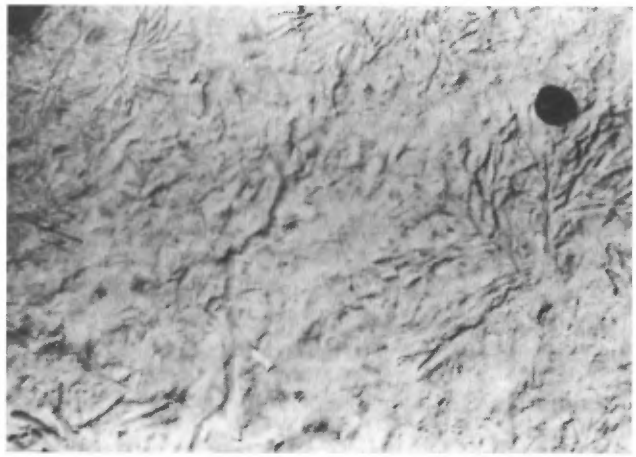


FIGURE 54 — Lithofaciès 10, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Surface en base de banc montrant de nombreuses traces fossiles, principalement *Chondrites*. Île Niapiskau (W). Échelle: couvercle de lentille (5,0 cm).

## LITHOFACIÈS CALCAIRES INFRATIDAUX

Ces lithofaciès, numérotés de 11 à 16, sont résumés au tableau 4 (voir aussi figure 33).

### Lithofaciès 11: Wackestones/packstones à bioclastes

**Description:** Ce lithofaciès se trouve dans les assemblages médian et supérieur, où il forme des unités de 1,0 à 6,0 m d'épaisseur. Il est composé de calcaires bioturbés, gris moyen, caractérisés par l'abondance des fossiles et des textures de wackestone et de packstone (figures 55 et 56). En plusieurs endroits, les bioclastes sont complets ou légèrement fragmentés et montrent peu d'évidence de transport. Ce sont surtout des algues *Girvanella*, des échinodermes, des brachiopodes, des gastéropodes, des ostracodes et des trilobites. Des éponges lithistidées, des céphalopodes, des bryozoaires, des algues calcaires (*Hedstroemia*, *Ortonella*, *Nuia*) et des coraux tabulés sont aussi présents. Les algues *Girvanella* peuvent former jusqu'à 30 % du volume total de la roche. Elles sont dispersées dans la matrice de micrite, fragmentées en petits intraclastes ou présentes sous forme d'oncolites (figure 57). Vus en lames minces, les oncolites montrent des enroulements d'algues *Girvanella* nettement asymétriques (figure 58). Ici et là, la bioturbation est intense et les terriers, légèrement dolomitisés, se distinguent facilement de la matrice

**Tableau 4 – Description et interprétation des lithofaciès calcaires infratidaux de la Formation de Mingan**

| Lithofaciès | Traits lithologiques | Milieux de dépôts |
|---|---|---|
| 11– Wackestones/ packstones à bioclastes | Bioturbation modérée à intense; faune marine diversifiée; oncolites à Girvanelles, terriers dolomitisés; assemblages médian et supérieur. | Plate-forme en milieu ouvert, peu agité |
| 12– Grainstones à bioclastes et oolites | Particules bien arrondies; stratifications entrecroisées en auge; faune marine diversifiée; porosité «oomoldic»; lithofaciès associés avec pelletoïdes et intraclastes; assemblages médian et supérieur. | Haut-fonds de sable en milieu turbulent |
| 13– Calcaires récifaux | Unités à biostromes et petits biohermes; «consortium» de bryozoaires, éponges lithistidées, coraux tabulés et algues calcaires; faune associée diverse; texture de wackestone à bafflestone, localement de bindstone; assemblage supérieur. | Récifs de plate-forme («patch reef») |
| 14– Grainstones de base | Intraclastes et bioclastes communs; faune diverse dominée par les échinodermes et les éponges lithistidées; porosité «keystone»; vagues stratifications entrecroisées; ciment précoce à orientation gravitationnelle; distribution irrégulière; base de l'assemblage supérieur. | Zones de plage indurée («beachrock») |
| 15– Mudstones nodulaires | Bioturbation modérée; faune restreinte; interlits de shale; distribution irrégulière à la base de l'assemblage supérieur. | Plate-forme semi-fermée |
| 16– «Coquinas» à brachiopodes | Faune restreinte dominée par les brachiopodes rhynchonellidés; matrice de micrite avec fraction terrigène (quartz); distribution irrégulière à la base de l'assemblage supérieur. | Plate-forme semi-fermée |

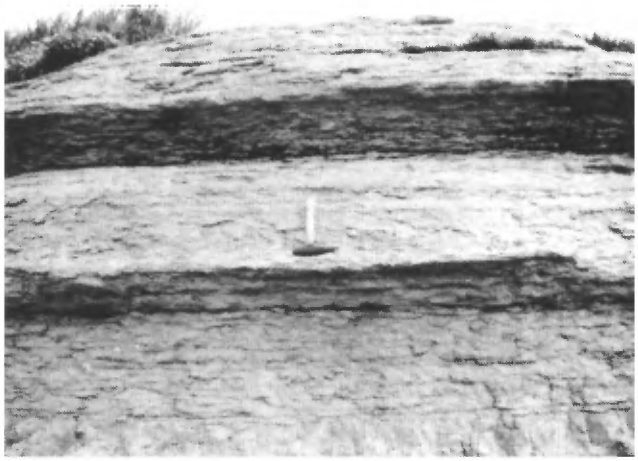


FIGURE 55 — Lithofaciès 11, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en coupe d'une unité de wackestone/packstone à bioclastes se distinguant par des lits minces et irréguliers (détail voir figure 56). Île du Havre (SE).

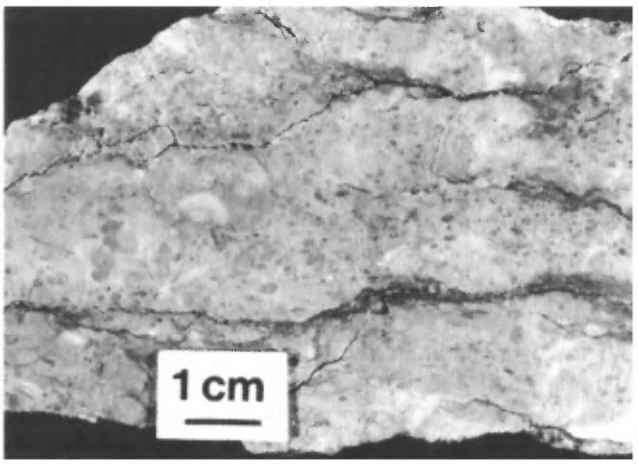



FIGURE 56 — Lithofaciès 11, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Coupe verticale polie illustrant de nombreux bioclastes, principalement des échinodermes, qui baignent dans une matrice de micrite bioturbée. Île du Havre (NE).

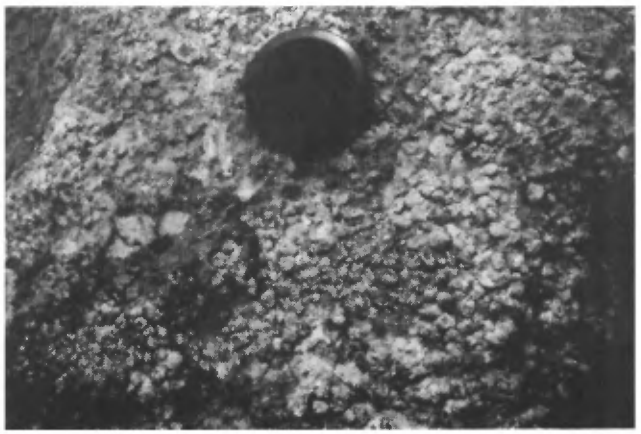


FIGURE 57 — Lithofaciès 11, Formation de Mingan, Membre de Perroquet. Vue en plan montrant de nombreux oncolites exposés en relief à la surface d'un packstone à bioclastes (détail voir figure 58). Île de la Maison.

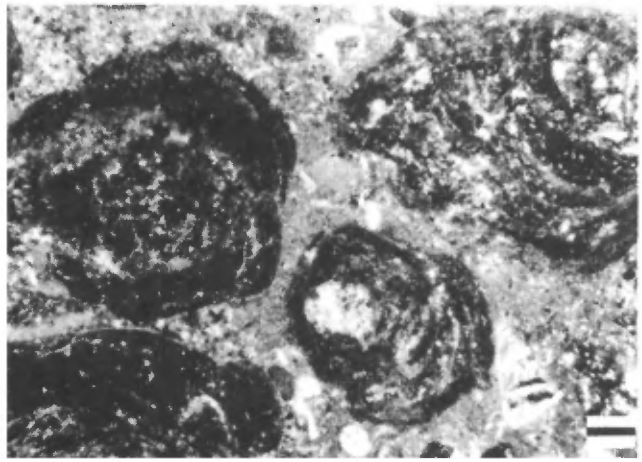


FIGURE 58 — Lithofaciès 11, Formation de Mingan, Membre de Perroquet. Photomicrographie en lumière naturelle illustrant des oncolites asymétriques à *Girvanella*. Échelle: barre (1,0 mm).

micritique par leur couleur chamois en surface altérée. *Planolites, Palaeophycus* et *Chondrites* sont les traces fossiles les plus communes.

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente des sédiments déposés en milieu marin sur une plate-forme peu profonde, ouverte mais peu agitée. La faune abondante est diversifiée et comprend de nombreux taxa sténohalins qui sont généralement associés à de tels milieux (Wilson & Jordan, 1983). De plus, l'absence de structures sédimentaires, les bioclastes peu fracturés et les textures de dépôt indiquent un milieu relativement calme, quoique la présence d'oncolites suggère des périodes intermittentes de turbulence.

### Lithofaciès 12: Grainstones à bioclastes et oolites

**Description:** Les grainstones à bioclastes et oolites se trouvent en lits de 0,2 à 1,2 m d'épaisseur et montrent des stratifications entrecroisées en auge (figure 59) dont les

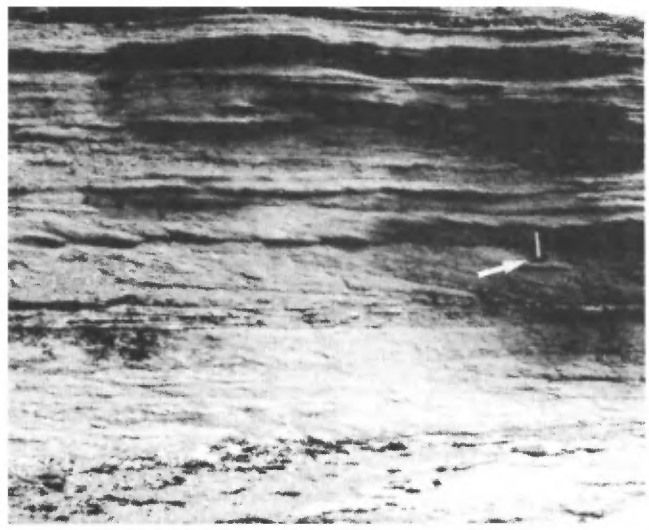


FIGURE 59 — Lithofaciès 12, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Section montrant une unité de grainstone à bioclastes et oolites, en lits de 30 à 60 cm, avec stratifications entrecroisées. La Grande Pointe. Échelle: marteau (30 cm).

vecteurs moyens de paléocourant sont bimodaux et bipolaires (010°-190°). Ce lithofaciès forme des unités lenticulaires dans les assemblages médian et supérieur et il s'interdigite avec les wackestones/packstones à bioclastes (lithofaciès 11). Ces unités sont tracées latéralement sur plusieurs centaines de mètres; celles de l'assemblage supérieur peuvent même s'étendre sur plus de 10 km. La plupart de ces unités sont tronquées par une surface paléokarstique, caractérisée par plusieurs phénomènes de dissolution mineurs (karren, kaminetza, etc.).

Les grainstones (calcarénite à calcirudite) comprennent principalement des bioclastes et des oolites en proportions variables (figures 60 et 61). Des pelletoïdes ou de petits intraclastes bien triés sont communs là où les unités de grainstone sont le plus bioturbées (principalement *Chondrites*) et s'interdigitent avec les lithofaciès associés (figure 62). De plus, des intraclastes sont observés ici et là dans certaines unités de grainstones de l'assemblage supérieur.

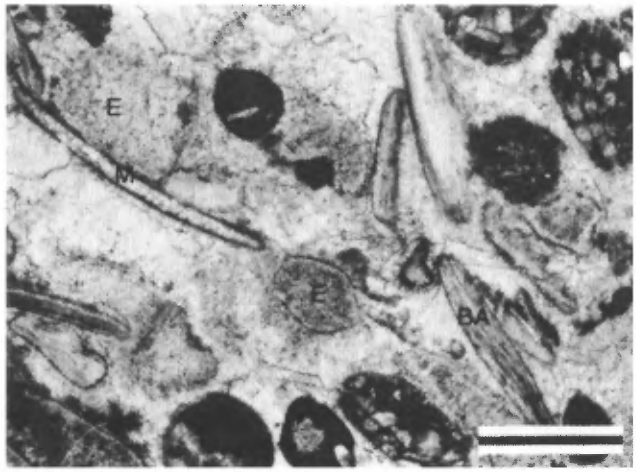



FIGURE 60 — Lithofaciès 12, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Photomicrographie en lumière naturelle d'un grainstone composé principalement de bioclastes: échinodermes (E), brachiopodes (BA), bryozoaires (BY), mollusques (M). Échelle: barre (1,0 mm).

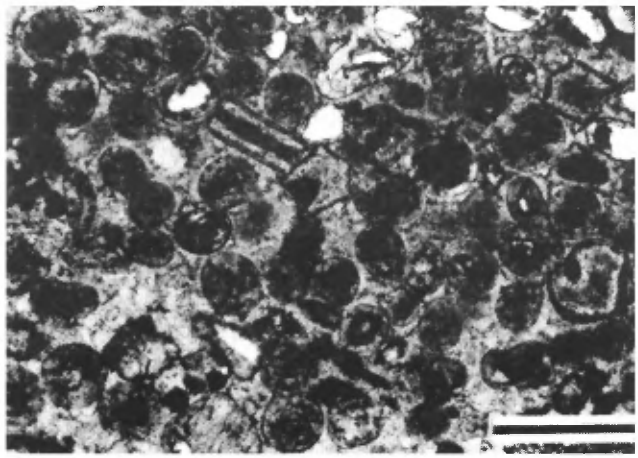


FIGURE 61 — Lithofaciès 12, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Photomicrographie en lumière naturelle d'un grainstone composé principalement d'oolites. Échelle: barre (1,0 mm).

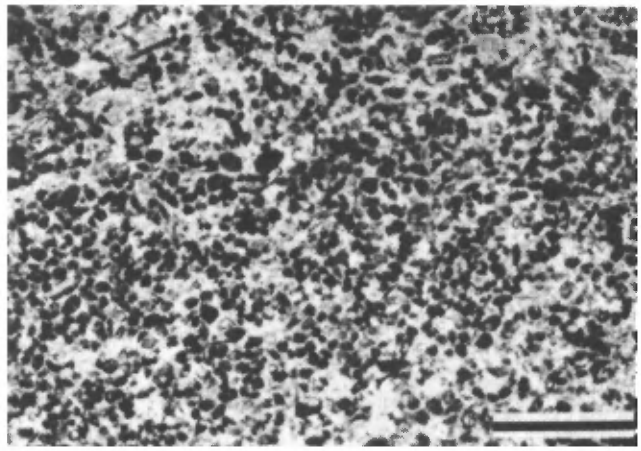


FIGURE 62 — Lithofaciès 12, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Photomicrographie en lumière naturelle d'un grainstone composé principalement de petits intraclastes ou pelletoïdes bien triés. Échelle: barre (1,0 mm).

Vus en lames minces, les bioclastes sont des particules bien arrondies, dérivées d'une faune diversifiée comprenant principalement des échinodermes, des gastéropodes, des bryozoaires, des brachiopodes, des trilobites et des ostracodes. Des céphalopodes, des éponges lithistidées, des coraux tabulés et des algues calcaires (*Nuia*, *Girvanella*) sont aussi présents. Les oolites peuvent former jusqu'à 40 % des particules mais elles ne dépassent guère plus de 10 % en général. La microstructure de ces oolites montre ici et là des cortex concentriques et/ou radiaux. Des pelletoïdes ou petits intraclastes sont les noyaux les plus communs. Les pores interparticulaires sont remplis par un ciment de calcite prismatique ou granulaire. La porosité présente est secondaire et du type «oomoldic»; elle peut atteindre localement près de 5 % du volume de la roche.

**Interprétation:** Ce lithofaciès est interprété comme ayant été formé sur des haut-fonds de sable calcaire soumis à l'influence de forts courants de marée, comme l'indiquent les structures sédimentaires, les mesures de paléocourant, les particules arrondies et la présence d'oolites. De plus, la faune comprend de nombreux taxa sténohalins, ce qui indique que ces haut-fonds sablonneux étaient situés sur une plate-forme dont les conditions marines étaient près de la normale. Des fluctuations mineures du niveau marin ont permis d'exposer sporadiquement les haut-fonds sablonneux et de développer une surface d'érosion karstique. Des haut-fonds similaires sont bien connus sur plusieurs plates-formes marines actuelles, où ils se développent à peine à quelques mètres sous le niveau de la mer (Wilson & Jordan, 1983). Les haut-fonds de ce faciès ont cependant une moins grande étendue que ceux que l'on retrouve à la marge de certaines plate-formes actuelles (Hine *et al.*, 1981).

### Lithofaciès 13: Calcaires récifaux

**Description:** Le terme «calcaires récifaux» est utilisé au sens large pour désigner les unités de biostromes (figures 63 et 64) et de biohermes (figures 65, 66 et 67) qui compo-

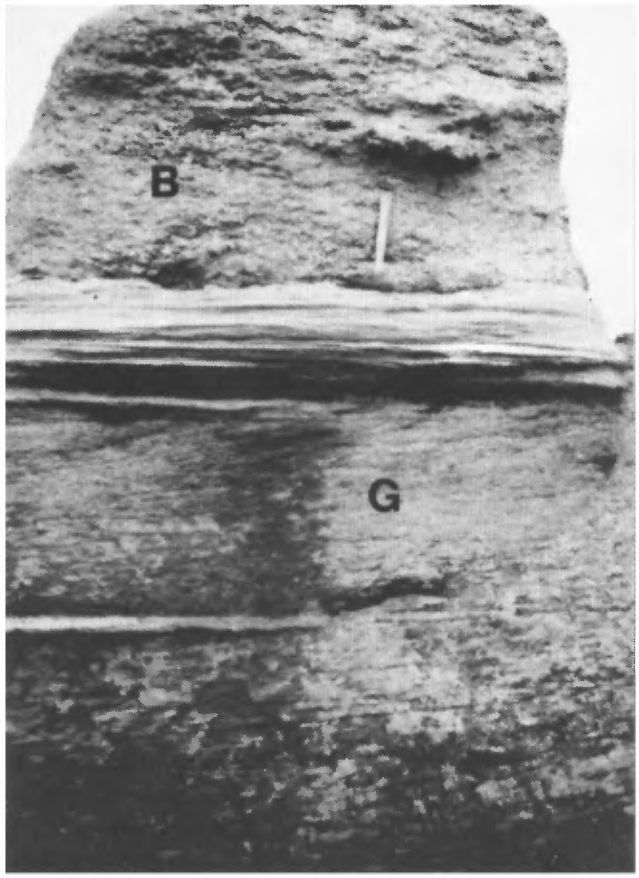



FIGURE 63 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en coupe d'un biostrome (B) formant une unité massive (détail voir figure 64) et surmontant une unité de grainstone (lithofaciès 12) avec stratifications entrecroisées (G). On note que le contact (base du marteau) entre ces deux unités est net et représente une surface paléokarstique (détail voir figures 105, 106 et 107). Île Nue de Mingan (N).

FIGURE 64 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue détaillée montrant les principaux organismes fossiles du biostrome illustré dans la figure 63: des coraux tabulés encroûtants du type *Billingsaria* (C) et des éponges lithistidées tubulaires (E). Île Nue de Mingan (N).

FIGURE 65 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en coupe du noyau récifal (détail voir figure 66) d'un bioherme isolé. Île Saint-Charles (SW). Échelle: barres (2,0 cm).

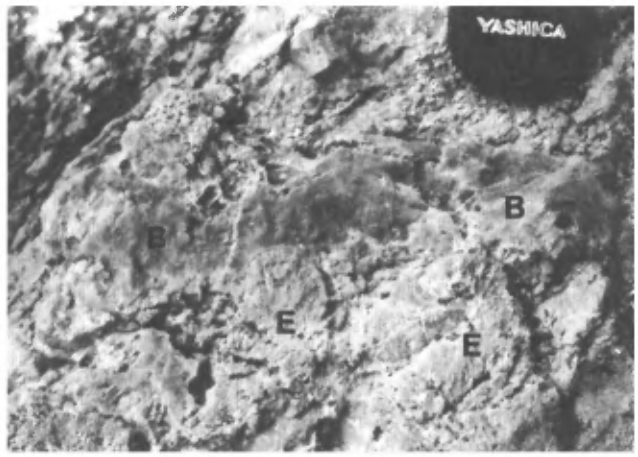



FIGURE 66 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en coupe montrant les principaux organismes constructeurs: *Billingsaria* (B), un corail tabulé, encroûtant d'autres tabulés hémisphériques assignés au genre *Eofletcheria* (E). Île Saint-Charles (SW).

sent ce lithofaciès. Les *biohermes* sont de petits monticules massifs isolés ou regroupés en complexes (figures 68 à 71). Ces monticules sont circulaires en plan et mesurent de 0,5 à 2,0 m de hauteur et de 2,0 à 10,0 m de diamètre. Les *biostromes* sont des unités stratiformes massives, de 0,5 à 2,0 m d'épaisseur, qui peuvent être tracées sur plusieurs dizaines de mètres. La localisation des calcaires récifaux dans la Formation de Mingan est indiquée à la figure 72.

Les récifs sont érigés par un «consortium» d'éponges lithistidées (figures 73 et 74), de bryozoaires (figure 75), de coraux tabulés (figures 76 à 78) et d'algues solénoporacées (figure 79). Ces organismes se retrouvent généralement en position de croissance dans une matrice de micrite, à l'exception des biostromes où ils montrent quelques évidences de transport. La majeure partie de ces organismes est caractérisée par des formes digitées, ramifiées et encroûtantes, et rarement par des formes massives ou hémisphériques. Plusieurs assemblages fauniques, dominés par un simple taxon

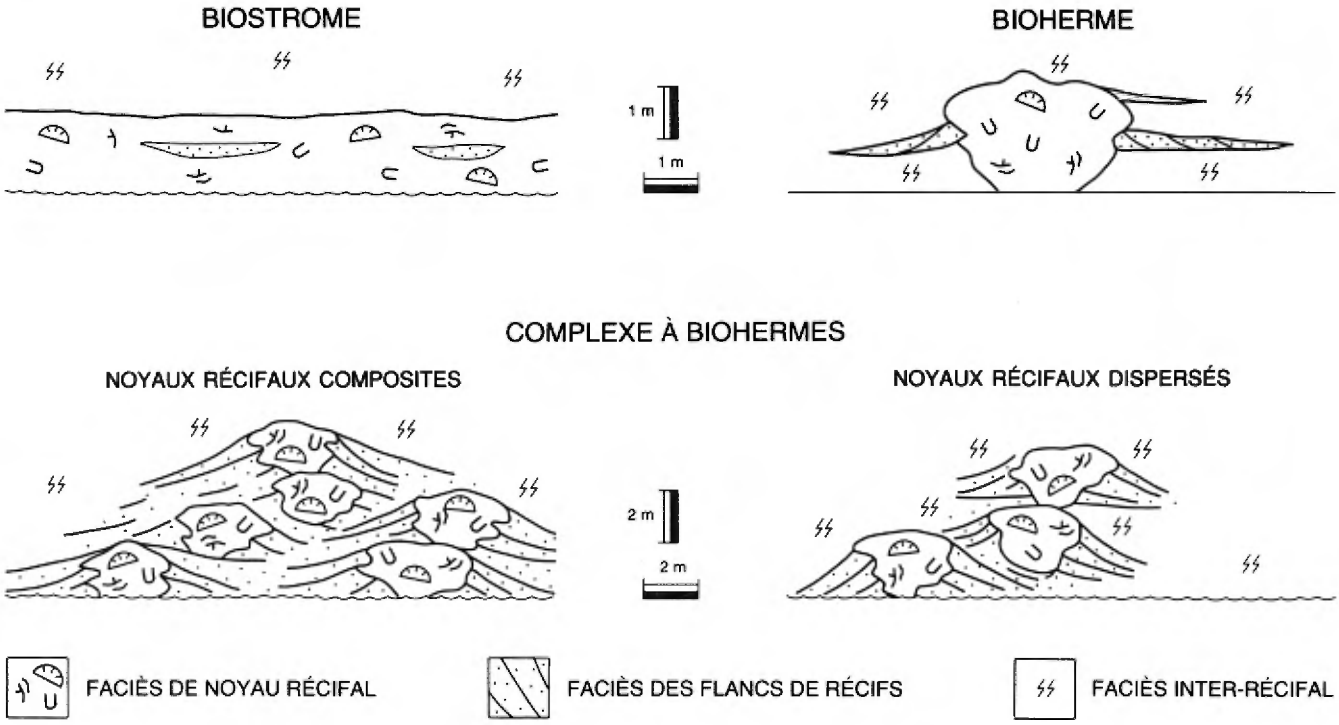



FIGURE 67 — Diagramme simplifié illustrant les relations stratigraphiques entre les différentes subdivisions (noyau, flanc, inter-récif) à l'intérieur des calcaires récifaux de la Formation de Mingan. Trois types de calcaires récifaux sont présents: 1) biostromes; 2) biohermes et 3) complexes à biohermes avec des noyaux plus ou moins distants.

FIGURE 68 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Petite falaise (8,0 m de haut) illustrant un complexe récifal constitué de nombreux petits biohermes (b) massifs entourés par des grainstones mieux lités. Ce complexe à biohermes repose en discordance (paléokarst) sur des mudstones calcaires à «birdseye» (lithofaciès 7), en lits bien définis, du Membre de Fantôme. Île de la Fausse Passe (E). Échelle: assistant de terrain (1,8 m).

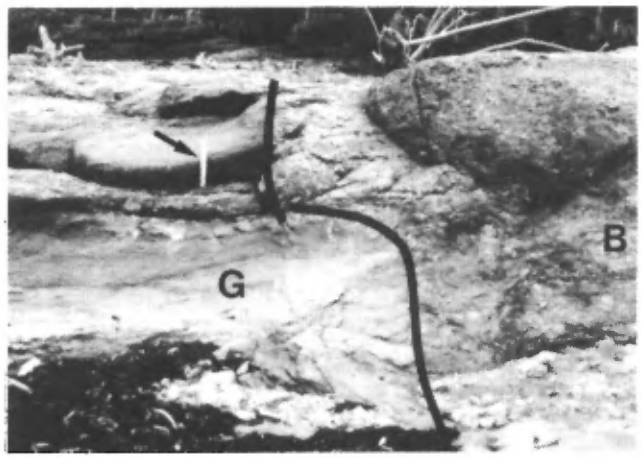



FIGURE 69 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en coupe montrant le contact irrégulier entre le noyau massif d'un bioherme (B) et les grainstones adjacents (G) mieux lités. Île du Fantôme (W). Échelle: marteau (30 cm).

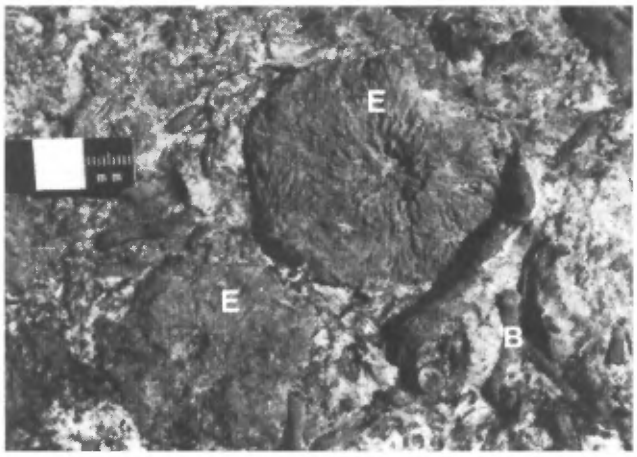



FIGURE 70 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en plan montrant la surface de litage au sommet du bioherme illustré dans la figure 69. On remarque des petits bryozoaires (B) ramifiés et des éponges (E) globulaires en position de croissance ayant leur cavité centrale orientée vers le haut. Île du Fantôme (W). Échelle: (1,0 cm).

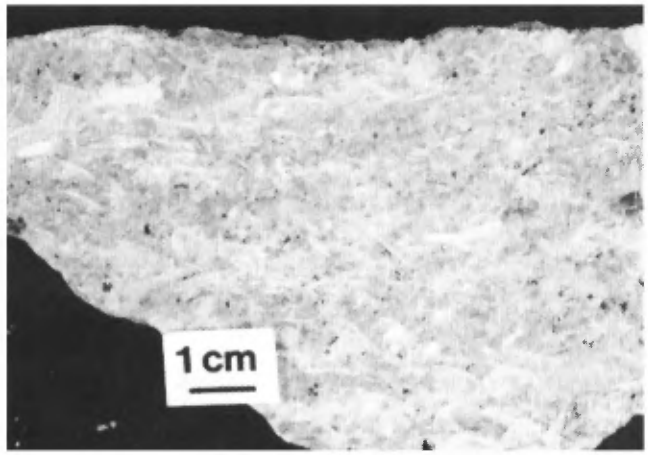



FIGURE 71 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Coupe verticale polie d'un grainstone encaissant les noyaux récifaux à l'intérieur d'un complexe à biohermes. On note les nombreux fragments du bryozoaire bifolié *Stictopora* (particules aplaties de couleur pâle). Île du Fantôme (W).

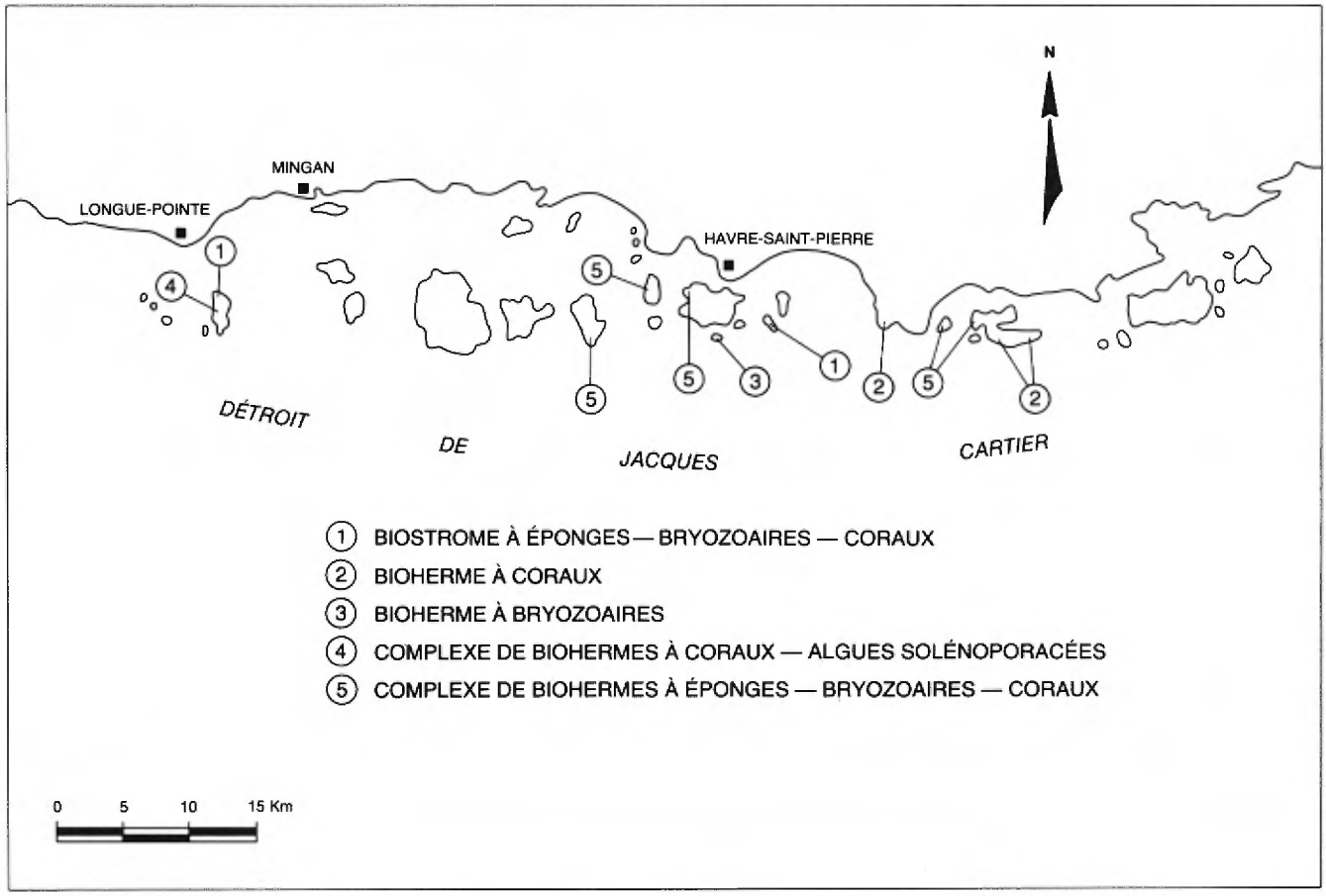



FIGURE 72 — Carte de localisation indiquant la distribution des différents types de calcaires récifaux dans la Formation de Mingan. Voir figure 1 pour les noms de localités.

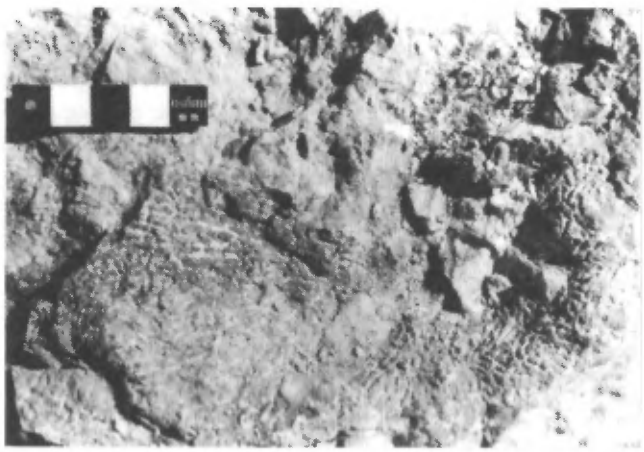


FIGURE 73 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en plan d'une éponge en position de croissance ayant une forme d'assiette. On distingue un réseau dense de canaux à la surface de l'éponge. Petite Île au Marteau (W). Échelle: barres (1,0 cm).

FIGURE 76 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en coupe montrant de nombreux feuillets encroûtants du corail *Billingsaria* dans un biostrome. Île Nue de Mingan (N). Échelle: barres (1,0 cm).

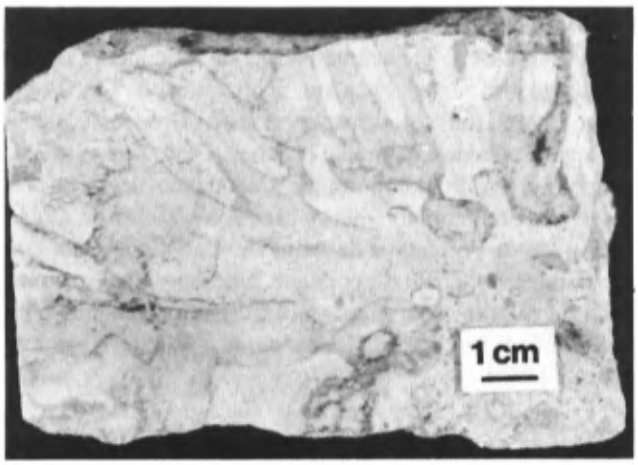



FIGURE 74 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Coupe verticale polie d'une éponge tubulaire en position de croissance, montrant de nombreux embranchements. Île Nue de Mingan (W).

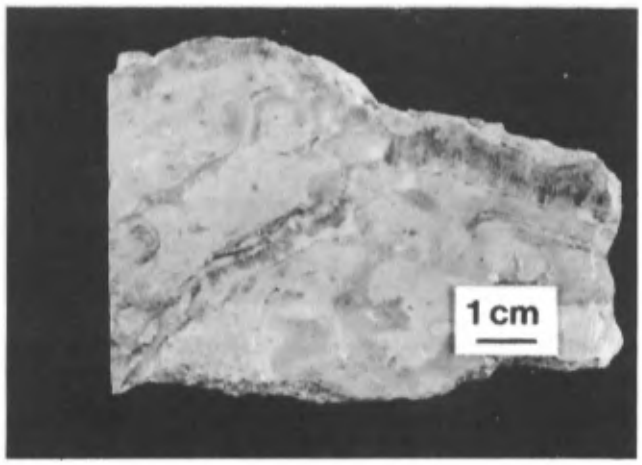



FIGURE 77 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Coupe verticale polie montrant la nature encroûtante du corail tabulé *Billingsaria* dans un bioherme. Île Saint-Charles (SW).

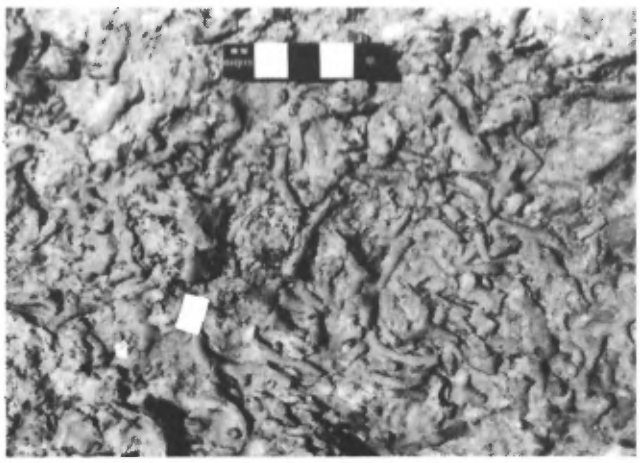


FIGURE 75 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Surface de litage montrant de nombreux fragments transportés du bryozoaire ramifié *Batostoma*, accumulés sous forme de grainstones autour des biohermes. Petite Île au Marteau (W). Échelle: barres (1,0 cm).

ou par plusieurs taxa, sont présents: 1) biostrome à éponges-bryozoaires-coraux; 2) bioherme à coraux; 3) bioherme à bryozoaires; 4) complexes de biohermes à coraux-algues et 5) complexes de biohermes à éponges-bryozoaires-coraux. Les textures de dépôt varient de wackestone à bafflestone mais on observe localement des bindstones au sommet de certains biohermes. De plus, on trouve une faune associée incluant des échinodermes, des brachiopodes, des gastéropodes, des trilobites, des ostracodes et des céphalopodes.

La matrice des calcaires récifaux est composée d'une micrite homogène, ici et là à pelletoïdes, légèrement bioturbée. Elle forme de 40 à 50 % du volume total des calcaires récifaux. On note cependant de nombreux stromatolites et des trames de micrite à «birdseyes» (trame algaire ou spongiaire?) qui encroûtent les principaux organismes constructeurs.

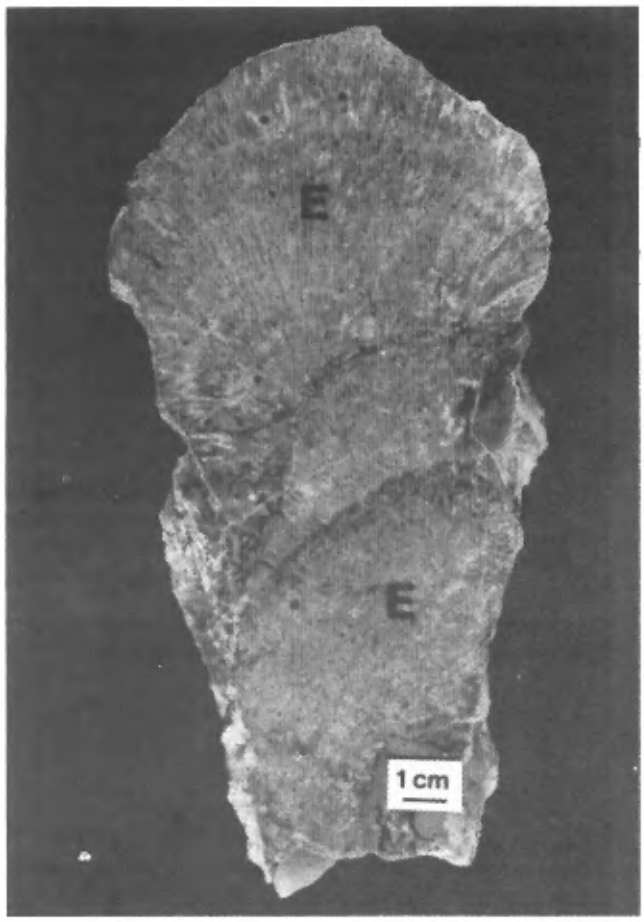



FIGURE 78 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Coupe verticale polie illustrant des colonies hémisphériques du corail tabulé *Eofletcheria* (E), intimement liées dans un bioherme. Île Saint-Charles (SW).

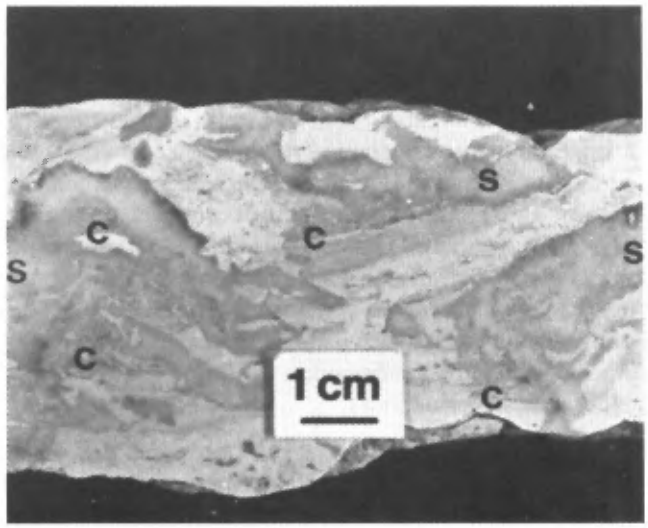



FIGURE 79 — Lithofaciès 13, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Coupe verticale polie montrant de petites cavités (C) formées par la croissance d'algues solénoporacées (S) intimement liées entre elles. On remarque le remplissage partiel de certaines cavités par un sédiment géotrope. Île Nue de Mingan (W).

Les lithofaciès entourant les calcaires récifaux sont des wackestones/packstones à bioclastes (lithofaciès 11), à l'exception des complexes à biohermes où des grainstones à bioclastes mieux lités sont présents. Ces grainstones, dominés par des fragments d'échinodermes et de bryozoaires, forment des lits dont la pente sédimentaire (ou originale) atteint 20° et qui épousent la forme du bioherme.

**Interprétation:** Ces calcaires récifaux représentent de petites structures biogéniques isolées et construites sur une plate- forme en milieu marin ouvert. Ces structures appartiennent à trois types: 1) les biostromes représentent des accumulations locales *in situ* d'organismes constructeurs potentiels; 2) les biohermes représentent de petits récifs solitaires qui se sont développés dans des conditions de faible turbulence et 3) les complexes à biohermes représentent des «patch reefs» qui se sont érigés dans des conditions plus turbulentes. Les textures de dépôt suggèrent que les principaux organismes ont surtout servi, lors de la construction des récifs, à trapper et stabiliser les sédiments transportés sur le fond marin. De plus, la stabilité des dépôts a peut-être été accrue par un encroûtement (algaire ou spongiaire) sur les organismes constructeurs. Ces récifs, d'âge Chazy, sont comparables à ceux du Groupe de Chazy de la vallée du lac Champlain (Pitcher, 1964; Kapp, 1975). Toutefois, les stromatoporoïdes[1], abondants dans ces derniers, sont remarquablement absents des faciès de noyau récifal de la Formation de Mingan. Les biohermes, des monticules contenant d'abondants bioclastes dans une matrice de micrite, sont conformes au patron généralement observé dans les récifs du Paléozoïque inférieur (Klappa & James, 1980).

### Lithofaciès 14: Grainstones de base

**Description:** Ce lithofaciès forme une unité de 0,5 à 3,0 m d'épaisseur à la base de l'assemblage supérieur. Il repose directement sur la discordance intra-Mingan mais sa distribution est irrégulière dans la région étudiée. Les grainstones, de couleur gris pâle, sont composés en proportions égales d'intraclastes et de bioclastes (figure 80). Ils possèdent de vagues stratifications entrecroisées. Les intraclastes, de 1,0 à 3,0 mm de diamètre, sont des particules subarrondies de forme assez irrégulière. Les intraclastes les plus communs sont des fragments de mudstone micritique contenant ici et là des «birdseyes». Les bioclastes sont aussi arrondis et comprennent plusieurs taxa sténohalins dominés par des échinodermes et des éponges lithistidées. Des fragments de mollusques, de bryozoaires, de trilobites et d'ostracodes sont également présents. De plus, des oolites à structure radiale ont été notées. On observe à plusieurs endroits des pores de forme irrégulière, de dimensions plus grandes (5-10 mm) que les particules sédimentaires, et dont le périmètre est délimité par plusieurs de ces

(1) Toutefois, deux colonies de stromatopore en forme de dôme ont été identifées sur l'île Nue de Mingan (W). Ces colonies, cependant, se trouvent dans les faciès adjacents au noyau récifal proprement dit. Quoique mal préservée, leur microstructure montre des traits caractéristiques du genre *Labechia*.

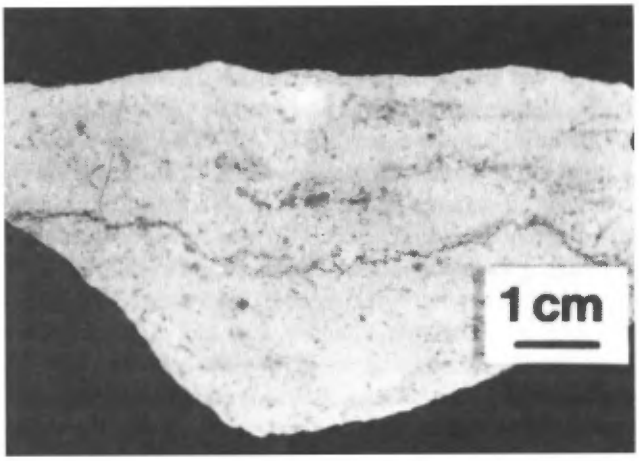



FIGURE 80 — Lithofaciès 14, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Coupe verticale polie montrant un échantillon de grainstone. On distingue de nombreuses particules de la taille d'un sable (intraclastes, bioclastes). Île Nue de Mingan (E).

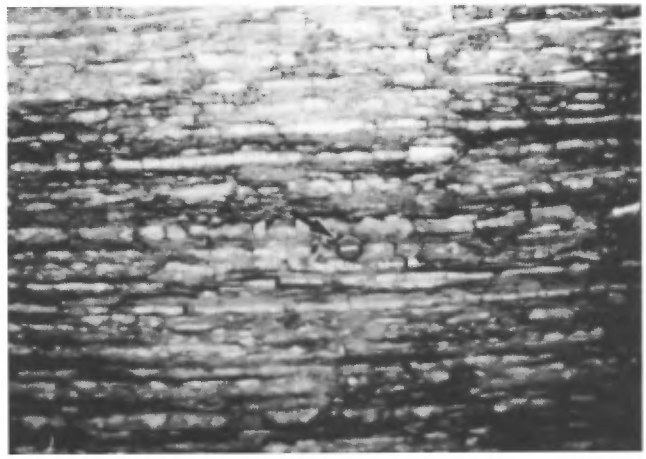


FIGURE 81 — Lithofaciès 15, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Vue en coupe de mudstones calcaires en lits nodulaires séparés par de minces interlits de shale. Grande Pointe. Échelle: couvercle de lentille (5,0 cm).

particules. La porosité interparticulaire est partiellement remplacée par une première génération de ciment de calcite fibreuse riche en inclusions et qui forme des franges isopaques, localement gravitationnelles, autour des particules. Les pores restants sont remplis par un ciment de calcite granulaire.

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente des dépôts de plage indurés («beachrock») comme l'indique la présence d'un ciment précoce. On distingue ici et là dans ce ciment une orientation gravitationnelle qui indique une précipitation en milieu vadose, où deux phases (air-eau) étaient présentes. De plus, les pores de forme irrégulière, connus en anglais sous le nom de «keystone vugs» (qui se traduit littéralement par pores en «clé de voute»), peuvent se former par l'échappement d'air à travers un sédiment de plage inondé durant des cycles de marée (Inden & Moore, 1983). Les textures et structures primaires de ce lithofaciès sont aussi compatibles avec un tel milieu. Lors de la transgression marine sur les calcaires de l'assemblage médian, les sédiments de plage non indurés ont eu peu de chance d'être préservés, ce qui pourrait expliquer leur distribution irrégulière à la base de l'assemblage supérieur.

### Lithofaciès 15: Mudstones nodulaires

**Description:** Ce lithofaciès ne se retrouve que localement, en unités de 0,3 à 2,0 m d'épaisseur à la base de l'assemblage supérieur. Sa distribution est associée à la discordance intra-Mingan, particulièrement là où cette discordance érode plus profondément la Formation de Mingan (e.g. Grosse Île au Marteau, la Grande Pointe, île Saint-Charles). Il est constitué de lits de mudstone nodulaire (3-8 cm) et de shale (1-3 cm) (figure 81). Les lits de mudstone sont composés de micrite gris moyen, homogène, légèrement bioturbée. La faune est restreinte et comprend des gastéropodes et des ostracodes qui ne représentent jamais plus de 5 % du volume total de la roche.

**Interprétation:** Ce lithofaciès représente des sédiments fins déposés en milieux marins relativement restreints et peu agités. Les conditions restreintes sont indiquées par la faune assez limitée qui ne contient aucun élément sténohalin. La distribution stratigraphique suggère que ces sédiments furent déposés dans les dépressions de la discordance intra-Mingan, au tout début de la transgression marine mais bien avant que la plate-forme ne soit complètement inondée et qu'une bonne circulation marine soit rétablie.

### Lithofaciès 16: «Coquinas» à brachiopodes

**Description:** Ce lithofaciès forme des unités de 10 à 40 cm d'épaisseur immédiatement au-dessus de la discordance intra-Mingan, à la base de l'assemblage supérieur. Ces «coquinas» sont généralement associés aux mudstones nodulaires (lithofaciès 15). La majeure partie de ce lithofaciès est composée de brachiopodes rhynchonellidés, principalement *Rostricellula* sp. (figure 82). Les coquilles de ces

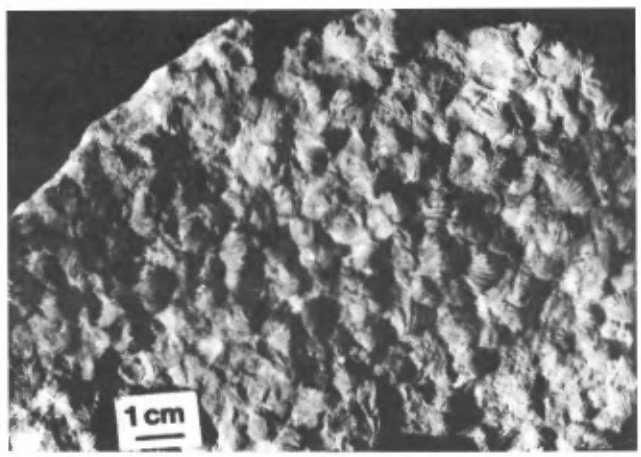



FIGURE 82 — Lithofaciès 16, Formation de Mingan, Membre de Grande Pointe. Échantillon montrant de nombreux brachiopodes rhynchonellidés (*Rostricellula* sp.) en relief sur une surface de litage. Île du Havre (NE).

brachiopodes sont complètes ou peu fracturées. Elles constituent de 30 à 50 % du volume total de la roche. Quoique des ostracodes et des gastéropodes soient présents, les taxa sténohalins sont rares ou absents. La matrice de micrite possède un contenu terrigène qui représente près de 30 % de la matrice et qui comprend des particules de quartz de la taille d'un sable fin.

**Interprétation:** Tout comme les mudstones nodulaires, ce lithofaciès est interprété comme étant un sédiment déposé dans un milieu marin relativement fermé. Un tel milieu se distingue par une faune peu diversifiée, où seulement quelques organismes sont bien adaptés aux conditions prévalentes. La distribution de ce lithofaciès suggère que les «coquinas» ont aussi été concentrés dans les dépressions de la discordance intra-Mingan, lesquelles ont été affectées en premier lieu par la transgression marine.

## DISTRIBUTION DES LITHOFACIÈS

La Formation de Mingan est subdivisée en trois différents assemblages stratigraphiques et paléoenvironnementaux (figures 33 et 83): un assemblage siliciclastique de base, et des assemblages médian et supérieur de lithofaciès calcaires séparés par la discordance intra-Mingan. Cette discordance a entraîné une érosion qui a influencé la distribution des assemblages sous-jacents (c.-à-d. médian et inférieur). Le relief créé a affecté la sédimentation à l'intérieur de l'assemblage sus-jacent.

**L'assemblage inférieur** est composé uniquement de lithofaciès siliciclastiques de milieux péritidaux qui se distinguent généralement par une granulométrie décroissante vers le sommet de l'assemblage (figure 84). Cet assemblage comprend, de la base au sommet: des grès à stratifications entrecroisées (lithofaciès 4); des grès laminés (lithofaciès 3); des shales laminés (lithofaciès 2) et des dololaminites silteuses (lithofaciès 1). A quelques endroits, comme à l'île aux Perroquets (coupe 1), à l'île du Havre (coupe 17c) et à l'île Saint-Charles (coupe 25c), l'assemblage est composé en majeure partie de shales laminés d'où les grès de base sont absents. Les lithologies secondaires comprennent des grès en unités chenalisées (lithofaciès 5) à l'intérieur de l'assemblage et de minces conglomérats à cailloux de chert et de dolomie à la base, reposant directement sur les dolomies de la Formation de Romaine. De plus, la partie supérieure de l'assemblage inférieur est localement érodée par la discordance intra-Mingan (e.g. île du Fantôme, coupe 15B; Grosse Île au Marteau, coupe 21A; la Grande Pointe, coupe 22B). La puissance de l'assemblage est relativement constante (4-6 m) dans la région étudiée, mais elle est seulement de 1,5 m sur l'île Innu (coupe 28), ce qui pourrait être expliqué par un relief d'érosion associé à cet endroit à la discordance post-Romaine.

**L'assemblage médian** comprend des lithofaciès calcaires de milieux péritidaux et infratidaux (figure 33). Cet assemblage est concordant avec l'assemblage inférieur, tandis que son contact supérieur est fixé à la discordance intra-Mingan (figure 83).

L'assemblage médian est caractérisé par une répétition à l'échelle métrique de certains lithofaciès péritidaux qui forment le Membre de Fantôme (figure 85). Cette répétition, quoique non cyclique, s'est typiquement effectuée dans l'ordre suivant, de la base au sommet: mudstones/wackestones à bioclastes (lithofaciès 10), mudstones à «birdseye» (lithofaciès 7) et laminites cryptalgaires (litho-

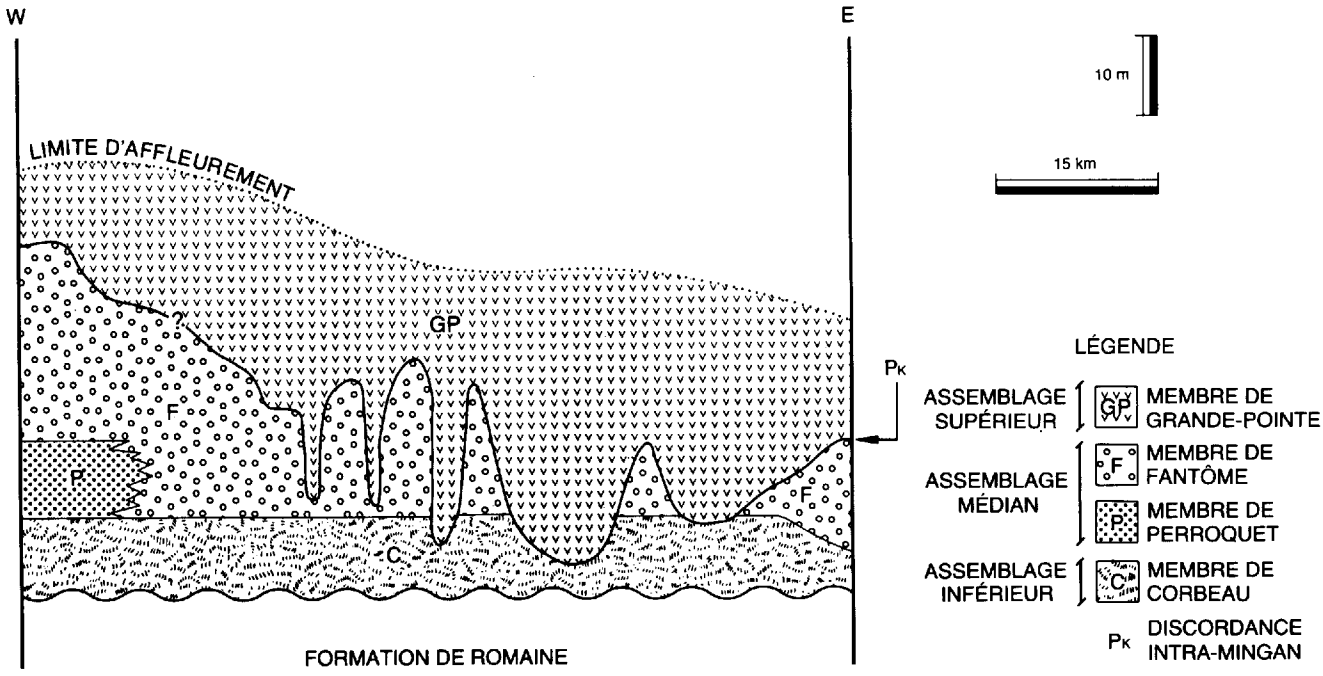



FIGURE 83 — Coupe géologique simplifiée (E-W) montrant la distribution des trois assemblages de lithofaciès à l'intérieur de la Formation de Mingan. A noter la position de la discordance intra-Mingan (Pk). Le niveau de référence de la coupe est le contact Romaine-Mingan.

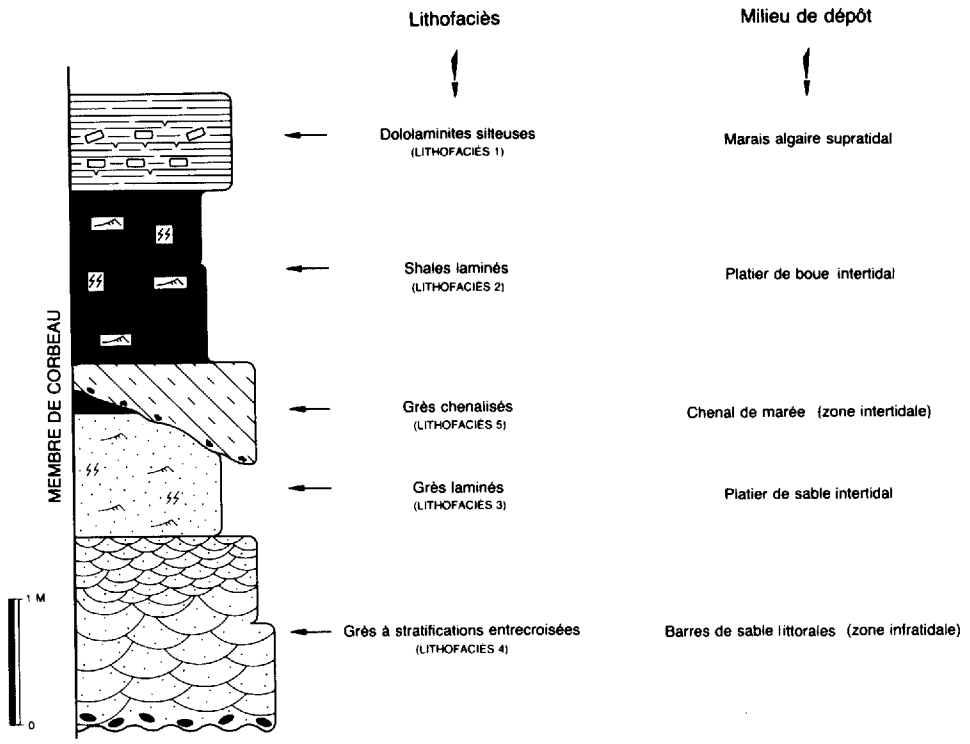



FIGURE 84 — Colonne stratigraphique simplifiée de l'assemblage inférieur de la Formation de Mingan. Voir légende de la figure 3 pour explication des symboles.

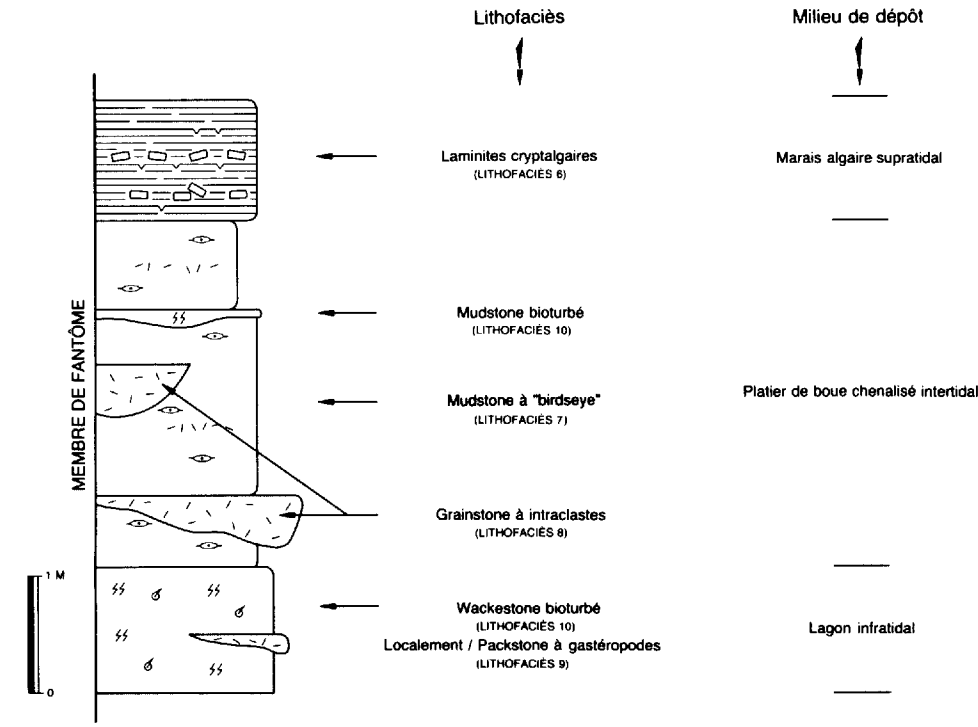



FIGURE 85 — Colonne stratigraphique simplifiée du Membre de Fantôme de l'assemblage médian de la Formation de Mingan. Voir légende de la figure 3 pour explication des symboles.

faciès 6). Des grainstones à intraclastes (lithofaciès 8) et des packstones à gastéropodes (lithofaciès 9) s'intercalent, par endroits, à l'intérieur de la séquence. La majorité de ces lithofaciès ne peuvent cependant être corrélés d'une coupe à une autre, même si celles-ci ne sont séparées que de quelques kilomètres. Le lithofaciès le plus commun est le mudstone à «birdseye» qui forme près de 60 % de l'assemblage. Le relief important de la discordance intra-Mingan contrôle la distribution et l'épaisseur de l'assemblage médian qui peut localement atteindre une puissance de 20 m.

Les lithofaciès de milieux infratidaux du Membre de Perroquet (lithofaciès 11 et 12), quant à eux, forment la partie inférieure de l'assemblage médian dans le secteur ouest de l'archipel (c.-à-d. à l'ouest de l'île Nue de Mingan), où ils s'interdigitent avec les lithofaciès péritidaux (lithofaciès 6 à 10).

**L'assemblage supérieur** ne comprend que des lithofaciès calcaires de milieu infratidal (figure 33). La distribution de ces lithofaciès est résumée à la figure 86. La limite inférieure de cet assemblage correspond à la discordance intra-Mingan tandis que sa limite supérieure est couverte par des dépôts meubles pléistocènes ou par les eaux du golfe du Saint-Laurent (figure 83). Cet assemblage repose soit sur l'assemblage médian, soit encore sur l'assemblage

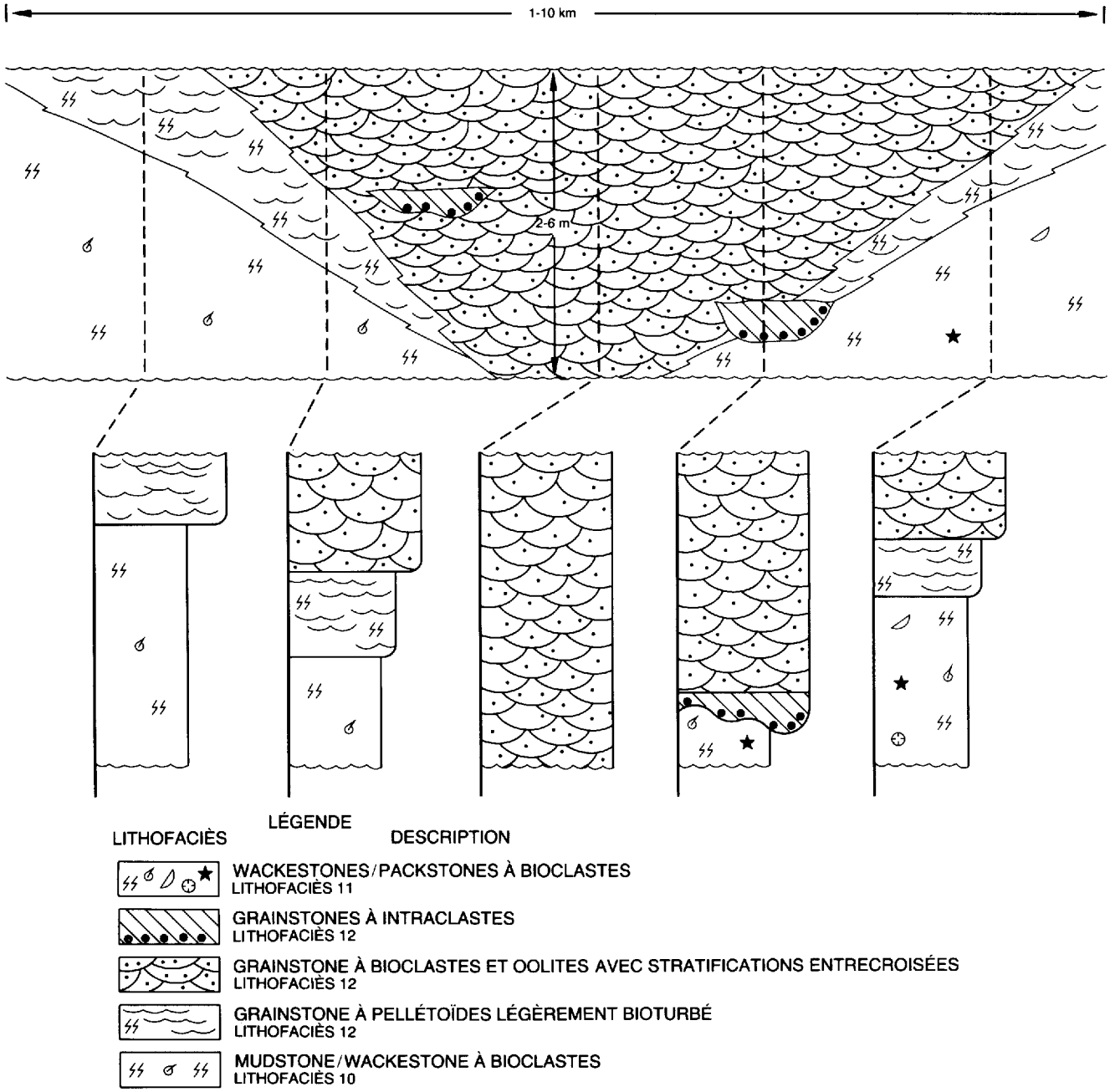



FIGURE 86 — Diagramme illustrant de façon simplifiée la distribution de lithofaciès dans l'assemblage supérieur. Une série de colonnes stratigraphiques montre les différentes variantes à l'intérieur d'une unité lenticulaire de grainstone dans une séquence micritique délimitée par deux surfaces paléokarstiques. Ces unités de grainstone (lithofaciès 12) ont de 2,0 à 6,0 mètres d'épaisseur et atteignent près de 10 km de longueur.

inférieur, selon l'amplitude du relief d'érosion de la discordance intra-Mingan. La topographie antérieure au dépôt a aussi contrôlé la disposition des lithofaciès à l'intérieur de l'assemblage supérieur. L'assemblage comprend des unités lenticulaires superposées de grainstone (lithofaciès 12) qui sont localisées dans les dépressions associées à la discordance. Ces unités de grainstone s'interdigitent avec des lithofaciès à matrice de micrite (lithofaciès 10 et 11). Les lithofaciès associés, tels les mudstones nodulaires (lithofaciès 15) et les «coquinas» à brachiopodes (lithofaciès 16), sont stratigraphiquement limités à la base de certaines dépressions. De plus, des calcaires récifaux (lithofaciès 13) et des grainstones à intraclastes (lithofaciès 14) sont présents de façon irrégulière au-dessus de la discordance.

Chaque unité lenticulaire de grainstone est généralement tronquée par une surface d'érosion karstique et comprend principalement des grainstones à bioclastes et oolites (lithofaciès 12) et quelques sous-unités chenalisées riches en intraclastes (lithofaciès 12). Ces unités de grainstones deviennent latéralement de plus en plus bioturbées et, sur une distance inférieure à 300 m, elles s'interdigitent avec des calcaires bioclastiques à matrice de micrite (lithofaciès 10 et 11). Les calcaires adjacents sont composés de mudstones/wackestones à bioclastes (lithofaciès 10) ou de wackestones-packstones à bioclastes (lithofaciès 11).

## Sites fossilifères

Dans la région de l'archipel de Mingan, les principaux sites fossilifères se trouvent dans certains calcaires de la Formation de Mingan. Ces calcaires correspondent aux lithofaciès suivants: wackestones/packstones à bioclastes (lithofaciès 11), grainstones à bioclastes et oolites (lithofaciès 12), et tout particulièrement les calcaires récifaux (lithofaciès 13). Ces lithofaciès peuvent être localisés à l'aide des coupes des cartes hors-texte. La localisation précise des calcaires récifaux est illustrée à la figure 72.

Une liste des taxa fossiles des Formations de Romaine et de Mingan est donnée en annexe 4. Cette liste est en partie inédite pour certains taxa échantillonnés par le présent auteur et identifiés par des spécialistes et en partie une compilation de travaux paléontologiques déjà existants.

L'histoire du dépôt des strates ordoviciennes de l'archipel de Mingan peut être subdivisée en cinq périodes bien distinctes: dépôt de la Formation de Romaine; développement de la discordance post-Romaine; dépôt des siliciclastites et des calcaires inférieurs de la Formation de Mingan; développement de la discordance intra-Mingan; et dépôt des calcaires supérieurs de la Formation de Mingan.

## Dépôt de la Formation de Romaine

Le dépôt de la Formation de Romaine a pris place sur un segment (appelé ici la «plate-forme du Saint-Laurent») des plate-formes ordoviciennes qui entouraient le craton nord-américain. Ces plate-formes étaient caractérisées par leur stabilité tectonique et elles se sont peut-être développées pendant une période d'élévation générale du niveau marin (Fortey, 1984). Huit différents lithofaciès, groupés en trois assemblages, ont été formés: un grès de base déposé lors d'une transgression sur le socle précambrien, un assemblage médian de calcaires déposés en milieux infratidaux et un assemblage supérieur de calcaires cycliques déposés en milieux péritidaux. La superposition de ces assemblages représente une transgression suivie d'une séquence régressive classique du type «shallowing-upward». Un modèle sédimentologique (figure 87) basé sur l'analyse séquentielle des lithofaciès à l'intérieur de la formation montre que les sédiments ont été déposés dans des milieux de platier littoral ou «sabkha» (dololaminites, dolomicrites laminées, stromatolites), de lagon (dolomicrites bioturbées), de cordons littoraux (dolomicrites à oolites), de complexes récifaux de plate-forme (monticules à thrombolite) et de plate-forme externe (dolomies vermiculées).

Les assemblages de lithofaciès calcaires peuvent être corrélés sur plus de 500 km le long de la plate-forme du Saint-Laurent avec les Formations de Catoche et d'Aguathuna, présentes au sommet du Groupe de St-Georges dans l'ouest de Terre-Neuve (James & Stevens, 1982). Les régimes de dépôt de la plate-forme sont passés progressivement d'essentiellement infratidaux ouverts à péritidaux. Contrairement aux platiers littoraux associés à de nombreuses petites îles de l'ouest de Terre-Neuve (Pratt & James, 1986), les sédiments péritidaux de l'archipel se sont accumulés sur un immense platier littoral adjacent au socle, ce qui a résulté en des ceintures sédimentaires continues sur au moins 20 km.

Les sédiments calcaires ont été complètement dolomitisés avant que la discordance post-Romaine ne soit complètement développée; ceci est démontré par les perfo-

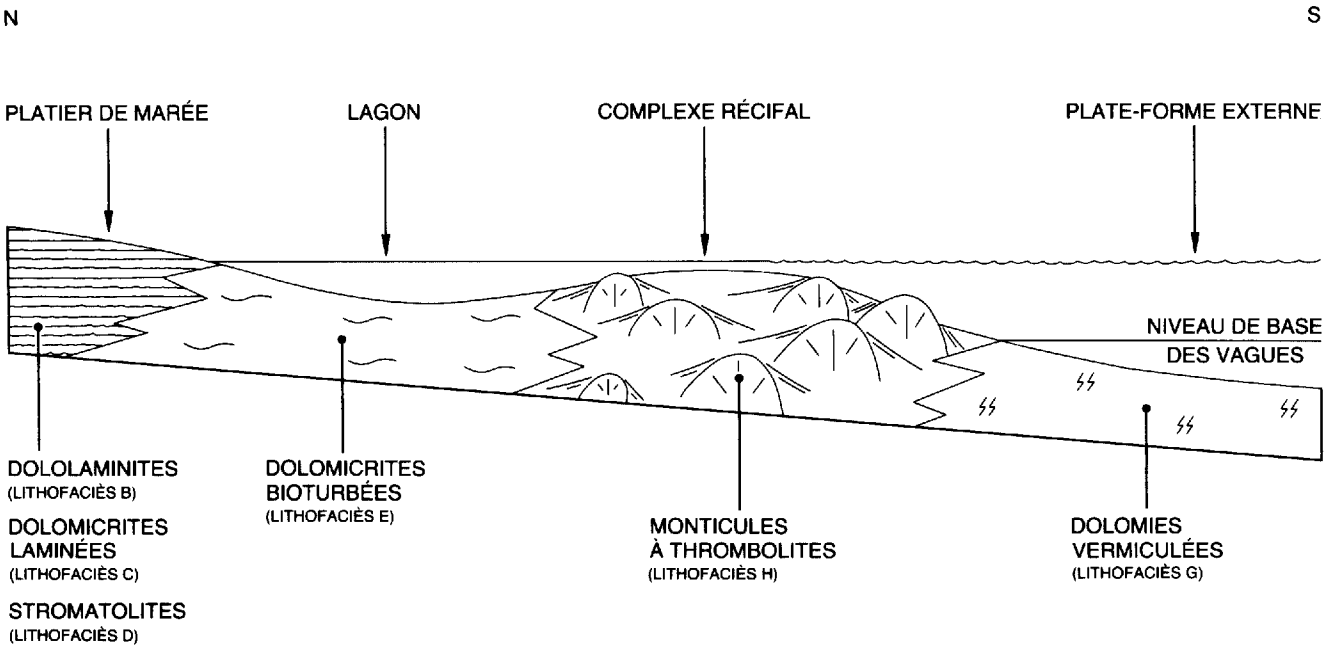



FIGURE 87 — Profil paléoenvironnemental des lithofaciès de la Formation de Romaine déposés dans des milieux de platier littoral ou «sabkha» (dololaminites, dolomicrites laminées, stromatolites), de lagon (dolomicrites bioturbées), de complexes récifaux de plate-forme (monticules à thrombolite), et de plate-forme externe (dolomies vermiculées). La séquence «régressive» définie par la succession verticale des lithofaciès, suggère que des platiers littoraux existant au nord de la région étudiée ont graduellement progradés sur des sédiments de milieux infratidaux. La séquence «régressive» n'inclut pas le lithofaciès A associé à la transgression initiale au-dessus des roches précambriennes. Le lithofaciès F n'est pas illustré ici car les lithofaciès E et F sont mutuellement exclusifs.

rations fossiles qui viennent tronquer les cristaux de dolomie au sommet de la Formation de Romaine. Les dolomies sont de deux types: a) dolomies à grain fin ou dolomicrites pénécontemporaines résultant d'un dépôt en milieu de «sabkha» et b) dolomies à texture saccharoïde associées possiblement à des zones peu profondes de mélange d'eaux météorique et marine.

## Discordance post-Romaine

La discordance post-Romaine (pour la description, voir le chapitre sur la géologie structurale), d'âge Whiterock, s'est formée lors de l'exposition subaérienne des dolomies de la Formation de Romaine, alors que la marge passive de la plate-forme est devenue convergente au début de l'orogénie taconique et, peut-être, durant une période d'affaissement général du niveau marin (Fortey, 1984). Un soulèvement tectonique a causé un basculement de la plate-forme et l'érosion différentielle des dolomies émergées, jusqu'à la formation éventuelle d'une plaine karstique étendue, surmontée d'une couverture de sables éoliens résiduels (Desrochers & James, 1988).

## Dépôt de la Formation de Mingan

À la suite de l'effondrement progressif de la marge de la plate-forme, une transgression marine diachrone s'est étendue vers l'intérieur de la plate-forme. Cette transgression a débuté dès le Whiterock dans l'ouest de Terre-Neuve (James & Stevens, 1982), mais au Chazy seulement dans l'archipel de Mingan. Deux assemblages de lithofaciès sont présents dans la partie inférieure de la Formation de Mingan: un assemblage de base composé de grès et de shale déposés en milieux péritidaux et un assemblage sus-jacent de calcaires déposés en milieux péritidaux et infratidaux. Les calcaires de milieux infratidaux étaient cependant restreints au secteur ouest de l'archipel.

Avec la transgression d'âge Chazy, la couverture de sédiment sur la discordance post-Romaine a été remobilisée. La plaine karstique a été localement inondée et exposée sur le fond marin. Les dolomies, exposées sur le fond marin, ont été perforées par des organismes tarraudeurs (Trypanites) et ultérieurement recouvertes de sables resédimentés près de la ligne de rivage. Un système de platier littoral siliciclastique (figure 88), comprenant des marais

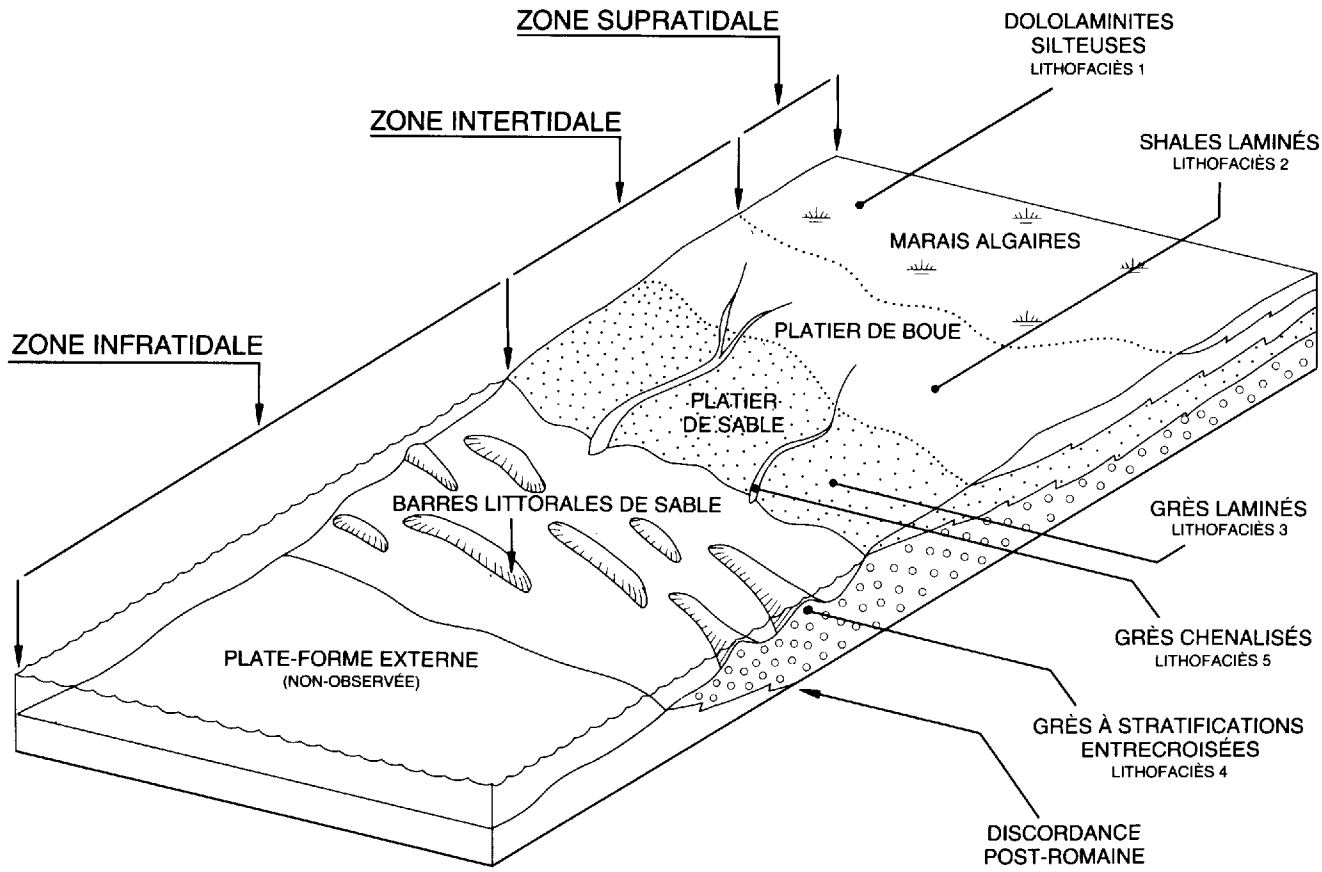



FIGURE 88 — Modèle sédimentologique expliquant le développement des lithofaciès siliciclastiques de l'assemblage inférieur de la Formation de ;Mingan. Les milieux péritidaux progradent sur des sédiments de milieux infratidaux. Deux milieux de dépôt principaux sont présents: 1) un platier littoral avec des marais algaires (dololaminites silteuses), des platiers de boue et de sable intertidaux (shales et grès laminés), et des chenaux de marée (grès chenalisés) et 2) une ceinture littorale de barres de sable (grès à stratifications entrecroisées).

algaires (dololaminites silteuses), des platiers de boue et de sable intertidaux (shales laminés, grès laminés) et des chenaux de marée (grès chenalisés) ont ultérieurement progradé sur ces sables littoraux (grès à stratification entrecroisée).

La sédimentation est passée abruptement de siliciclastique à calcaire avec le dépôt de calcaires de milieux péritidaux et infratidaux. Un platier littoral du type «Bahamas» a progradé vers l'ouest sur des sédiments lagunaires et de plate-forme ouverte (figure 89).

## Discordance intra-Mingan

La discordance intra-Mingan, d'âge Chazy, s'est développée lors de l'exposition subaérienne des calcaires inférieurs de la Formation de Mingan, peut-être à cause de soulèvements tectoniques opérant à une échelle locale (description, voir chapitre sur la Géologie structurale). La météorisation et la karstification ont causé la fissuration de calcaires sous-jacents déjà lithifiés et ont éventuellement permis la formation d'une topographie assez irrégulière (Desrochers & James, 1988).

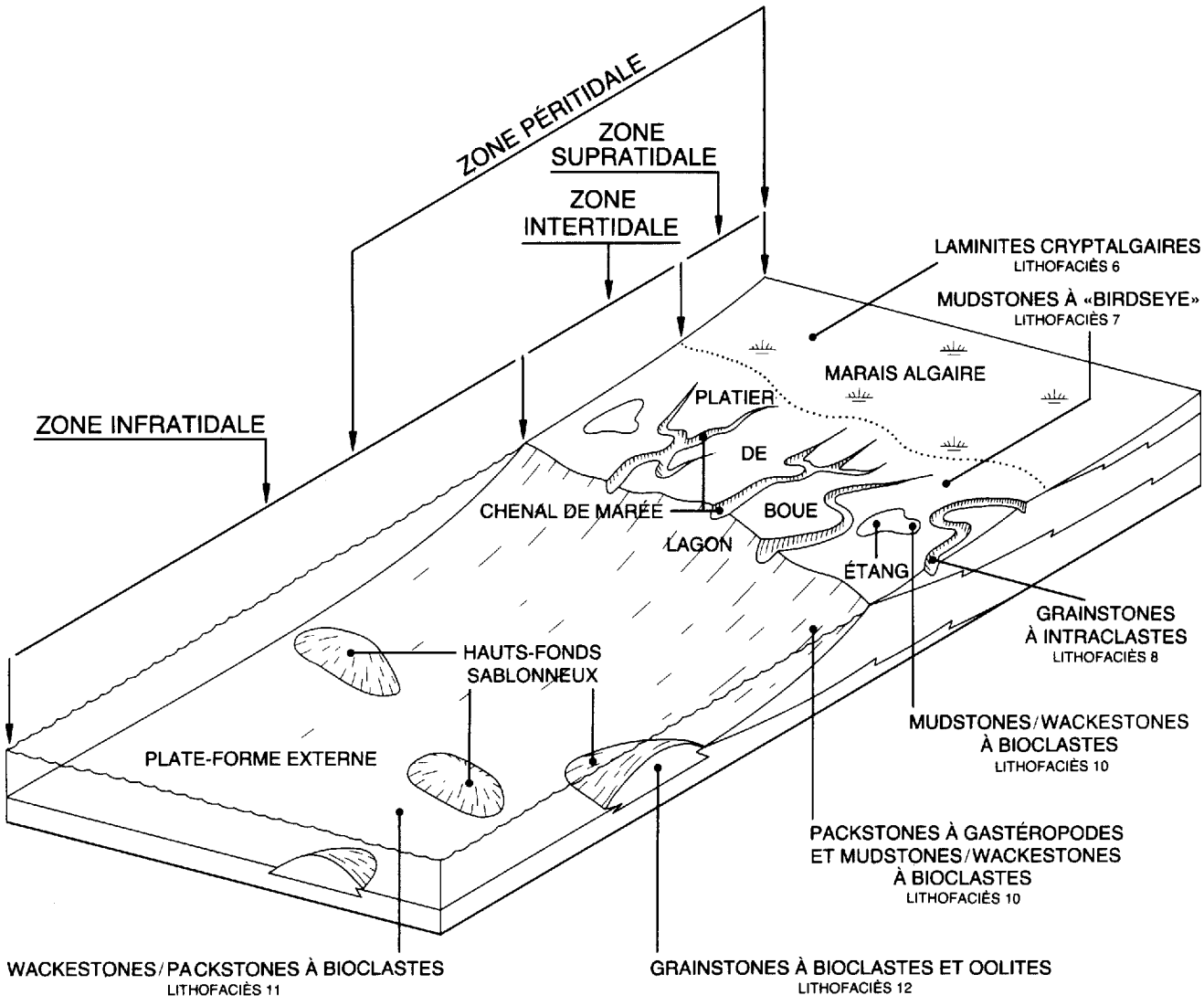



FIGURE 89 — Modèle sédimentologique expliquant les lithofaciès calcaires de l'assemblage médian de la Formation de Mingan. Les principaux milieux de dépôt sont les suivants: marais algaires (laminites cryptalgaires), platier de boue intertidal (mudstones à «birdseye»), chenaux de marée (grainstones à intraclastes), étangs et lagon (mudstones/wackestones à bioclastes), haut-fonds de sable (grainstones à bioclastes et oolites), et plate-forme externe (wackestones/packstones à bioclastes). Les milieux de dépôt péritidaux ont graduellement progradé vers l'ouest au-dessus des milieux infratidaux.

## Dépôt des calcaires supérieurs de Mingan

Le dépôt des calcaires supérieurs de la Formation de Mingan a coïncidé avec une nouvelle phase d'inondation de la discordance intra-Mingan. Il en a résulté une zone de rivage plutôt irrégulière ou une série d'îles autour desquelles se sont développées des zones de plage localement indurées ou, tout simplement, des côtes rocheuses. Le relief d'érosion sur la discordance intra-Mingan a contrôlé la sédimentation en milieu infratidal comme par exemple les hauts-fonds de sable qui forment des deltas de marée de 1 à 10 km, localisés à l'intérieur de dépressions (figure 90). Ces hauts-fonds étaient entourés par des boues calcaires bioturbées déposées en eaux relativement plus profondes et dans des milieux plus ou moins ouverts dépendamment des conditions hydrodynamiques locales. De petits «patch reefs» isolés se sont développés sur la plate-forme, sous de bonnes conditions de circulation marine.

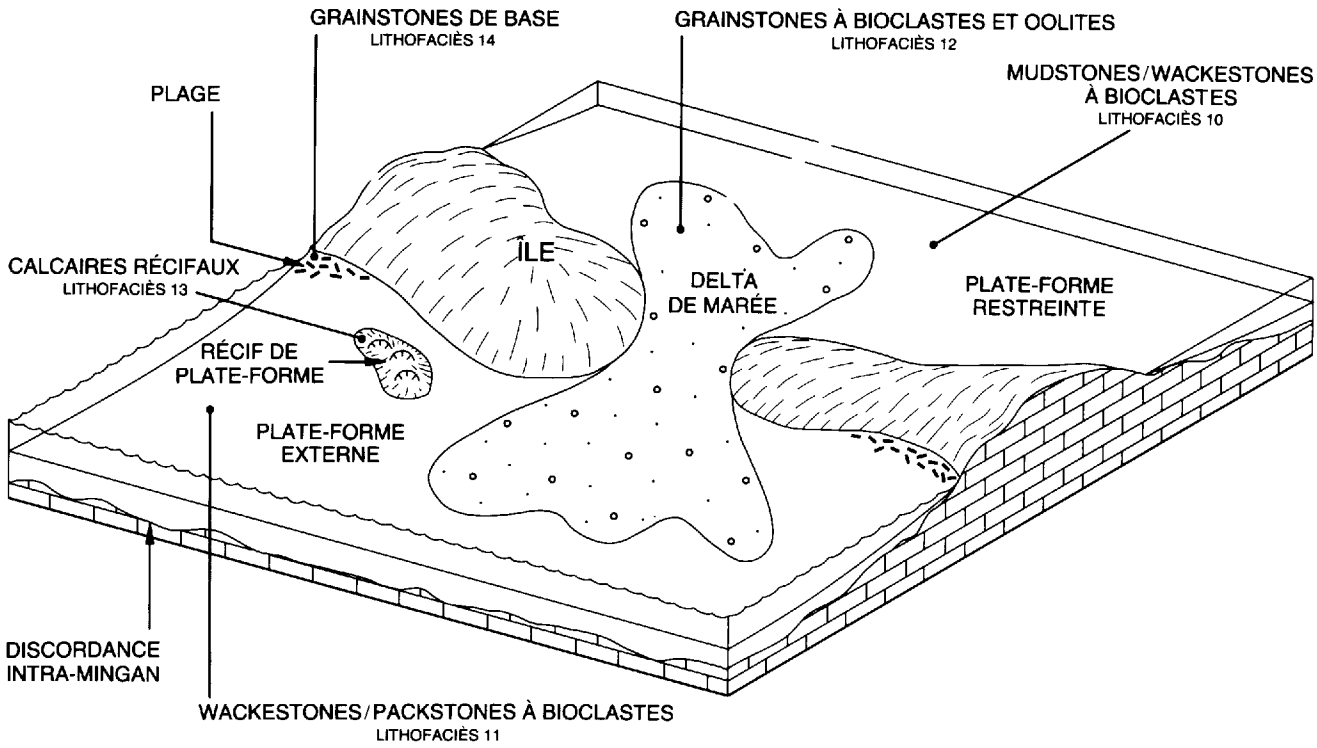



FIGURE 90 — Modèle sédimentologique expliquant les lithofaciès calcaires de l'assesmblage supérieur de la Formation de Mingan. Les principaux milieux de dépôt sont les suivants: zones de plage indurées (grainstones de base), récifs de plate-forme (calcaires récifaux), deltas de marée (grainstones à bioclastes et oolites), plate-forme restreinte (mudstones/wackestones à bioclastes), et plate-forme externe (wackestones/packstones à bioclastes). À noter le relief d'érosion de la discordance intra-Mingan qui a influencé la sédimentation (e.g. les deltas de marée dans les dépressions entre des îles).

## Tectonique

Les strates ordoviciennes de la région ont un pendage vers le sud qui excède rarement 2°. On observe, cependant, à une échelle plus locale, des pendages de 5 à 30°, sans aucune direction préférentielle des lits. Ces pendages n'ont pas une origine tectonique mais sédimentaire car le litage vient épouser le relief d'érosion associé à la discordance intra-Mingan ou encore les flancs de biohermes dans les calcaires récifaux. On observe aussi à la grandeur de l'archipel de nombreuses ondulations à grand rayon de courbure.

On ne note que des plissements, des failles et des cisaillements d'importance secondaire. Des plis ouverts, dont les flancs ont un pendage qui ne dépasse pas 5° dans la plupart des cas, sont observés dans le secteur sud de l'île Nue de Mingan et de la Grande Île. En dépit de l'excellence des affleurements côtiers, on n'observe aucune faille, à l'exception de failles mineures à rejets variant de 20 à 40 cm sur la Grande Île (NW) et à la pointe de la Tête de Perdrix. De plus, des zones cisaillées, qui mesurent de 1 à 3 mètres de largeur et ne montrent aucun déplacement important, sont observées dans les secteurs SE de l'île à la Chasse et NW de l'île Quarry. On observe dans le secteur sud de l'île Nue de Mingan des stylolites bien développés dans des plans verticaux, ce qui semble indiquer que les strates ont été soumises à certaines contraintes horizontales au cours de leur histoire. De plus, ces stylolites en recoupent d'autres, horizontaux, qui se sont formés lors de l'enfouissement de la séquence. Ceci suggère un âge relativement tardif pour ces contraintes qui seraient postérieures à l'orogénie taconique, laquelle date du début de l'Ordovicien moyen (Williams, 1979).

## Discordances

Dans les strates ordoviciennes de la région, on observe deux discordances majeures qui se trouvent l'une, au-dessus des dolomies de la Formation de Romaine, et l'autre, à l'intérieur des calcaires de la Formation de Mingan. De plus, on note de nombreuses discordances secondaires dans les calcaires de la Formation de Mingan.

### DISCORDANCE POST-ROMAINE

La discordance post-Romaine est bien exposée, en coupe et en plan, à une vingtaine de sites dans la région étudiée. A l'échelle régionale, la discordance post-Romaine est une surface subhorizontale (figure 42) montrant peu ou pas de relief, à l'exception du secteur est de l'archipel (île à la Chasse, île Innu, baie Puffin) où des dépressions sont creusées dans la partie supérieure de la Formation de Romaine. Ces dépressions (paléodolines?), dont les flancs ont des pentes de 5 à 20°, ont la forme de bassins ayant un faible rayon de courbure de 3 à 15 m (figure 91). La discordance a cependant érodé des strates plus anciennes vers l'est où la Formation de Mingan repose directement sur le membre médian de la Formation de Romaine. De 25 à 30 m de strates manquent dans les coupes les plus à l'est (e.g. île Innu, île à la Chasse).

FIGURE 91 — Flanc nord d'une paléodoline formant une dépression circulaire au sommet de la Formation de Mingan et atteignant près de 3,0 m de profondeur par 30,0 m de diamètre. Baie Puffin.

À une échelle plus locale, la discordance se manifeste par de petits chenaux et bassins qui représentent des phénomènes paléokarstiques formés lors de l'exposition aérienne de la Formation de Romaine, au début de l'Ordovicien Moyen. Les chenaux ou *karren*, exposés sur les surfaces de litage, sont sinueux ou droits et peuvent atteindre jusqu'à 15 m de longueur (figure 92). Ces chenaux, de 10 à 30 cm de largeur, sont espacés régulièrement à tous les 20 à 40 cm et séparés par des crêtes arrondies. Les bassins ou *kaminetzas* forment de petites cuvettes (20 à 60 cm) de dissolution circulaires à ovales, à fonds plats et aux côtés arrondis (figure 93). Ces deux différentes formes de dissolution passent graduellement de l'une à l'autre. Tous ces phénomènes sont nettement secondaires et formés avant le dépôt de la Formation de Mingan car on les observe partout au sommet du Romaine. De plus, les grès sus-jacents de la Formation de Mingan forment parfois des lambeaux à l'intérieur de ces chenaux et bassins sur les surfaces de litage et remplissent de nombreuses petites perforations (*Trypanites*) à leur surface (figures 94 et 95). Ces phénomènes

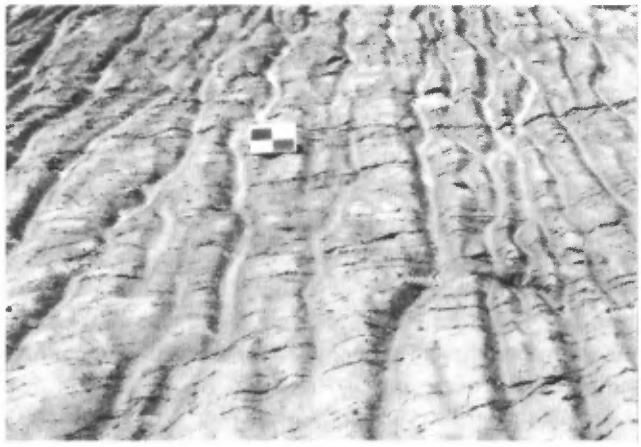


FIGURE 92 — Surface de litage montrant des phénomènes karstiques fossiles exposés au sommet de la Formation de Romaine et se distinguant par des petits chenaux («karren») bien alignés. Île Quarry (NW). Échelle: carnet de notes (20 cm).

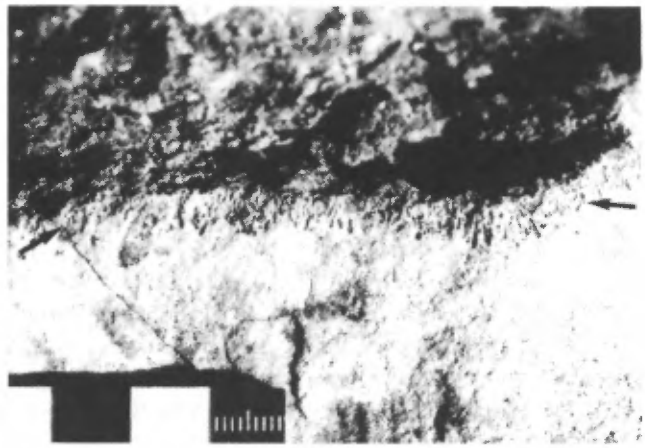


FIGURE 95 — Vue en coupe de *Trypanites* (flèches) perforant les dolomies au sommet de la Formation de Romaine. On note des grains de quartz (Formation de Mingan) logés à l'intérieur de certaines perforations. Île Niapiskau (W). Échelle: barres (1,0 cm).

FIGURE 93 — Vue en plan de kaminetzas (k) formant de petits bassins circulaires à fond plat au sommet de la Formation de Romaine. Île Niapiskau (W).

sont bien exposés sur la Grande Île (E), l'île Quarry (NW et NE), et l'île Niapiskau (W).

Aucune brèche intraformationnelle ne repose sur la discordance post-Romaine, à l'exception de fragments localement arrondis de chert et de dolomie dans une matrice de grès argileux. Ces fragments sont concentrés dans de faibles dépressions à la surface de la discordance. Sous la discordance (10 à 30 m), on observe cependant de nombreuses brèches formées par des fragments angulaires, de composition homogène (dolomie saccharoïde) et nettement dérivées du même horizon stratigraphique (figures 96 et 97). Ce sont probablement des brèches d'effondrement reliées à la formation du paléokarst au sommet de la Formation de Romaine. Ces brèches, présentes le long du littoral de la baie Puffin et sur les îles de la Chasse et du Havre de Mingan, ont un aspect chaotique en comparaison des roches encaissantes.

Les facteurs responsables de la formation de la discordance post-Romaine sont en partie tectoniques, comme

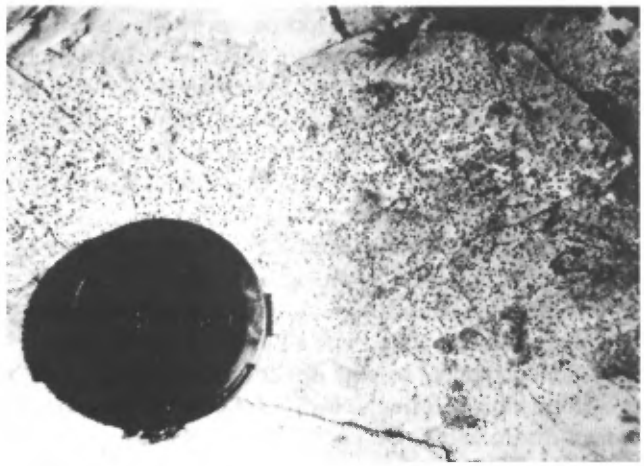


FIGURE 94 — Gros plan de la surface d'un kaminetza illustré dans la figure 93. On remarque de nombreuses perforations (*Trypanites*) qui se distinguent par des ouvertures circulaires avec un diamètre de 1,0 à 2,0 mm. Île Niapiskau (W).

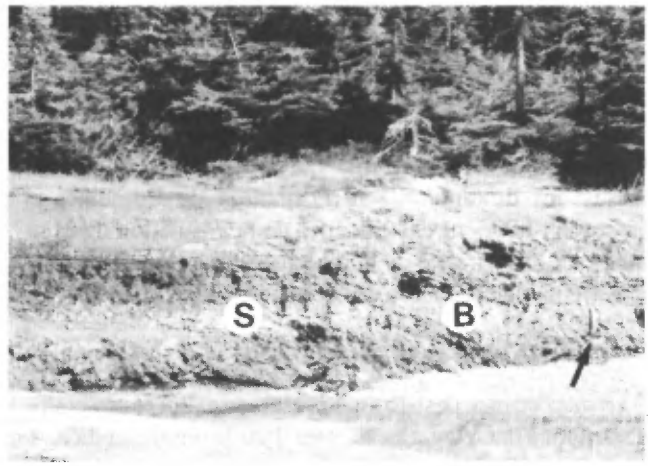



FIGURE 96 — Vue en coupe illustrant des brèches intraformationnelles (B) dont les fragments angulaires (détail voir figure 97) sont de composition identique à ceux des strates (S) adjacentes non-déformées. Baie Puffin. Échelle: marteau (30 cm).

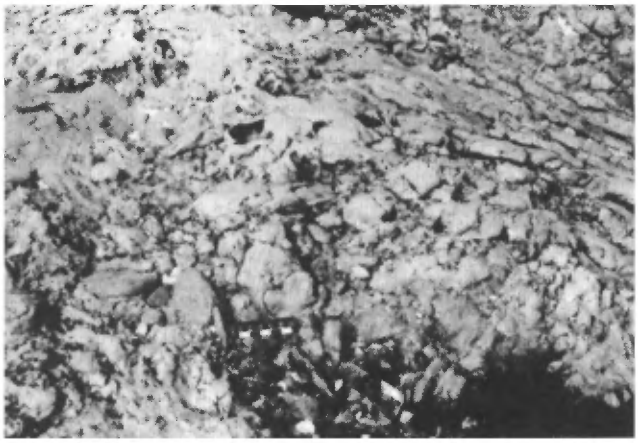


FIGURE 97 — Vue en plan illustrant l'aspect chaotique de certaines brèches dont les fragments (en relief) sont angulaires et se supportent entre eux. Baie Puffin. Échelle: barres (2,0 cm).

l'indiquent le basculement et l'érosion des strates de la Formation de Romaine et, en partie eustatiques, car on observe cette discordance (c.-à-d. discordance post-Beekmantown et post-Knox) dans tout l'est de l'Amérique du Nord (Ross *et al.*, 1982).

## DISCORDANCE INTRA-MINGAN

La discordance intra-Mingan sépare en général les calcaires de l'assemblage médian, dominés par les mudstones à «birdseye» de ceux de l'assemblage supérieur (figure 33). A l'échelle régionale, cette discordance possède un relief relativement important. On note, entre autres, deux dépressions régionales de 6 à 10 km de diamètre dans le secteur est de l'archipel. Dans le secteur ouest, la discordance est plus irrégulière et montre de nombreuses dépressions généralement espacées de moins de 2 à 3 km (figure 83). A l'échelle locale, la discordance montre, le long d'affleurements côtiers, un relief d'érosion atteignant jusqu'à 20 m de dénivellation (figure 98). Dans certains cas, la discordance n'est soulignée que par un gradient topographique ne dépassant pas 2-3°, mais elle se distingue par des variations de l'attitude des strates de part et d'autre de sa surface (figures 68 et 99). Dans d'autres cas, la discordance est irrégulière et montre quelques mètres d'érosion locale (figure 100). On observe aussi de petits chenaux et bassins de dissolution identiques à ceux de la discordance post-Romaine, sauf qu'ils ont des formes plus accentuées et aiguisées et des flancs verticaux (figure 101). Dans les calcaires sous-jacents à cette discordance, on note des fissures sans orientation préférentielle qui sont remplies par un sédiment interne de micrite rougeâtre contenant de nombreux ostracodes (figure 102). La discordance et les phénomènes associés représentent un paléokarst qui s'est formé lors d'une période d'exposition subaérienne au Chazy. L'origine de la discordance est problématique car on n'a pas observé de discordance ailleurs dans des strates de même âge, ce qui suggère qu'un soulèvement tectonique à une échelle locale est responsable de la formation de cette discordance plutôt qu'une variation eustatique.

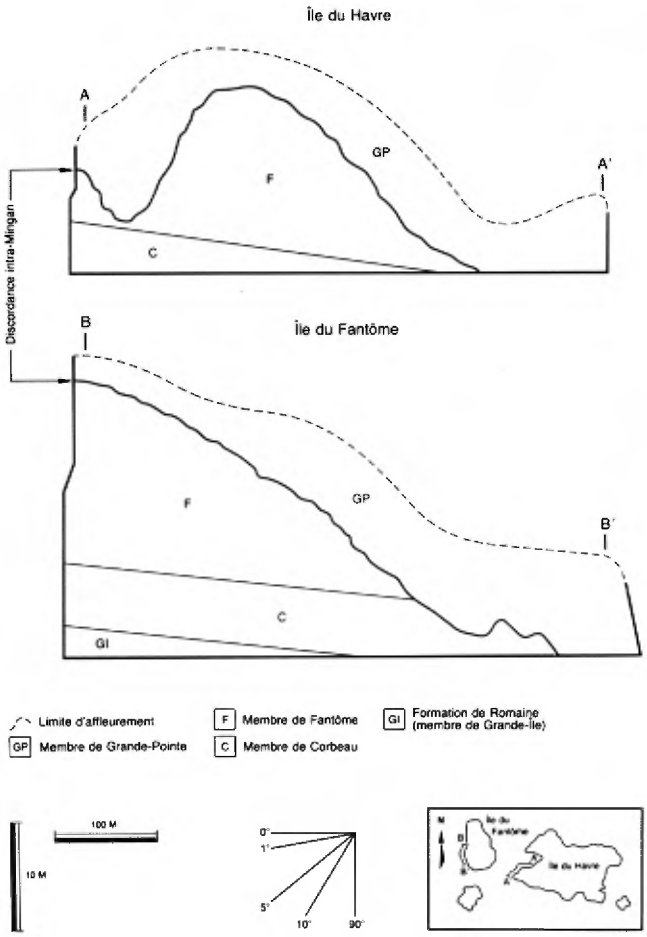



FIGURE 98 — Croquis de falaises côtières montrant le relief de la discordance intra-Mingan; profil A-A′ situé à la Grande Anse sur l'île du Havre (SW) et profil B-B′ situé à l'anse à Michel sur l'île du Fantôme (W). À noter l'exagération verticale (1:10).

FIGURE 99 — Section (8,0 m de haut) montrant la discordance d'érosion intra- Mingan (flèches) faiblement inclinée vers la droite et caractérisée par un relief vertical de 3,5 m. On observe sur la photo l'angle que forment les strates de part et d'autre de la discordance. Île du Fantôme (S).

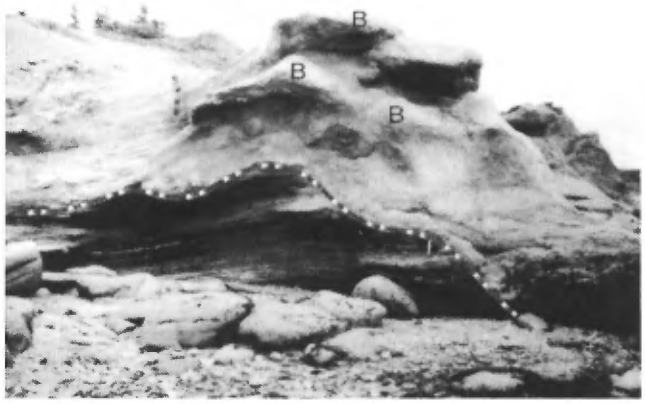



FIGURE 100 — Vue en coupe de la discordance intra-Mingan (ligne pointillée) montrant près de 2,5 m d'érosion verticale. On distingue des biohermes à éponges et bryozoaires (B) formant des petites structures massives au-dessus de la discordance. Île du Fantôme (W). Échelle: marteau (30 cm).

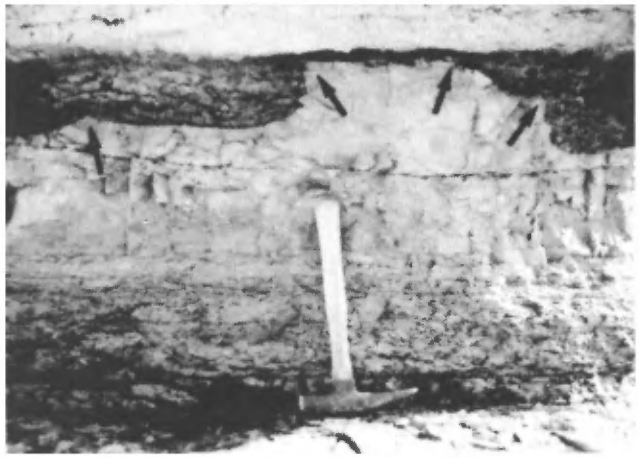


FIGURE 101 — Vue en coupe illustrant de petits chenaux ou bassins de dissolution (flèches) à la surface de la discordance intra-Mingan. On note que les formes sont plus aiguisées que celles présentes au sommet de la Formation de Romaine. Île de la Fausse Passe (E).

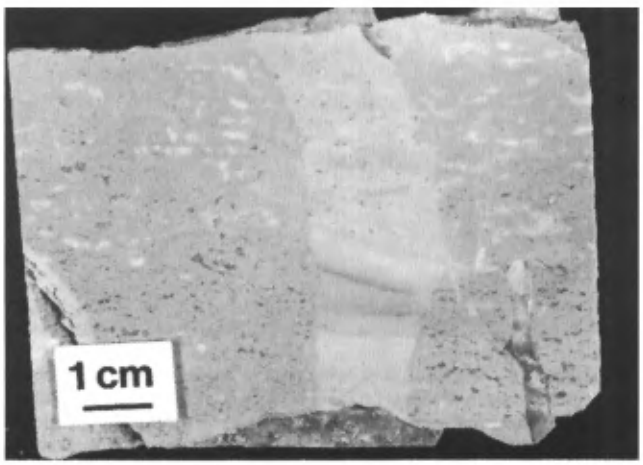



FIGURE 102 — Coupe verticale polie montrant une fissure remplie par un sédiment interne contenant de nombreux ostracodes (petites particules ovales dans la partie supérieure). Île du Fantôme (S).

## DISCORDANCES MINEURES

Il existe dans les calcaires de la Formation de Mingan un autre type de discordances, contemporaines à la sédimentation. Ces discordances sont des surfaces essentiellement horizontales au sommet des unités de grainstones à bioclastes et oolites (lithofaciès 12) et elles se trouvent uniquement dans les calcaires de milieu infratidal des assemblages médian et supérieur (cartes hors-texte 2050A et 2050B). Les discordances sont latéralement discontinues et s'arrêtent là où les grainstones s'interdigitent avec d'autres lithofaciès calcaires à matrice de micrite (figure 86). On observe à la surface de ces discordances une grande variété de formes de dissolution (karren, kaminetza) comparables à celles de la discordance intra-Mingan (figures 103 et 104). Ces discordances se distinguent aussi par des surfaces essentiellement planaires qui sont tracées sur plusieurs centaines de mètres sans aucun microrelief mais qui peuvent passer graduellement à une surface avec des formes de dissolution bien développées (figures 105 à 110). Ces discordances sont nettement de nature érosive et elles tronquent le ciment et les particules sédimentaires (figure 111). Elles étaient contemporaines à la sédimentation et se sont développées localement sur des haut-fonds sablonneux lors de périodes d'exposition subaérienne consécutives à des fluctuations mineures du niveau marin.

La description détaillée de ces paléokarsts ainsi que des précisions concernant leur formation peuvent être retrouvées dans Desrochers & James (1988).

FIGURE 103 — Vue inclinée d'une surface de litage montrant des formes de dissolution fossiles, appelées «trittkarren», développées sur une unité de grainstone à bioclastes et oolites. Chaque trittkarren se distingue par un profil asymétrique en coupe; soit un plancher plat et un mur vertical. La Grande Pointe. Échelle: carnet de notes (20 cm).

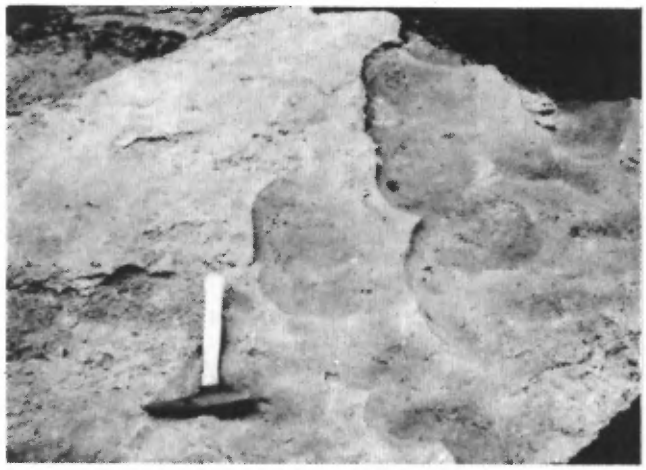


FIGURE 104 — Idem à la figure 103. On note que, en plan, les trittkarren sont semi-circulaires et interconnectés latéralement. La Grande Pointe.

FIGURE 105 — Surface de litage montrant une surface paléokarstique avec des formes bien développées et orientées. Île Nue de Mingan (N). Échelle: marteau (30 cm).

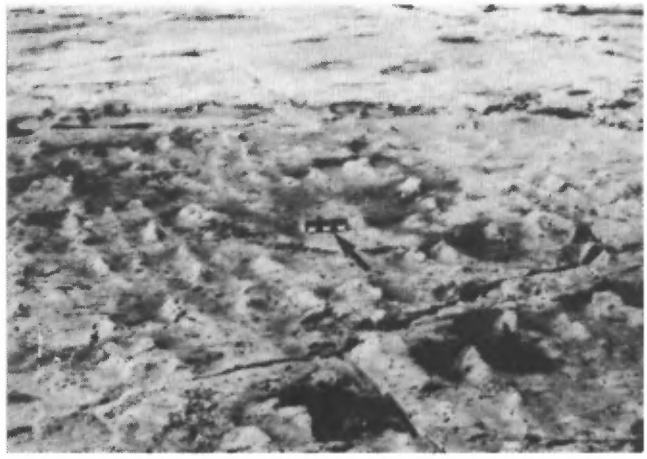


FIGURE 106 — Surface de litage illustrant la discordance paléokarstique avec des karren plus évasés mais ayant des crêtes orientées toujours reconnaissables. Île Nue de Mingan (N). Échelle: barres (2,0 cm).

FIGURE 107 — Idem à la figure 106 mais avec des karren plus élargis et des crêtes discontinues. Île Nue de Mingan (N). Échelle: barres (2,0 cm).

FIGURE 108 — Surface de litage montrant la surface paléokarstique caractérisée par une surface planaire avec seulement quelques formes reliques (crêtes, pinacles). Notez que la surface disparaît sous les calcaires (C) sus-jacents dans le coin supérieur gauche. Île du Havre (SE). Échelle: barres (2,0 cm).

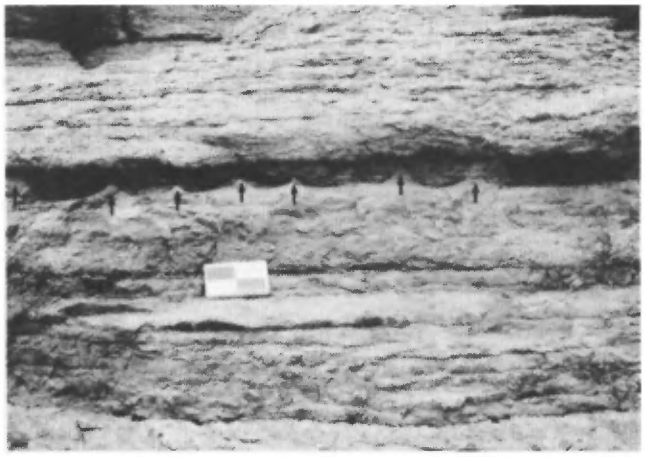


FIGURE 109 — Vue en coupe montrant le contact net au sommet d'une unité de grainstone à bioclastes et oolites. On distingue des karren le long du contact (flèches) identiques à ceux illustrés en plan (voir figures 105 et 106). Île de la Fausse Passe. Échelle: carnet de notes (20 cm).

FIGURE 110 — Vue en coupe illustrant la surface palékarstique (flèche) caractérisée par une surface planaire identique à celle illustrée en plan (voir figure 108). Île du Havre (SE).

FIGURE 111 — Surface de litage montrant un large gastéropode (flèche) tronqué à la surface du paléokarst. Île du Havre (SE).

NOTE: Les figures 105 à 108 représentent la transition latérale dans les formes de dissolution fossiles que l'on trouve au sommet de certaines unités de grainstone à bioclastes et oolites (lithofaciès 12) lorsque celles—ci sont observées sur une surface de litage alors que les figures 109 à 111 représentent la même transition latérale vue en coupe.

# Géologie économique

Les ressources minérales exploitables dans la région de l'archipel de Mingan comprennent les dolomies de la Formation de Romaine, les calcaires de la Formation de Mingan, les dépôts meubles (sable, gravier) et les tourbières. De plus, il est possible que les strates ordoviciennes qui se prolongent sous les eaux du golfe du Saint-Laurent puissent contenir des accumulations de pétrole et de gaz naturel. L'archipel de Mingan, acheté en juin 1983 par le Gouvernement du Canada, devrait acquérir sous peu le statut officiel de parc national et, par conséquent, aucune exploitation ne sera plus permise. Dans la région de l'archipel de Mingan, seul le secteur du littoral adjacent aux îles pourra être exploité pour ses ressources minérales.

## Dolomies et calcaires

Les dolomies de la Formation de Romaine représentent le seul type de roche actuellement exploité dans la région. Ces dolomies ont été utilisées jusqu'à maintenant comme pierre à concasser et pour le boulettage du minerai de fer. On ne doit pas écarter la possibilité que les dolomies et les calcaires puissent être exploités à d'autres fins (métallurgie, construction, ciment), compte tenu de leur composition chimique assez favorable. Les grès et les shales présents à la base de chaque formation ne possèdent pas de tonnages suffisants pour justifier leur exploitation commerciale (pierre de construction, brique).

### DOLOMIES DE LA FORMATION DE ROMAINE

Les dolomies de la Formation de Romaine ont été exploitées dans deux carrières appartenant à la compagnie Québec Fer et Titane inc. La carrière Becca, située en bordure sud de la route 138, à environ 5 km à l'ouest de Havre-Saint-Pierre, est actuellement en opération. Les dolomies sont caractérisées par une texture saccharoïde et une bonne porosité intercristalline. Elles constituent un matériau de voirie satisfaisant mais ne pourraient servir en construction ou comme aggrégat pour le béton. On trouve le même type de dolomie dans la seconde carrière, présentement inactive et située le long du chemin de fer à environ 3 km au nord de Havre-Saint-Pierre. A l'exception de la Grande Pointe, les dolomies du littoral appartiennent au Membre de Sainte-Geneviève et forment une bande d'environ 3 km de large, orientée E-W entre la pointe aux Morts et le mont Sainte-Geneviève. Ces dolomies représentent une quantité appréciable de matériau disponible pour les travaux de voirie qui seront nécessaires pour prolonger la route 138 vers Natashquan.

Au printemps 1985, la compagnie Québec Fer et Titane inc. a effectué un envoi de 30 000 tonnes de dolomie, provenant de la carrière Becca, à la Quebec Cartier Mining de Port-Cartier, qui l'a utilisé pour le boulettage du minerai de fer (C. Paré, communication personnelle). Des résultats positifs permettent d'envisager son utilisation à cette fin et à une plus grande échelle, dans un avenir assez rapproché.

Des analyses chimiques, effectuées par le service de recherche de la compagnie Québec Fer et Titane inc. (Bergeron, 1980, 1981; Cossette, 1982) et par le ministère de l'Énergie et des Ressources (Nissaire, 1981), montrent que l'on peut aussi envisager l'exploitation des dolomies pour le métal magnésium soit par procédé silico-thermique ou à l'eau de mer (procédé «Norks Hydro»). En général, la composition de dolomies de bonne qualité se distingue par un minimum de 30 % en CaO et 20 % en MgO et par un contenu en $SiO_2$ inférieur à 1,5 %. Le contenu en $SiO_2$ des dolomies de la Formation de Romaine peut atteindre 5 % localement, mais il est concentré sous forme de nodules de chert à des niveaux stratigraphiques bien définis, ce qui ne devrait pas présenter de difficultés pour l'exploitation. Les études de la compagnie Québec Fer et Titane inc. ont permis de localiser deux dépôts importants de dolomie de bonne qualité dans le secteur SE de la pointe aux Morts et le secteur de la carrière Becca où un volume total de 25 à 40 millions de tonnes a été estimé. La composition moyenne de la dolomie de bonne qualité provenant de ces secteurs est donnée au tableau 5. L'extension de la route 138 devrait faciliter l'accès à d'autres dolomies de bonne qualité situées à l'est de Havre-Saint-Pierre, dans les secteurs de la pointe de la Tête de Perdrix et du mont Sainte-Geneviève.

On observe à la Grande Pointe des dolomicrites peu poreuses du membre supérieur de la Formation de Romaine qui pourraient satisfaire aux normes en tant que matériau de construction ou aggrégat à béton. Des études plus poussées sont nécessaires afin d'en vérifier la qualité et le tonnage disponible.

### CALCAIRES DE LA FORMATION DE MINGAN

Une quantité appréciable de calcaire se trouve le long du littoral dans le secteur de la Grande Pointe et de la pointe Enragée, situé à environ 10 km à l'est de Havre-Saint-Pierre. Quoique le tonnage reste inconnu, ce lambeau de la Formation de Mingan demeure le seul endroit où des calcaires peuvent être exploités dans la région de l'archipel de Mingan. La nature hétérogène et le litage mince, donnant un débit irrégulier à ces calcaires, ne permettent pas de les exploiter comme pierre de construction. L'analyse chimi-

**Tableau 5 – Analyses chimiques des dolomies de bonne qualité de la Formation de Romaine, situées à l'est de Havre-Saint-Pierre (source Bergeron, 1980, 1981).**

| | Secteur sud de la pointe aux Morts (6 échantillons) | | Secteur de la carrière Becca (4 échantillons) | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Variation | Moyenne | Variation | Moyenne | Specs.* |
| CaO | 30,0 – 31,0 | 30,5 | 30,5 – 31,0 | 30,8 | 30 % min. |
| MgO | 20,0 – 21,0 | 20,5 | 20,1 – 20,6 | 20,4 | 20 % min. |
| $SiO_2$ | 0,32 – 1,58 | 0,92 | 0,42 – 1,62 | 0,99 | < 1,00 |
| S | 0,01 – 0,06 | 0,04 | 0,01 – 0,11 | 0,04 | < 0,05 |
| $P_2O_5$ | < 0,01 | 0,008 | < 0,01 | 0,008 | < 0,07 |
| $Na_2O$ | < 0,10 | 0,04 | < 0,10 | 0,04 | < 0,30 |
| $K_2O$ | < 0,10 | 0,08 | < 0,10 | 0,08 | < 0,30 |

* Normes spécifiées pour la métallurgie (e.g. boulettage du fer).

que effectuée par le ministère de l'Énergie et des Ressources (Nissaire, 1981) révèle que les calcaires de ce secteur sont relativement argileux ($SiO_2$ assez élevé) et peu magnésiens (MgO < 1,5 %) et pourraient probablement satisfaire aux utilisations suivantes: béton, chaux, mélange bitumineux et travaux de voirie. Les résultats d'analyses chimiques des calcaires du secteur de la Grande Pointe sont données au tableau 6.

## Sable et gravier

Sur le littoral adjacent à l'archipel, les sablières constituent une réserve de matériaux à peu près inépuisable, quoiqu'on ne puisse fournir avec exactitude un estimé de leur tonnage et de leur qualité. On observe cependant, à l'examen mégascopique, une quantité appréciable de mica dans les sables, ce qui les rendrait impropre à la fabrication de béton de bonne qualité. Les sablières sont généralement de petite taille et actuellement exploitées en bordure de la route 138. Des champs de sable inexploités couvrent plusieurs dizaines d'hectares à environ 5 km à l'est de Havre-Saint-Pierre, là où l'on observe des escarpements atteignant près de 40 m de hauteur.

## Tourbières

Buteau (1983) a cartographié au nord et au NE de Havre-Saint-Pierre des tourbières couvrant une superficie totale de 850 $km^2$. Cette région a été divisée en cinq secteurs géographiques totalisant 16 408 hectares de tourbières ayant une épaisseur moyenne de 2,1 m et un volume de 341 294 243 $m^3$. Buteau (1983) a identifié quatorze différents profils types de tourbe, lesquels se distinguent par une proportion distincte de tourbe fibrique, de tourbe mésique et de tourbe humique. Ces profils montrent des caractères très diversifiés pouvant satisfaire des applications horticoles ou énergétiques.

## Gaz et pétrole

Les dolomies et les calcaires des Formations de Romaine et de Mingan se prolongent en sous-surface sur toute l'étendue du bassin d'Anticosti et ont tout naturellement suscité l'espoir d'y trouver du pétrole ou du gaz naturel en quantités exploitables. Jusqu'à ce jour, aucune quantité commerciale de pétrole ou de gaz n'a été décelée dans les forages effectués sur l'île d'Anticosti, quoique des indices

**Tableau 6 – Analyses chimiques des calcaires de la Formation de Mingan dans le secteur de la Grande Pointe (d'après Nissaire, 1981).**

| Échantillons | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 8,50 | 4,75 | 3,88 | 4,12 | 3,50 | 4,25 |
| $Al_2O_3$ | 2,14 | 1,32 | 1,30 | 0,94 | 1,42 | 1,42 |
| MgO | 1,24 | 0,90 | 0,64 | 1,66 | 0,93 | 1,03 |
| CaO | 47,28 | 50,90 | 51,15 | 51,50 | 51,72 | 50,51 |
| $Na_2O$ | 0,14 | 0,10 | 0,21 | 0,11 | 0,11 | 0,13 |
| $K_2O$ | 1,32 | 0,61 | 0,67 | 0,35 | 0,64 | 0,71 |
| $P_2O_5$ | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| S | 0,09 | 0,06 | 0,10 | 0,13 | 0,04 | 0,08 |
| $Fe_2O_3$ | 0,71 | 0,45 | 0,61 | 0,43 | 0,49 | 0,54 |
| PAF* | 37,96 | 40,21 | 40,53 | 41,00 | 40,05 | 39,95 |
| Total | 99,41 | 99,31 | 99,11 | 100,25 | 98,91 | 98,63 |

* Perte au feu.

intéressants aient été découverts dans les Formations de Romaine et de Mingan (Roliff, 1968).

Dans la région de l'archipel de Mingan, les calcaires et surtout les dolomies dégagent une forte odeur bitumineuse en cassure fraîche. On n'observe cependant aucun matériau bitumineux à l'exception de quelques traces dans les dolomies de la Formation de Romaine, traces concentrées dans les stylolites ou, localement, près du contact avec la Formation de Mingan. Deux unités stratigraphiques sont susceptibles d'agir comme réservoir pétrolier: les dolomies à texture saccharoïde à la base de la Formation de Romaine et les grès de base de la Formation de Mingan. Les dolomies sont caractérisées par une bonne porosité intercristalline et vacuolaire («vuggy») tandis que les grès se distinguent par une bonne porosité interparticulaire.

L'examen préliminaire du forage «Princeton Lake» sur l'île d'Anticosti nous a permis de reconnaître en sous-surface ces deux unités-réservoirs potentielles. Avant de déterminer leur potentiel, des études plus poussées s'avèrent essentielles pour évaluer leur importance. De plus, il faut souligner l'existence de pièges stratigraphiques intéressants, tels les fronts de dolomitisation à l'intérieur de la Formation de Romaine et la discordance post-Romaine.

D'autre part, la profondeur d'enfouissement, estimée à partir des valeurs de CAI («conodont alteration index»), indique que la séquence ordovicienne de l'archipel de Mingan n'a été recouverte que par un mince couvert sédimentaire et n'a jamais été soumise à des températures assez élevées pour générer des hydrocarbures. Les valeurs de CAI sont de 1,0 et reflètent une température d'enfouissement inférieure à 60°C, assumant un gradient géothermique normal (Nowlan & Barnes, sous presse). Ces valeurs nous indiquent aussi qu'au plus 1 200 m de strates maintenant érodées étaient présentes au-dessus des calcaires de la Formation de Mingan. Il est possible d'estimer une profondeur minimale d'enfouissement car on observe de nombreux phénomènes de dissolution (stylolites, veinules de dissolution) dans la séquence. On estime généralement que des profondeurs d'enfouissement de 600 à 900 m sont nécessaires pour former de telles structures dans des calcaires (Dunnington, 1967).

# Références


AITKEN, J.D., 1967 – Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. Journal of Sedimentary Petrology; volume 37, pages 1163-1178.

BARNES, C.R. – NORFORD, B.S. – SKEVINGTON, D., 1981 – The Ordovician System in Canada. International Union of Geological Sciences; Publication 8, 27 pages.

BERGERON, M., 1980 – État d'avancement des travaux, rapport 2, projet «dolomie«; Québec Fer et Titane inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-37343.

_____ 1981 – Projet dolomie, phase 1 (rapport final); Québec Fer et Titane inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-37341.

BERRY, W.B., 1960 – Graptolite faunas of the Marathon Region, West Texas. Bureau of Economic Geology, University of Texas; Publication 6005, 179 pages.

BILLINGS, E., 1865 – Paleozoic fossils (vol. 1). Geological Survey of Canada (1865), 426 pages.

BRIDGES, P.H. – LEEDER, M.R., 1976 – Sedimentary model for intertidal mudflat channels with examples from the Solway Firth, Scotland. Sedimentology; volume 23, pages 533-552.

BUTEAU, P., 1983 – Inventaire des tourbières de la région de Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-01.

CHURCH, S.B., 1974 – Lower Ordovician patch reefs in western Utah. Brigham Young University; Geological Study 21, pages 41-62.

COOPER, G.A., 1956 – Chazyan and related brachiopods. Smithsonian Miscellaneous Collections; volume 127, Pt. 1, 1024 pages.

COSSETTE, D., 1982 – Havre-Saint-Pierre dolomite project exploration final report. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 38591.

COUILLARD, L. – GRONDIN, P., 1984 – Les îles de Mingan, des siècles à raconter. Ministère des Communications, Québec; Direction générale des publications gouvernementales, 241 pages.

DEPATIE, J., 1967 – Géologie de la région du lac à l'Ours. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RP-559, 13 pages.

DESROCHERS, A., 1983 – Géologie du secteur ouest des îles de Mingan. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-04.

_____ 1984a – Géologie du secteur est de l'archipel de Mingan. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-23.

_____ 1984b – Lower and Middle platform carbonates, Mingan Islands, Québec. Geological Association of Canada; Abstracts with program, page 37.

_____ 1985 – The Lower and Middle Ordovician platform carbonates of the Mingan Islands, Québec: Stratigraphy, sedimentology, paleokarst and limestone diagenesis. Unpublished Ph.D. thesis, Memorial University of Newfoundland, St-John's, 454 pages.

_____ 1987 – Constructions récifales du début de l'Ordovicien moyen: Archipel de Mingan, Québec. 55e congrès de l'ACFAS, Ottawa; recueil des résumés de communications, page 363.

DESROCHERS, A. - JAMES, N.P., 1985 – Early Paleozoic surface and subsurface paleokarst: Middle Ordovician carbonates, Mingan Islands, Québec. 2nd SEPM Annual Midyear Meeting, Denver; Abstracts with program, page 23.

_____ 1987 – Chazyan (early Middle Ordovician) bioherms and biostromes of the Mingan Islands, Québec. Reef Research Symposium; program with abstracts, page 27.

_____ 1988 – Early Paleozoic surface and subsurface paleokarst: Middle Ordovician carbonates, Mingan Islands, Québec. *In* Paléokarst. *Edited by* N.P. James and P.W. Choquette. Springer-Verlag, chapter 9.

DICKSON, J.A., 1966 – Carbonate identification and genesis as revealed by staining. Journal of Sedimentary Petrology; volume 36, pages 491-505.

DUBOIS, J.M., 1976 – Le Quaternaire de la Côte-Nord et de l'estuaire maritime du Saint-Laurent: secteurs de Rivière-aux-Graines, Sheldrake et Mingan. Commission Géologique du Canada; rapport d'activités, Paper 76-1B, pages 89-93.

_____ 1977 – La déglaciation de la Côte-Nord du Saint-Laurent: analyse sommaire. Géographie physique du Quaternaire; volume 31, pages 229-246.

_____ 1980 – 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. Université d'Ottawa, Département de Géographie, Ottawa; 754 pages.

DUNHAM, R.J., 1962 – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 1, pages 108-121.

DUNNINGTON, H.V., 1967 – Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. 7th World Petroleum Congress Proceedings, Mexico; volume 2, pages 339-352.

EMBRY, A.F. – KLOVAN, J.E., 1971 – A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.. Canadian Petroleum Geology Bulletin; volume 19, pages 730-781.

ENOS, P., 1983 – Shelf environment. *In* Carbonate depositional environments. *Edited by* P.A. Scholle, D.G. Bebout, D.G. and C.H. Moore. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 33, pages 267-298.

ENOS, P. – PERKINS, R.D., 1977 – Quaternary sedimentation in south Florida. Geological Society of America; Memoir 147, 198 pages.

FOERSTE, A.F., 1938 – Cephalopoda. *In* Geology of the Mingan Islands. *Edited by* W.H. Twenhofel. Geological Society of America; Special Paper 11, pages 76-105.

FOLK, R.L., 1962 – Spectral subdivision of limestone types. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 1, pages 62-84.

_____ 1968 – Bimodal supermature sandstone: product of the desert floor. 23rd International Geological Congress, Prague; Proceedings, section 8, pages 8-32.

FORTEY, R.A., 1979 – Early Ordovician trilobites from the Catoche Formation (St. George Group), western Newfoundland. Geological Survey of Canada; Bulletin 321, pages 61-114.

_____ 1984 – Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. *In* Aspects of the Ordovician System. *Edited by* D.L. Bruton. Paleontological Contributions from the University of Oslo 295; pages 37-50.

GAUTHIER LAROUCHE, G., 1981 – Origine et formation de la toponymie de l'archipel de Mingan. Commission de toponymie du Québec; Études et recherches toponymiques 1, 165 pages.

GILBERT, C.M., 1954 – Sandstones. *In* Petrography; Williams, H., Turner, F.J. et Gilbert, C.M. W.H. Freeman and Co., San Francisco; pages 289-324.

GRABAU, A.W., 1903 – Paleozoic coral reefs. Geological Society of America Bulletin; volume 14, pages 337-352.

HARDIE, L.A., 1977 – Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. Johns Hopkins University; Studies Geol. 22, 202 pages.

HINE, A.C. – WILBER, R.J. – NEUMANN, A.C., 1981 – Carbonate sand bodies along contrasting shallow-bank margins facing open seaways, northern Bahamas: American Association Petroleum Geologists Bulletin; volume 65, pages 261-290.

HOFFMAN, P., 1976 – Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, western Australia. *In* Stromatolites. *Edited by* M.R. Walker. Elsevier, New York; pages 61-273.

HOFMANN, H.J., 1963 – Ordovician Chazy Group in southern Quebec. American Association of Petroleum Geologists Bulletin; volume 47, pages 270-301.

INDEN, R.F. – MOORE, C.H., 1983 – Beach environment. *In* Carbonate depositional environments. *Edited by* P.A. Scholle, D.G. Bedout, C.H. Moore. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 33, pages 267-298.

JAMES, N.P. – STEVENS, R.K., 1982 – Anatomy and evolution of a Lower Paleozoic continental margin, western Newfoundland. 11th International Congress on Sedimentology, Hamilton, Canada; Excursion 2B, 75 pages.

KAPP, U.S., 1975 – Paleoecology of Middle Ordovician stromatoporoid mounds in Vermont. Lethaia, volume 8, pages 195-207.

KLAPPA, C.F. – JAMES, N.P., 1980 – Small lithistid sponge bioherms, Table Head Group of western Newfoundland: a revised stratigraphy. Petroleum Geology Bulletin; volume 28, pages 435-451.

KLEIN, G. de V., 1977 – Clastic tidal facies. Continuing Education Publication Company, Champaign, Illinois; 149 pages.

LOGAN, B.W., 1974 – Inventory of diagenesis in Holocene-Recent carbonate sediments, Shark Bay, western Australia. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 22, pages 195-249.

LOGAN, B.W. – REZAK, R. – GINSBURG, R.N., 1964 – Classification and environmental significance of algal stromatolites. Journal of Geology; volume 72, pages 68-83.

LOGAN, B.W. – DAVIES, G.R. – READ, J.F. – CEBULSKI, D.E., 1970 – Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, western Australia. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 13, 223 pages.

LOGAN, W.E., 1863 – Report on the geology of Canada. Geological Survey of Canada; Report of Progress (1863), 983 pages.

LONGLEY, W.M., 1950 – Côte-Nord du Saint-Laurent de Mingan à Aguanish. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG-42, Partie 1, pages 1-35.

LOREAU, J.P. – PURSER, B.H., 1973 – Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. *In* The Persian Gulf – Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. *Edited by* B.H. Purser. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin; pages 279-328.

LUDVIGSEN, R., 1978 – Middle Ordovician trilobite biofacies, southern Mackenzie Mountains. *In* Western and Arctic Canadian Biostratigraphy, *edited by* Stelck, C.R., and Chatterton, B.D.; Geological Association of Canada; Special Paper 18, pages 1-37.

_____ 1979 – A trilobite zonation of Middle Ordovician rocks, southwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada; Bulletin 312.

MILLER, J.A., 1975 – Facies characteristics of Laguna Madre wind-tidal flat. *In* Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts. *Edited by* R.N. Ginsburg. Springer-Verlag, New York; pages 67-73.

MOWBRAY, T., 1983 – The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. Sedimentology; volume 30, pages 425-435.

NISSAIRE, M.-L.T., 1981 – Étude qualitative des calcaires dans les régions de Baie-Saint-Paul, La Malbaie, Simard et Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-788, 50 pages.

NOWLAN, G.S., 1981 – Stratigraphy and conodont faunas of the Lower and Middle Ordovician Romaine and Mingan Formations, Mingan Islands, Quebec. Maritime Sediments and Atlantic Geology; Abstract volume 17, page 67.

NOWLAN, G.S. – BARNES, C.R., (sous presse) – Thermal alteration of Paleozoic strata in eastern Canada from conodont alteration index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hotspot tracks and hydrocarbon potential. Geological Survey of Canada; Bulletin 367.

PITCHER, M., 1964 – Evolution of Chazyan (Ordovician) reefs of eastern United States and Canada. Canadian Petroleum Geologist Bulletin; volume 12, pages 632-691.

PRATT, B.P. – JAMES, N.P., 1982 – Cryptalgal-metazoan bioherms of early Ordovician age in the St. George Group. western Newfoundland. Sedimentology: volume 29, pages 543-569.

_____ 1986 – The St.George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sediments in shallow epeiric seas. Sedimentology; volume 33, pages 313-344.

REINECK, H.E., 1975 – German North Sea tidal flats. *In* Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts. *Edited by* R.N. Ginsburg, Springer-Verlag, New York; pages 5-12.

REINECK, H.E. – SINGH, I.B., 1973 – Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York; 439 pages.

RICHARDSON, J., 1857 – Report of the year 1856. Geological Survey of Canada; Report of Progress for the years 1853-56, pages 191-245.

RIVA, JOHN, 1969 – Middle and Upper Ordovician graptolite faunas of the St.Lawrence Lowlands of Quebec and of Anticosti Island. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 12, pages 513-536.

_____ 1974 – A revision of some Ordovician graptolites of eastern North America. Paleontology; volume 17, pages 1-40.

ROLIFF, W.A., 1968 – Oil and gas exploration, Anticosti Island, Québec. Geological Association of Canada; Proceedings, volume 19, pages 31-37.

ROSS, R.J. Jr., 1949 – Stratigraphy and trilobite faunal zones of the Garden City Formation, northeastern Utah. American Journal of Science; volume 247, pages 472-491.

ROSS, R.J. Jr. *et al.*, 1982 – The Ordovician System in the United States. Internation Union of Geological Sciences; Publication 12, 73 p.

SCHUCHERT, C. – TWENHOFEL, W.H., 1910 – Ordovic-Siluric section of the Mingan and Anticosti Islands. Geological Society of America Bulletin; volume 21, pages 686-693.

SEILACHER, A., 1967 – Bathymetry of trace fossils. Marine Geology; volume 5, pages 413-428.

SHARMA, K.N.M. – FRANCONI, A., 1975 – Régions des Rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG-163, 73 pages.

SHAW, F.C., 1968 – Early Middle Ordovician Chazy trilobites of New York. New York State Museum; Memoir 17, 163 pages.

_____ 1980 – Shallow-water lithofacies and trilobite lithofacies of the Mingan Formation (Ordovician), Eastern Quebec. Le Naturaliste Canadien; volume 107, pages 227-242.

SHINN, E.A., 1968 – Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. Journal of Sedimentary Petrology; volume 38, pages 215-223.

_____ 1983 – Tidal flat. *In* Carbonate depositional environments. *Edited by* P.A. Scholle, D.G. Bedout, C.H. Moore. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 33, pages 171-211.

SHINN, E.A. – ROBBINS, D.M., 1983 – Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. Journal of Sedimentary Petrology; volume 53, pages 595-618.

SHINN, E.A. – LLOYD, R.M. – GINSBURG, R.N., 1969 – Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. Journal of Sedimentary Petrology; volume 39, pages 1202-1228.

SWEET, W.C., 1984. Graphic correlation of upper Middle and Upper Ordovician rocks, North American Mid-Continent province, USA. *In* Aspects of the Ordovician System. *Edited by* D.L. Bruton. Paleontological Contributions from the University of Oslo 295; pages 23-36.

SWEET, W.C. – ETHINGTON, R.L. – BARNES, C.R., 1971 – North American Middle and Upper Ordovician conodont faunas. Geological Society of America; Memoir 127, pages 163-193.

SWEETING, M.M., 1973 – Karst landforms. Macmillan Publishing Co. Ltd., London; 362 pages.

TWENHOFEL, W.H., 1926 – Geology of the Mingan Islands, Quebec. Geological Society of America Bulletin; volume 37, pages 535-550.

_____ 1931 – Geology of the Mingan Islands, Quebec. Geological Society of America Bulletin; volume 42, pages 575-588.

_____ 1938 – Geology and paleontology of the Mingan Islands. Geological Society of America; special Paper 11, 132. pages.

WADDINGTON, G.W., 1950 – Les dépôts de calcaires de la région de Mingan. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG-42, partie 2, pages 1-13.

WALKER, R.G., 1984 – Shelf and shallow marine sands. *In* Facies models. *Edited by* R.G. Walker. Geological Association of Canada; reprint Serie 1, pages 141-170.

WEIMER, R.J. – HOWARD, J.D. – LINDSAY, D.R., 1982 – Tidal flats. *In* Sandstone depositional environments. *Edited by* P.A. Scholle et D. Spearing. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 31, pages 191-246.

WILLIAMS, H., 1979 – Appalachian orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 16, pages 1874-1894.

WILSON, J.L. – JORDAN, C., 1983 – Middle shelf environment. *In* Carbonate depositional environments. *Edited by* P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 33, pages 297-344.

# Annexe 1

## Variations de la nomenclature toponymique de l'archipel de Mingan

| Richardson (1856) | Twenhofel (1938) | Carte topographique (1979) 1:50 000 | Gauthier Larouche (1981) |
|---|---|---|---|
| | Parroquet Island | Île aux Perroquets | Île aux Perroquets |
| | | Île de la Maison | Île de la Maison |
| | | Île du Wreck | Île du Wreck |
| Mingan Island | Mingan Island | Île Nue de Mingan | Île Nue de Mingan |
| | | Le Havre | Le Havre |
| | | L'Îlot | L'Îlot |
| Harbour Island | Harbour Island | Île du Havre de Mingan | Île du Havre de Mingan |
| | Inner Birch Island | Île aux Bouleaux | Île à Bouleaux de Terre |
| | Outer Birch Island | Petite Île aux Bouleaux | Île à Bouleaux du Large |
| Large Island | Large Island | Grande Île | La Grande Île |
| | Moutange Island | Île Moutange | La Grosse Romaine |
| | Moniac Island | Île Moniac | La Petite Romaine |
| | Quarry Island | Île à la Proie | Île Quarry |
| | Niapisca Island | Île à Samuel | Île Niapiskau |
| | | Anse des Bonnes Femmes | Bonnes Femmes de Niapiskau |
| | Quin Island | Île du Fantôme | Île du Fantôme |
| | Frigla Island | Île à Firmin | Île à Firmin |
| | Eskimo Island | Île du Havre | Île du Havre |
| | | Pointe aux Morts | Pointe aux Morts |
| | | Île à Calculots | Île à Calculot |
| | | Île aux Goélands | Île aux Goélands |
| | Walrus Island | Petite Île au Marteau | Petite Île au Marteau |
| | Sea Cow Island | Grosse Île au Marteau | Grosse Île au Marteau |
| | Clearwater Point | Grande Pointe | La Grande Pointe |
| | Ammonite Point | Pointe Enragée | Pointe Enragée |
| | Whale Island | Île de la Fausse Passe | Île de la Fausse Passe |
| | St-Charles Island | Île Saint-Charles | Île Saint-Charles |
| | Trilobite Bay | Baie des Trilobites | Baie des Trilobites |
| | Betchewan Bay | Baie Puffin | Baie Puffin |
| | | Le Sanctuaire | Île à Calculot des Betchouanes |
| | | Île aux Sauvages | Île Innu |
| | Hunting Island | Île à la Chasse | Île à la Chasse |
| | Indian Point | Pointe du Sauvage | Pointe du Sauvage |
| | | Tête de la Perdrix | Tête de la Perdrix |
| | | Île de l'Ancre | Petite Île Sainte-Geneviève |
| | Ste-Geneviève Island | Île Ste-Geneviève | Île Sainte-Geneviève |
| | Pillage Bay | Baie Nickerson | Baie Saint-Laurent |
| | | Mont Sainte-Geneviève | Mont Sainte-Geneviève |

# Annexe 2

## Descriptions lithologiques sommaires des coupes types et des coupes de référence de la Formation de Romaine[1]

| Unité (en ordre ascendant) | Description | Épaisseur (m) | |
|---|---|---|---|
| | | Unitaire | Cumulative |
| | COUPES 32 ET 33: POINTE DU SAUVAGE ET ÎLE SAINTE-GENEVIÈVE (OUEST) | | |
| | **Membre de Sauvage** | | |
| 1 | Grès feldspathiques (lithofaciès A), stratifications entrecroisées, gastéropodes, brachiopodes, *Skolithos*. | 2.0 | 2.0 |
| | **Membre de Sainte-Geneviève** | | |
| 2 | Dolomies vermiculées (lithofaciès G), en lits moyens, niveaux avec intraclastes (10-20 cm). | 3.2 | 5.2 |
| | Les unités 1 et 2 sont exposées à la pointe du Sauvage. | | |
| 3 | Couvert (baie Saint-Laurent). | 9.0 | 14.2 |
| 4 | Dolomies vermiculées (lithofaciès G), en lits minces mais devenant plus épais et massifs au sommet, niveaux à intraclastes (5-20 cm) avec laminations de courant, gastéropodes, brachiopodes, céphalopodes, graptolites. | 19.4 | 33.6 |
| 5 | Monticules à thrombolites (lithofaciès H), unité massive en lits épais. | 10.0 | 43.6 |
| | Le sommet de l'unité 6 n'est pas exposé sur l'île Sainte-Geneviève mais peut être observé sur l'île Innu où il est directement recouvert par des siliciclastites de la Formation de Mingan. | | |
| | COUPE 9A – GRANDE ÎLE (NW) | | |
| | **Membre de Grande Île** | | |
| 1 | Dolomicrites bioturbées (lithofaciès E), nodules de chert. | 0.8 | 0.8 |
| 2 | Stromatolite (lithofaciès D), forme LLH. | 0.6 | 1.4 |
| 3 | Dololaminites laminées (lithofaciès C). | 1.0 | 2.4 |
| 4 | Dolomicrites bioturbées (lithofaciès E). | 0.7 | 3.1 |
| 5 | Dolomicrites laminées (lithofaciès C), siliceuses, passant à des dololaminites (lithofaciès B) au sommet de l'unité | 0.9 | 4.0 |
| | Les unités 1 à 5 sont exposées seulement à marée basse sur l'estran. | | |
| 6 | Dolomicrites à oolites (lithofaciès F), unité massive. | 0.8 | 4.8 |
| 7 | Stromatolite (lithofaciès D), forme LLH, intraclastes. | 0.8 | 5.6 |
| 8 | Dolomicrites bioturbées (lithofaciès E), passant à des dolomicrites laminées (lithofaciès C). | 1.4 | 7.0 |
| 9 | Dolomicrites à oolites (lithofaciès F), unité massive. | 0.9 | 7.9 |
| 10 | Stromatolite (lithofaciès D), forme LLH, passant à des dolomicrites laminées (lithofaciès C). | 2.1 | 10.0 |
| 11 | Dolomicrites à oolites (lithofaciès F), unité massive. | 0.8 | 10.8 |

(1) Coupe type: coupe 33 (île Ste-Geneviève ouest)
Coupes de référence: coupe 9A (Grande Île NW) et coupe 32 (pointe du Sauvage)

| | | | |
|---|---|---|---|
| 12 | Stromatolite (lithofaciès D), monticules, passant à des dolomicrites laminées (lithociès C). | 2.6 | 13.4 |
| | Le litage des unités 10 à 12 est affecté par des déformations synsédimentaires (boudinage). Ces unités sont mieux exposées dans le secteur NE de la Grande Île. | | |
| 13 | Dolomicrites à oolites (lithofaciès F), unité massive. | 1.0 | 14.4 |
| 14 | Dolomies vermiculées (lithofaciès G), unité massive en lits moyens à épais. | 4.2 | 18.6 |
| 15 | Interlits de dolomicrites bioturbées (lithofaciès E), de dolomicrites laminées (lithofaciès C) et de dololaminites argileuses (lithofaciès B). | 2.0 | 20.6 |
| 16 | Dolomicrites bioturbées (lithofaciès E), brachiopodes dans quelques lits (5-15 cm) de dolomie à texture saccharoïde avec bonne porosité et matériel bitumineux. | 1.0 | 21.6 |
| | Le sommet de l'unité 16 est en contact discordant avec les siliciclastites de la Formation de Mingan. Les unités 15 et 16 sont exposées seulement à marée basse sur l'estran. | | |

# Annexe 3

## Descriptions lithologiques sommaires des coupes types et des coupes de référence de la Formation de Mingan[1]

| Unité (en ordre ascendant) | Description | Épaisseur (m) | |
|---|---|---|---|
| | | Unitaire | Cumulative |
| | COUPE 17C – ÎLE DU HAVRE (NE) | | |
| | **Membre de Corbeau** | | |
| 1 | Shales avec galets de chert à la base.<br>La base de l'unité 1 est en contact discordant avec les dolomies sous-jacentes de la Formation de Romaine. | 0.2 | 0.2 |
| 2 | Grès feldspathiques (lithofaciès 4), stratification entrecroisée, lits épais, brachiopodes, *Diplocraterion*. | 1.2 | 1.4 |
| 3 | Shales laminés (lithofaciès 2), contact graduel avec l'unité 2. | 3.8 | 5.2 |
| 4 | Grès chenalisés à l'intérieur de l'unité 3 (lithofaciès 5), stratification entrecroisée à faible pendage, base érosive, intraclastes de shale à la base, brachiopodes inarticulés | 1.4 | - |
| 5 | Grès laminés (lithofaciès 3), litage en «flaser», laminations de courant.<br>Le sommet de l'unité 5 est en contact avec les calcaires fossilifères du Membre de Grande Pointe. L'unité de dololaminites silteuses (lithofaciès 1), surmontant généralement le Membre de Corbeau, est ici érodée par la discordance intra-Mingan mais est bien exposée dans le secteur SW de l'archipel. | 0.8 | 6.0 |
| | COUPE 1 – ÎLE AUX PERROQUETS | | |
| | **Membre de Perroquet** | | |
| 1 | Mudstones micritiques, bioturbés (lithofaciès 10), unité massive. | 0.4 | 0.4 |
| 2 | Wackestones/packstones (localement grainstone) à bioclastes (lithofaciès 11), lits minces, interlits de shale, brachiopodes. | 0.8 | 1.2 |
| 3 | Mudstone/wackestone à bioclastes (lithofaciès 10), unité massive. | 0.4 | 1.6 |
| 4 | Wackestone/packstones à bioclastes bioturbés (lithofaciès 11), lits minces (3-8 cm) avec débit irrégulier, niveaux riches en oncolites. | 2.4 | 4.0 |
| 5 | Grainstones à bioclastes (lithofaciès 12), stratification entrecroisée, unité lenticulaire. | 1.2 | - |
| 6 | Idem à unité 4.<br>Les unités 1 à 6 sont exposées sur les îles aux Perroquets et de la Maison sauf l'unité 5, lenticulaire, qui est observée seulement sur l'île de la Maison (coupe 2). | 2.2 | 6.2 |
| 7 | Couvert. | 1.0 | 7.2 |
| 8 | Mudstones à «birdseye» (lithofaciès 7) du Membre de Fantôme, exposés sur l'île du Wreck (coupe 3) | 5.0 | 12.2 |

(1) Coupe 17C: coupe de référence avec description du Membre de Corbeau;
Coupe 1 : coupe de référence avec description du Membre de Perroquet;
Coupe 15A: coupe type avec description du Membre de Fantôme;
Coupe 22B: coupe de référence avec description du Membre de Grande Pointe

COUPE 15A – ÎLE DU FANTÔME (W)

**Membre de Fantôme**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 | Interlits de mudstones/wackestones à bioclastes (lithofaciès 10) et de grainstones à intraclastes (lithofaciès 8), gastéropodes.<br><br>La base de l'unité 1 est nette mais concordante et surmonte une unité de dololaminites silteuses sommet du Membre de Corbeau. | 2.0 | 2.0 |
| 2 | Interlits de laminites cryptalgaires (lithofaciès 6) et de mudstones à «birdseye» (lithofaciès 7), lits moyens définis par des stylolites. | 2.2 | 4.2 |
| 3 | Mudstones à «birdseye» (lithofaciès 7), lits moyens 10-20 cm).<br><br>Le sommet de l'unité 3 est la discordance intra-Mingan et est surmonté par les calcaires fossilifères du Membre de Grande Pointe. Les unités 1 à 3 sont localement érodées sous la discordance. | 10.6 | 14.8 |

COUPE 22B – LA GRANDE POINTE

**Membre de Grande Pointe**

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 | Coquinas à brachiopodes (lithofaciès 16), unité de base au-dessus des siliciclastites du Membre de Corbeau. | 0.1 | 0.1 |
| 2 | Interlits de mudstones nodulaires et de shale (lithofaciès 15). | 0.4 | 0.5 |
| 3 | Grainstones à bioclastes et oolites (lithofaciès 12), stratification entrecroisée, paléokarst au sommet. | 5.0 | 5.5 |
| 4 | Idem à unité 3.<br>Les unités 3 et 4 s'interdigitent latéralement avec des wackestones/packstones à bioclastes (lithofaciès 11). | 3.7 | 9.2 |
| 5 | Wackestones/packstones à bioclastes (lithofaciès 11), passant à des grainstones à bioclastes (lithofaciès 12). | 1.6 | 10.8 |
| 6 | Wackestones/packstones à bioclastes (lithofaciès 11), lits minces (3-8 cm) avec débit irrégulier, unité peu exposée. | 8.8 | 19.4 |

# Annexe 4

## Compilation des taxa fossiles des Formations de Romaine et de Mingan

| | Formation de Romaine | Formation de Mingan |
|---|---|---|
| ALGUES[7]* | | |
| *Girvanella wetheredii* | | X |
| *Girvanella problemitica* | | X |
| *Spongiostroma* sp. | | X |
| *Ortonella* sp. | | X |
| *Hedstroemia* sp. | | X |
| Dasycladacées ind. | | X |
| *Parachaetetes*? sp. | | X |
| *Tharama* sp. | | X |
| *Nuia* sp. | | X |
| *Halysis* sp. | | X |
| *Rauserina* sp. | | X |
| ÉPONGES[9] | | |
| *Archaeoscyphia minganesis* | X | |
| *Archaeoscyphia* sp. | | X |
| *Anthaspidella* sp. | | X |
| *Calycocoelia* sp. | | X |
| *Eospongia* sp. | | X |
| *Hudsonospongia* sp. | | X |
| *Lissocoelia* sp. | | X |
| *Psarodictyon*? sp. | | X |
| *Rhopolocoelia* sp. | | X |
| *Zittelella* sp. | | X |
| *Hindia* sp. | | X |
| STROMATOPOROÏDES[11] | | |
| *Labechia* sp. | | X |
| CORAUX TABULÉS | | |
| *Billingsaria parva*[1] | X | |
| *Eofletcheria incerta*[1] | X | |
| *Lichenaria* sp.[5] | | X |
| *Tetradium*? sp.[5] | | X |
| BRYOZOAIRES[4] | | |
| *Ceramoporella* sp. | | X |
| *Constellaria islendis* | | X |
| *Batostoma chazyensis/campensis* | | X |
| *Nicholsonella* sp. | | X |
| *Nicholsonella* sp. indet. | | X |
| *Lamottopora duncanae* | | X |
| *Jordonopora heroensis* | | X |
| *Stictopora fenestrata* | | X |
| *Eopachydictya gregaria* | | X |
| *Chazydictya chazyensis* | | X |
| *Phylloporina* sp. | | |
| BRACHIOPODES[3] | | |
| *Ancistrorhyncha? vacua* | | X |
| *Camarella varians* | | X |
| *Dactylogonia extensa* | | X |
| *Glyptomena champlainensis minganensis* | | X |
| *Glyptorthis* sp. | | X |
| *Hesperorthis ignicula* | | X |
| *Lingulella? huronensis minganensis* | | X |
| *Mimella minganensis* | | X |
| *M. piger* | | X |
| *Onychoplecia longirostris* | | X |
| *Petrocrania prona* | | X |
| *Pomonotrema grandeava*[11] | X | |
| *Rostricellula orientalis* | | X |
| *R. pristina* | | X |
| *R. triangulata* | | X |
| *Schizambon duplicimuratum* | | X |
| *Syntrophia lateralis* | | X |
| ÉCHINODERMES[12] | | |
| *Bolboporites americanus* | | X |
| *Palaeocystites pulcher* | | X |
| OSTRACODES[12] | | |
| *Ctenobolbina parroquetensis* | | X |
| *Dilobella minganensis* | | X |
| *Leperditia limatula* | | X |
| *L. minganensis* | | X |
| *Schmidtella crassimarginata* | | X |
| TRILOBITES[10] | | |
| *Amphilichas* sp. | | X |
| *Bathyurus amplimarginatus*[2] | X | |
| *B. romainensis*[2] | X | |
| *B.* sp. | | X |
| *Bumatus* sp. | | X |
| *Calyptaulax* sp. | | X |
| *Ceraurinella* sp. | | X |
| *Cybeloides* sp. | | X |
| *Dolichoharpes* sp. | | X |
| *Eorobergia* sp. | | X |
| *Failleana* sp. | | X |
| *Glaphurina* sp. | | X |
| *Hibbertia* sp. | | X |
| *Illeanus* sp. | | X |
| *Nanilleanus* sp. | | X |
| *Kawina* sp. | | X |
| *Petigurus cybele*[2] | X | |
| *Pliomerops* sp. | | X |
| *Remopleurides* sp. | | X |
| *Sphaerexochus* sp. | | X |
| *Thaloeps* sp. | | X |
| *Uromystrum* sp. | | X |
| GASTÉROPODES[12] | | |
| *Bucania minganensis* | | X |
| *Conularia parroquetensis* | | X |
| *Euconia amphitrite* | | X |
| *E. ramseyi* | X | |
| *Fusispira calcifera* | X | |
| *Helicotoma perstriata* | X | |
| *Holopea vigneauensis* | | X |
| *Lophospira? aspera* | | X |
| *L. hermoine* | | X |
| *L. perengulata* | | X |
| *Maclurites magnus* | | X |
| *M. romainensis* | X | |
| *Raphistoma striatum* | | X |
| *Raphistomina laurentina* | X | |
| *R. pillagensis* | X | |
| *Troconema abruptum* | X | |
| *T. tricarinatum* | X | |
| *Tryblidium nycteis* | X | |

## Compilation des taxa fossiles des Formations de Romaine et de Mingan (suite)

| | Formation de Romaine | Formation de Mingan |
|---|---|---|
| CÉPHALOPODES[7] | | |
| *Barrendoceras minganensis* | | X |
| *B. natator* | | X |
| *Camaroceras deparcum* | X | |
| *C. indigator* | X | |
| *C.* sp. | X | |
| *Casinoceras magister* | X | |
| *Catoraphiceras sordidum* | X | |
| *Centrotarphyceras billingsi* | X | |
| *Deiroceras diffidens* | | X |
| *Diestoceras maccoyi* | | X |
| *D.* sp. | | X |
| *Endoceras minganense* | | X |
| *Endoceras velox* | X | |
| *E.* sp. | | X |
| *Eurystomites ferox* | | X |
| *Minganoceras subturbinatum* | | X |
| *Orthoceras? antenor* | | X |
| *O.? cornuum* | | X |
| *O. shumardi* | | X |
| *Piloceras acinaces* | X | |
| *Plectoceras jason* | | X |
| *P. tyrans* | | X |
| *Protocycloceras? becki* | X | |
| *P. lamarki* | X | |
| *Schroederoceras? minganensis* | X | |
| *S. vagum* | X | |
| *Spyroceras maro* | | X |
| *S. magnosiphonatum* | | X |
| *S. minganense* | | X |
| *S. twenhofeli* | | X |
| *Tarphyceras? apollo* | X | |
| *T.? palinurus* | X | |
| *Trundoleoceras canadense* | X | |
| *T. coarctum* | X | |

| | Formation de Romaine | Formation de Mingan |
|---|---|---|
| GRAPTOLITES[13] | | |
| *Phyllograptus typus* | X | |
| *Tetragraptus quadrabrachiatus* | X | |
| *Dichgraptus*? sp. | X | |
| CONODONTES[8] | | |
| *Acodus* sp. | X | |
| *Belodina* cf. *B. monitorensis* | | X |
| *Bellodella nevadensis* | | X |
| *Drepanodus parallelus* | X | |
| *Erismodus* sp. | | X |
| *Juanognathus* sp. | X | |
| *Oepikodus communis* | X | |
| *Oistodus* cf. *O. multicorrugatus* | X | |
| *Panderodus* cf. *P. gracilis* | | X |
| *P.* sp. | | X |
| *Phragmodus flexuosus* | | X |
| *Plectodina* n. sp. A | X | |
| *P.* n. sp. B | | X |
| *Polyplacognathus friendsvillensis* | | X |
| *P. sweeti* | | X |
| *Ptiloconus* sp. | | X |
| *Scolopodus quadraplicatus* | X | |
| *S. gracilis* | X | |
| *Ulrichodina* sp. | X | |
| TRACES FOSSILES[5] | | |
| *Chondrites* sp. | X | X |
| *Diplocraterion* sp. | | X |
| *Palaeophycus* sp. | X | X |
| *Phycodes*? sp. | X | |
| *Planolites*? sp. | X | X |
| *Rusophycus* sp. | | X |
| *Skolithos* sp. | X | X |
| *Trypanites* sp. | X | |
| *Vertical burrows* | X | X |


RÉFÉRENCES:
1) T.H. BOLTON (Communication personnelle, 1982)
2) D. BOYCE (Communication personnelle, 1983)
3) G.A. COOPER (1956)
4) R.J. CUFFEY (Communication personnelle, 1984)
5) A. DESROCHERS (observation personnelle)
6) A.F. FOERSTE (*in* Twenhofel, 1938)
7) B. MAMET (Communication personnelle, 1985)
8) G.S. NOWLAN (1981)
9) J.K. RIGBY (Communication personnelle, 1983)
10) F.C. SHAW (1980)
11) C.S. STEARN (Communication personnelle, 1984)
12) W.H. TWENHOFEL (1938)
13) H.S. WILLIAMS (Communication personnelle, 1983)

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
**Direction générale de l'Exploration géologique et minérale**