

DPV 796

LITHOSTRATIGRAPHIE DES STRATES PERMO-CARBONIFERES DE L'ARCHIPEL DES ILES DE LA MADELEINE

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



MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE
DES ENERGIES CONVENTIONNELLES

LITHOSTRATIGRAPHIE
DES STRATES PERMO-CARBONIFIÈRES,
DE L'ARCHIPEL DES ÎLES DE LA MADELEINE

D. BRISEBOIS

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES

DIRECTION DE L'ÉNERGIE

LITHOSTRATIGRAPHIE
DES STRATES PERMO-CARBONIFERES
DE L'ARCHIPEL DES ÎLES DE LA MADELEINE

PAR

D. BRISEBOIS

1981

DPV-796
ISBN 2-550-01688-2

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation	1
Accès	1
Méthode de travail	1
Physiographie et hydrographie	2
Remerciements	2
Travaux antérieurs	3
GÉOLOGIE RÉGIONALE	4
Structure du bassin	4
Stratigraphie	5
LITHOSTRATIGRAPHIE	7
Formation du Havre aux Maisons	8
Stratigraphie	8
Age	11
Pétrographie	12
Brèche d'effondrement	12
Mudstones	14
Grès et siltstones	14
Roches volcanoclastiques	15
Roches volcaniques	16
Evaporites	16
Carbonates	17
Milieu de dépôt	19
Formation du Cap au Diable	23
Stratigraphie	23
Age	24
Pétrographie	24
Géochimie	27
Formation du Cap aux Meules	29
Age	30
Stratigraphie du Membre de L'Etang-du-Nord	30
Pétrographie du Membre de L'Etang-du-Nord	31
Grès	31
Mudstones	33
Siltstones	34
Conglomérats	34
Calcaire microcristallin dolomitique	35
Stratigraphie du Membre de l'Etang-des-Caps	35
Pétrographie du Membre de l'Etang-des-Caps	35
Milieu de dépôt de la Formation du Cap aux Meules	38
GÉOLOGIE STRUCTURALE	39
Introduction	39
Failles	40
Plis	42
Diaclases	43
Modèle tectonique	43
RÉFÉRENCES	44
ANNEXES	
1 - Composition chimique des roches de la Formation du Cap au Diable	47
2 - Composition chimique des plagioclases de la Formation du Cap au Diable	48
3 - Composition chimique des amphiboles de la Formation du Cap au Diable	48

INTRODUCTION

Ce rapport concerne la géologie régionale, mais principalement la Lithostratigraphie des strates permo-carbonifères, de l'archipel des îles de la Madeleine. Il est adapté d'une thèse de doctorat présentée au Département de géologie de l'Université de Montréal.

LOCALISATION

L'archipel des îles de la Madeleine occupe une position géographique centrale dans le golfe du Saint-Laurent, à 205 km au sud-est de Gaspé, à 105 km au nord-est de l'Île du Prince-Edouard et à 140 km au sud-ouest de Terre-Neuve (figure 1). Il renferme une quinzaine d'îles et d'îlots compris entre les longitudes $61^{\circ}08'$ et $62^{\circ}13'$ ouest et les latitudes $47^{\circ}12'$ et $47^{\circ}51'$ nord. Sa superficie totale, d'environ 400 km^2 , appartient pour la moitié à des aires sableuses mouvantes ou à peine stabilisées (figure 2). L'archipel est couvert par les feuillets suivants de la carte SRNC au 1:50 000: 11N/4W, 11N/11W, 11N/5W, 11N/12E et 11N/14W. Seule l'île le Corps Mort n'est pas représentée sur ces cartes.

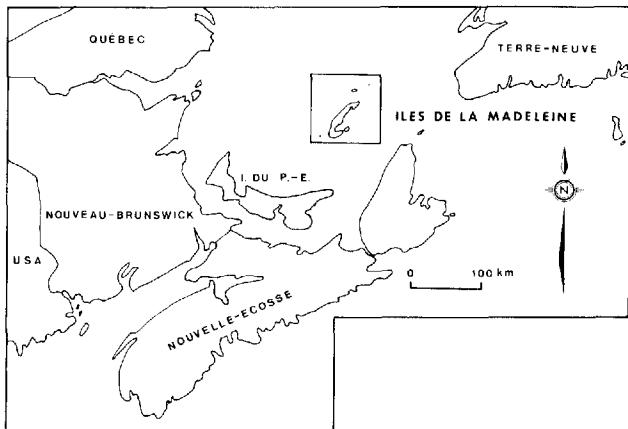


FIGURE 1 - Localisation des îles de la Madeleine.

ACCÈS

Un vol régulier joint les îles de la Madeleine à Montréal, Québec et Gaspé. Durant la saison de navigation, un traversier effectue la navette entre Souris, Île du Prince-Edouard, et Cap-aux-Meules, îles de la Madeleine. Le réseau routier qui couvre les îles principales et le traversier local qui joint Havre-Aubert à l'île d'Entrée rendent accessibles la majeure partie des coupes côtières et affleurements isolés. Pour atteindre les îles Brion, le Corps Mort ou les îlots qui entourent les îles principales, il faut utiliser de petites embarcations.

MÉTHODE DE TRAVAIL

Les travaux de terrain qui servent de base à ce travail ont été effectués au cours des étés 1971, 1972 et 1973. Les recherches ont été poursuivies au Département de géologie de l'Université de Montréal.

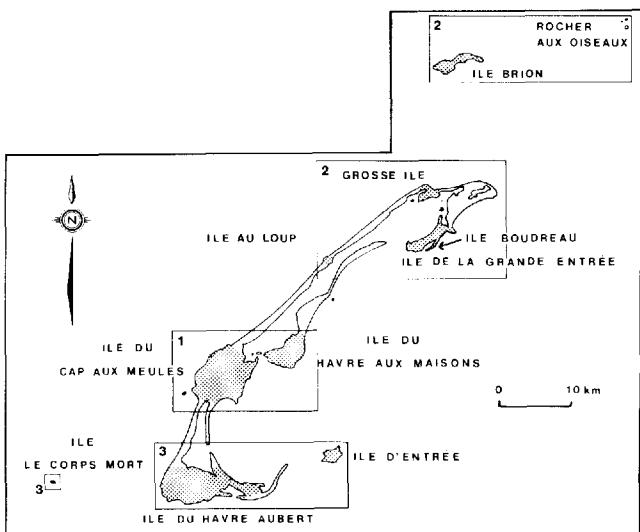


FIGURE 2 - Localisation des îles dans l'archipel des îles de la Madeleine. Les aires en pointillés indiquent la distribution des roches permo-carbonifères.

Nous avons tout d'abord établi un relevé géologique de tous les affleurements en nous référant aux photographies aériennes à l'échelle de 1:15 840. Les sections côtières, les mieux exposées ont ensuite été étudiées et relevées à l'échelle de 1:2 400. Les cartes définitives ont été tracées à l'échelle de 1:50 000.

La mesure de quelques coupes stratigraphiques bien exposées, l'étude de l'orientation des structures sédimentaires directionnelles, en particulier les laminations obliques, et un échantillonnage à mailles serrées des différents types de roches, ont complété les travaux de terrain.

Les échantillons ont été analysés en laboratoire par les méthodes standards. Les échantillons de roches volcaniques ont subi deux traitements: une partie de l'échantillon a été taillée en lame mince pour une étude au microscope pétrographique ou à la microsonde, dans le cas de quatre échantillons assez frais pour donner des résultats; une autre partie a été réduite en poudre et analysée par fluorescence-X afin de déterminer les pourcentages relatifs des éléments majeurs. Les échantillons de sédiments indurés ont été taillés en lames minces et examinés au microscope pétrographique. Les grès rouge, peu consolidés, ont été débarrassés de leur ciment d'hématite par un traitement à l'acide oxalique, leur granulométrie mesurée par tamisage et la morphologie des grains observée à la loupe binoculaire.

PHYSIOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

Les îles de la Madeleine sont constituées de trois unités morphologiques principales: les "buttes", les plateaux et les tombolos.

Les "buttes" sont des collines arrondies et coniques, aux flancs abrupts, de quelques dizaines à environ cent mètres de relief. Elles occupent les régions aux assises volcaniques, ces roches étant plus résistantes à l'érosion que les sédiments qui les environnent. Les basses terres entre les "buttes" reposent sur des matériaux argileux et elles sont parsemées de dolines parfois transformées en étangs.

Les plateaux entourent les régions de "buttes" de la partie sud de l'archipel et ils forment l'élément dominant du paysage des îles du nord, là où les roches volcaniques sont absentes. Ces plateaux, élevés de quelques dizaines de mètres au-dessus du niveau de la mer, sont développés sur le grès rouge. Leur régularité est rompue par des collines basses liées à la présence de couches plus résistantes de grès gris-vert.

Les tombolos sont de longues flèches de sable, ayant jusqu'à 15 km de longueur, accumulées par les courants marins qui circulent autour des îles. Plusieurs de ces tombolos, par paires, relient les îles principales (figure 2).

Le réseau hydrographique est réduit à de petits ruisseaux, la plupart intermittents, coulant dans les vallées à fond plat.

REMERCIEMENTS

Ce travail a pu être accompli grâce aux conseils et à la participation des professeurs Jacques Béland et Bernard Mamet du Département de géologie de l'Université de Montréal.

Nous remercions également M. Bernard Gunn, alors professeur au Département

de géologie de l'Université de Montréal, et M. Walter Trzcienski, professeur du Département de Génie Minéral de l'Ecole Polytechnique, de nous avoir permis d'utiliser les facilités de leurs laboratoires. Nos remerciements s'adressent aussi à M. Claude Barraud, qui a examiné les roches volcaniques sur le terrain et en a analysé les éléments majeurs. Les assistants géologues Gilles Tousignant, Serge Massé, Robert Charbonneau et Jean Dion nous ont efficacement aidé au cours des campagnes de terrain.

Nous remercions enfin le ministère de l'Éducation du Québec qui a subventionné une partie des travaux grâce au fond FCAC Hubert-Lespérance-Mamet. Le Conseil National de la Recherche du Canada a défrayé une partie des coûts de la recherche.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les premiers relevés géologiques des îles de la Madeleine furent des reconnaissances très limitées en temps et en surface couverte. Richardson (1881) parcourut une coupe côtière située sur la côte nord de l'île du Havre Aubert, sur la baie de Plaisance, et il y distingua une unité volcano-sédimentaire recouverte en discordance d'une unité argilo-arenacée. Les fossiles recueillis dans l'unité inférieure lui firent attribuer à ces roches un âge carbonifère inférieur.

Clarke (1911) reconnaît la validité des divisions établies par Richardson. Il ajoute l'hypothèse que les roches sédimentaires et volcaniques de l'unité inférieure sont interstratifiées sur toute l'épaisseur de l'unité. Beede (1911) identifie les fossiles échantillonnes par Clarke et corrobore, sans les préciser davantage, les âges obtenus par Richardson.

La première étude couvrant l'ensemble des îles appartient à Alcock (1941). Il reconnaît pour sa part trois unités lithostratigraphiques différentes: une unité inférieure volcano-sédimentaire, d'âge mississippien, une unité de grès gris également mississippienne et une unité de grès rouge pennsylvanienne. Selon Alcock, ces trois unités sont superposées et séparées par des discordances.

Les deux derniers travaux de cartographie sont ceux de Pell (1948) et de Sanschagrin (1964). Les résultats présentés par ces auteurs sont très semblables, puisque Sanschagrin s'inspire largement des observations et des conclusions de Bell. Ce dernier groupe les roches de l'archipel en deux unités lithostratigraphiques identiques à celles de Richardson (1881) et de Clarke (1911). Il subdivise l'unité inférieure en deux séquences, la première caractérisée par la présence de roches volcaniques, la seconde par d'épaisses séquences de calcaire. Sanschagrin (1964) élève les unités de Bell au rang de formations et de membres.

McCulloch (1973), dans une étude régionale du calcaire de Kennetcook, appartenant à la partie supérieure du Groupe de Windsor, décrit une partie de la coupe de l'île Boudreau qu'il corrèle avec le calcaire de Kennetcook de la Nouvelle-Ecosse.

Brisebois (1972) subdivise la Formation du Cap aux Meules en deux unités non formelles. Brisebois et Mamet (1974), à partir de l'étude des Foraminifères, précisent l'âge viséen final namurien basal des calcaires de l'île Boudreau. Enfin, nous avons redéfini (Brisebois, 1979) les formations établies par Sanschagrin (1964), en précisant l'âge des strates de l'unité volcano-sédimentaire, et nous avons proposé un

schéma tectonique pour l'ensemble de l'archipel.

La géomorphologie et la géologie des dépôts récents ont occupé plusieurs auteurs: Goldwaith (1915), Coleman (1919), Hamelin (1958), Laverdière et al. (1974, 1976), Tiphane (1976). D'autres se sont intéressés à l'aspect économique des roches: Alcock (1940), Storer (1947, 1948), Behre (1948) et Taschereau (1948) ont discuté des gisements de manganèse; Waddington (1947) et Tiphane (1970) ont décrit les gisements de gypse; Charbonneau (1976) et Charbonneau & Gagnon (1979) discutent de l'utilisation du sel; Waddington (1948) et

Hamelin & Dumont (1959) ont travaillé sur les dépôts de sable; Houde (1959) s'est attaché à la présence de gaz naturel et Bell (1948) au pétrole. Ces travaux, à l'exception de ceux de Bell (1948), contiennent peu d'informations importantes sur la géologie de base.

La perspective d'exploiter le sel des îles a suscité un intérêt pour la distribution des évaporites et les déformations tectoniques reliées aux mouvements du sel. La compagnie SOQUEM effectue depuis 1972 des relevés géophysiques et des forages dans le but de connaître la géométrie des dépôts d'évaporites.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les îles de la Madeleine appartiennent à la province géologique des Appalaches et, plus spécifiquement, au bassin carbonifère des Maritimes. Ce bassin est une vaste cuvette sédimentaire qui occupe le sud du golfe du Saint-Laurent et une partie des Provinces Maritimes et de la Gaspésie en bordure du golfe (figure 3). Il s'étend également sous la plate-forme continentale, à l'est des Provinces Maritimes et du Labrador. (Poole, 1967); Service d'exploration d'Amoco et Imperial Oil, 1974; Howie & Barss, 1975).

STRUCTURE DU BASSIN

Le bassin, à l'exclusion des roches de la plate-forme continentale, couvre une superficie d'environ 165 000 km², dont 65 000 km² sont émergés. Le centre du bassin est noyé sous les eaux du golfe du Saint-Laurent et recouvert par des dépôts plus récents. Les îles de la Madeleine occupent une position centrale par rapport aux limites apparentes de la cuvette

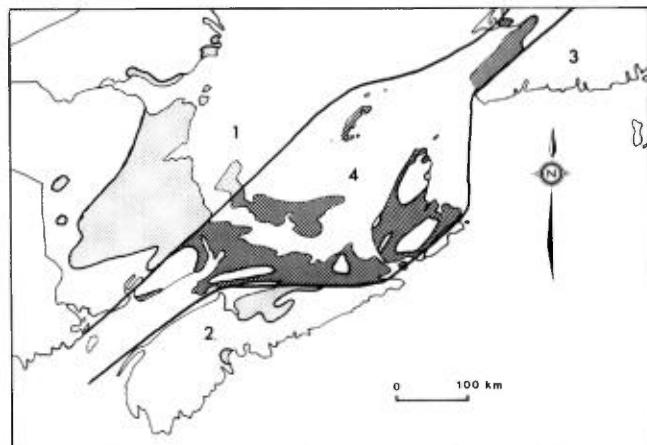


FIGURE 3 - Carte de localisation des sédiments permocarbonifères du Bassin du golfe du Saint-Laurent. Les pointillés fins représentent les sédiments des plates-formes: 1) Plate-forme du Nouveau-Brunswick, 2) Plate-forme de Méguma, 3) Plate-forme de Terre-Neuve; les pointillés grossiers indiquent la distribution des sédiments des rifts du Bassin de Fundy (4), délimité par les traits épais. Voir la figure 1 pour les localisations géographiques.

sédimentaire. Il faut toutefois insister sur le fait que l'extension du bassin carbonifère des Maritimes est loin d'être connue et que les sondages récents démontrent la présence de Carbonifère tout au long des

côtes du Labrador et de la côte atlantique à l'est de la Nouvelle-Ecosse et de Terre-Neuve.

La formation du bassin est liée, d'une part, au développement d'une série de failles abruptes et aux mouvements le long de celles-ci, d'autre part, aux mouvements épi-orogéniques qui ont affecté cette partie du craton (Kelly, 1970). Le jeu des failles a créé un bassin à deux composantes (figure 3): un fossé ou rift, flanqué de plate-formes stables (Bell, 1958); Poole, 1967; Belt, 1968; Kelley, 1970).

Le rift, appelé Bassin de Fundy (Poole, 1967) ou épi-eugéosyntinal de Fundy (Kelly, 1980; Racquebard, 1971), s'étend du sud-ouest au nord-est, de la Baie de Fundy jusqu'à White Bay (Terre-Neuve). Il est caractérisé par une grande épaisseur de sédiments (localement plus de 9 km, selon Howie et Barss, 1975) des déformations tectoniques intenses et, dans sa partie sud-ouest, par un faible métamorphisme (Poole, 1967). La géométrie du rift est complexe: il est constitué de horsts et grabens ayant connu chacun une activité tectonique et sédimentaire plus ou moins autonome, comme le suggèrent le caractère local des discordances et la distribution dans le temps des faciès sédimentaires. Certaines de ces structures ont persisté durant tout le Carbonifère alors que d'autres ont connu une existence plus brève.

Des failles majeures séparent le rift des plate-formes adjacentes, soit la plate-forme du Nouveau-Brunswick, au nord-ouest, et les plate-formes de Méquuma (Nouvelle-Ecosse) et de Terre-Neuve, au sud-est et à l'est. Les plate-formes sont recouvertes d'une épaisseur de sédiments inférieure à 2 km (Racquebard, 1971), elles sont peu déformées et les roches n'y sont

pas métamorphisées. Les mouvements qui les ont affectées sont de nature épi-orogéniques.

Au Viséen, une transgression marine envahit le rift et une partie des plate-formes en accumulant d'importants dépôts d'évaporites. Ces dépôts ont par la suite été remobilisés et leur migration, et le diapirisme consécutif, a causé des déformations considérables dans les roches encaissantes. Dans le bassin de Madeleine, à l'est des îles de la Madeleine, les diapirs atteignent près de 5 km de relief (Howie et Barss, 1975).

STRATIGRAPHIE

La nomenclature stratigraphique du bassin Carbonifère est sujette à controverse. Bien que les unités établies par Bell (1929) soient encore utilisées (tableau 1), les limites, l'âge et le contenu des unités demeurent mobiles. Et bien qu'ayant le rang de groupe, elles sont utilisées, souvent, comme unités chrono- ou biostratigraphique.

Des sédiments terrigènes continentaux constituent l'essentiel des matériaux de remplissage du bassin. Ils appartiennent à des faciès fluviatiles, lacustres, palustres et éoliens (ce dernier a été reconnu par nous et n'est identifié qu'aux îles de la Madeleine) accumulées sous des conditions morphoclimatiques variables. L'incursion marine du Viséen a abandonné différents dépôts: en majorité des mudstones, siltstones et grès néritiques (Howie et Barss, 1975) accompagnés de carbonates et d'évaporites.

Les roches ignées, extrusives, et intrusives, ne contribuent que pour un volume limité aux roches du bassin. A l'ex-

TABLEAU 1 - Nomenclature des principales unités stratigraphiques du bassin carbonifère des Maritimes (d'après Howie et Barss, 1975).

ÂGE		GROUPE
PERMIEN	INF.	
STÉPHANIEN		
WESTPHALIEN	A	
	B	
	C	
	D	
NAMURIEN		
VISÉEN		
TOURNAISIEN		
DÉVONIEN	SUP.	
	INF.	

ception des îles de la Madeleine où les laves constituent une séquence relativement épaisse (au moins 150 m), les roches volcaniques appartiennent à des épanchements restreints, disséminés dans le bassin.

Le modèle sédimentologique, dans son ensemble, est relativement simple. A

la fin du Dévonien et au Tournaisien, un rift complexe se développe et les produits de la destruction des zones positives s'accumulent dans les grabens. Les sédiments grossiers des cônes alluviaux bordent les grabens tandis que les matériaux plus fins s'accumulent au centre des bassins. La granulométrie des matériaux décroît aussi verticalement au fur et à mesure que les zones positives sont décapées et les bassins comblés. À chaque rehaussement des zones positives, ou formation de nouvelles zones positives, le cycle sédimentaire est repris. Les mouvements diachroniques verticaux des horsts et des grabens ont permis à la sédimentation d'être continue dans une partie ou l'autre du bassin, tout au long de son existence (Kelley, 1970).

Cette activité ralentit à la fin du Tournaisien et une vaste pénéplaine se développe au Viséen inférieur et moyen. Au Viséen supérieur et au Namurien inférieur (Mamet, 1980) une suite d'oscillations transgressives-régressives recouvre presque toute l'étendue du bassin. Ces transgressions marines abandonnent sur leur aire de pénétration des sédiments terrigènes, des carbonates et des évaporites, résultant pour la plupart d'une accumulation sous une faible tranche d'eau épisodiquement sursaturée en sels. Le rift semble avoir connu à cette époque une phase intense de subsidence puisqu'on y découvre des épaisseurs considérables d'évaporites.

Au Pennsylvanien, on assiste à une reprise intense du jeu des failles et à un type de sédimentation semblable à celui du Tournaisien, avec l'adjonction de cyclothèmes plus ou moins tronqués. Cette phase se termine au Permien inférieur, alors que des lits rouges recouvrent tout le bassin.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les unités stratigraphiques permo-carbonifères observées dans les roches de surface des îles de la Madeleine sont présentées dans le tableau 2. De l'époque de Richardson (1881) jusqu'à nos jours, tous ont reconnu la présence de deux assemblages lithostratigraphiques principaux: à la base, des sédiments terrigènes, des carbonates, des évaporites, des volcanoclastites et des laves; au sommet, des grès rouges et gris-vert, en discordance sur l'assemblage inférieur. Alcock (1941) a corrélé l'assemblage inférieur avec le Groupe de Windsor des Provinces Maritimes et Sanschagrin (1964) en a fait une formation particulière du Groupe de Windsor: la Formation du Havre aux Maisons. Bell (1946) et Sanschagrin (1964) ont subdivisé la Formation du Havre aux Maisons en deux membres que Sanschagrin (1964) a appelés Membre du Cap Adèle et

Membre du Bassin aux Huîtres. Le premier comprend toutes les roches de la Formation du Havre aux Maisons situées dans la partie sud de l'archipel, alors que le second est restreint aux roches qui affleurent sur la côte de l'île Boudreau. Richardson (1881), Clarke (1911) et Alcock (1941) ont subdivisé l'assemblage des grès supérieurs en deux unités séparées par une discordance: des grès gris à la base et des grès rouges au sommet. Bell (1946) et Sanschagrin (1964) ont rejeté cette subdivision et ont conclu que l'assemblage des grès gris et rouges ne constituait qu'une seule unité stratigraphique, que Sanschagrin (1964) a nommée Formation du Cap aux Meules.

Pour notre part, nous avons reconnu dans la séquence permo-carbonifère quatre assemblages lithologiques distincts et

TABLEAU 2 - Nomenclature stratigraphique des strates permo-carbonifères des îles de la Madeleine, en surface et dans le puits Brion Island #1.

ÂGE		UNITÉS STRATIGRAPHIQUES			BRION I. #1
PERMIEN INFÉRIEUR		FM. DU CAP AUX MEULES			
CARBONIFIÈRE	PENNISYLVANIEN	STÉPHANIEN	D	MB. DE L'ÉTANG-DES-CAPS	PERMIEN
MISSISSIPIEN		WESTPHALIEN	C	MB. DE L'ÉTANG-DU-NORD	PICTOU
		NAMURIEN	B		CUMBERLAND
		VISÉEN	A		RIVERSDALE
		TOURNAISIEN		GR. DE WINDSOR	CANSO
				D-E	WINDSOR E
				WINDSOR B-C	WINDSOR (SEL)
				FM. DU CAP AU DIABLE	
				FM. DU HAVRE AUX MAISONS	

superposés qui sont, de la base au sommet: 1) un assemblage de sédiments terrigènes, carbonatés et évaporitiques, de roches volcanoclastiques et d'un peu de roches volcaniques; 2) un assemblage de roches volcaniques interstratifiées d'un peu de calcaire; 3) un assemblage de grès à grain fin rouge ou gris-vert, de mudstone-claystone, de conglomerat et localement de calcaire dolomitique; 4) un assemblage de grès à grain fin rouge ou gris-vert, à stratifications obliques de grande taille. Le premier et le second assemblages sont recoupés par quelques dykes de diabase et de petits stocks de gabbro. Le troisième assemblage repose en discordance d'érosion sur les deux premiers. Nos deux premiers assemblages correspondent à la Formation du Havre aux Maisons et les deux derniers à la Formation du Cap aux Meules. Les subdivisions bipartites que nous proposons pour chacun de ses deux ensembles diffèrent toutefois des subdivisions qui ont déjà été établies.

Nos travaux de terrain nous ont permis de réaliser que les roches volcaniques formaient par elles-mêmes une séquence distincte des sédiments de la Formation du Havre aux Maisons, nous avons donc subdivisé le Groupe de Windsor en deux formations: les roches sédimentaires du Membre du Cap Adèle et les roches du Membre du Bassin aux Huîtres sont groupées dans une seule unité pour laquelle nous avons conservé le terme de Formation du Havre aux Maisons. L'assemblage principal des roches volcaniques, qui peut être tracé sur la moitié sud de l'archipel, est élevé au statut de formation et nommé Formation du Cap au Diable.

La Formation du Cap aux Meules garde sa signification initiale et désigne l'ensemble des grès rouges et gris-vert qui reposent en discordance d'érosion sur le Groupe de Windsor. Nous avons tracé deux membres à l'intérieur de la formation: à la

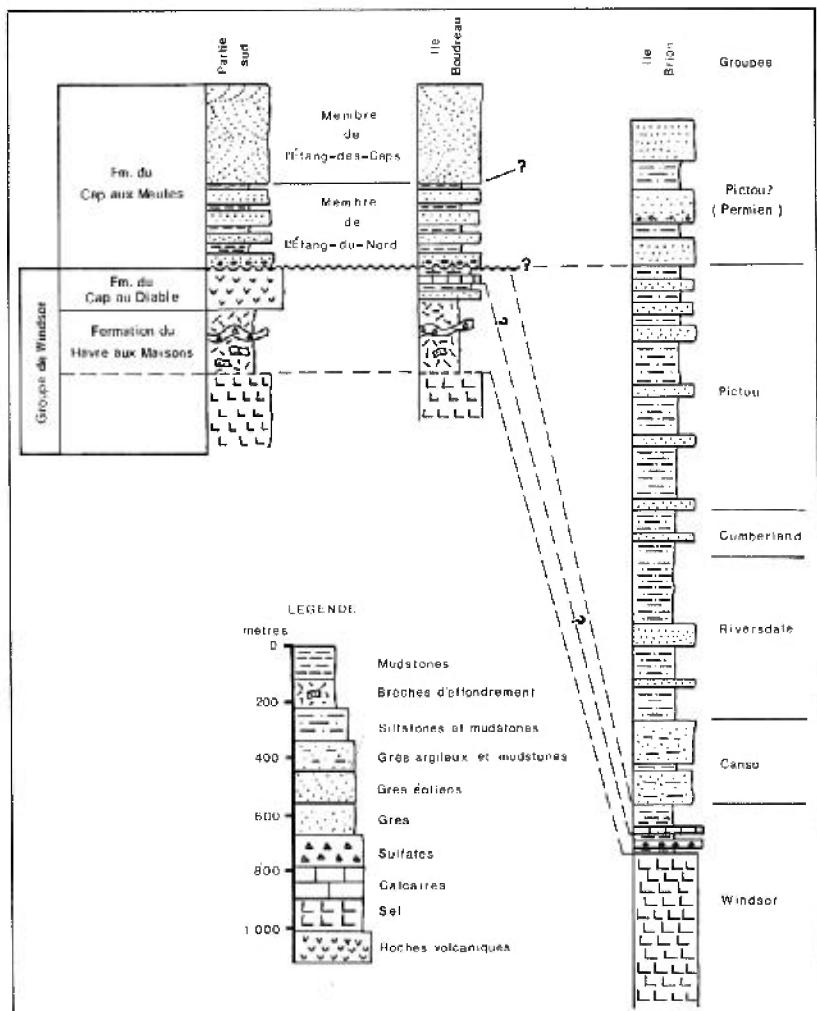
base, des grès, des siltstones, des mudstones et un peu de conglomerat et de calcaire sont inclus dans le Membre de L'Etang-du-Nord, alors que les grès à grain fin et les siltstones à grandes laminations obliques qui les recouvrent sont appelés Membre de l'Etang-des-Caps. Ces deux membres sont identifiés sur l'ensemble de l'archipel. Les relations entre ces unités sont illustrées à la figure 4.

FORMATION DU HAVRE AUX MAISONS

STRATIGRAPHIE

Selon Sanschagrin (1964), la section type de la Formation du Havre aux Maisons est située sur la côte est de l'île du Havre aux Maisons (figures 5 et 6) entre la butte Ronde et les collines Pelées (sa définition inclue évidemment les roches volcaniques que nous séparons des roches sédimentaires). La formation affleure aussi dans les horsts de Cap aux Meules - Havre aux Maisons et du Havre Aubert, à l'île le Corps Mort, à l'île d'Entrée, à l'île Boudreau et à la Grosse Ile, où elle est limitée à de petits affleurements de gypse dans une doline (voir les cartes géologiques). On la rencontre également dans de nombreux forages (figure 7).

Aucune coupe de terrain ou forage ne présente une section complète à travers cette formation. Comme les roches sont de plus bréchiques, déformées et faillées, il est impossible de déterminer et de mesurer la séquence stratigraphique avec précision. Il n'existe que trois coupes, très incomplètes, notons-le, où les strates sont latéralement continues et où les déformations tectoniques et l'effondrement des couches n'ont pas trop obscurci la séquence stratigraphique. Ces coupes sont localisées sur la côte sud de l'île d'Entrée, sur l'île le



Corps Mort et sur la côte sud de l'île Boudreau. Elles exposent cependant des assemblages lithologiques différents que l'on ne peut rattacher l'un à l'autre. De plus, ces séquences, à l'exception peut-être de celle de l'île le Corps Mort, sont entourées de brèches d'effondrement et elles appartiennent possiblement elles-mêmes à de grands blocs affaissés lors de la formation de la brèche.

La section de l'île Boudreau, au sud de l'île de la Grande Entrée, est la mieux exposée des trois. Elle est située dans la partie ouest de l'île, sur le flanc est de l'anticlinal majeur. A cet endroit, nous avons mesuré une épaisseur totale de 122 m de mudstone, de siltstones et de calcaires. Cette section appartient probablement à la partie supérieure de la formation, puisque les calcaires au sommet de la coupe correspondent à la sous-zone E du Groupe de Windsor qui marque le sommet de l'unité dans les Provinces Maritimes. Ni la base, ni le sommet, de la formation n'y sont exposés. Une description détaillée en est fournie par McCulloch (1973).

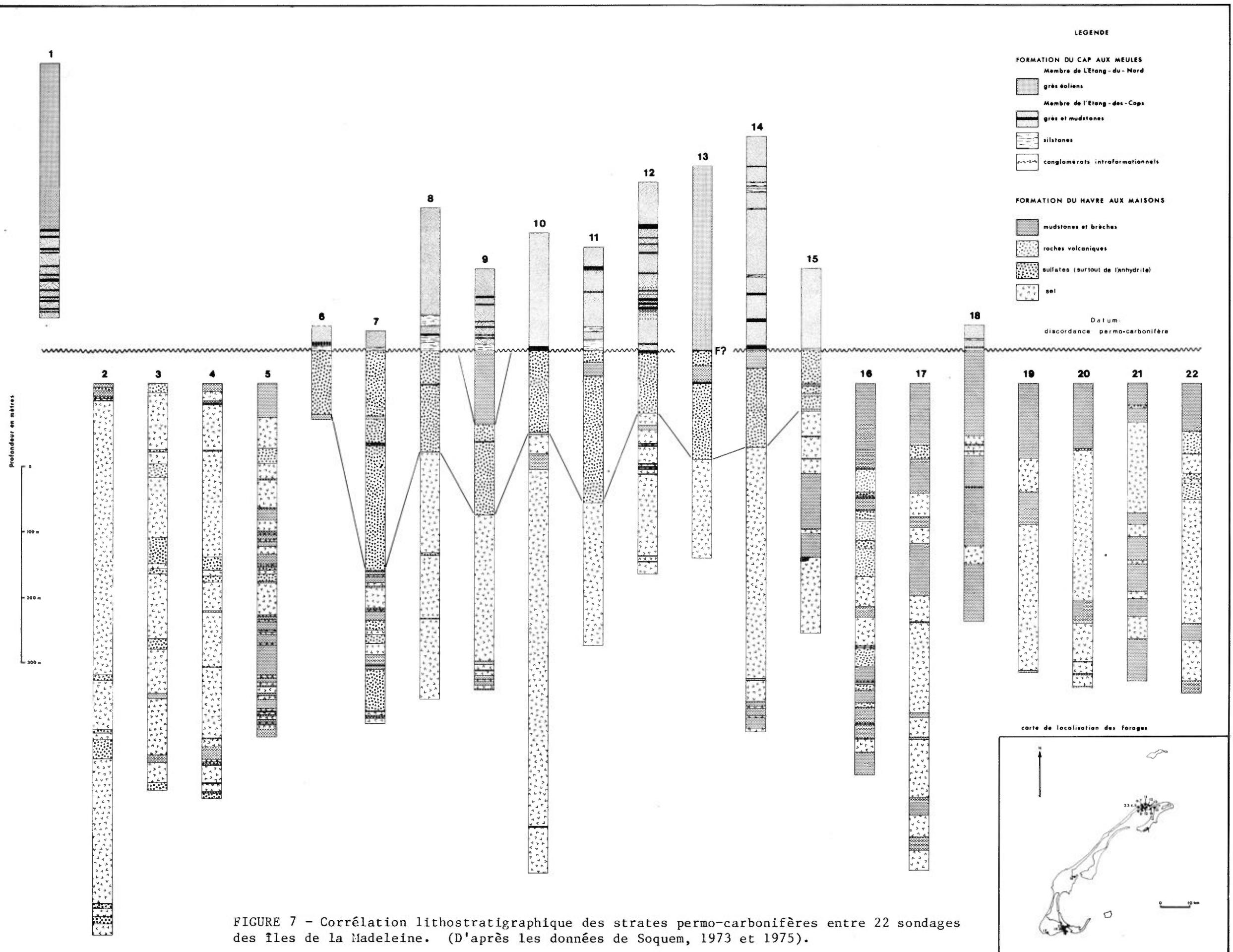
Une autre section relativement peu déformée affleure sur la côte sud de l'île d'Entrée, sur une distance de 500 m environ, de part et d'autre du cap Rouge. Une épaisseur approximative de 80 m de calcaires, de siltstones, de grès, de mudstones, de gypse et de basalte y est exposée. Au nord-est du cap Rouge, on peut observer le passage graduel de la Formation du Havre aux Maisons aux basaltes de la Formation du Cap au Diable.

Une épaisseur de 70 m de roches surtout volcanoclastiques occupe la partie est de l'île le Corps Mort. Ces roches doivent être approximativement équivalentes aux roches de la partie inférieure de la

formation dans les îles de la moitié sud de l'archipel dans lesquelles on trouve les mêmes roches volcanoclastiques.

La SOQUEM a effectué depuis 1972 de nombreux forages qui ont atteint la Formation du Havre aux Maisons (figure 7). Ces forages traversent des épaisseurs plus ou moins considérables de brèches à fragments de mudstone, d'anhydrite et d'un peu de roches volcaniques (dans la partie sud de l'archipel) avant d'atteindre le sel. Un puits d'exploration pétrolière à l'île Brion (SAREP HQ BRION ISLAND # 1) a traversé entre les profondeurs de 2 490 m et 2 752 m, une séquence de grès, de siltstones, de shales et d'un peu de calcaire et d'évaporite. Des études palynologiques effectuées sur des retailles (INRS-Pétrole, 1975) ont révélé que l'âge de ces roches était viséen et peut-être en partie namurien, c'est-à-dire comparable à la sous-zone II du Groupe de Windsor. Ces roches correspondent aux roches de la Formation du Havre aux Maisons. Comme elles sont parfaitement connues, nous continuons à les désigner sous le terme de Groupe de Windsor, bien qu'il ne fasse aucun doute qu'elles représentent l'extension vers le nord de la Formation du Havre aux Maisons.

La coupe de l'île Boudreau indique que la formation possède une épaisseur minimale de 122 m. Cette épaisseur est cependant très éloignée de l'épaisseur vraie, puisque cette coupe ne comprend aucune des épaisses séquences de sulfates rencontrées en sous-surface. Les forages de SOQUEM ont traversé des épaisseurs de sédiments atteignant 300 m mais on ne peut en tirer une estimation définitive de la puissance réelle de la séquence à cause du diapirisme. Quant au forage de l'île Brion, il a traversé une séquence de 262 m de roches dont l'âge et le contenu lithologique se compare



à ceux de la Formation du Havre aux Maisons, mais nous ignorons jusqu'à quel point le diapirisme du sel sous-jacent a pu modifier l'épaisseur originale. Les forages nous indiquent donc que la Formation du Havre aux Maisons pourrait atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Pour l'instant, on ne peut fixer précisément la base de la formation, puisque les roches siliciclastiques, les carbonates et le gypse rencontrés en surface passent graduellement en profondeur à des sels. Le sommet de la formation, par contre, est bien défini: la formation est soit recouverte en concordance par les basaltes de la Formation du Cap au Diable, soit tronquée par une discordance angulaire sur laquelle reposent les grès de la Formation du Cap aux Meules. Un contact concordant et graduel avec la Formation du Cap au Diable est observé au nord-est du cap Rouge, sur la côte est de l'île d'Entrée. Un contact concordant mais net peut être vu au cap Noir, à l'anse à Damase et dans la section côtière au pied des collines Pelées. La discordance affleure au sud et au nord du cap Noir et dans la section côtière qui longe la butte Ronde (figure 8).



FIGURE 8 - Discordance entre la Formation du Cap aux Meules et la Formation du Havre aux Maisons. Section côtière au nord du Cap Noir, île du Havre Aubert.

Une séquence stratigraphique généralisée de la formation, construite à partir d'éléments recueillis sur tout l'archipel, se présente ainsi: à la base sous la Formation du Havre aux Maisons et rencontrées en forage, d'épaisses couches de sel sont interstratifiées de brèches et d'anhydrite, dans la partie supérieure de la formation le sel disparaît et le mudstone devient la roche dominante avec des intercalations de gypse, de calcaires, de grès et de roches volcanoclastiques. Les calcaires sont de plus en plus abondants vers le sommet de l'unité. Dans la partie sud des îles, la Formation du Havre aux Maisons passe verticalement aux basaltes de la Formation du Cap au Diable. Cette séquence est illustrée à la figure 4.

AGE

Richardson (1881) et Beede (1911) attribuent aux roches de la Formation du Havre aux Maisons un âge carbonifère inférieur. Alcock (1941) compare ces roches au Groupe de Windsor des Provinces Maritimes et les situe au Mississippien. Bell (1946, le premier, a fait une étude régionale détaillée de la faune coquillière des îles de la Madeleine et il a identifié les fossiles récoltés par Sanschagrin (voir Sanschagrin, 1964). Il attribue aux calcaires et aux siltstones calcareux de la partie sud de l'archipel un âge correspondant à la sous-zone B et possiblement à la partie inférieure de la sous-zone C du Groupe de Windsor, soit l'équivalent de la partie moyenne du Viséen supérieur (Namet, 1980). La faune coquillière assez abondante de l'île Boudreau lui permet de dater ces strates des sous-zones C à E du Groupe de Windsor, soit le Windsor supérieur ou, selon Namet (1970), le Viséen tout à fait supérieur et le Namurien basal.

McCulloch (1973) compare les 48 m de calcaire de la partie supérieure de la section de l'île Boudreau au calcaire de Kennetcook de la Nouvelle-Ecosse. Il assigne ainsi toute cette partie de la section à la sous-zone E du Groupe de Windsor. Brisebois et Mamet (1974), à partir d'une étude sommaire des Foraminifères de l'île Boudreau, donnent aux calcaires de cette coupe un âge viséen final à namurien basal (zones à Foraminifères 16 et 17) équivalent aux sous-zones C à E du Groupe de Windsor. Les études subséquentes de la microflore et de la microfaune (Brisebois, 1979) ont confirmé ces résultats.

La Formation du Havre aux Maisons appartient donc aux sous-zones B à E du Groupe de Windsor, soit le Viséen supérieur et le Namurien basal. C'est donc dire que toutes les roches de sous-surface, constituées en grande partie d'évaporites, ainsi que le sel sous-jacent, appartiennent soit à la sous-zone B, si l'on considère comme Mamet (1970) que la sous-zone A est un équivalent stratigraphique de la sous-zone B, soit à la sous-zone A. Ces conclusions rejoignent ainsi celles de Mamet (1970) et de Geltzetter (1979) qui postulent que le dépôt du sel s'est effectuée en un temps inférieur à celui d'une zone paléontologique.

PÉTROGRAPHIE

BRÈCHE D'EFFONDREMENT

La Formation du Havre aux Maisons est constituée à près de 95% d'une brèche pétromicté intraformationnelle. A l'exception de certaines couches de gypse qui semblent continues, toutes les autres roches de la formation, en surface, en font partie. Même les séquences de l'île Boudreau et de l'île d'Entrée, qui sont constituées

de plusieurs dizaines de mètres de strates non déformées, et qui s'étendent latéralement sur des centaines de mètres, peuvent en fait être considérées comme de très grands blocs flottant dans une brèche à fragments plus petits. La brèche est aussi rencontrée dans les forages, intercalée entre des bancs de sel et d'anhydrite (figure 7). Il n'en est pas fait mention dans les journaux de sondage du puits SAREP HQ BRION ISLAND # 1, mais même présente, il aurait été très difficile de l'identifier à partir des retailles.

On ne peut évaluer en surface l'épaisseur de la brèche, puisqu'il n'existe aucun repère stratigraphique permettant d'en reconstruire la géométrie. En forages, les niveaux individuels de brèche mesurent entre quelques mètres et près de cent mètres d'épaisseur et, dans la plupart des puits, elle réapparaît à plusieurs niveaux, totalisant des épaisseurs apparentes maximales de 300 m.

La brèche est composée de fragments tabulaires ou irréguliers, anguleux, de 1 mm à plus de 100 m de diamètre. La dimension des fragments est dans une large mesure fonction de leur composition. Les fragments de roches terrigènes (mudstones, siltstones et grès) ont généralement moins de 1 m de diamètre et en moyenne entre 10 et 20 cm (figure 9). Lorsqu'ils sont tabulaires, ces fragments dépassent rarement 15 cm d'épaisseur; de rares blocs d'un grès mieux cimenté atteignent près de 1 m. La taille des fragments de roches plus compétentes (carbonates, roches volcaniques et roches volcanoclastiques) est plus grande (figure 10). Ces fragments comprennent des lambeaux de séquences stratigraphiques qui peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, comme dans la section côtière des collines Pelées. Il existe également, comme nous l'avons déjà mentionné, des blocs



FIGURE 9 - Détail de la brèche d'effondrement à fragments de mudstone et de grès. Ile Boudreau.



FIGURE 10 - Lambeau de lits de calcaire dans la brèche d'effondrement de la Formation du Havre aux Maisons. Ile du Havre aux Maisons.

constitués de plusieurs dizaines de mètres de strates, flottant dans des fragments plus petits. Les fragments sont liés par une matrice argileuse. Nous n'avons pas

observé de ciment chimique précipité entre les fragments, mais la brèche est traversée localement par des réseaux de veines de gypse.

La brèche est caractérisée par son allure cahotique: ni texture, ni structures sédimentaires. Là où elle est bien exposée, on remarque parfois une continuité d'un fragment à l'autre sur des distances de plusieurs mètres, ce qui indique que beaucoup de blocs n'ont pas subi de rotation et que leur transport s'est effectué sans autre mouvement relatif qu'une translation. Une stratification, grossière est marquée par des couches de gypse, plissotées et boudinées, qui conservent une certaine continuité latérale à l'échelle des coupes. On note aussi que les différentes lithologies ne sont pas mélangées uniformément: les fragments de carbonates ou de siliciclastites sont concentrées dans des zones diffuses où dominent les fragments d'une même composition. Ces zones ont de moins d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

En résumé, la brèche de la Formation du Havre aux Maisons, telle qu'elle se présente en surface, possède les caractéristiques suivantes: stratification très diffuse, zonation des blocs de compositions semblables, absence de structures sédimentaires externes et internes, grande variation de la granulométrie, peu de remaniement des fragments.

Ces caractéristiques pétrographiques de la brèche, jointes à sa position stratigraphique au sommet de diapir de sel et à son interstratification avec des évaporites suggèrent qu'il s'agit d'une brèche d'effondrement causée par l'affaissement des strates lors de la dissolution d'une partie des évaporites avec lesquelles elles sont interstratifiées ou, peut-être, par le

changement de volume des sulfates lors des transformations gypse-anhydrite au cours de l'enfouissement.

A partir d'une étude des fragments de la brèche d'effondrement, en particulier des lambeaux de séquences stratigraphiques préservés dans les plus grands blocs, il est possible de reconstituer partiellement la composition originale de la Formation du Havre aux Maisons, ainsi que la distribution spatiale des différentes roches et leurs milieux de dépôt.

MUDSTONES

Le terme mudstone s'applique à tous les sédiments composés en totalité ou en majeure partie de sédiments argileux, c'est-à-dire aux claystones et aux mudstones proprement dits. Nous avons préféré ce terme à celui d'argillite, utilisé par Sanschagrin (1964), ce terme impliquant un certain métamorphisme (Blatt et al., 1972). Le mudstone constitue entre 50 et 80% des fragments de la brèche d'effondrement, soit en fragments monolithiques, soit associé à d'autres sédiments dans les lambeaux de séquences stratigraphiques.

On distingue des mudstones rouges ou gris-vert et des mudstones gris ou noirs. Les premiers sont les plus abondants, puisqu'ils comptent pour près de 60% des matériaux de la formation. Ils sont accompagnés dans des proportions variant d'une coupe à l'autre de siltstones et de grès rouges ou gris-vert, de roches volcanoclastiques, de gypse et de calcaires. En sous-surface, ils sont interstratifiés avec le sel et l'anhydrite. Ils contiennent fréquemment des nodules et des pseudomorphes de gypse et ils ne sont pas fossilifères. Les couches ont des épaisseurs variant de un millimètre à plus d'un mètre

mais, en moyenne, leur puissance est de l'ordre de 1 à 15 cm. Les strates sont régulières et planaires. Les structures sédimentaires observées sont des lamination parallèles, des empreintes de fentes de dessication et d'hypothétiques empreintes de charge.

Les mudstones gris ou noirs, très calcaieux, comptent pour moins de 1% des matériaux de la Formation du Havre aux Maisons. Ils sont toujours associés à des calcaires et parfois à du gypse, dans lequel ils forment des lamination ou des lits minces. Ces séquences de gypse et de mudstones noirs atteignent près de 10 m d'épaisseur dans la coupe au nord du cap Noir. A l'île Boudreau, des mudstones gris, très calcaieux, contiennent une faune à Brachiopodes, Pélécypodes, Gastéropodes et Trilobites. Cette faune est énumérée dans le rapport de Sanschagrin (1964) et dans la thèse de McCulloch (1973).

GRÈS ET SILTSTONES

Les grès et les siltstones comprennent environ 10% des sédiments de la Formation du Havre aux Maisons. Ils sont surtout de couleur rouge, mais ils contiennent des zones de matériaux gris-vert. Le grès est à grain fin à moyen, avec de rares lamination à grain grossier. Les grains sont anguleux à sub-arrondis, sauf la fraction grossière dont les grains sont très bien arrondis. Ils sont composés de quartz mono- et polycristallin, de chert et de fragments de quartzite (85 à 95%); de feldspath (1 à 10%) comme le plagioclase, l'orthose, le microcline et la perthite; de fragments de calcaires et de roches volcaniques (1 ou 2%) et de minéraux accessoires et opaques. Le ciment le plus important est calcaire; il est complété par un peu de ciment ferrugineux et des traces de ciment siliceux.

Les strates ont en moyenne entre 3 et 15 cm d'épaisseur, mais elles peuvent exceptionnellement atteindre 50 cm. Des laminations millimétriques de grès sont fréquentes dans les mudstones rouges ou gris-vert. Les laminations parallèles et quelques rides d'oscillation sont les principales structures sédimentaires préservées. Nous avons aussi noté quelques empreintes de charge et des rides de courant. Il faut toutefois se rappeler que la qualité d'affleurement de ces roches est très mauvaise et que les structures sédimentaires sont mal exposées.

Ces matériaux sont peu fossilières, mais on trouve dans certains siltstones calcaieux une faune coquillière composée surtout de Brachiopodes (ces faunes sont énumérées par Sanschagrin, 1964).

ROCHES VOLCANOCLASTIQUES

Les roches volcanoclastiques comprennent des grès et des conglomérats composés dans des proportions variables de fragments de roches volcaniques et de sédiments terrigènes arénacés. Elles comptent pour 5% des fragments de la brèche d'effondrement. Ces roches sont particulièrement abondantes dans l'île le Corps Mort, où elles constituent environ 50% d'une séquence de 75 m d'épaisseur, et dans les sections côtières des collines Pelées (20 m d'épaisseur), de l'anse à Damase (2 m) et du cap Noir (3 m). Tout comme les roches volcaniques, elles sont absentes de la moitié nord de l'archipel. Sanschagrin (1964) mentionne la présence de tufs dans la section côtière de l'île d'Entrée, à un kilomètre à l'est du phare. Nous n'avons pas trouvé ces roches lors de nos travaux de cartographie.

Les roches volcanoclastiques sont de couleur beige jaunâtre, rouge violacé ou

grise. La granulométrie est en rapport direct avec l'épaisseur des couches. Les couches de plus de 20 cm d'épaisseur sont constituées de fragments de 2 à 5 cm de diamètre moyen, avec des blocs pouvant atteindre jusqu'à 50 cm de diamètre. Les couches de moins de 20 cm d'épaisseur sont constituées de grès à grain grossier ou de conglomérats à granules ou cailloux. Au microscope, on observe très peu de fragments de moins de 0.5 mm de diamètre. Les fragments sont en grande majorité très anguleux, sub-sphériques à discoïdaux. Les fragments vacuolaires ont conservé en bordure du grain une mince paroi entre les vésicules, ce qui implique que les fragments n'ont pas été intensément remaniés.

Les roches volcanoclastiques peuvent être composées exclusivement de fragments d'origine volcanique (fragments de laves cristallisées, pences, fragments monominéraux) ou d'un mélange de fragments de roches volcaniques et de quartz, de feldspath et de fragments de calcaires. Les fragments d'une origine autre que volcanique, peuvent compter jusqu'à 50% du mélange. Les fragments de roches volcaniques ont une composition et une texture semblables à celles des basaltes de la Formation du Cap au Diable. Les roches volcanoclastiques du premier type sont cimentées par de la sparite dans laquelle on observe fréquemment des plages de gypse. Dans le second type, le liant est constitué d'une matrice silto-argileuse et d'un ciment de calcite auquel s'ajoute parfois un ciment ferrugineux.

L'épaisseur des lits varie entre 2 cm et plusieurs mètres. Les lits de moins de 15 cm environ sont réguliers à l'échelle de l'affleurement. Les lits plus épais sont réguliers ou en lentilles mesurant jusqu'à 3 m d'épaisseur. Les contacts supérieur et inférieur des lits minces sont

nets, alors qu'ils sont flous ou indéterminés dans les couches plus épaisses. La structure sédimentaire la plus abondante est le granoclassement normal. Dans la coupe côtière des collines Polées, la séquence entière des roches volcanoclastiques semble granoclassée de la base au sommet. On observe également des laminations parallèles fines et grossières.

ROCHES VOLCANIQUES

Les roches volcaniques de la Formation du Havre aux Maisons se présentent sous forme de fragments dans la brèche d'effondrement et, très rarement, sous forme de coulées. Ces coulées affleurent dans l'île le Corps Mort et dans la coupe côtière de l'île d'Entrée, au nord-est du cap Rouge. A cet endroit, elles atteignent 5 m d'épaisseur et on les suit latéralement sur une centaine de mètres. Les fragments ont des diamètres qui varient du millimètre à plus de dix mètres. Ils sont anguleux et plus ou moins équidimensionnels. Ces fragments appartiennent probablement à des coulées ou à des dykes qui ont été fracturées puis incorporés à la brèche lors de sa formation.

Dans la partie méridionale de l'archipel, les couches de gypse contiennent fréquemment des lentilles ou des chaînelets de fragments de roches volcaniques. Ces fragments dont la taille varie entre 1 mm et 2 m sont très anguleux et ne sont pas classés. Alcock (1941) suggère que ce sont des bombes volcaniques projetées dans le bassin de sédimentation du gypse. Bell (1948) rejette l'hypothèse d'Alcock et croit plutôt qu'il s'agit de minces coulées de lave interstratifiées avec le gypse et fracturées lorsque celui-ci a été déformé. L'hypothèse d'Alcock doit être rejetée parce que les fragments n'ont ni la forme ni la texture des bombes volcaniques.

Les roches volcaniques ont une texture et une composition semblables à celles de la Formation du Cap au Diable. Ce sont des basaltes à grain fin, à texture intergranulaire, sub-ophitique et microporphyrique, très altérés et l'on n'observe le plus souvent de la minéralogie primaire que des bâtonnets de plagioclase altérés dans une matrice chloritisée.

ÉVAPORITES

Les sulfates ne représentent que 5% des roches de surface de la formation, alors qu'elles totalisent jusqu'à 70% de la séquence stratigraphique traversée par forage. En surface, le gypse constitue la totalité des évaporites, à l'exception d'une couche exceptionnelle d'anhydrite à l'île d'Entrée; en sous-surface, par contre, l'anhydrite est le sulfate prépondérant (Carboneau, 1976) et, sous la Formation du Havre aux Maisons, les sulfates font place au sel. Les descriptions qui suivent ne traitent que des sulfates de surface.

Le gypse se présente en couches intercalées dans la brèche, en veines recoupant la Formation du Havre aux Maisons et la base de la Formation du Cap au Diable, en cristaux et en nodules dans les sédiments terrigènes et les carbonates.

Le gypse stratifié a une texture équigranulaire, avec des cristaux de moins d'un centimètre de diamètre, ou oeillée, avec des cristaux atteignant 5 cm dans une pâte à grain plus fin. La recristallisation a localement produit de très grands cristaux de sélénite. Les couches mesurent entre 5 cm et plus de 5 m d'épaisseur. Elles sont rarement tabulaires sur de grandes distances; elles sont étirées et boudinées et passent à quelques endroits à de petits

diapirs recouplant les roches sus-jacentes. Elles contiennent des laminations de 0.5 mm à 5 cm d'épaisseur, mais la moyenne se situe entre 0.5 et 2 cm. Ces laminations sont marquées par des passées d'argile noire ou, plus rarement, de pyrite.

Les véritables diapirs de gypse sont peu communs. Il en existe trois principaux: le mieux conservé est situé à l'est du cap Hérisson, dans l'île du Cap aux Meules; le second, à Baie-Verte, également dans l'île du Havre Aubert. Ces affleurements ont été cartographiés en détail par Tiphane (1970). Les trois diapirs ont environ 70 m de diamètre et leur relief apparent atteint 15 m. En bordure du diapir, les laminations sont redressées et parallèles aux contours de la structure; vers le centre, elles deviennent horizontales.

L'épaisseur des veines de gypse varie entre un millimètre et 40 cm. Elles sont constituées d'un gypse fibreux, blanc, jaune ou rouge. Elles sont distribuées en réseaux complexes dans la brèche d'effondrement et elles sont généralement plus abondantes à proximité des couches de gypse. On en rencontre aussi quelques unes dans les fractures du basalte, à la base de la Formation du Cap au Diable.

Les cristaux et les nodules de gypse sont présents dans les calcaires, les siltstones et les mudstones de la Formation du Havre aux Maisons. Les sédiments terrigènes étant peu consolidés, ces cristaux et nodules y sont mal préservés.

CARBONATES

Le calcaire et la dolomie ne comptent que pour 10% des roches de la formation. Ils sont surtout abondants à l'île d'Entrée. Dans les autres affleurements,

on observe des lambeaux de lits de calcaire et de dolomie mêlés aux autres fragments de la brèche d'effondrement. En sous-surface, on mentionne la présence de calcaires dans le "Windsor E" foré à l'île Brion, mais il semble absent des forages effectués par la SOQUEM.

Selon la classification de Dunham (1962), les calcaires se répartissent de la façon suivante: 70% de mudstones calcaires, 20% de wackestones, 8% de packstones, 1% de boundstones et 1% de grainstone (figure 11,A et B).

Les éléments figurés sont composés en majorité de fossiles ou de fragments de fossiles et de pelotes, ainsi que d'agrégats, d'oolites et d'intraclastes (figure 11,C). Les fragments de fossiles appartiennent pour la plupart à des Brachiopodes, des Pélécypodes et des Gastéropodes (figure 11,D). Les Bryozoaires ne sont abondants que dans les grainstones qui affleurent à l'île d'Entrée et dans l'île du Cap aux Meules. Les autres fragments de fossiles comprennent des Foraminifères, des Ostracodes, des Algues, des Calcisphères, des Echinodermes, des Trilobites et de très rares fragments de Coraux (pour une description de la microfaune, voir Bell (1946), Sanschagrin (1964), McCulloch (1973); la microflore et la microfaune sont décrites dans Brisebois et Mamet (1974) et Brisebois (1979)).

Les pelotes et les agrégats sont distribués uniformément dans les calcaires, indépendamment de leur position stratigraphique. Leur apparente rareté est en partie attribuée à la recristallisation qui a oblitéré la texture originale du sédiment et, en partie, au peu de bioturbation observée dans les calcaires. Les intraclastes, les oolites et les proto-oolites se

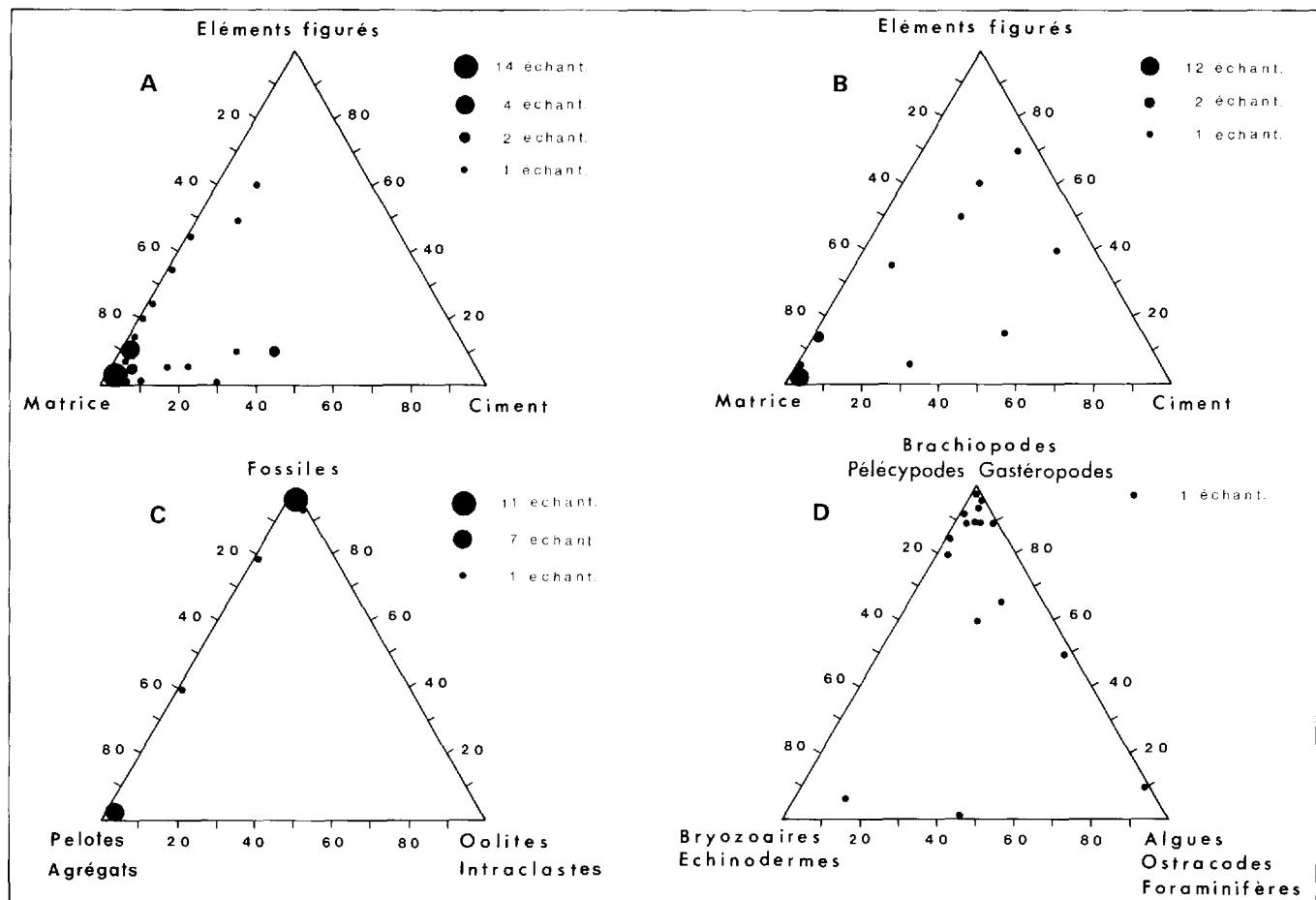


FIGURE 11 - Rapports entre les éléments figurés, la matrice et le ciment des calcaires de la partie sud de l'archipel (A) et de l'île Boudreau (B). Rapport entre les principaux constituants des calcaires (C) et les principaux groupes de fossiles (D).

trouvent seulement dans quelques couches, à la base de la séquence exposée sur le flanc est de l'anticlinal de l'île Boudreau. Certains calcaires contiennent une fraction silteuse et gréseuse peu importante.

Les strates de calcaires et de dolomie ont des épaisseurs qui varient entre 5 et 40 cm environ. Dans l'ensemble, les strates sont régulières et elles ont des contacts nets. Les mudstones calcaires argileux sont moins bien lités et leurs contacts diffus. À part des lamination parallèles relativement communes, les structures sédimentaires sont rares. On observe ici et là des rides de courant ne dépassant pas 3 cm d'amplitude et des traces de bio-

turbation. En lames minces, deux textures sont communes, soit les fenestrae et les pseudomorphes de gypse. La plupart des calcaires sont recristallisés et dolomitisés à des degrés variables.

Les boundstones représentent un type particulier de calcaires. Ce sont des calcaires à Stromatolithes que l'on retrouve en place à la base d'une séquence de calcaires, à l'extrémité est de l'île Boudreau et aussi, mais très rarement, sous forme de blocs dans la brèche d'effondrement. Les Stromatolithes en place se présentent sous forme de colonnes de 5 à 40 cm de hauteur et de 3 à 10 cm de diamètre, groupées en "amas" de un ou deux mètres de

diamètre (figure 12). Ces colonnes forment avec le plan de stratification un angle de 60° environ. Elles reposent sur un substratum terrigène. Schenk (1969) mentionne la présence de stromatolithes semblables à Port-Hood, en Nouvelle-Ecosse, près du sommet de la sous-zone C (C3) du groupe de Windsor.



FIGURE 12 - Calcaire à Stromatolithes en colonnes de la Formation du Havre aux Maisons. Ile Boudreau.

MILIEU DE DÉPOT

La nature bréchique des roches rend extrêmement difficile la reconstitution des milieux de dépôts de la Formation du Havre aux Maisons. Toutefois, à partir des informations fragmentaires que nous avons pu recueillir, nous pouvons déterminer certains environnements particuliers et proposer un modèle généralisé de la paléogéographie du bassin.

Les calcaires sont les sédiments de l'archipel les plus caractéristiques de milieux particuliers de sédimentation. Afin de déterminer ces milieux, nous avons comparé les caractères pétrographiques et paléoécologiques de ces roches à un modèle connu dans la littérature. Nous avons choisi celui de Wilson (1970), modifié par Mamet et Armstrong (1976), parce qu'il

s'adaptait directement aux caractères des calcaires tels que nous les avons étudiés et parce qu'il a été utilisé par Mamet (1970) pour illustrer la paléo-écologie du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse. Ce modèle est représenté à la figure 13 avec les caractéristiques pétrographiques et paléo-écologiques des faciès.

La prépondérance des mudstones sur les autres types de calcaires joint à la présence très fréquente de fenestrae et de pseudomorphes de gypse permet de conclure, en se référant au modèle, qu'une bonne partie des calcaires a été sédimentée dans un milieu lagunaire sub-cotidal ou en milieu inter- à supra-cotidal. La rareté des oolites opposée à l'abondance relative des pelotes suggère également un milieu calme de type lagunaire. Les packstones sont en bonne partie d'origine algaire et sont compatibles avec un environnement calme, voisin du littoral, sous une faible tranche d'eau. Les seuls calcaires qui présentent les caractères de faciès à niveau d'énergie plus élevé sont les grainstones à Brachipodes et Bryozoaires que l'on trouve sous forme de lambeaux de lits dans la partie sud de l'archipel et certains lits de calcaires gréseux contenant des intraclasts et des oolites, exposés à la base de la séquence, sur le flanc est de l'anticlinal de l'île Boudreau. L'abondance des terrigènes en regard de la quantité relativement faible d'oolites et d'intraclasts suggèrent que ces couches ont été formées dans la zone littorale plutôt que sur les bancs oolitiques, en milieu marin plus ouvert.

La paléo-écologie des calcaires est remarquable surtout par la pauvreté de la faune, tant en quantité qu'en diversité. A l'exception des grainstones dont nous avons parlés précédemment et de quelques wackestones contenant une faune coquillière

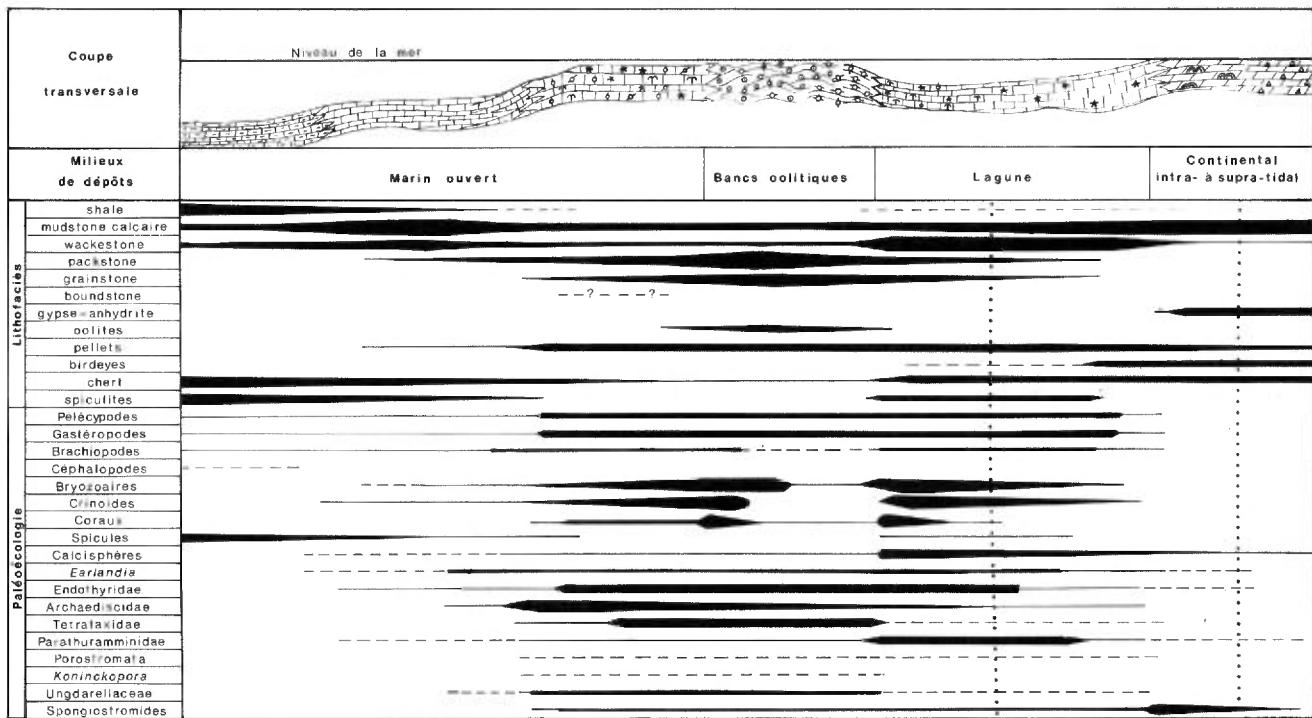


FIGURE 13 - Modèle généralisé illustrant la sédimentation des calcaires au Viséen (d'après Wilson, 1970). Le milieu de dépôt des calcaires des îles de la Madeleine est compris entre les deux traits verticaux en pointillés.

plus ou moins en place, à l'exception aussi des boundstones et packstones algaires qui représentent un type particulier de dépôt, les calcaires contiennent surtout des fossiles brisés et remaniés. Cette pauvreté de la faune pourrait s'expliquer par des conditions paléoclimatiques défavorables, mais la présence d'une faune beaucoup plus riche et diversifiée dans les couches corrélatives du Groupe de Windsor de la Nouvelle-Ecosse (Mamet, 1970) laisse plutôt entendre que des conditions physico-chimiques adverses empêchaient la faune de se développer. L'hypersalinité d'un milieu lagunaire restreint aurait certainement été un facteur nuisible au développement de la faune et ceci explique probablement cette pauvreté de la faune.

Des fossiles présents, les Calcisphères et les Stromatolithes sont caractéristiques de leur milieu de dépôt. Les

Calcisphères ne sont abondantes que dans le milieu lagunaire, jusqu'en marge du milieu continental. Leur relative abondance dans les calcaires des îles de la Madeleine confirme donc les conclusions avancées plus haut, à savoir que les calcaires de l'archipel ont été accumulés en milieu lagunaire à supra-cotidal. Les Stromatolithes sont de bons indicateurs d'un milieu littoral sub- à inter-cotidal, même s'ils ne sont pas restreints à cet environnement.

La présence dans le gypse de lamination fines et régulières, des contacts nets avec les sédiments sus- et sous-jacents, ainsi que l'absence de niveaux nodulaires caractéristiques des imprégnations diagénétiques, suggèrent une sédimentation sous une tranche d'eau. Toutefois, textures et structures peuvent avoir été considérablement modifiées par la recristallisa-

tion et le fluage de sorte que ces conclusions n'ont rien de définitif.

Le gypse étant interstratifié avec des calcaires de milieux lagunaires et infra- à inter-cotidaux et des lits rouges littoraux, il est peu probable que son milieu de dépôt ait été profond. De même l'épaisseur assez faible du gypse et son association fréquente avec des Stromatolithes nous fait plutôt opter pour un environnement côtier. Ces conclusions ne sont valables que pour les sulfates de surfaces et il faudrait étudier en détail les séquences de sous-surface pour établir leur milieu de sédimentation.

Les mudstones gris et noirs contiennent une faune marine et ils sont interstratifiés avec des calcaires marins et du gypse, accumulés sous une mince tranche d'eau, ce qui les situe dans un milieu semblable. La présence de pyrite et de matière organique suggère qu'il s'agissait d'un milieu réducteur. Ces mudstones résultent vraisemblablement d'une accumulation dans un environnement marin restreint et peu profond, de type lagunaire.

Les terrigènes rouges et gris-vert contiennent peu de fossiles et leurs structures sédimentaires ne sont caractéristiques d'aucun milieu de dépôt particulier. Toutefois, la couleur rouge et la présence de nodules et de pseudomorphes de gypse sont compatibles avec une sédimentation sur une plaine côtière au niveau supra-cotidal. Les calcaires à Stromatolithes recouvrant les terrigènes rouges, à l'île Boudreau, suggèrent également que ces siliciclastites ont été accumulés sur une plaine côtière. Les laminations de grains de quartz grossiers et bien arrondis, dans des sédiments à grain beaucoup plus fin, appartiennent

probablement à des matériaux transportés par le vent et qui ont adhéré à la surface de dépôt de la plaine côtière.

Nous connaissons trop peu de choses de la stratigraphie et de la pétrographie des roches volcanoclastiques pour déterminer avec précision leur source et leurs milieux de dépôt. Les roches composées uniquement de fragments d'origine volcanique et cimentées par de la sparite grossière représentent, ce qui semble le plus probable, des projections volcaniques transportées par voie aérienne jusque dans le milieu de dépôt marin et qui n'ont pas été remaniés après la sédimentation. C'est ce qui expliquerait l'absence de particules fines et l'homogénéité de la composition de ces matériaux. Les grès et les conglomérats dans lequel on observe un mélange de la fraction d'origine volcanique et des matériaux terrigènes usuels de la Formation du Havre aux Maisons, peuvent provenir soit de l'érosion d'une source mixte, soit d'un mélange des deux fractions dans le milieu de dépôt. Dans ce dernier cas, les fragments de roches volcaniques pourraient avoir été transportés par voie aérienne jusqu'à leur aire de sédimentation. Ceci expliquerait la conservation des structures fragiles en bordure des grains, telles les parois des vacuoles.

En résumé, nos observations démontrent que les sédiments de la Formation du Havre aux Maisons se sont accumulés dans un milieu marin lagunaire sub- à supra-cotidal. A partir des relations stratigraphiques entre les différentes roches (séquence d'évaporites à la base, suivie de terrigènes, puis de calcaires) on peut reconstituer dans ses grandes lignes la géométrie et l'évolution du bassin de sédimentation. Cette évolution est schématisée à la figure 14.

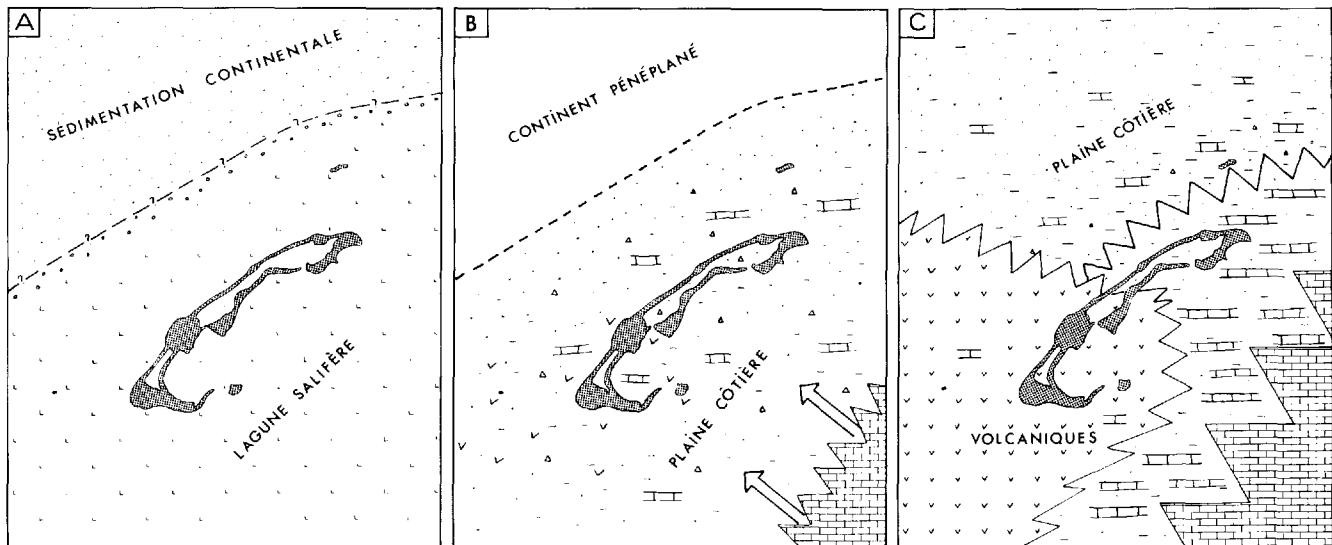


FIGURE 14 - Paléogéographie et lithofaciès (A), au Viséen supérieur (sous-zones A et B du Groupe de Windsor); (B) au Viséen supérieur (fin de la sous-zone B et sous-zone C); (C) au Namurien basal (sous-zone E).

Les roches sous-jacentes au sel du groupe de Windsor sont inconnues aux îles de la Madeleine, tant en surface que dans les forages. Toutefois, les informations géophysiques recueillies à l'est de l'archipel, dans le bassin de Madeleine (Watts, 1972), suggèrent la présence sous le sel, de grandes épaisseurs de sédiments siliciclastiques. Howie & Barss (1975) estiment à plus de 4 000 m la puissance de ces matériaux qu'ils corrèlent avec le Groupe de Horton. A une centaine de kilomètres au nord-ouest des îles de la Madeleine, le forage SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49 a traversé 1 500 m de sédiments terrigènes sous les calcaires minces du Groupe de Windsor. Il est donc fort probable que sous les îles même, le sel repose sur une séquence terrigène d'origine continentale, comparable au Groupe de Horton.

Au Viséen supérieur (équivalent de la sous-zone A et d'une partie de la sous-zone B du Groupe de Windsor), la région des îles de la Madeleine est le site d'une importante sédimentation d'évaporites qui accumule des épaisseurs considérables de sel

et, en quantité moindre, de sulfates, (figure 14A). Les caractéristiques de cette sédimentation sont inconnues, puisque tout le sel foré appartient à des structures diapiriques. L'épaisseur importante de sel sédimentée en un temps relativement limité impose au bassin une subsidence rapide. L'absence de carbonates dans ces dépôts indique que les évaporites n'ont probablement pas été formées par imprégnation diagénétique d'un sédiment hôte, mais résultent plutôt d'une précipitation à partir d'une eau de mer sursaturée. L'évaporation intense requise pour concentrer ces solutions exige un climat aride. Cette aridité se manifeste tout au long de la sédimentation des matériaux sus-jacents de la Formation du Havre aux Maisons.

Au Viséen supérieur (partie supérieure de la sous-zone B et sous-zone C), le milieu de dépôt se modifie sensiblement. On assiste à l'implantation d'un environnement littoral, sujet à de légères fluctuations du niveau de la mer (figure 14B). La plupart des matériaux sont des siliciclastites déposées dans la zone inter- à supra-

cotidale. La présence de calcaires marins, bien que leur faune soit limitée et peu diversifiée, indique que le milieu était beaucoup moins restreint qu'au cours de la phase précédente. Cela peut être dû à une subsidence accélérée qui aurait empêché le fonctionnement d'un seuil bloquant la communication avec la mer ouverte. Etant donné que les dépôts de la mer ouverte de cette période sont situés en Nouvelle-Ecosse, c'est de cette direction que nous faisons avancer les transgressions.

Au Viséen final et au Namurien basal (sous-zones D et E), la transgression esquissée plus tôt s'amplifie, ce qui se traduit par des épaisseurs considérables de calcaire (c'est même à l'île Boudreau que l'on trouve la plus importante séquence de calcaire de la sous-zone E, selon McCulloch, 1973). La faune est encore restreinte et peu diversifiée en comparaison de celle de la Nouvelle-Ecosse, mais elle indique quand même un milieu relativement ouvert. Les sédiments de cet âge, que l'on n'observe qu'à l'île Boudreau, indiquent que le site actuel des îles correspondait alors à la zone de passage du milieu marin lagunaire au milieu continental surractinal, puisque les dépôts de ces milieux sont interdigités (figure 14C). La partie sud-ouest de la région des îles est témoin à la même époque d'une activité volcanique qui produit les basaltes de la Formation du Cap au Diable. La limite des épanchements de basalte n'est pas connue et la distribution indiquée à la figure 14C est fondée sur une interprétation des cartes aéromagnétiques.

FORMATION DU CAP AU DIABLE

STRATIGRAPHIE

Les roches volcaniques sont en grande partie concentrées dans un assemblage

massif superposé à la séquence sédimentaire de la Formation du Havre aux Maisons, même si quelques blocs et coulées de lave sont interstratifiés ou mélangés aux sédiments. Nous les avons donc groupées en une formation différente que nous appelons Formation du Cap au Diable dans les îles du Cap aux Meules, du Havre aux Maisons, du Havre Aubert, d'Entrée et le Corps Mort. Elle est absente des îles situées au nord de l'île du Havre aux Maisons, aussi bien en surface qu'en forages.

A la section type, la Formation du Cap au Diable succède graduellement à la Formation du Havre aux Maisons: le contact entre les deux unités est fixé au lit supérieur de mudstone de la zone de transition. Le sommet de la formation n'y affleure pas. En dehors de la section-type, la base de la formation peut être observée à l'anse à Damase, 400 m à l'est de la gravière; à cet endroit, le contact avec la Formation du Havre aux Maisons est concordant et net. On peut aussi l'observer sur une distance de 800 m de part et d'autre du cap Noir. Là, sous la masse principale des roches volcaniques, des blocs de lave sont mêlés aux mudstones bréchiques de la Formation du Havre aux Maisons, mais on ne peut dire si ces blocs ont été détachés de l'assemblage sus-jacent ou s'ils appartenaient à l'origine à des coulées interstratifiées avec les sédiments. Le contact peut donc avoir été aussi bien net que graduel. Le sommet de la formation est marqué par la discordance d'érosion sur laquelle repose les sédiments de la Formation de Cap aux Meules. Cette discordance peut être observée au sud du cap Noir, sur la côte ouest de l'île du Havre Aubert. Dans toutes les autres sections côtières, la formation est en contact de faille avec les autres unités.

Aucune coupe ne permet de mesurer avec précision l'épaisseur de la Formation

du Cap au Diable. A la section-type, on peut calculer une puissance approximative de 150 m. Aucune section côtière ne donne de valeur supérieure à celle-là; elles sont d'ailleurs toutes incomplètes.

AGE

L'âge des roches volcaniques n'a jamais été établi de façon définitive. Il leur a été attribué un âge carbonifère inférieur ou mississippien, à cause de leur association avec des sédiments de la Formation du Havre aux Maisons datés de cet âge. Bell (1946) précise que les roches volcaniques ne sauraient être plus jeunes que la sous-zone C du Groupe de Windsor, puisque les sédiments les plus récents de la Formation du Havre aux Maisons qu'il croyait interstratifiés avec les laves, sont de cet âge.

Il est certain d'une part, que le volcanisme était actif lors de la sédimentation de la partie supérieure de la Formation du Havre aux Maisons, dans la partie sud de l'archipel, puisque l'on retrouve quelques coulées de lave et des roches volcanoclastiques intercalées dans les sédiments. Le paroxysme du volcanisme, d'autre part, est postérieur au dépôt des sédiments puisque la masse principale des volcaniques recouvre ces matériaux. Comme les sédiments fossilifères les plus récents, sous les roches volcaniques appartiennent probablement à la partie inférieure de la sous-zone C du Groupe de Windsor, la Formation du Cap au Diable aurait un âge équivalent à la sous-zone C ou plus jeune. Les basaltes pourraient donc être, en totalité ou en partie, les équivalents latéraux des séquences calcaro-argileuses de l'île Boudreau qui appartiennent aux sous-zones D et E du Windsor.

PÉTROGRAPHIE

Les roches de la Formation du Cap au Diable n'ont jamais été étudiées en détail. Sanschagrin (1964) présente les résultats de l'analyse spectrographique de quelques échantillons et un résumé de la minéralogie et des textures des laves, mais il n'en tire aucune conclusion, sinon qu'il s'agit de basaltes et, peut-être, de quelques coulées de rhyolite.

Les roches de la Formation du Cap au Diable sont d'origine effusive, mais quelques petits dykes et stocks recoupent les laves. Étant donné que ces intrusions sont presque toujours associées aux laves et qu'elles ont une composition semblable, nous les traitons avec les roches effusives. Sur les cartes qui accompagnent ce travail, seules les intrusions principales ont été indiquées.

Prises dans leur ensemble, les laves sont massives, les seules stratifications observées sont les quelques rares lits de calcaire cristallin intercalés dans la lave. Malheureusement, ces strates sont déformées et ne peuvent être suivies sur plus de quelques dizaines de mètres, sauf une strate bien préservée, d'environ 50 cm d'épaisseur, exposée sur la côte nord de l'île d'Entrée. A l'île aux Goélands, des roches très altérées, d'origine pyroclastique probable, sont interstratifiées avec les laves sur une courte distance. Aucune épaisseur de coulée n'a pu être mesurée. Par contre, au sommet de la Formation du Havre aux Maisons, sur la côte sud-est de l'île d'Entrée, les coulées de lave interstratifiées avec les sédiments ont des épaisseurs qui atteignent près de 10 m. Compte tenu de l'aspect massif des roches volcaniques de la Formation du Cap au Dia-

ble, les coulées y sont probablement plus épaisses.

Les roches volcaniques sont extrêmement fracturées (figure 15). Les diaclases sont communément remplies de calcite, d'hématite (variété spéculaire), de quartz, d'épidote, de dolomite, de pyrite, de chlorite et, près du contact avec la Formation du Havre aux Maisons, de gypse. En surface, l'altération météorique intense le long des plans de fracture, donne souvent à la roche l'aspect d'une brèche. Les zones de laves vacuolaires sont relativement communes. Ces vacuoles atteignent souvent 0.5 à 1 cm et elles sont communément remplies des mêmes minéraux secondaires qui comblient les fractures.



FIGURE 15 - Basalte fracturé, à l'aspect bréchoïde, de la Formation du Cap au Diable. Colline de la Demoiselle, île du Havre Aubert.

Les dykes ont des épaisseurs qui varient entre 1 cm et près de 100 m d'épaisseur. Le plus important est situé sur la rive est de l'île du Havre Aubert. Il comprend quatre affleurements alignés et il recoupe la Formation du Havre aux Maisons. Nous l'avons prolongé dans les deux directions sur la carte mais il est possible que ces affleurements soient en fait des blocs plus ou moins en place dans la brèche d'effondrement. Les autres dykes qui recoupent la Formation du Havre aux Maisons sont discontinus et appartiennent à de grands blocs. Les zones de trempe indiquent bien leur origine intrusive. Les dykes restreints à la Formation du Cap au Diable sont généralement étroits, environ un mètre ou moins, et on ne peut les suivre sur de grandes distances.

Deux stocks de gabbro ont été cartographiés. Le premier, dans la section côtière des collines de la Demoiselle, le second au cap au Diable. Tous deux sont portés sur les cartes géologiques qui accompagnent ce travail. Ce sont des structures d'une centaine de mètres de diamètre environ. La roche est à grain grossier à moyen.

La minéralogie primaire des roches volcaniques est rarement préservée. Elle est remplacée par un agrégat de minéraux d'altération, en particulier dans les roches à grain fin. Les minéraux ferro-magnésiens sont les plus affectés puisque les textures mêmes ont souvent été oblitérées. Dans l'ensemble, toutefois, les textures sont reconnaissables.

Les roches effusives et intrusives sont holocrystallines, aphanitiques à phanéritiques à grain grossier. On y rencontre les textures intergranulaire, sub-ophitique et trachytique. Sur le terrain on

observe en plus des laves porphyriques dont les phénocristaux de plagioclase atteignent 1.5 cm de longueur. Un porphyre particulier affleure à l'extrémité ouest de la section côtière de l'anse à la Cabane. Ce dernier se compose de cristaux de plagioclase et de pyroxène et d'hématite atteignant 3 cm de longueur.

Les minéraux principaux sont le plagioclase et le clinopyroxène. L'amphibole, la biotite et l'hématite sont les minéraux secondaires. On rencontre accessoirement l'épidote, l'apatite et le quartz. La chlorite et la calcite sont les principaux minéraux d'altération.

Le plagioclase se présente en microlites d'une taille inférieure à 0.2 mm ou en microphénocristaux et phénocristaux pouvant atteindre 3 cm de diamètre. Les phénocristaux sont fréquemment zonés. Dans les laves à grain fin ou moyen, les plagioclases sont complètement remplacés par un agrégat de calcite et de petits micas. Dans les intrusions et les laves à grain plus grossier, les plagioclases sont presque frais ou partiellement remplacés par les minéraux d'altération. Des analyses à la microsonde sur les plagioclases de trois échantillons plus frais révèlent que, pour deux échantillons, le plagioclase se situe dans le champ du labrador. Les cristaux sont faiblement zonés du centre vers la bordure avec une légère diminution de la calcicité. Le troisième échantillon montre une grande variation de la composition d'un cristal à l'autre (annexe II).

Le clinopyroxène se présente en cristaux automorphes ou en agrégats entre les microlites de plagioclase. Dans les échantillons grenus, il possède souvent une texture ophitique. Il s'agit probablement d'une augite titanifère, comme le suggère

sa couleur lilas à brunâtre en lumière naturelle. Dans les échantillons relativement frais, on observe fréquemment une couronne de réaction autour des cristaux de pyroxène. Ils sont enrobés d'une amphibole brune titanifère, laquelle est souvent environnée de biotite et de minéraux opaques. Dans la plupart des échantillons, le pyroxène est plus ou moins totalement remplacé par de la chlorite.

Les amphiboles brunes sont communes à abondantes dans près du tiers des échantillons. Elles apparaissent soit en cristaux individuels, soit en épitaxie sur les cristaux de clinopyroxènes, comme nous l'avons mentionné plus haut. L'analyse à la microsonde de quatre cristaux d'un même échantillon révèle (annexe III) qu'il s'agit d'une amphibole relativement riche en titane et en alumine; elles se rapproche de la composition de la kaersutite, laquelle est généralement un peu plus riche en titane (Deer, Howie & Zussman, 1963). Elle est plus ou moins remplacée par la chlorite.

La biotite est présente dans plus de la moitié des échantillons étudiés. Elle apparaît aussi bien dans les laves que dans les intrusions. On la rencontre dans les mêmes conditions que l'amphibole, c'est-à-dire en cristaux individuels ou en couronne de réaction autour des clinopyroxènes. Elle est toujours associée à des minéraux opaques. Son pléochroïsme dans les rouge-brun suggère qu'elle est titanifère. Avec l'augmentation de l'altération on note un remplacement par la chlorite.

La chlorite est un des minéraux les plus abondants de ces roches. Elle apparaît comme minéral de remplacement des ferro-magnésiens, mais aussi dans le remplissage de vacuoles et dans des veines.

Comme minéral de remplacement, elle se présente en cristaux bien développés, de forme hexagonale, ou en agrégats entre les microlites de plagioclase. Dans les veines, elle revêt une forme en rosettes et ses couleurs de birefringence sont souvent anormales, dans les bleus et les violettes.

Les minéraux opaques, tout comme la chlorite, sont omniprésents et relativement abondants. Ils sont soit localisés dans la matrice, entre les microlites de plagioclases, soit associés à la biotite ou à la chlorite, dans les roches à grain moyen à grossier. D'après des observations de terrain, il s'agit surtout d'hématite, mais nous avons aussi noté la présence d'un peu de pyrite et de traces de chalcopyrite.

Les autres constituants des laves, à l'exception de la calcite qui est un minéral d'altération commun, sont très rares. Ce sont l'épidote, l'apatite et le quartz. A cause de l'altération très avancée, en particulier des ferro-magnésiens, les observations microscopiques peuvent toutefois, avoir laissé échapper des minéraux occasionnels.

La minéralogie de ces roches indique une composition basaltique (quartz < 10%, plagioclas > 2/3 des feldspaths, An > 50). La présence d'augite titanifère et de hornblende brune titanifère suggère une affiliation aux basaltes alcalins (Carmichael et al., 1974).

GÉOCHIMIE

Pour obtenir plus de précision sur la composition de ces basaltes, nous avons fait analyser les éléments majeurs de 36 échantillons de roches intrusives et effusives. Dès le départ, des doutes sérieux ont été portés sur la valeur de telles ana-

lyses, étant donné toutes les causes possibles d'altération de ces roches. Parmi ces évidences d'une modification possible de la composition originale de la roche, on peut citer:

- 1) le fait que les roches volcaniques appartiennent à un "cap rock" au sommet d'une séquence d'évaporites diapiriques dont une partie a été remobilisée. Les solutions riches en alcalis, en particulier, ont pu percoler au travers des roches volcaniques très fracturées. Il existe donc une possibilité d'échange entre les basaltes et les solutions hypersalines.
- 2) la présence de vésicules et de veines de minéraux secondaires, tels la calcite, le quartz, l'épidote, l'hématite et la chlorite suggère une remobilisation des éléments du basalte. La présence dans ces vésicules et veines de cristaux de gypse, montre bien que des solutions provenant des évaporites ont circulé dans le basalte.
- 3) l'altération même des minéraux de la roche est une autre indication que les roches ont subi des modifications importantes.

En dépit de ces limites, les échantillons les plus frais ont été choisis et analysés par fluorescence-X. Les résultats sont présentés à l'annexe I et les principales caractéristiques sont résumées dans le tableau 3.

Les résultats des analyses indiquent que ces roches sont des basaltes ($\text{SiO}_2 < 52\%$) relativement riches en alumine, en fer et en titane. Ces éléments étant réputés immobiles ou peu mobiles lors de l'altération des basaltes (Pearce, 1976), leurs teneurs ne doivent pas être

TABLEAU 3 - Composition moyenne, écart-type et étendue des basaltes de la Formation du Cap au Diable.

	Moyenne	Ecart-type	Etendue
SiO ₂	47.25	1.44	43.55 - 51.74
Al ₂ O ₃	16.75	0.75	15.43 - 18.71
Fe total	12.50	1.67	8.25 - 18.12
MgO	9.00	1.57	6.21 - 14.02
CaO	4.44	2.58	0.82 - 9.14
Na ₂ O	1.92	1.13	0.41 - 4.61
K ₂ O	5.06	2.06	1.92 - 9.30
TiO ₂	2.29	0.33	1.42 - 3.04
P ₂ O ₅	0.52	0.15	0.04 - 0.85
MnO	0.19	0.11	0.01 - 0.46

trop éloignées des valeurs originelles, même si la présence d'hématite dans les veinées et les amygdules indique une remobilisation partielle du fer.

Les alcalis, le calcium et le magnésium ont des valeurs extrêmement variables. Une comparaison entre la composition moyenne de ces basaltes (tableau 3) et la composition moyenne de basaltes de différents environnements (tableau 4) indique que tous les éléments mentionnés ont des teneurs qui ne se comparent à aucun des types des basaltes mentionnés par Pearce (1976). Le MgO et K₂O sont beaucoup plus élevés que dans aucune des moyennes citées, alors que le CaO est anormalement bas et le Na₂O un peu plus faible que la moyenne.

Etant donné que toutes ces roches sont des basaltes, ces variations des alcalis, du calcium et du magnésium ne peuvent être attribuées à une différenciation magmatique. C'est aussi ce qui est montré par les diagrammes de la figure 11,A, B et C. Dans ces trois diagrammes pétrologiques, les points sont très dispersés sans que cela corresponde à une suite magmatique. Le diagramme alcalis-silice de la figure 16,A, illustre bien cette situation: les alcalis montrent une très grande dispersion des valeurs pour un contenu en silice relativement peu étendu.

TABLEAU 4 - Pourcentage moyen et écart-type des éléments majeurs des basaltes provenant de 6 magmas types (d'après Pearce, 1976).

	Moyennes						Total N:358
	OFB N:75	LKT N:37	CAB N:75	SHO N:21	OIB N:75	CON N:75	
SiO ₂	49.56	51.60	52.12	50.80	46.86	48.81	49.67
TiO ₂	1.42	0.81	1.07	1.03	3.04	2.47	1.82
Al ₂ O ₃	16.09	16.40	18.07	16.82	16.45	14.41	16.30
FeO	10.17	10.16	8.89	8.23	10.90	12.00	10.32
MgO	7.69	5.92	5.00	5.88	5.55	5.96	6.01
CaO	11.34	10.27	9.67	9.06	9.96	10.05	10.18
Na ₂ O	2.80	2.03	2.95	3.11	3.37	2.90	2.91
K ₂ O	0.24	0.43	0.94	2.51	1.36	0.95	0.93
Ecart-type							
SiO ₂	0.69	2.32	1.92	1.52	2.74	2.40	2.80
TiO ₂	0.30	0.39	0.33	0.24	0.82	0.83	1.02
Al ₂ O ₃	0.84	2.15	1.58	1.38	1.57	2.16	2.05
FeO	1.13	2.33	1.13	0.84	1.43	1.78	1.89
MgO	0.90	1.84	1.37	1.53	1.30	1.25	1.60
CaO	0.60	1.29	1.11	1.05	1.34	1.04	1.26
Na ₂ O	0.28	0.47	0.50	0.52	0.86	0.68	0.70
K ₂ O	0.14	0.28	0.46	0.59	0.84	0.48	0.76

OFB : basalte de fond océanique; LKT : thœïite d'îles en arc; CAB: basalte calco-alcalin; SHO: shoshonite; OIB: basalte d'île océanique; CON: basalte continental.

Le titane et le phosphore étant réputés stables lors de l'altération (Cann, 1970; Floyd & Winchester, 1975), nous avons tenté d'utiliser ces deux éléments pour définir la nature des basaltes de l'archipel. Dans le diagramme de la figure 16,D, nous avons comparé le rapport P₂O₅/TiO₂ des basaltes de la Formation du Cap au Diable avec les résultats de Ridley et al. (1974). Même si une bonne partie des échantillons appartiennent au champ alcalin, la dispersion est très grande et aucune conclusion définitive ne peut être apportée.

En conclusion notre étude des roches volcaniques de la Formation du Cap au Diable nous permet de déterminer que ce sont des basaltes ayant une affinité avec les basaltes alcalins. Les résultats sont trop limités cependant pour que nous nous aventurions à établir un environnement tectonique lié à l'épanchement de ces laves.

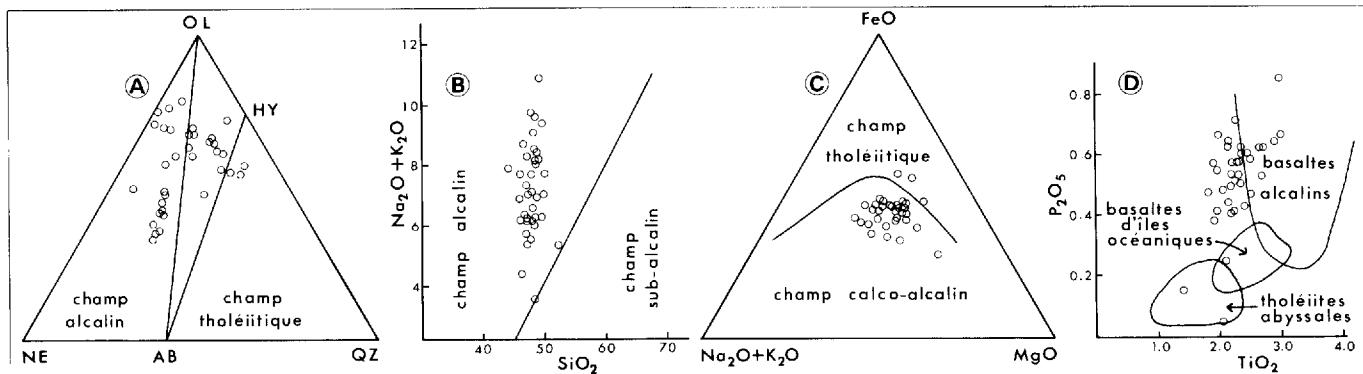


FIGURE 16 - Représentation sur différents diagrammes des basaltes de la Formation du Cap au Diable (A) Tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilley (1962), projection du diopside sur le plan QZ-OL-NE; (B) diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 ; (C) diagramme AFM ligne de division des champs selon Irvine et Baragar (1971); (D) Diagramme de variation P_2O_5 vs TiO_2 (d'après Ridley et al., 1974).

Il n'est pas possible non plus de faire de corrélation avec les roches volcaniques du Groupe de Windsor des Provinces Maritimes parce que ces roches sont très mal connues. Kelley (1970) mentionne la présence d'une coulée de porphyre trachytique au sud-ouest de l'île du Cap Breton et de deux coulées de basalte amygdulaire sous la sous-zone E à Stellarton Gap sur le flanc nord du Horst d'Antigonish. Aucune analyse chimique de ces roches n'a été portée à notre connaissance. Schenk (1978) écrit que le volcanisme carbonifère des maritimes est alcalin, mais il ne discute pas de ce problème.

FORMATION DU CAP AUX MEULES

La Formation de Cap aux Meules, définie par Sanschagrin (1964) désigne les assemblages 3 et 4 établis plus haut: c'est-à-dire la séquence des sédiments terrièges rouges et gris-vert et des quelques lits de calcaire qui reposent en discordance d'érosion sur les roches des formations du Havre aux Maisons et du cap au Diable.

A l'exception de Clarke (1911) et de Alcock (1941), tous les travaux antérieurs considèrent ces assemblages comme

appartenant à une seule unité lithostratigraphique. Clarke et Alcock, quant à eux, subdivisent ces roches en deux unités superposées: une unité inférieure de grès gris, en discordance sur le Groupe de Windsor, et une unité supérieure de grès rouges, en discordance sur les unités inférieures. Des travaux de terrain plus détaillés nous ont permis de constater que le grès gris-vert n'est que le produit de l'altération du grès rouge, près des zones de faille et de fracture, et que la discordance dont Clarke et Alcock font mention n'est nulle part apparente. Les variations de l'attitude des strates entre les deux extrémités de la coupe des collines de la Demoiselle, qui les ont conduit à postuler l'existence de la discordance, résultent de basculements le long d'une faille. La subdivision de la Formation de Cap aux Meules à partir de la couleur des sédiments n'est donc pas acceptable. Bell (1948) et Sanschagrin (1964) parviennent à la même conclusion.

Nous proposons plutôt de subdiviser la Formation de Cap aux Meules selon des associations lithologiques reconnaissables sur toute l'étendue de l'archipel: ce sont les assemblages 3 et 4 définis plus

haut. Ces deux assemblages, nous les avons nommés respectivement Membres de L'Etang-du-Nord et Membre de l'Etang-des-Caps.

AGE

L'âge de la formation demeure problématique. Aucun fossile n'a été rapporté et nos travaux ne nous ont permis de découvrir que des moules de fragments de plantes non identifiables. Bell (1946) et Sanschagrin (1964) ont établi une corrélation entre la Formation du Cap aux Meules et le Groupe de Canso et lui ont fixé un âge Mississippien. Alcock (1941) compare la Formation du Cap aux Meules à la Formation de Bonaventure de la baie des Chaleurs, tandis que Clarke (1911) et Carboneau (1976) la comparent aux lits rouges de l'île du Prince-Edouard. Howie & Barss (1975), incluent la séquence exposée en surface à l'île Brion dans le Groupe de Pictou, qu'ils étendent jusqu'au Permien inférieur. Des analyses palynologiques ont été effectuées sur les retailles du puits SAREP HQ BRION ISLAND # 1 (INRS-Pétrole, 1975). L'âge le plus récent a été obtenu de matériaux recueillis à 707 m de profondeur. Les spores de ce niveau appartiennent au Stéphanien, soit à la fin du Pennsylvanien. Si, comme nous le croyons, les roches de surface de l'île Brion appartiennent à la Formation du Cap aux Meules, l'âge de cette unité ne peut être plus ancien que le Stéphanien. Une corrélation entre la Formation du Cap aux Meules et les lits rouges permiens de l'île du Prince-Edouard est donc acceptable.

STRATIGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ÉTANG-DU-NORD

La section type du Membre de L'Etang-du-Nord affleure sur une distance

d'un kilomètre dans la coupe cotière qui s'étend au nord de l'anse de L'Etang-du-Nord. Cette section expose une épaisseur approximative de 150 m de grès, de siltstones et de mudstones. La base de l'unité n'affleure pas, mais on peut y observer le contact entre le Membre de L'Etang-du-Nord et le Membre de l'Etang-des-Caps sus-jacent. Ce contact est fixé au lit de mudstone le plus élevé dans la Formation du Cap aux Meules.

Une section complète, mais qui en grande partie ne peut être observée que d'un bateau, affleure sur la côte ouest de l'île du Havre Aubert. Elle débute à 250 m au sud-ouest de la pointe Rouge* et se termine à 500 m au nord-est de la pointe. L'épaisseur calculée de cette coupe est de 300 m environ. Au sud de la pointe Rouge, on peut observer la discordance d'érosion entre le Membre de L'Etang-du-Nord et la Formation du Havre aux Maisons. Le Membre de L'Etang-du-Nord peut aussi être observé sur la plupart des autres îles de l'archipel. Les sections sont généralement incomplètes et faillées et les épaisseurs y sont inférieures à 100 m (figure 17).



FIGURE 17 - Interstratification de grès et de mudstone du Membre de L'Etang-du-Nord. L'Etang-du-Nord, île du Cap aux Meules.

* Autrefois appelée Pointe de l'Ouest.

En dehors de l'affleurement situé au sud-est de la pointe Rouge, la discordance basale du Membre de L'Étang-du-Nord peut être observée dans la section côtière à 300 m au sud-est du cap Noir, au pied de la butte Ronde et dans l'île aux Goélands. Le sommet de l'unité affleure au nord de la pointe du Sud-Ouest à l'île d'Entrée à la pointe à Richard, au mont Alice, à la dune du Sud, au cap Alright et à l'île Poudreau.

Plusieurs forages de la SOQUEM ont traversé une partie du Membre de L'Étang-du-Nord dans la région de Grosse Ile (figure 7) et le forage SAREP HQ BRION ISLAND # 1, à l'île Brion, débute dans des roches appartenant vraisemblablement à cette unité.

PÉTROGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ÉTANG-DU-NORD

Le Membre de L'Étang-du-Nord est constitué de sédiments terrigènes et d'un peu de calcaire dolomitique. Une estimation de terrain indique que les unités lithologiques principales affleurent dans les proportions suivantes: grès, 80%, mudstone, 12%; siltstones, 8%. Les calcaires et les conglomérats fournissent moins de 1% des matériaux.

GRÈS

La granulométrie des grès a été mesurée en lames minces (7 échantillons) et par tamisage (3 échantillons). La distribution statistique des granulométries des dix échantillons est représentée dans les histogrammes de la figure 18 (résultats non corrigés). La granulométrie moyenne de chacun des échantillons analysés se situe entre 2.41ϕ (0.2 mm) et 3.92ϕ (0.06 mm), soit dans la classe du grès à grain fin et très fin. On observe aussi, sur terrain, de fines laminations de grains dont les

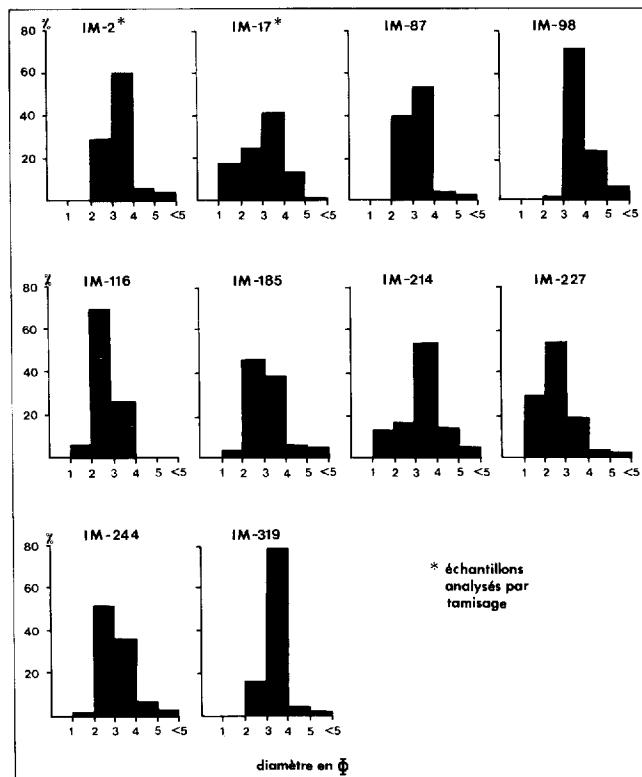


FIGURE 18 - Histogramme de la distribution granulométrique des grès du Membre de L'Étang-du-Nord.

diamètres mesurent entre 0.5 et 1 mm. Des grès à grain grossier et très grossier sont associés à des conglomérats polylithiques dans le remplissage de chenaux d'érosion. Les grès sont en moyenne modérément bien triés, mais ce paramètre varie beaucoup d'un échantillon à l'autre. L'arrondi est aussi très variable, allant de anguleux à bien arrondi, sauf dans la fraction grossière (plus grande que 2ϕ) où les grains sont subarrondis à bien arrondis.

La matrice argileuse est toujours inférieure à 5% du volume de la roche. Le grès rouge à ciment d'hématite est poreux et friable. Le grès gris-vert, cimenté par de la calcite, n'est pas poreux et résiste bien à l'érosion. Dans les échantillons tamisés, on observe dans la fraction grossière une abondance de grains à la surface

dépolie, auxquels on attribue souvent une origine en climat désertique.

La composition est uniforme sur toute l'épaisseur du membre: quartz poly- et mono-cristallin et un peu de chert (90-95%); feldspath potassique, plagioclase et perthite (5-8%); fragments de roches: calcaires, mudstones, roches volcaniques et gypse (< 2%). Les minéraux opaques et de petits grains de zircon apparaissent en traces. La biotite totalise entre 2 et 5% des grains de certains échantillons.

La puissance des couches varie de 1 mm à 4 m mais, dans l'ensemble, les lits ont entre 10 et 150 cm d'épaisseur. Les couches de plus de 2 m sont plus abondantes au sommet de l'unité; les lits minces et les laminations sont pour la plupart interstratifiés avec le mudstone. Les contacts entre les couches sont nets et généralement plans.

Les structures sédimentaires externes observées dans les grès sont par ordre décroissant de fréquence: les rides d'oscillation, les empreintes de fentes de dessication, les chenaux d'érosion, les cannelures, les dykes clastiques et les empreintes de charge. Les deux premières structures sont communes, les autres rares.

Les rides d'oscillation sont simples symétriques et simples asymétriques, longitudinales, linguoides et en croissant. Elles mesurent de 1 à 2 cm d'amplitude et leur longueur d'onde varie entre 4 et 20 cm. Elles se retrouvent dans des couches minces de grès intercalés dans les séquences de mudstones. Les fentes de dessication apparaissent elles aussi dans les séquences de mudstones-grès, associés aux rides d'oscillation. Les polygones mesurent entre 15 et 25 cm de diamètre. Les

fentes ont de 1 à 2 cm de largeur et moins de 5 cm de hauteur. Des polygones atteignant près de 1 m de diamètre et 20 cm de relief ont été observé à l'ouest de l'île du Havre Aubert. Les chenaux d'érosion ont des dimensions qui varient entre quelques mètres et quelques centimètres de profondeur. Ils sont communs à la base de l'unité. Les dykes clastiques sont à l'échelle centimétrique et recoupent aussi bien les strates de grès que les lits de mudstone. Les empreintes de charge, de taille centimétrique, sont très rares.

Les laminations obliques appartiennent à trois classes: les rides, de moins de 4 cm d'amplitude (Allen, 1970), les laminations obliques de taille moyenne, entre 4 et 50 cm d'amplitude, les méga-laminations obliques, entre 50 cm et plus de 3 m d'amplitude. Les rides rencontrées le plus communément sont du type "ripple drift cross-lamination" de Jopling & Walker (1968). On y remarque une gradation complète entre les rides d'accrétion où les laminations frontales seules sont conservées et les rides où les laminations frontales et sommitales sont conservées. On les trouve dans des couches minces de grès interstratifiées dans les séquences de mudstones ou au sommet de couches épaisses de grès associées à des laminations obliques de taille moyenne (4 à 50 cm d'amplitude) appartiennent à des remplissages de fosses (figure 19) ou à des couches tabulaires (figure 20). Elles sont tangentielles à la base et tronquées au sommet. L'angle maximum d'inclinaison des laminations par rapport à la stratification est voisin de 25°. Les méga-laminations obliques sont abondantes surtout au sommet de l'unité, mais on en rencontre sur toute l'épaisseur du membre. Elles forment des couches tabulaires atteignant 3 m d'épaisseur. Elles sont tangentielles à la base et tronquées au



FIGURE 19 - Laminations obliques tangentielle de type fosse dans un grès du Membre de L'Étang-du-Nord. Crosse Ile.

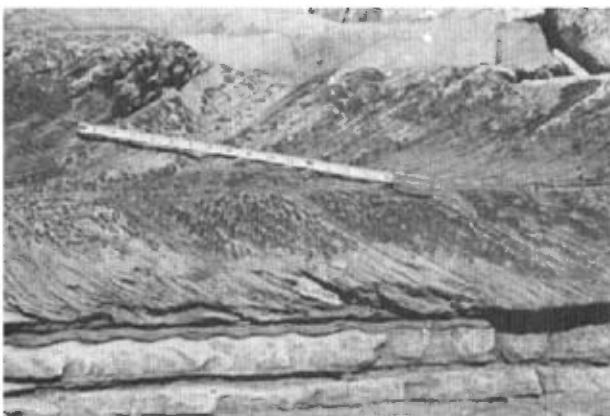


FIGURE 20 - Laminations obliques tangentielle dans une couche tabulaire du Membre de L'Étang-du-Nord. Sous les laminations obliques, on note des rides d'oscillation au sommet d'un lit mince de grès. Echelle en pouces (1 po = 2.54 cm). Pointe Basse, île du Havre aux Maisons.

sommet. Leur inclinaison par rapport à la stratification atteint 30°.

En plus des structures inorganiques, on observe quelques structures d'origine organique. Ce sont soit des pistes fossiles, soit des terriers. Les pistes sont des formes sinuées au sommet des lits. D'une longueur maximale de 20 cm et d'une largeur variant entre 0.5 et 1 cm,

elles se distinguent de la roche adjacente par un film de matière sombre qui en souligne le contour. Les structures attribuées à des terriers sont des moulages de tubes de 30 cm de longueur, ou moins, et d'un diamètre n'excédant pas 2 cm.

MUDSTONES

Les sédiments fins, tant mudstones que claystones, ont été cartographiés en bloc et appelés mudstones. Selon nos estimations de terrain, il existe une gradation complète entre les mudstones et les claystones. Le mudstone apparaît sur toute l'épaisseur du membre mais il est plus abondant à la base de l'unité. Il est surtout concentré dans des séquences bien définies, d'une trentaine de mètres d'épaisseur maximum, constituées d'une interstratification de mudstones, de siltstones et de grès. Ces séquences sont séparées par des intervalles silto-gréseux très épais où le mudstone est absent ou en rares et minces couches isolées.

Les mudstones se présentent en strates millimétriques à métriques, avec une dominance des strates de 20 à 40 cm d'épaisseur. Les strates sont tabulaires; les surfaces inférieures et supérieures sont nettes, planes ou légèrement ondulantes. Les couches isolées dans le grès sont souvent discontinues. La partie supérieure de certains lits a été érodée et les fragments se retrouvent dans les couches sus-jacentes. On observe peu de structures sédimentaires dans les mudstones. A l'exception des fissures de retrait qui sont relativement communes, elles se limitent à des déformations plastiques isolées, probablement dues à des phénomènes de fluage très localisés. Ces roches sont dépourvues de fossiles.

SILTSTONES

Les siltstones forment des couches millimétriques à métriques. Les couches minces sont associées aux séquences de grès et de mudstones, tandis que les couches épaisses, dont la granulométrie est généralement à la limite du grès à grain très fin, sont intercalées avec les lits épais de grès. Dans ces strates, on observe des laminations parallèles et des rides.

CONGLOMÉRATS

On distingue dans le Membre de L'Étang-du-Nord deux types de conglomérats monolithiques intraformationnels et un conglomérat polylithique restreint à la partie basale de l'unité.

Un conglomérat monolithique intraformationnel est composé de fragments de mudstones ou de grès rouges, l'autre ne contient que des fragments de calcaire microcristallin dolomitique. Le conglomérat à fragments de mudstones et de grès apparaît à tous les niveaux du Membre de L'Étang-du-Nord et il est réparti sur tout l'archipel. Le second type n'affleure qu'à Grosse-Ile et à l'île Brion, associé aux lits de calcaire cristallin dolomitique. Les fragments de mudstones et de grès rouges ont des diamètres qui varient entre 2 mm et 40 cm. Ils sont anguleux, allongés et parfois concaves vers le sommet du lit; les fragments de grès sont arrondis et discoïdaux. La matrice est un grès rouge identique au grès interstratifié avec les conglomérats. Les strates mesurent de quelques centimètres à environ 1.5 m d'épaisseur. Elles sont tabulaires et leurs contacts sont nets.

Le second type est composé de fragments de 2 mm à 25 cm de diamètre, d'un calcaire microcristallin semblable à celui

que nous décrivons plus bas. Leur sphéricité et leur émoussé sont très variables. Ils sont liés par une matrice de grès à grain fin et un ciment de calcite. Ce conglomérat affleure en lentilles de 10 cm à plus de 1 m d'épaisseur et de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de longueur. Les imbrications de galets sont fréquentes. Il est toujours directement associé aux lits de calcaire microcristallin.

Le conglomérat polylithique est constitué de granules, de cailloux, de galets et de rares blocs. Ce sont des fragments de roches représentant plusieurs lithologies: basaltes, calcaires, grès calcaieux et mudstones. On y trouve aussi des grains de quartz atteignant 1 cm de diamètre et quelques moulages de fragments de plantes. La matrice est un grès à grain moyen à très grossier, quartzo-feldspathique. Le ciment est généralement ferrugineux, mais la calcite le remplace localement. Les fragments de basalte sont sub-arrondis; les fragments d'autres compositions sont sub-anguleux à anguleux. Ces conglomérats remplissent des chenaux d'érosion dans le grès. La profondeur de ces chenaux varie de quelques centimètres à 1.5 m. On observe dans le conglomérat les structures sédimentaires suivantes: laminations parallèles, laminations obliques de type fosse et imbrications de galets.

Ces conglomérats polylithiques sont intéressants parce que les fragments proviennent des formations sous-jacentes du Havre aux Maisons et du cap au Diable. On note aussi que les conglomérats à fragments de basaltes sont restreints à la partie sud de l'archipel, tout comme les séquences de laves. Ces conglomérats ont donc une source locale et leur transport ne s'est effectué que sur de courtes distances. Il existait donc un relief sur le site actuel des

îles de la Madeleine lors des premières phases de la sédimentation du Membre de L'Étang-du-Nord. Ce relief a dû être aplani assez rapidement ou ennoyé sous les dépôts, puisque les conglomérats polyolithiques ne sont communs qu'à la base de l'unité.

CALCAIRE MICROCRYSTALLIN DOLOMITIQUE

Dans la coupe côtière au sud-ouest et au sud-est de Grosse-Île, de même qu'à l'île Brion, les sédiments terrigènes du Membre de L'Étang-du-Nord sont interstratifiés de quelques couches d'un calcaire microcristallin dolomitique. De minces lits de calcaire lithographique et de dolomie microcristalline ont aussi été observés dans la partie supérieure du forage de l'île Brion (SAREP, 1970). Il s'agit d'un calcaire finement grenu, en bonne partie dolomitisé, gris clair et pyriteux. Aucun fossile n'y a été trouvé. Les couches mesurent entre 5 mm environ et 15 cm d'épaisseur. Elles sont tabulaires ou lenticulaires. Les contacts sont nets et le sommet des couches est fréquemment érodé. On peut voir dans certaines couches le passage de ce calcaire au conglomérat monolithique à fragments de calcaire décrit précédemment.

STRATIGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ÉTANG-DES-CAPS

La section type désignée du Membre de l'Étang-des-Caps est localisée à l'Étang-des-Caps sur la côte ouest de l'île du Havre Aubert (figure 21). Elle s'étend sur une distance de 1.1 km au sud de l'étang du Ouest mais elle n'est pas accessible sur toute sa longueur. L'épaisseur calculée de l'unité y est de 370 m. La base du membre y affleure, mais le sommet n'apparaît pas. Plusieurs autres sections côtières offrent d'excellentes coupes à



FIGURE 21 - Vue typique des grès du Membre de l'Étang-des-Caps, section type, l'Etang-des-Caps, île du Havre Aubert. La hauteur de la falaise est de 20 m environ.

travers le membre. Sur la côte nord-ouest de l'île d'Entrée une section de 325 m d'épaisseur environ est très bien exposée et une section d'une épaisseur approximative de 300 m affleure sur la côte nord-ouest de l'île du Cap aux Meules. Certaines séquences composées uniquement de grès rouge ont été traversées par forages. Nous les avons corrélées avec le Membre de l'Étang-des-Caps, mais il est difficile de démontrer cette corrélation, car le Membre de l'Étang-des-Caps se reconnaît surtout par la présence de grandes stratifications obliques, critère que l'on ne peut pas toujours bien observer en forage.

En dehors de la section type, la base de l'unité a été observée à l'île d'Entrée, à L'Étang-du-Nord, à la pointe à Richard, à la dune du Sud et à l'île Boudreau. Le sommet n'est jamais observé.

PÉTROGRAPHIE DU MEMBRE DE L'ÉTANG-DES-CAPS

Le Membre de l'Étang-des-Caps est constitué entièrement de grès à grain fin ou très fin et d'un peu de siltstones rouges et accessoirement gris-vert. La carac-

téristique distinctive de ces sédiments est la présence de lamination et de stratifications obliques géantes sur toute l'épaisseur de l'unité.

Les mesures de la granulométrie des grès ont été effectuées sur 11 échantillons: dix de ces échantillons ont été tamisés, l'autre a été étudié en lame mince. Les distributions statistiques des granulométries sont représentées dans les histogrammes de la figure 22. La granulométrie moyenne de chaque échantillon varie entre 3.77ϕ (0.073 mm) et 2.73ϕ (0.15 mm), soit dans les classes de grès à grain fin et très fin. La moyenne des échantillons se situe à 3.17ϕ (0.11 mm), soit dans la classe de grès à grain très fin. On observe aussi, sur le terrain, des lamination très fines de grains dont les diamètres va-

rient entre 0.5 et 1 mm. Le tri est pauvre à moyen. Les grains de la fraction grossière sont subarrondis à bien arrondis, alors que les grains de la fraction fine sont anguleux à subarrondis. Les grains de quartz de la fraction grossière montrent fréquemment des surfaces dépolies.

Le grès est composé de quartz, polycristallin (92-95%); de feldspath (2 à 3%); de fragments de roches volcaniques, de mudstones, de gypse, et de calcaires (1 à 2%); de minéraux accessoires et d'opales (moins de 1%). Quelques échantillons contiennent une fraction micaïée très réduite. Ces valeurs proviennent d'estimations visuelles sur des échantillons désagrégés examinés à la loupe binoculaire.

La caractéristique dominante du Membre de l'Étang-des-Caps est l'uniformité de la géométrie des matériaux. De la base jusqu'au sommet de l'unité, grès et siltstones sont disposés en stratifications et lamination obliques géantes (figures 21 et 23). Cette uniformité n'est rompue, à intervalles irréguliers, que par des surfaces planes qui tronquent les couches obliques et quelques rares lentilles de grès à lamination parallèles. Cette géométrie particulière du Membre de l'Étang-des-Caps permet de l'identifier partout où il affleure.

Les lamination et les stratifications obliques ont des dimensions qui varient entre 0.5 mm et 10 cm d'épaisseur et 10 cm à plus de 20 m de longueur. Elles sont très régulières et uniformes. Elles se distinguent l'une à l'autre par de faible variations granulométriques. L'angle maximum de repos atteint près de 35° . Les lamination et les stratifications obliques, à l'intérieur des faisceaux, peuvent être pratiquement parallèles aux limites

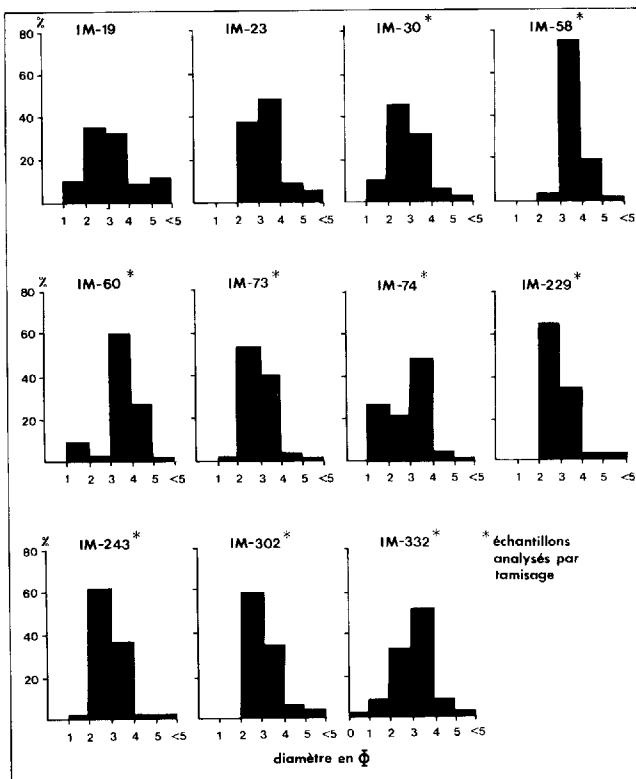


FIGURE 22 - Histogramme de la distribution granulométrique des grès du Membre de l'Étang-des-Caps.



FIGURE 23 - Stratification oblique dans le Membre de l'Étang-des-Caps, Grande Echouerie, île du Cap aux Meules.

du faisceau, ou elles peuvent être tangentielles à la base et tronquées au sommet. En plan, ces faisceaux ont la forme de croissant. Les faisceaux sont eux-mêmes groupés en unités qui peuvent compter plusieurs dizaines de faisceaux de même direction. La forme de ces unités est lenticulaire. Elles mesurent entre 0.5 et 15 m d'épaisseur et elles peuvent atteindre jusqu'à 20 m et plus de longueur. Ces unités sont limitées, à la base comme au sommet, par des surfaces d'érosion. Les faisceaux sont tangentiels à la surface basale et tronqués par la surface supérieure. Les unités sont zonées selon leur taille. Des niveaux de 3 à 10 m d'épaisseur sont constitués en totalité d'unités ayant moins de 3 m d'épaisseur. Ces niveaux sont séparés par des intervalles de plus de 100 m d'épaisseur dans lesquels les unités atteignent 15 m d'épaisseur.

Un total de 747 orientations de lamination oblique ont été mesurées dans le Membre de l'Étang-des-Caps. En autant que cela est possible chaque mesure représente l'orientation d'une unité, cette mesure étant prise dans l'axe et corrigée pour le pendage de la stratification géné-

rale. Les résultats de ces mesures sont présentés à la figure 24 sous forme de diagrammes en rosette. Les résultats seront discutés un peu plus loin dans la section traitant du milieu de dépôt de cette unité.

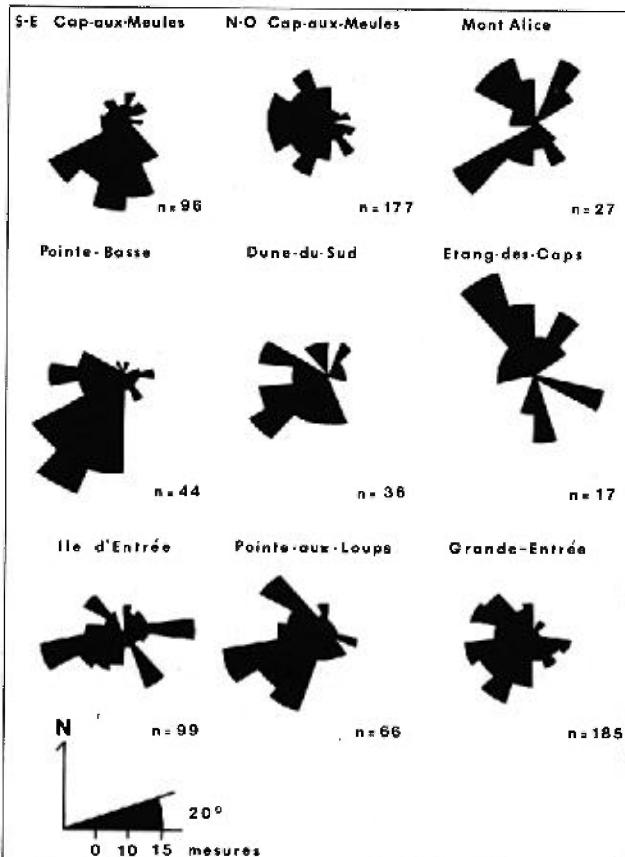


FIGURE 24 - Diagrammes en rosette illustrant la direction dominante de transport dans les grès du Membre de l'Étang-des-Caps.

Des lamination parallèles millimétriques apparaissent dans des lentilles de grès isolées dans les unités à lamination et stratifications obliques. Les lentilles mesurent entre 0.3 et 2 m d'épaisseur. Ces couches se comparent aux strates épaisses à lamination parallèles que nous avons observées dans le Membre de L'Étang-du-Nord. À intervalles irréguliers, le membre est recoupé par des surfaces planes, parallèles à la stratification. Ce sont des surfaces d'érosion qui recou-

pent les unités inférieures et sur lesquelles reposent les unités supérieures. Aucun dépôt ne caractérise ces surfaces.

MILIEUX DE DÉPOT DE LA FORMATION DU CAP AUX MEULES

Nous n'avons pas fait d'étude sédimentologique détaillée de la Formation du Cap aux Meules, nous pouvons cependant, à partir des informations stratigraphiques et pétrographiques reconnaître les principaux environnements de dépôts. La couleur rouge des matériaux et l'absence de sédiments et de fossiles marins sont de bons indices d'un environnement continental. La présence de grains de quartz dépolis dans la fraction grossière des grès suggère un milieu désertique, hypothèse renforcée par l'extrême rareté des fragments de plantes fossilisées et l'absence de charbon.

La composition des matériaux de même que la géométrie et les structures sédimentaires internes et externes des strates du Membre de l'Étang-du-Nord, nous permettent d'établir la présence de 3 faciès de dépôt: fluviatile, éolien et de playa. Ces faciès sont interdigités sur l'ensemble du membre. Ils représentent les différentes phases de la sédimentation sur un champ d'épandage en milieu désertique (figure 25, A).

Du milieu fluviatile, on reconnaît des dépôts des chenaux et des matériaux de débordement sur la plaine inondable. Les dépôts des chenaux comprennent les lentilles de grès grossiers et de conglomérats polylithiques, et les ensembles de grès à lamination oblique disposées en fosses imbriquées. Localement, on observe des séquences complètes de type "bourrelets arqués" composées, à la base, de grès remplissant des fosses imbriquées et, vers le



FIGURE 25 - Paléogéographie et lithofaciès au Permien inférieur; A) Membre de L'Etang-du-Nord; B) Membre de l'Etang-des-Caps.

sommet, des matériaux plus fins à rides de courant se terminant par des mudstones et siltstones à rides d'accrétions. Ces séquences mesurent de 1 à 2 m d'épaisseur en moyenne. Elles se comparent aux séquences établies par Allen (1970), Reineck & Singh (1973), Cant & Walker (1976) et d'autres.

Les dépôts de débordement sur la plaine inondable sont représentés par les séquences de mudstones interstratifiés de lits minces de grès à rides d'accrétions, à lamination oblique et à rides d'oscillation. Les mudstones sont souvent laminaires et on observe des fentes de retrait au sommet de nombreuses couches. Ce sont les caractéristiques normales des dépôts de la plaine inondable, telle que décrites par McKee (1966).

Les dépôts éoliens comprennent les bancs épais de grès à méga-lamination oblique et à lamination parallèle. Une bonne partie des grès massifs sont probablement eux aussi d'origine éolienne. Les sédiments que nous attribuons à des playas continentales sont les calcaires microcristallins dolomitiques et certains lits de mudstone interstratifiés dans les grès.

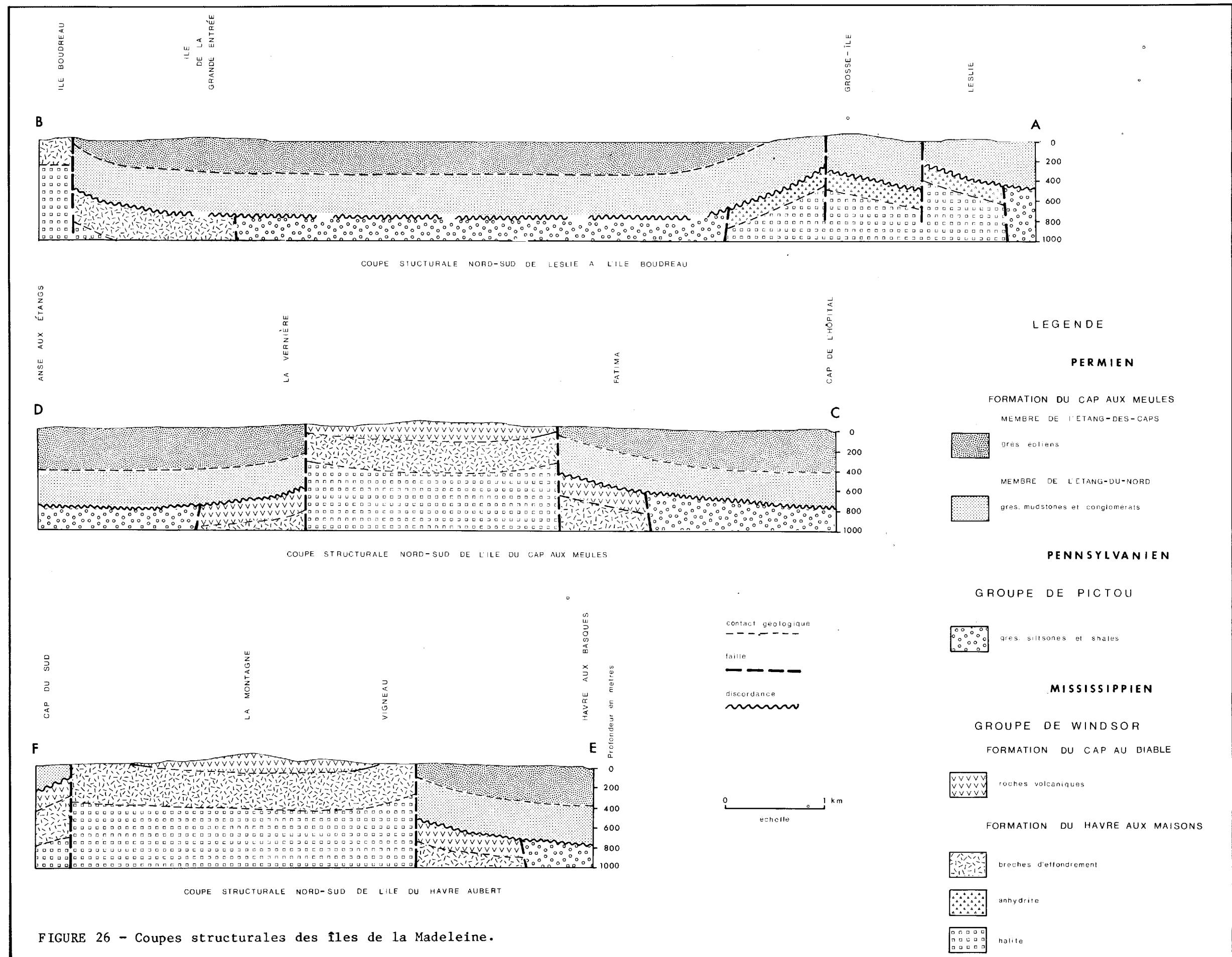


FIGURE 26 - Coupes structurales des îles de la Madeleine.

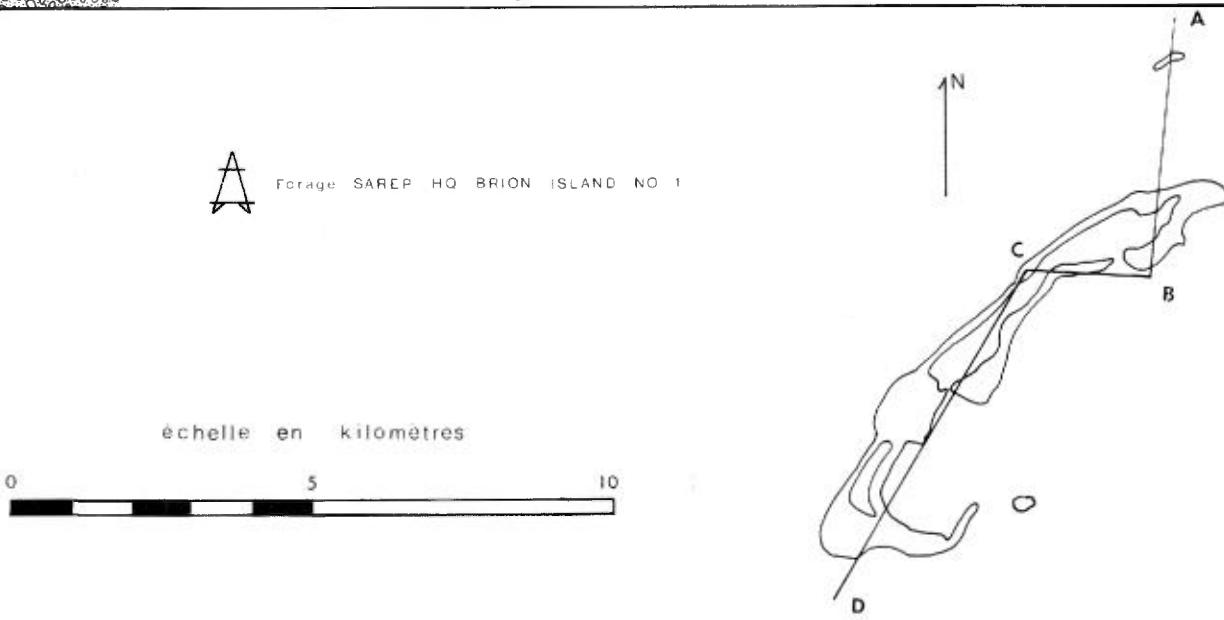
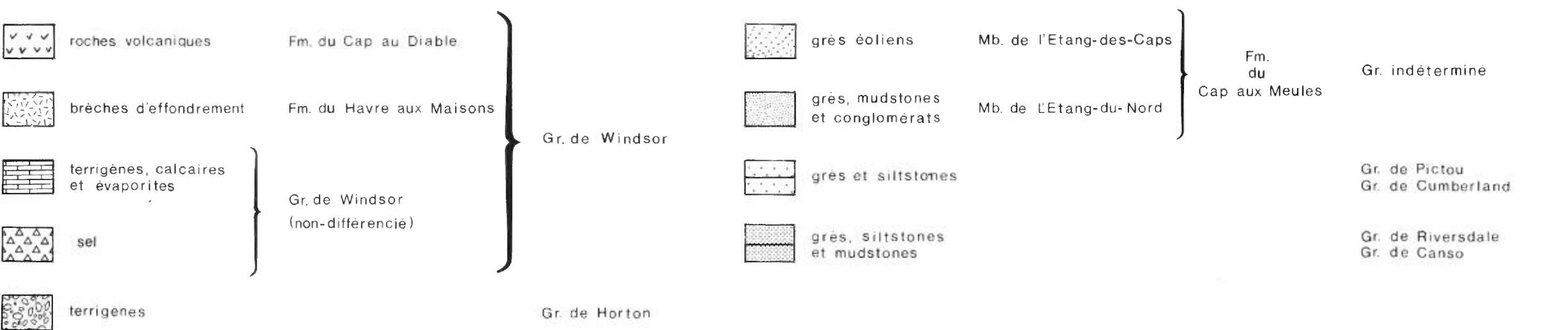
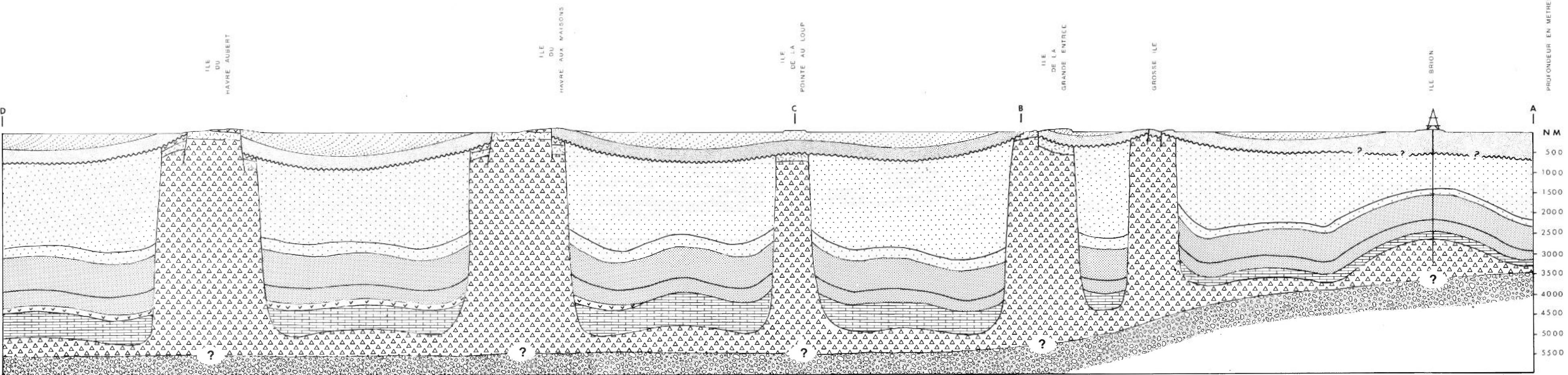


FIGURE 27 - Coupe structurale schématique des îles de la Madeleine.

L'absence de faune marine dans les calcaires et leur association avec des sédiments fluviatiles et éoliens exclut tout autre possibilité qu'une sédimentation dans des nappes d'eau éphémères, intra-continentale. La présence de fentes de retrait au sommet de plusieurs couches de mudstone suggère une évaporation complète du plan d'eau. L'étendue réduite des playas est démontrée par la dimension restreinte des dépôts: les couches de calcaire et de mudstone dépassent rarement quelques dizaines de mètres de longueur et quelques centimètres d'épaisseur.

Les grès et les siltstones du Membre de l'Étang-des-Caps représentent vraisemblablement un champ de dunes éoliennes fossilisées (figure 25,B). Cette conclusion est tirée par le fait que ces matériaux sont disposés sur plus de 800 m d'épaisseur en laminations obliques ayant un angle de repos jusqu'à 35° et dont les unités de dépôts atteignent plus de 15 m d'épaisseur. Alcock (1941) avait déjà proposé que certaines couches de grès à "grandes stratifications entre-croisées" étaient probablement d'origine éolienne.

Les laminations obliques géantes sont le critère de base qui permet d'identifier des dunes éoliennes. Cette attribution des laminations obliques géantes au seul faciès éolien a été mise en doute (voir Walker & Middleton, 1978, pour une

discussion du sujet); on a pensé qu'elles pouvaient aussi résulter d'une sédimentation littorale. Mais, comme le montrent Walker & Middleton, le pendage des laminations obliques des formes littorales est beaucoup plus faible que celui des dunes éoliennes et les deux ne sauraient être confondues. Il ne faut pas oublier non plus que les structures littorales sont associées à des sédiments marins, ce qui n'est pas le cas des dépôts éoliens désertiques. Il y a très peu d'autres structures associées aux sédiments éoliens et elles sont loin d'être restreintes à cet environnement. Les rides éoliennes ne sont pas toujours présentes et leur amplitude est parfois si faible qu'elles se distinguent difficilement. Les déformations pénécontemporaines produites dans les laminations frontales de la dune sont aussi très rares et en fait, plus communes dans d'autres milieux de dépôt.

A partir des mesures des directions de transport dans les grès du Membre de l'Étang-des-Caps, nous avons pu déterminer que la direction dominante des vents était comprise entre 220° et 240° (figure 24). Seules les mesures effectuées à l'Étang-des-Caps ont une orientation différente. Nous ne croyons pas que cela signifie que la direction du vent était autre dans cette région, mais que cela est dû au fait que le nombre de mesures est très restreint et donc peu représentatif.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

INTRODUCTION

Richardson (1881) et ses successeurs observent que les strates de la Formation du Cap aux Meules, sur les îles du Cap aux Meules et du Havre aux Maisons de

même que sur l'île du Havre Aubert sont inclinées de part et d'autre de deux zones hautes de roches du Groupe de Windsor. Ils en concluent qu'il s'agit de deux grandes structures anticliniales: la première traversant l'île du Havre Aubert d'est en

ouest; la seconde chevauchant les îles du Cap aux Meules et du Havre aux Maisons, elle aussi dans une direction approximativement est-ouest. Alcock (1941) ajoute que les roches du Groupe de Windsor sont plissées en un synclinal dans la coupe du cap au Taureau, sur la côte est de l'île du Cap aux Meules. Par la suite, nous avons reconnu (Brisebois, 1972) l'importance des failles de gravité et nous avons mentionné que les anticlinaux cités précédemment étaient en fait que des horsts de roches de la Formation du Havre aux Maisons sur les flancs desquels les strates de la Formation du Cap aux Meules ont été rebroussées.

Pour Alcock (1941) et Bell (1946), plis et failles étaient le résultat d'une orogénie carbonifère appelée "Maritime Disturbance" (Poole, 1967; Kelley, 1970). La présence de sel sous les îles de la Madeleine et dans le bassin de Madeleine, un peu à l'est de l'archipel, étant connue, les déformations observées dans les couches de surface, aussi bien qu'en sous-surface, ne sont plus interprétées comme le résultat d'une orogénie mais attribuées aux phénomènes structuraux et diaqénétiques liés à la présence du sel (Watts, 1972; Howie & Barss, 1975; Carboneau, 1976; Haworth & MacIntyre, 1977; Carboneau & Gagnon, 1979).

FAILLES

La distribution des roches, en surface, est contrôlée par un réseau de failles sub-verticales qui délimitent une série de blocs affectés de mouvements verticaux. Sur l'île du Havre Aubert et sur les îles du Cap aux Meules et du Havre aux Maisons, ces blocs constituent deux horsts composés des roches déformées, fracturées et bréchiques du Groupe de Windsor qui percent les strates essentiellement horizonta-

les de la Formation du Cap aux Meules (figure 26 et cartes géologiques).

Le horst de Havre Aubert est une structure irrégulière de 15 km de longueur par 4 km de largeur environ qui traverse d'est en ouest l'île du Havre Aubert. Il est bordé au nord, à l'est et au sud par des failles alors que vers l'ouest, la structure s'ouvre sur la mer, mais sur une longueur réduite à moins d'un kilomètre. Le flanc nord du horst, entre l'Étang-des-Caps et Vigneau, est relativement droit et, en autant que le nombre restreint des affleurements nous permet d'en juger, il est limité par une ou deux failles seulement dont la position a été déterminée par photo-interprétation. Entre la butte du Portage et les collines de la Demoiselle, le flanc nord est limité par plusieurs failles d'orientations variables, observées sur le terrain. Le flanc sud, entre le rocher de la Vache Marine et la pointe à Marichite, est lui aussi limité par plusieurs failles d'orientations variables. Vers l'est, le flanc sud du horst est ennoyé sous les dépôts récents et son prolongement ne peut être tracé. Les failles ont des pendages voisins de 90° et les mouvements sont verticaux, comme l'indiquent les rares stries et les strates rebroussées de la Formation du Cap aux Meules qui conservent une orientation parallèle aux failles.

Le second horst chevauche les îles du Cap aux Meules et du Havre aux Maisons dans une direction ouest-sud-ouest à est-nord-est, sur une longueur de 14 km et une largeur variant de 2 à 2.5 km. Il est largement ouvert vers la mer, à l'est, tandis que mouvement vertical semble s'atténuer vers l'ouest, où le Membre de L'Étang-du-Nord recouvre les roches du Groupe de Windsor. Ce horst est beaucoup plus régulier que celui du Havre Aubert. Tant son flanc

nord que son flanc sud sont droits. On peut observer la zone de failles qui borde le flanc sud du horst dans la coupe côtière située au pied de la butte Ronde, dans l'île du Havre aux Maisons. Elle est inclinée vers le sud avec un pendage de 70° environ. Nous avons noté, dans le plan de faille, des stries qui indiquent un mouvement vertical des lèvres de la faille. La faille nord peut être observée au nord du cap Adèle.

L'absence de marqueur stratigraphique ne permet pas de mesurer précisément l'amplitude des mouvements verticaux le long des failles. Toutefois, en utilisant comme valeur minimale du rejet vertical l'épaisseur statigraphique de la partie tronquée de la Formation du Cap aux Meules, on obtient des déplacements de 300 m environ, ou plus. C'est donc dire que ces horsts ne sont dus qu'à des mouvements mineurs des diapirs puisque ceux-ci, selon Howie & Barss (1975) atteignent des amplitudes de 4875 m.

Nous avons tracé sur la carte géologique une faille qui traverse le horst du Havre Aubert entre la baie du Portage et la baie du Bassin. Cette faille explique la disparition de la Formation du Havre aux Maisons et du Membre de L'Étang-du-Nord à l'ouest de Portage-du-Cap. A l'île d'Entrée, une faille verticale, orientée environ N30°E, met en contact les roches du Groupe de Windsor et celles de la Formation du Cap aux Meules. On observe la faille dans les coupes côtières au nord et au sud de l'île. A l'intérieur de l'île, elle est tracée par photo-interprétation. Le déplacement vertical maximum semble s'être produit au nord de l'île où le Membre de l'Étang-des-Caps est en contact avec la Formation du Cap au Diable.

Deux autres failles importantes affleurent l'une à l'île Boudreau et l'autre à Grosse Ile. La faille de l'île Boudreau est orientée N60°E et elle met en contact la Formation du Havre aux Maisons et le Membre de L'Étang-du-Nord. Dans la partie ouest de l'île, le tracé de la faille est net, mais plus à l'est l'affleurement laisse à désirer et il n'est plus clair que le contact entre les deux unités soit une faille; il se pourrait que la discordance à la base de la Formation du Cap aux Meules soit présente à cet endroit. La faille principale est recoupée par des failles plus ou moins orthogonales qui compliquent encore plus la nature des relations entre le Membre de L'Étang-du-Nord et la Formation du Havre aux Maisons.

La faille de Grosse Ile est orientée d'est en ouest et elle recoupe le Membre de L'Étang-du-Nord sans amener la Formation du Havre aux Maisons en surface. Elle se manifeste par des zones de strates bousculées, des attitudes divergentes des strates de part et d'autre de ces zones et par des bandes alignées de grès gris-vert. Une interprétation fondée sur les résultats des sondages indique que le mouvement vertical pourrait n'être que de quelques dizaines de mètres.

L'interprétation des données des sondages suggère aussi qu'une autre faille serait présente entre Grosse Ile et Leslie. Cette faille aurait entraîné un affaissement vertical du bloc nord de l'ordre de 150 m environ.

En plus des failles que nous venons de décrire, il en existe d'autres, restreintes au Groupe de Windsor. La plupart d'entre elles sont verticales et localisées au contact entre la Formation du Cap

au Diable et la Formation du Havre aux Maisons. Ces roches ne se prêtant pas à la préservation des stries, il est difficile d'apprécier la nature de leur mouvement. Une partie, la plupart peut-être, de ces failles pourrait être antérieure à la formation de horsts.

L'âge des failles tardives, celles qui recoupent toute la séquence stratigraphique exposée en surface, n'est pas connu. Leur âge maximum probable est évidemment permien inférieur, période probable du dépôt des matériaux de la Formation du Cap aux Meules, mais leur âge minimum ne peut être déterminé. On peut être tenté de les relier aux failles triasiques de la Baie de Fundy qui ont entraîné un rajeunissement du rift, et qui ont pu également remobiliser les dépôts de sel. Pour l'instant, nous ne pouvons apporter plus de précision.

Il ne nous apparaît pas nécessaire non plus de discuter longuement de l'origine des failles tardives. La présence de sel diapirique sous les îles de la Madeleine et les réajustements qui se sont produits à l'intérieur de ces masses salines fournissent un mécanisme moteur au mouvement des horsts. Les failles qui n'affectent que les roches du Groupe de Windsor résultent possiblement de mouvements diapiriques du sel à la fin du Pennsylvanien lorsque ces couches ont percé la séquence pennsylvanienne. Leur discontinuité apparente s'explique ainsi par le fait qu'elles ont été reprises dans les mouvements diapiriques ultérieurs.

PLIS

Tous les plis observés dans l'archipel sont localisés dans le Groupe de Windsor. Les pendages plus ou moins abrupts des strates de la Formation de Cap

aux Meules peuvent toujours être reliés à des rebroussements le long de failles ou à des basculements de blocs faillés. Il n'existe pas de système uniforme de plissement. Les plis sont souvent isolés et leur géométrie varie d'une localité à l'autre. Ceci s'explique par le fait que les plis apparaissent à l'intérieur de grands blocs affaissés et qu'ils ne peuvent être suivis à l'extérieur de ces blocs. Il existe trois plis plus importants portés sur les cartes: deux synclinaux et un anticlinal.

Le premier synclinal traverse l'île d'Entrée du nord au sud. Les pendages des strates sur les flancs varient de 15 à 55° et le pli plonge vers le nord. Le cœur de la structure est constitué des roches de la Formation du Cap au Diable, alors que la Formation du Havre aux Maisons apparaît sur les flancs. Dans cette unité, on peut observer plusieurs plis mineurs dont les charnières sont à peu près parallèles à la charnière du pli principal.

Le second synclinal affleure dans la coupe côtière de l'anse à Damase et il se prolonge à l'intérieur de l'île sur une distance de 1.7 km selon une direction nord-est-sud-ouest. Les pendages des flancs sont de l'ordre de 40 à 50° et le pli semble plonger vers le sud avec un angle faible. Comme dans le synclinal de l'île d'Entrée, la Formation du Cap au Diable est préservée au cœur du plissement et la Formation du Havre aux Maisons, sur les flancs.

L'anticlinal affleure sur la côte sud de l'île Boudreau. La direction de la trace axiale est d'environ N30°E. Les flancs ont des pendages variant entre 45 et 65° et le plongement est dirigée vers le nord-est selon un angle voisin de 30°. L'anticlinal est tronqué au nord-ouest par

une faille qui met en contact la Formation du Havre aux Maisons et le Membre de L'Étang-du-Nord, et à l'est par une autre faille qui amène les calcaires de la partie supérieure de la Formation du Havre aux Maisons, exposés sur le flanc est du pli, en contact avec les brèches d'effondrement de la même unité.

En plus de ces structures majeures, il existe plusieurs plis moins importants, souvent confinés aux couches de gypse. Certains de ces plis ont la forme de dômes. Les autres ont des orientations, des formes et des amplitudes très variables. La plupart semblent avoir été causés par le fluage du gypse.

Il existe deux causes probables aux plis observés dans le Groupe de Windsor des îles de la Madeleine; ces deux causes étant liées à la présence du sel. La première, d'origine tectonique, est la montée des diapirs de sel qui a dû entraîner dans les strates sus-jacentes des modifications de la géométrie initiale. La seconde cause se rattache à l'effondrement des strates lors de la dissolution d'une partie du sel sous-jacent ou lors de la transformation gypse-anhydrite. Le résultat de l'affaissement s'est probablement traduit, en plus de la fracturation des strates, par la formation de plis, surtout lorsque de très grands blocs se sont enfoncés de façon inégale, en particulier lorsqu'ils étaient composés de matériaux compétents. Un tel mécanisme a été discuté par Smith (1972).

DIACLASES

Les Formations du Havre aux Maisons et du Cap au Diable sont traversées par un réseau très complexe de fractures sans orientation préférentielle. Les fractures de la Formation du Havre aux Maisons sont généralement remplies de veines de

gypse, alors que dans la Formation du Cap au Diable, on observe surtout de la calcite, un peu de silice et d'hématite spéculaire.

Dans la Formation du Cap aux Meules, il existe un système de diaclases bien développées parallèles à la direction des horsts. Un second système, orthogonal au premier mais moins bien développé, apparaît aussi dans certains affleurements.

MODÈLE TECTONIQUE

Nous avons vu au cours de ce chapitre que la distribution actuelle des roches, en surface, est contrôlée par des failles verticales ou très abruptes, dont l'origine probable est liée aux mouvements tardifs des diapirs de sel sous-jacents. Nous avons aussi suggéré que les déformations des couches du Groupe de Windsor sont dues en grande partie à des phénomènes dia-génétiques, tout en admettant que la montée des diapirs n'a pu se produire sans un certain réajustement dans les strates sus-jacentes.

Si l'on tente maintenant d'établir un modèle tectonique global de l'archipel, les données disponibles sont très minces. Les résultats publiés de la géophysique, en ce qui concerne les îles de la Madeleine mêmes, ne se rapportent qu'à la partie superficielle des diapirs. Les données concernant le bassin de Madeleine, à l'est de l'archipel, nous fournissent une image générale de la structure profonde du bassin, mais certainement pas la localisation et la géométrie des structures individuelles. Il n'existe qu'un seul forage profond, à l'île Brion, mais, contrairement à ce que l'on observe dans les autres îles, le sel demeure enfoui à des profondeurs considérables.

A partir de ces informations limitées et nous inspirant des coupes structurales de Howie & Barss (1975), nous présentons à la figure 27 une coupe structurale schématique de l'archipel dans une direction générale nord-sud.

Ce diagramme peut être assez éloigné de la réalité en ce qui concerne la dimension exacte des diapirs, ainsi que la géométrie des couches profondes. Il illustre toutefois trois points importants de l'évolution tectonique des îles de la Madeleine.

- 1) Les roches des Formations du Havre aux Maisons et du Cap au Diable constituent un "cap rock" de roches résiduelles au sommet des diapirs. Ceci implique que les roches du Groupe de Windsor que l'on rencontreraient entre les diapirs et sur leurs flancs pourraient avoir une géométrie différente, des épaisseurs plus considérables et un contenu en évaporites, sels, et sulfates, beaucoup plus élevé.
- 2) La phase principale du diapirisme a eu lieu avant le Permien inférieur, comme l'atteste le fait que la Formation du Cap aux Meules recouvre à la fois le Groupe de Windsor et le Groupe de Picton.
- 3) Les horsts et les blocs faillés que l'on observe en surface ne sont dus qu'à des réajustements tardifs des diapirs. Ils démontrent néanmoins que les diapirs sont instables et sujets à être remobilisés, si de nouvelles contraintes tectoniques sont imposées au bassin.

RÉFÉRENCES

L'astérisque à la suite d'un millésime de publication signale l'existence d'une traduction.

ALCOCK, F.J., 1940 - *Preliminary geological report on the occurrence of manganese on the Magdalen Islands.* Commission géologique du Canada; # 280, non-publié.

1941 - *The Magdalen Islands, their geology and mineral deposits.* C.I.M. Transaction; volume 44, pages 623-649.

ALLEN, J.R.L., 1970 - *Studies in fluvial-tile sedimentation: a comparaison of fining-upward cyclothem, with special reference to coarse-members, composition and interpretation.* Journal of Sedimentary Petrology; volume 40, pages 298-323.

AMOCO CANADA LTD. AND IMPERIAL OIL LIMITED OFFSHORE EXPLORATIONS STAFFS, 1974 - *Regional geology of Grand Banks.* American Association of Petroleum Geologist; Bulletin, volume 58, partie II de II, pages 1105-1123.

ARMSTRONG, A.K. - MAMET, B.L., 1976 - *Biostratigraphy and regional relations of the Mississippian Leadville limestone in the San Juan Mountains, southwestern Colorado.* United State Geological Survey, professional paper no. 985, 25 pages.

BEEDE, J.W., 1911 - *The carbonic fauna of the Magdalen Islands.* New York State Museum and Science Service; Bulletin 149, pages 156-186.

BEHRE, C.R., Jr., 1948 - *The manganese property of Quebec Manganese Mines Ltd.* Ministère des Mines du Québec; document public, CM-10462.

BELL, W.A., 1929 - *Horton-Windsor District, Nova Scotia.* Commission géologique du Canada; mémoire 155, 268 pages.

1946 - *The Magdalen Islands.* Commission géologique du Canada, manuscrit.

1958 - *Possibilities for occurrence of petroleum reservoirs in Nova Scotia.* Nova Scotia Dept. Mines, 177 pages.

BELT, E.S., 1968 - *Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada.* Geological Society of America; Special Paper 106, pages 127-176.

BLATT, H., MIDDLETON, G., MURRAY, R., 1972 - *Origin of sedimentary rocks.* Prentice-Hall Inc., New York, 634 pages.

BRISEBOIS, D., 1972 - Géologie de l'archipel des îles de la Madeleine. Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire DP-103, 7 pages.

1979 - Stratigraphie du Permo-Carbonifère des îles de la Madeleine. Université de Montréal, thèse de doctorat, 274 pages.

BRISEBOIS, D., - MAMET, B., 1974 - Sur la présence des couches de passage du Viséen au Namurien dans les îles de la Madeleine. Compte-rendu sommaire de la Société Géologique de France; pages 60-62.

CANN, J.R., 1970 - Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters; volume 10, pages 7-11.

CANT, D.J. - WALKER, R.G., 1976 - Development of braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Québec. Journal canadien des sciences de la terre; volume 13, pages 102-119.

CARBONNFAU, C., 1976 - Geology and possible utilisation of salt structures in the central Gulf of St Lawrence. Proceedings of a symposium, Louisiana State University, 1976; pages 57-76.

CARBONNEAU, C. - GAGNON, D.C., 1979 - Géologie et tectonique des dômes de sel des îles de la Madeleine. Association géologique du Canada; excursion A-5, 12 pages.

CARMICHAEL, I.S.E. - TURNER, F.J. - VERHOOGEN, J., 1974 - Igneous petrology. McGraw-Hill, New York, 739 pages.

CLARKE, J.M., 1911 - Observations on the Magdalen Islands. New York State Museum; bulletin 149, pages 134-156.

COLEMAN, A.P., 1919 - The glacial history of Prince Edward Island and the Magdalen Island. Société royale canadienne; volume XIII, section 4, 31ème série, pages 33-37.

DEER, W.A. - HOWIE, R.A. - ZUSSMAN, J., 1963 - Rock-forming minerals. Longman, Londres, volume 2.

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

FLOYD, P.A. - WINCHESTER, J.A., 1975 - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters; volume 27, pages 211-219.

GELTZETZER, H.H.J., 1979 - Depositional development of the late viséan Windsor Group in Atlantic Canada. Ninth International congress of Carboniferous stratigraphy and geology; University of Illinois, Urbana, Illinois, Abstract Papers, pages 68-69.

GOLDWAITH, J.W., 1915 - The occurrence of glacial drift on the Magdalen Islands. Commission géologique du Canada; Museum Bulletin 14.

HACQUEBARD, P.Q., 1971 - The Carboniferous of eastern Canada. International Congress Stratigraphic Geology Carboniferous; 7th compte rendu, volume 1, pages 69-70.

HAMELIN, L.E., 1958 - Étude sommaire des dépôts meubles des îles de la Madeleine. Rés. Prog. Acfas; page 63.

HAMELIN, L.E. - DUMONT, , 1959 - Sables et mer aux îles de la Madeleine. Ministère de l'Industrie et du Commerce du Québec; 66 pages.

HAWORTH, R.T. - MACINTYRE, J.E., 1977 - The gravity and magnetic fields of Atlantic offshore Canada. Commission géologique du Canada; Paper 75-9, 22 pages.

HOUDE, M., 1959 - Présence de gaz naturel aux îles de la Madeleine. Ministère des Richesses naturelles du Québec (manuscrit).

HOWIE, R.D. - PARSS, M.S., 1975 - Upper Paleozoic rocks of the Atlantic Provinces, Gulf of St Lawrence, and adjacent continental shelf. IN Offshore geology of Eastern Canada. Commission géologique du Canada; Paper 74-30, volume 2, pages 35-50.

INRS-PÉTROLE, 1975 - SAREP HQ BRION # 1. Étude sédimentologique, minéralogique, biostratigraphique, diagénèse, géochimie organique et minérale. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-332, 124 pages.

IRVINE, T.N. - BAPAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the classification of common volcanic rocks. Journal canadien des sciences de la terre; volume 8, pages 523-548.

JOPLING, A.V. - WALKER, R.G., 1968 - Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from Pleistocene of Massachusetts. Journal of Sedimentary Petrology; volume 38, pages 971-984.

KELLEY, D.G., 1972* - Géologie et ressources minérales du Canada. Commission géologique du Canada; rapport no 1., série de la géologie économique, pages 254-343.

LAVERDIERE, C.- GUIMONT, P., 1974 - *Un froid à sol fendre*. Ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources, Revue, Ottawa; automne 1974, page 19.

LAVERDIERE, C. - GUIMONT, P. - ROY-VENNE, L., 1976 - *Formes du terrain, nature des matériaux*. Centre de Recherche écologique, Université de Montréal; octobre 1976.

MAMET, E., 1970 - *Carbonate microfacies of the Windsor Group, Nova Scotia and New Brunswick*. Commission géologique du Canada; Paper 70-21, 121 pages.

MCCULLOCH, P.D., 1973 - *Biostratigraphy of the Upper Mississippian Kennetcook Limestone in the Fundy Epieugeosyncline, Maritime Provinces*. Thèse de Maîtrise, Acadia University; 178 pages.

MCKEE, E.D., 1966 - *Structures of dune at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dune from other selected areas)*. Sedimentology, volume 7, pages 829-851.

PEARCE, J.A., 1976 - *Statistical analysis of major elements patterns in basalts*. Journal of Petrology; volume 17, pages 15-43.

POOLE, W.H., 1967 - *Tectonic evolution of Appalachian region of Canada*. IN *Geology of the Atlantic Region*. Association géologique du Canada; special Paper 4, pages 9-51.

REINECK, H.E. - SING, I.B., 1973 - *Depositional sedimentary environements*. Springer-Verlag, New York; 439 pages.

RICHARDSON, J., 1881 - *Compte rendu d'une exploration géologique des îles de la Madeleine*. Commission géologique du Canada; rapport de progès 1880-1881, partie G

RIDLEY, W.I. - RHODES, J.M. - REID, A.M. - JAKES, P. - SHIH, C. - BASS, N.M., 1974 - *Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drilling Project*. Journal of Petrology; volume 15, pages 140-159.

SANSCHAGRIN, R., 1964 - *Les îles de la Madeleine*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 106, 59 pages.

LA SOCIÉTÉ ACADIENNE DE RECHERCHES PÉTROLIÈRES LTÉE., 1970 - *SAREP HQ BRION ISLANDS # 1*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-27493.

SCHENK, P.E., 1969 - *Carbonate-sulfate-redbed facies and cyclic sedimentation of the Windsor Stage (Middle Carboniferous), Maritime Provinces*. Journal canadien des sciences de la terre; volume 6, pages 1037-1066.

1978 - *Synthesis of the Canadian Appalachians*. Commission géologique du Canada; Paper 78-13, pages 111-136.

SMITH, D.E., 1972 - *Foundered strata, collapse-breccia and subsidence features of the English Zechstein*. IN *Geology of saline deposits - Géologie des dépôts salins*. Unesco, Earth Science Series; # 7, pages 255-269.

STORER, J.W., 1947 - *Report on manganese mining, properties of Québec Manganese Mines Ltd.* Ministère des Mines du Québec; CM-293.

1948 - *Geological report, Québec Manganese Mines Ltd.* Ministère des Mines du Québec; GM-7389.

TASCHEREAU, R.H., 1948 - *Magdalen Island, Québec Manganese Mines Ltd.* Ministère des Mines du Québec; GM-10455.

TIPHANE, M., 1970 - *Le gypse des îles de la Madeleine*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-7, 27 pages.

1970 - *Bathymétrie et séiments des dunes et des lagunes*. Centre de Recherche écologique, Université de Montréal; octobre 1976.

WADDINGTON, G.W., 1947 - *Gypsum deposits in the Magdalen Islands, Seigneurie*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-10456.

1948 - *Moulding sands of the Magdalen Islands, Seigneurie*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-394.

WALKER, R.G. - MIDDLETON, G.V., 1978 - *Facies models 4: Eolian sands*. Geoscience Canada; volume 4, # 4, pages 182-190.

WATTS, A.B., 1972 - *Geophysical investigations east of the Magdalen Islands, southern Gulf of St Lawrence*. Journal canadien des sciences de la terre; volume 9, pages 1504-1528.

WILSON, J.L., 1970 - *Depositional facies across carbonate shelf margins*. IN *Exploration concepts for the Seventies*. Gulf Coast Association Geological Society Transaction; volume 20, pages 299-233.

YODER, H.S. - TILLEY, C.E., 1962 - *Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks systems*. Journal of Petrology; volume 3, pages 342-352.

COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES DE LA FORMATION DU CAP AU DIABLE

	IM76B	IM76C	IM104M	IM104G	IM109Y	IM115A	IM131E	IM131F	IM132A	IM132S	IM132Z	IM134C	IM134J	IM134V	IM135A	IM135F	IM111F	IM111M	IM151N	IM161R
SiO ₂	47.16	46.70	45.39	45.39	57.05	45.50	46.43	46.64	49.35	46.33	54.19	45.47	47.76	46.46	48.47	45.11	47.80	47.74	47.68	46.50
Al ₂ O ₃	15.57	16.27	15.47	16.05	16.40	16.50	6.50	15.81	14.30	15.88	16.54	16.82	16.57	17.62	16.92	16.47	17.40	17.01	17.44	
Fe ₂ O ₃	11.42	12.06	12.55	13.23	13.82	15.63	14.75	13.18	4.57	12.77	7.12	11.29	11.54	13.07	12.60	12.13	13.11	13.56	10.75	
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	8.43	7.58	9.88	9.43	11.74	8.89	9.07	10.30	9.12	6.55	11.87	8.32	6.66	9.83	8.33	10.17	8.25	10.05	6.56	
CaO	9.14	8.37	6.72	1.49	6.38	1.97	4.50	13.63	7.94	5.74	5.86	3.81	6.09	1.57	5.36	1.38	1.55	2.42	1.46	
Na ₂ O	3.35	3.57	1.46	1.36	1.17	.41	1.10	1.32	.89	3.34	0.94	1.04	1.01	2.48	1.07	1.38	1.02	1.18	1.07	
K ₂ O	1.92	2.35	5.11	5.06	5.61	3.69	6.79	5.36	5.15	2.05	3.90	4.83	6.37	4.52	6.75	5.23	4.91	6.57	7.63	
TiO ₂	2.21	2.31	2.51	2.08	2.09	2.27	2.53	2.32	2.30	2.18	2.29	1.90	2.32	2.35	2.20	2.21	2.93	3.04	2.71	
P ₂ O ₅	.57	.57	.46	.04	.46	.51	.58	.55	.60	.44	.44	.41	.57	.62	.40	.53	.64	.66	.62	
MoO	.18	.17	.41	.25	.10	.15	.21	.20	.04	.22	.06	.02	.17	.20	.19	.12	.04	.02	.14	
	99.95	99.95	99.96	99.96	99.95	99.93	99.93	99.96	99.94	99.92	99.97	99.97	99.94	99.96	99.95	99.94	99.95	99.94	99.96	
	99.95	99.95	99.96	99.96	99.95	99.93	99.93	99.96	99.94	99.92	99.97	99.97	99.94	99.96	99.95	99.94	99.95	99.94	99.96	
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Or	11.37	13.95	30.48	29.25	33.34	22.52	40.88	37.32	30.30	12.16	23.38	28.50	37.81	27.09	40.24	31.35	29.43	39.58	45.16	55.91
An	21.04	21.53	20.77	20.28	4.28	29.76	6.10	19.08	19.74	22.38	25.98	26.37	15.75	23.94	5.22	23.47	2.70	3.19	7.97	4.51
Ab	22.63	20.89	4.44	—	10.57	3.80	10.07	11.95	.05	21.46	8.56	6.78	12.28	15.15	9.70	12.57	9.29	10.61	9.63	5.15
Ne	4.52	6.79	5.28	7.40	—	—	—	—	4.74	5.19	—	1.53	2.43	4.48	—	—	—	—	—	3.15
Le	—	—	5.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cr	—	—	—	—	7.51	1.64	5.73	10.13	—	—	3.75	0.26	1.36	—	6.56	0.07	10.57	8.02	4.46	4.29
Di	12.93	10.26	6.41	6.19	—	—	—	30.84	8.75	—	—	1.51	—	—	—	—	—	—	—	
He	2.99	2.90	1.48	2.02	—	—	—	—	2.59	—	—	0.57	—	—	—	—	—	—	—	
En	—	—	—	—	16.76	18.92	6.34	2.44	—	18.35	—	—	14.49	6.31	28.49	20.90	2.27	—	—	
Fe	—	—	—	—	4.67	8.49	2.27	.66	—	—	—	—	—	3.78	1.75	5.22	4.83	0.20	—	
Fa	2.93	3.37	4.20	5.68	3.31	2.16	5.15	5.19	4.60	—	4.98	3.69	6.10	2.54	3.55	—	0.40	1.70	4.72	
Fo	12.66	11.92	18.25	17.39	11.99	4.52	14.39	19.11	7.74	14.95	—	24.55	18.56	13.43	9.70	12.17	—	1.75	19.15	13.81
Mt	3.86	3.97	4.19	3.74	3.73	4.02	4.24	4.00	—	3.93	1.51	3.52	3.98	4.05	3.87	3.90	4.66	4.79	4.38	4.13
Hr	—	—	—	—	—	—	—	—	2.64	—	1.81	—	—	—	—	—	—	—	—	
Il	3.09	3.23	3.53	2.93	2.93	3.27	3.59	3.27	1.13	3.05	3.52	2.64	3.25	3.36	3.09	3.12	4.14	4.32	3.78	3.43
Ap	1.70	1.20	.97	.08	1.01	1.10	1.24	1.12	1.25	.92	0.93	0.86	1.20	1.32	0.84	1.12	1.36	1.41	1.30	0.91
	99.94	99.94	99.95	99.96	99.94	99.97	99.94	99.95	99.96	99.94	99.95	99.97	99.95	99.95	99.97	99.95	99.97	99.95	99.96	
	99.94	99.94	99.95	99.96	99.94	99.97	99.94	99.95	99.96	99.94	99.95	99.97	99.95	99.95	99.97	99.95	99.97	99.95	99.96	
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	IM177	IM180A	IM180B	IM180E	IM191C	IM192E	IM213	IM221	IM222	IM235A	IM253C	IM254	IM257	IM279	IM283	IM300S	IM245	IM440		
SiO ₂	49.67	51.74	46.75	47.71	43.55	46.86	46.05	46.69	45.92	47.78	47.47	49.21	49.56	47.45	47.11	48.20	47.74	47.30		
Al ₂ O ₃	17.76	17.98	16.03	15.43	17.51	16.70	16.53	16.16	16.66	16.34	16.51	16.52	17.42	17.00	18.71	16.88	17.17	17.44		
Fe ₂ O ₃	12.56	8.25	11.39	10.86	13.98	18.42	12.27	12.51	13.11	13.75	11.47	12.99	12.33	11.17	11.22	12.11	12.31			
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	8.39	14.02	9.19	9.41	7.61	8.16	8.87	9.47	6.21	7.81	8.33	10.43	10.73	7.12	8.76	7.56	10.08	7.65		
CaO	0.82	1.25	7.81	8.17	6.06	1.45	6.63	7.00	5.31	3.64	6.78	1.03	2.18	4.96	1.04	4.81	6.16	2.68		
Na ₂ O	1.03	0.96	2.59	3.25	3.29	2.54	4.18	1.60	1.14	3.75	3.56	1.03	1.02	4.61	1.10	1.90	1.21	1.03		
K ₂ O	7.95	4.11	3.30	2.43	4.25	3.30	2.12	3.74	7.46	4.21	2.97	5.95	6.20	3.06	8.43	6.45	2.36	0.57		
TiO ₂	1.82	1.42	2.25	2.15	2.65	2.20	2.46	1.94	3.04	1.91	2.01	2.00	2.18	2.67	2.37	2.15	2.36	2.34		
P ₂ O ₅	0.47	0.15	3.41	0.25	0.62	0.49	0.60	0.38	0.85	0.62	0.60	0.55	0.64	0.51	0.71	0.52	0.59	0.50		
MnO	0.07	0.08	0.23	0.27	0.42	0.15	0.23	0.46	0.26	0.37	0.19	0.23	0.01	0.24	0.04	0.16	0.25	0.14		
	99.94	99.94	99.95	99.96	99.94	99.97	99.94	99.95	99.96	99.94	99.95	99.97	99.95	99.95	99.97	99.95	99.97	99.95	99.96	
	99.94	99.94	99.95	99.96	99.94	99.97	99.94	99.95	99.96	99.94	99.95	99.97	99.95	99.95	99.97	99.95	99.97	99.95	99.96	
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	IM177	IM180A	IM180B	IM180E	IM191C	IM192E	IM213	IM221	IM222	IM235A	IM253C	IM254	IM257	IM279	IM283	IM300S	IM245	IM440		
SiO ₂	49.67	51.74	46.75	47.71	43.55	46.86	46.05	46.69	45.92	47.78	47.47	49.21	49.56	47.45	47.11	48.20	47.74	47.30		
Al ₂ O ₃	17.76	17.98	16.03	15.43	17.51	16.70	16.53	16.16	16.66	16.34	16.51	16.52	17.42	17.00	18.71	16.88	17.17	17.44		
Fe ₂ O ₃	12.56	8.25	11.39	10.86	13.98	18.42	12.27	12.51	13.11	13.75	11.47	12.99	12.33	11.17	11.22	12.11	12.31			
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	8.39	14.02	9.19	9.41	7.61	8.16	8.87	9.47	6.21	7.81	8.33	10.43	10.73	7.12	8.76	7.56	10.08	7.65		
CaO	0.82	1.25	7.81	8.17	6.06	1.45	6.63	7.00	5.31	3.64	6.78	1.03	2.18	4.96	1.04	4.81	6.16	2.68		
Na ₂ O	1.03	0.96	2.59	3.25	3.29	2.54	4.18	1.60	1.14	3.75	3.56	1.03	1.02	4.61	1.10	1.90	1.21	1.03		
K ₂ O	7.95	4.11	3.30	2.43	4.25	3.30	2.12	3.74	7.46	4.21	2.97	5.95	6.20	3.06	8.43	6.45	2.36	0.57		
TiO ₂	1.82	1.42	2.25	2.15	2.65	2.20	2.46	1.94	3.04	1.91	2.01	2.00	2.18	2.67	2.37	2.15	2.36	2.34		
P ₂ O ₅	0.47	0.15	3.41	0.25	0.62	0.49	0.60	0.38	0.85	0.62	0.60	0.55	0.64	0.51	0.71	0.52	0.59	0.50		
MnO	0.07	0.08	0.23	0.27																

ANNEXE 2

COMPOSITION CHIMIQUE DES PLAGIOCLASES DE LA FORMATION DU CAP AU DIABLE

IM 115 A						IM 161 R						IM 253 C						
1c	1b	2c	2b	3c	3b	1c	1b	2c	2b	3c	3b	1c	1b	2c	2b	3c	3b	
SiO ₂	51.02	50.82	50.63	50.05	50.47	48.77	54.93	64.22	67.85	65.22	62.70	65.20	57.21	58.06	60.41	57.31	55.80	58.22
Al ₂ O ₃	31.65	32.10	31.40	31.52	31.67	30.54	28.94	27.74	22.20	21.13	23.97	20.81	29.31	28.99	27.75	29.97	30.71	30.06
CaO	14.40	14.65	14.98	15.31	14.62	13.79	9.33	3.26	3.34	1.69	4.23	0.52	11.68	10.74	9.57	11.61	12.80	11.60
K ₂ O	0.13	0.12	0.10	0.13	0.12	0.12	0.39	1.14	0.10	1.78	0.53	8.01	0.49	0.44	0.61	0.41	0.30	0.29
Na ₂ O	3.36	3.98	3.06	3.37	3.46	3.23	5.95	9.65	4.53	9.91	7.17	5.39	4.91	5.34	6.05	5.43	4.18	5.04
	100.56	101.67	100.37	100.38	100.34	96.33	99.54	101.01	103.02	99.73	98.68	99.93	103.60	103.57	104.39	104.73	103.79	105.21
NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 32 (0).						NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 32 (0).						NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 32 (0).						
Si	2.31	2.28	2.31	2.28	2.29	2.31	2.48	2.82	2.88	2.82	2.73	2.93	2.49	2.52	2.59	2.47	2.43	2.48
Al	1.69	1.70	1.68	1.69	1.70	1.69	1.54	1.18	1.11	1.11	1.23	1.10	1.50	1.48	1.40	1.52	1.58	1.52
Ca	0.70	0.71	0.73	0.75	0.71	0.70	0.45	0.15	0.15	0.08	0.20	0.03	0.55	0.50	0.44	0.54	0.60	0.53
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.06	0.10	0.03	0.46	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Na	0.30	0.35	0.27	0.30	0.31	0.29	0.52	0.82	0.79	0.85	0.61	0.47	0.41	0.45	0.50	0.45	0.35	0.42
POURCENTAGE MOLECULAIRE						POURCENTAGE MOLECULAIRE						POURCENTAGE MOLECULAIRE						
An	69.9	66.6	72.6	71.1	69.6	70.0	41.8	14.9	15.4	7.9	23.8	2.8	55.4	51.5	45.2	53.1	61.9	53.2
Ab	29.5	32.8	26.9	28.3	29.8	29.3	56.4	79.7	79.7	83.5	73.1	52.4	42.2	46.3	51.8	44.9	36.6	43.4
Or	0.7	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7	1.8	5.4	4.9	8.6	3.1	44.8	2.4	2.2	3.0	2.0	1.5	1.4

ANNEXE 3

COMPOSITION CHIMIQUE DES AMPHIBOLES DE LA FORMATION DU CAP AU DIABLE

IM161R

	1	2	3	4
SiO ₂	41.54	40.87	41.07	41.18
Al ₂ O ₃	11.37	12.98	12.60	11.92
TiO ₂	4.20	4.36	4.33	3.82
FeO	16.31	14.32	14.28	15.79
MnO	0.35	0.33	0.67	.75
MgO	7.22	11.28	11.51	10.38
CaO	11.07	11.42	11.32	11.15
Na ₂ O	3.22	3.02	3.05	3.27
K ₂ O	0.87	0.90	0.84	0.86
	96.15	99.48	99.67	99.12
NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 23 (0).				
Si	6.38	6.02	6.05	6.14
Al	1.62	1.98	1.95	1.86
	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	0.44	0.28	0.24	0.24
Ti	0.49	0.48	0.48	0.43
Fe	2.10	1.77	1.76	1.97
Mn	0.05	0.04	0.09	0.10
Mg	1.65	2.48	2.53	2.31
Ca	1.82	1.80	1.79	1.78
Na	0.96	0.86	0.87	0.95
K	0.17	0.17	0.16	0.16
	7.68	7.88	7.92	7.94

