

ET 87-06

STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DE L'ANTICLINORIUM D'AROOSTOOK PERCE DE L'EST DE LA GASPESIE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

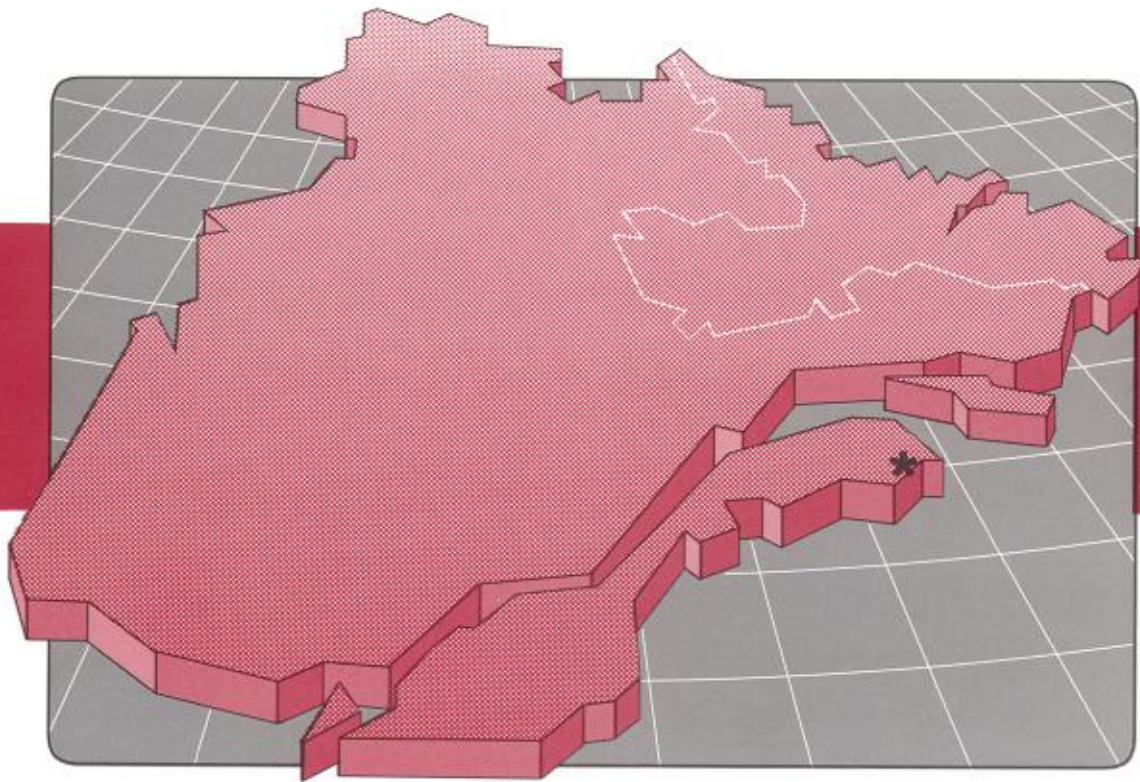
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook Percé de l'est de la Gaspésie

Michel Malo

ET 87-06



1988

Québec 

Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook Percé de l'est de la Gaspésie

Michel Malo

ET 87-06

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE

Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 85-05-01

Accepté pour publication le 87-03-03

Lecteurs critiques

W.B. Skidmore

D. Brisebois

Éditeurs

B. Desjardins et Éditécarte Inc.

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

RÉSUMÉ

L'anticlinorium d'Aroostook-Percé, une structure majeure des Appalaches du nord, s'étend de Percé jusqu'à Aroostook, dans le Maine, en passant par Matapédia. Il englobe des roches d'âge ordovicien tardif à silurien précoce. Dans la région étudiée, les roches de l'anticlinorium sont divisées en sept unités lithostratigraphiques, lesquelles sont regroupées en trois formations formelles. Ces formations sont, de la base au sommet: Garin, Pabos et White Head. Le Garin, constitué de roches terrigènes variant du claystone au grès très grossier, représente le Groupe d'Honorat. Les formations de Pabos et de White Head constituent le Groupe de Matapédia. Le Pabos comprend une unité inférieure et une unité supérieure; la première est constituée de mudstone et de siltstone calcaireux, la seconde, de calcaire argileux, de calcaire silteux, de mudstone calcaireux, de grès calcaireux, de conglomérats et de calcarénites. Le White Head est divisé en quatre membres: Birmingham (calclutite, calcaire argileux, calcarénite); Côte de la Surprise (mudstone et grès); L'Irlande (calclutite, calcarénite); Des Jean (calcaire argileux, shale calcaireux, calclutite, calcaire silteux, calcarénite, conglomérat calcaire).

Dans la région étudiée, l'anticlinorium d'Aroostook-Percé est limité au nord par la faille de la Grande Rivière et au sud par la faille du Grand Pabos. Les roches du Garin forment une structure anticlinoriale NE-SW plongeant faiblement vers le NE et le SW. Ce dôme représente le coeur de l'anticlinorium.

On reconnaît deux styles tectoniques différents; au nord et au sud, des plis serrés associés à des failles E-W et, au centre, des plis ouverts de direction NE-SW à double plongement (vers le NE et le SW). L'anticlinorium montre, de façon générale, deux phases de plissement. Les plis P_1 sont de direction NW-SE et sans clivage et les plis P_2 , de direction NE-SW. La phase P_2 , la plus marquée, est parallèle au grain régional. Un clivage S_2 , subvertical, accuse la même direction générale NE-SW.

À proximité des failles de la Grande Rivière et du Grand Pabos, on trouve des dykes acides, parfois porteurs de pyrite finement grenue. En quelques endroits, des aires d'altération hydrothermale se sont formées au voisinage de ces dykes. Dans le secteur E-W de la Grande Rivière, on trouve, dans des plans de cisaillement, des felsites, des roches sédimentaires altérées, des cornéennes, des skarns riches en pyrite et pyrrhotine, ainsi que des veines de pyrite massive. La faille du Grand Pabos a fait l'objet de travaux de prospection. Dans le canton de Raudin on note les minéralisations suivantes: sphalérite et galène dans des volcanites; millérite et chalcopryrite dans une serpentinite dolomitisée; bornite, malachite et chalcopryrite dans des siltstones; millérite, chalcopryrite et pyrite dans des mudstones et silstones.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Objet de l'étude.....	1
Accès.....	1
Physiographie.....	2
Géologie régionale.....	2
Travaux antérieurs.....	3
Méthode de travail.....	5
Remerciements.....	6
STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE	7
Formation de Garin.....	8
Formation de Pabos.....	11
Unité inférieure.....	11
Unité supérieure.....	11
Formation de White Head.....	13
Membre de Burmingham.....	13
Membre de Côte de la Surprise.....	13
Membre de L'Irlande.....	13
Membre de Des Jean.....	13
Âge des unités.....	14
Formation de Garin.....	14
Formation de Pabos.....	14
Formation de White Head.....	14
Corrélations lithostratigraphiques régionales.....	15
Chronocorrélations régionales.....	15
Nature et provenance des dépôts.....	15
Nature.....	15
Provenance.....	17
ROCHES IGNÉES	19
GÉOLOGIE STRUCTURALE	21
Aperçu.....	21
Analyse structurale.....	21
Éléments structuraux.....	21
Définition des domaines structuraux.....	23
Relations entre les domaines.....	24
Relation entre β et S_2	25
Failles.....	25

Modèle tectonique	27
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	29
CONCLUSIONS	31
RÉFÉRENCES	33
ANNEXES	
1- Localisation des collections fossilifères	37
2- Coupe de référence de la Formation de Pabos	41
CARTE (1:50 000)	
2055- Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé de l'est de la Gaspésie	hors texte
FIGURES HORS TEXTE	
15- Synthèse structurale et coupes structurales schématiques des plis P ₂	
17- Projections stéréographiques de Schmidt pour divers éléments structuraux des domaines I à V	

Introduction

Objet de l'étude

Au cours des étés de 1981 et 1982, nous avons cartographié la partie orientale de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, tel que défini par Béland *et al.* (1979). Ce travail s'inscrit dans le cadre d'un programme visant à étudier les relations stratigraphiques et structurales au sein de l'anticlinorium et représente une partie d'une thèse de doctorat à l'Université de Montréal (Malo, 1986). Le présent rapport fait également suite à deux rapports intérimaires sur les régions au nord de la Grande Rivière (Malo, 1987a) et au NW de Chandler (Malo, 1987b).

La région étudiée se situe dans la partie sud-est de la péninsule gaspésienne, au nord de Chandler et de Grande-Rivière (figures 1 et 2). Les limites sont: au sud, la rivière du Grand Pabos et la baie des Chaleurs; au nord, la latitude $48^{\circ}37'$; à l'est, la longitude $64^{\circ}24'$; à l'ouest, la longitude $65^{\circ}10'$. La région est située au nord de la faille du Grand Pabos.

La région correspond à des parties des feuillets topographiques SNRC 22A/7, 22A/8, 22A/9, 22A/10 et 22A/11; elle comprend les cantons de Grande-Rivière et de Pellegrin, les parties sud des cantons de Fortin, de Joncas et de Power, la partie est du canton de Raudin et les parties nord du canton de Newport et de la Seigneurie de Pabos.

Accès

Trois routes principales traversent l'anticlinorium: la route de Pellegrin, à l'ouest, la route de Pabos, au centre, et la route de Saint-Gabriel-de-Gaspé, à l'est (figure 2). La route nationale 132, qui longe la baie des Chaleurs, donne accès à ces trois routes qui, à leur tour, permettent d'utiliser de nombreux chemins forestiers qui ne sont souvent carrossables qu'en véhicule tout-terrain. Les meilleurs affleurements sont situés dans les rivières et ruisseaux.

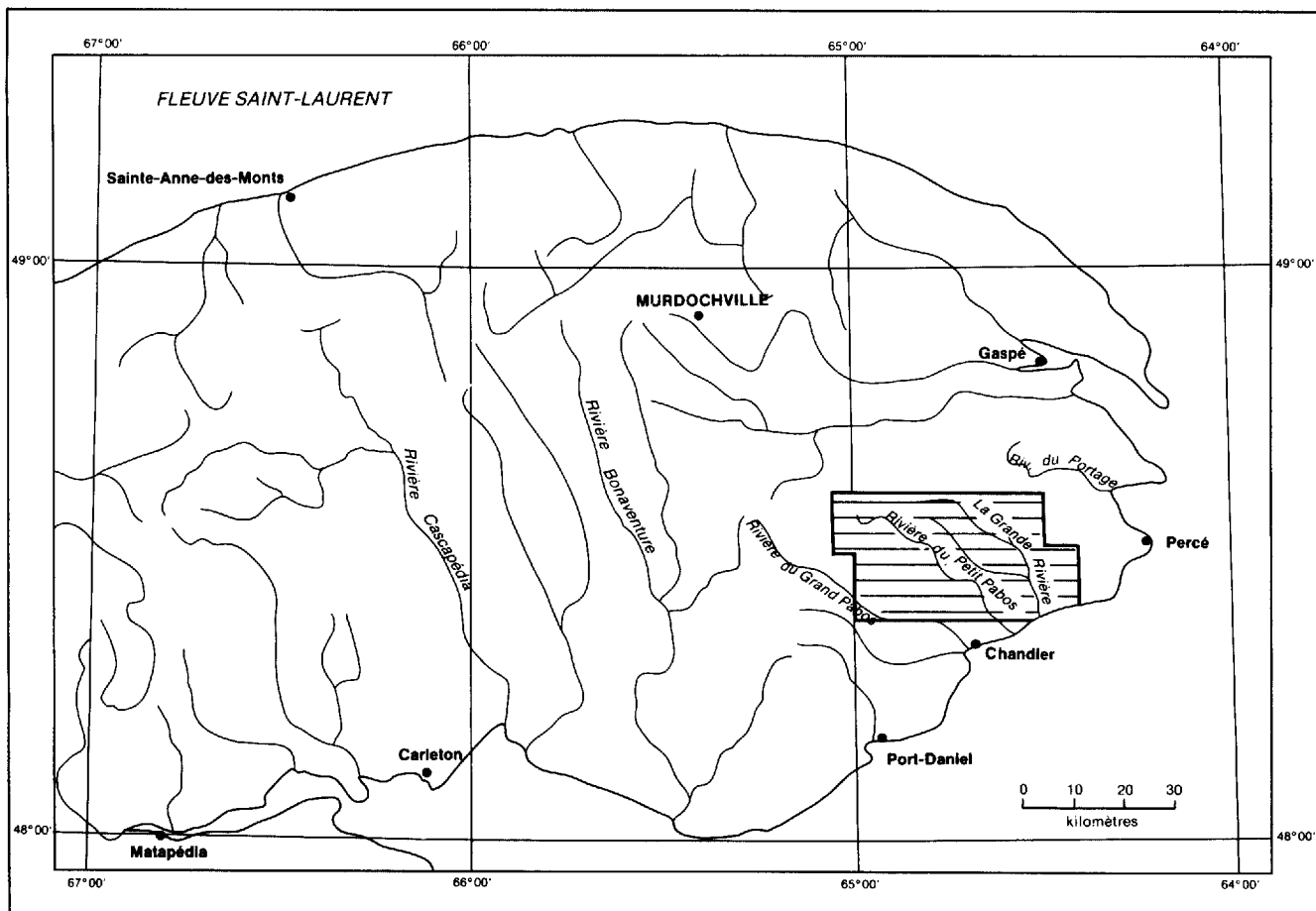


FIGURE 1 — Localisation de la région étudiée.

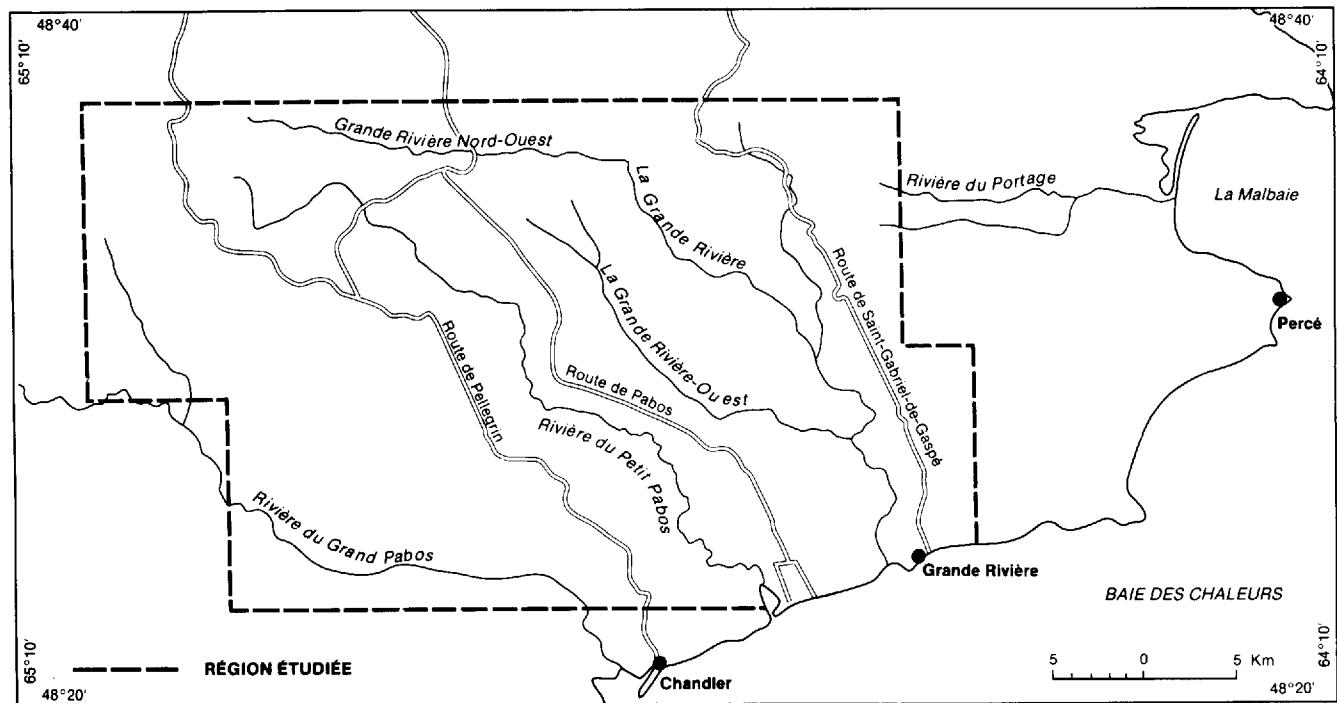


FIGURE 2 — Croquis illustrant les routes et cours d'eau.

Physiographie

La partie centrale de la région est un plateau faiblement incliné vers la baie des Chaleurs. Les plus hauts sommets se retrouvent au nord de la région, à 520 m d'altitude.

Le plateau est disséqué par trois principaux réseaux de drainage: à l'ouest, la rivière du Grand Pabos, au centre, la rivière du Petit Pabos et la Grande Rivière. Les trois rivières se déversent dans la baie des Chaleurs (figures 1 et 2).

Ces rivières, avec leurs nombreux tributaires, façonnent des petites vallées, souvent très escarpées, où abondent les affleurements. On trouve une dénivellation de 100 à 200 m entre le lit des cours d'eau et le plateau avoisinant.

Géologie régionale

L'anticlinorium d'Aroostook-Percé, autrefois appelé *anticlinorium d'Aroostook-Matapédia*, est une structure majeure des Appalaches du nord. Il s'étend, au Québec, de Percé à Matapédia puis, traversant le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, se poursuit jusque dans le comté d'Aroostook, dans l'État du Maine (figure 3). Cet élément tectonique expose des roches d'âge ordovicien tardif à silurien précoce. Il est bordé par deux synclinoria de roches siluro-dévonienues; le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, au nord, et le synclinorium de la Baie des Chaleurs, au sud (figure 4). Dans la région étudiée, les roches de l'anticlinorium se regroupent au

sein de trois grandes divisions lithostratigraphiques. À la base, une séquence terrigène comprenant des claystones, des mudstones, des grès et des conglomérats forme le Groupe d'Honorat; dans la partie médiane, des mudstones calcaires, des siltstones calcaires, des grès calcaires, des conglomérats et des calcaires argileux constituent la Formation de Pabos; au sommet, des calcilutites, des calcarénites, des calcaires argileux et silteux, des conglomérats calcaires et une unité de mudstone représentent la Formation de White Head. La Formation de Pabos (mal définie jusqu'à maintenant) et celle de White Head constituent le Groupe de Matapédia.

Nous ne savons pas sur quelle entité tectono-stratigraphique repose cette séquence stratigraphique puisque la base du Groupe d'Honorat n'est exposée nulle part dans la région. Dans la région au sud-ouest de Percé, où le Groupe d'Honorat n'affleure pas, la partie supérieure de la Formation de Pabos repose en discordance angulaire sur les roches cambriennes de la Formation de Murphy Creek.

La Formation de White Head passe graduellement vers le haut aux roches du Groupe de Chaleurs. On observe ce passage au synclinal du mont Alexandre, dans la partie nord-ouest de notre région.

Au sud, le secteur de l'anticlinorium que nous avons étudié est limité soit par la faille du Grand Pabos, soit par la Formation de Bonaventure (figure 5). La faille du Grand Pabos sépare donc, dans la partie sud-ouest, l'anticlinorium d'Aroostook-Percé du synclinorium de la Baie des Chaleurs, mettant ainsi en contact les roches du Groupe d'Honorat, au nord, et celles du Groupe de Chaleurs, au sud. Dans la partie sud-est de la région, les

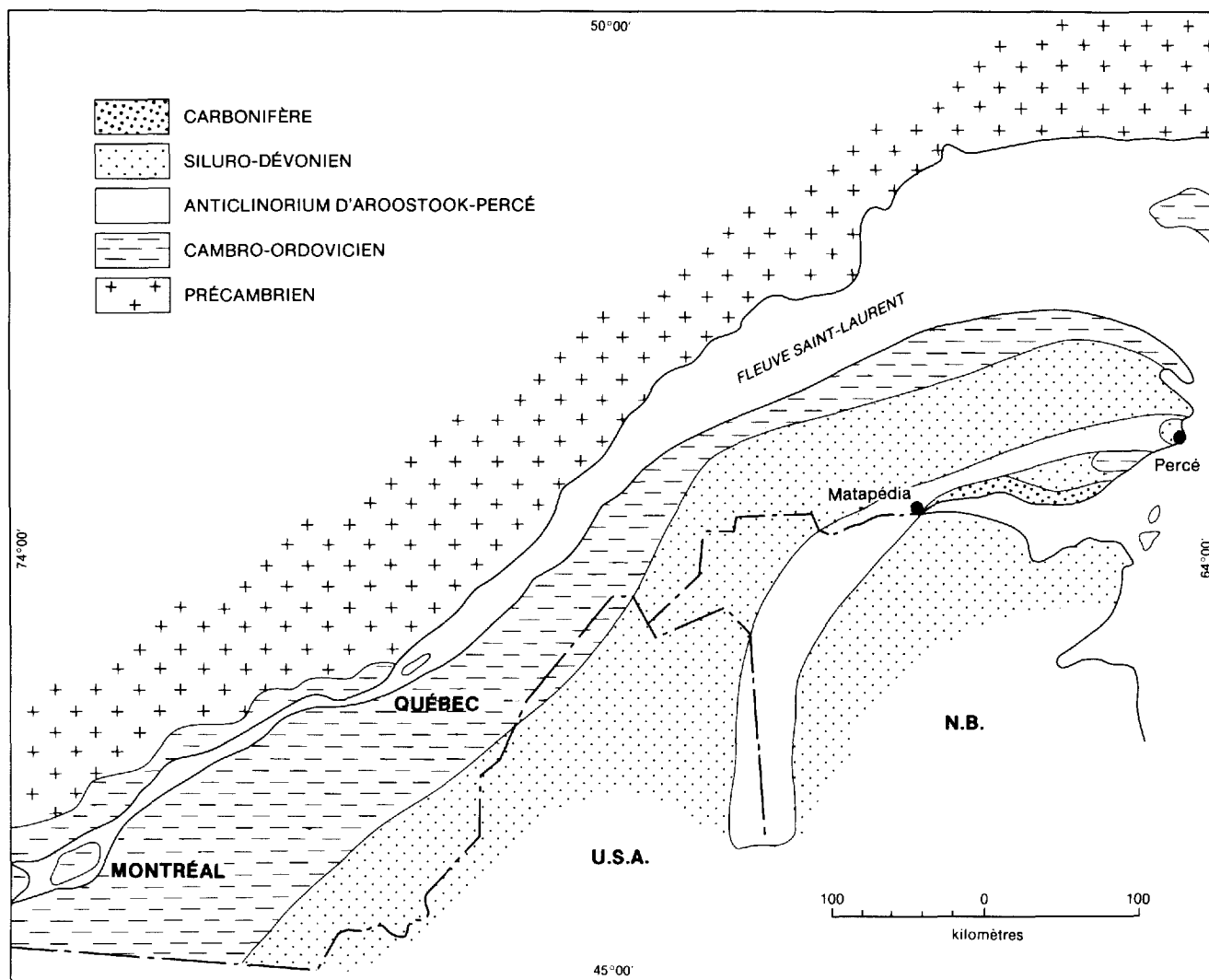


FIGURE 3 — Localisation de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé dans les Appalaches du nord.

roches carbonifères de la Formation de Bonaventure limitent les zones d'affleurements des roches ordoviciennes et siluriennes. Les conglomérats rouges du Bonaventure reposent en discordance angulaire sur ces roches ordovico-siluriennes (figure 6).

Au nord, les limites géologiques de la région étudiée sont, de l'ouest vers l'est: les roches du Groupe de Chaleurs du synclinal du mont Alexandre (McGerrigle, 1950; Bourque et Lachambre, 1980), la faille de la Grande Rivière (McGerrigle, 1950; Malo, 1979) et les roches du Groupe de Chaleurs de la bande centrale (Bourque, 1977) (figure 5). Au synclinal du mont Alexandre, les roches du Groupe de Chaleurs reposent en concordance sur la Formation de White Head. La faille de la Grande Rivière est en fait un système de failles. Certaines de ces failles séparent les roches du White Head, au sud, de celles du Dévonien ou, encore, de celles du Groupe de Chaleurs de la bande centrale, au nord. À la limite nord-est de l'anticlinorium, les roches de la Formation de White Head sont concordantes avec celles du Groupe de Chaleurs de la bande centrale (Bourque, 1977).

Travaux antérieurs

Il faut d'abord mentionner les travaux effectués dans la région de Percé par Clarke (1908), Schuchert et Cooper (1930), Cooper et Kindle (1936) sur la Formation de White Head, dont la coupe type est située au cap Blanc, à Percé même. Kindle (1936; *in* Alcock, 1935) a assigné à la Formation de Pabos les roches ordoviciennes de la région au sud de la rivière du Petit Pabos et de la Grande Rivière; il a reconnu aussi la Formation de White Head dans la région de la rivière du Portage. La Formation de Pabos de Kindle (*in* Alcock, 1935) comprend alors toutes les roches ordoviciennes au nord de la zone silurienne de la baie des Chaleurs, de la Petite rivière Cascapédia jusqu'à la Grande Rivière.

McGerrigle (1950) a identifié une bande de roches ordoviciennes dans la partie nord de notre région, bande qu'il a assignée au Groupe de Matapédia. Il a mentionné que la Formation de Pabos doit être sous-jacente à la Formation de White Head mais qu'il n'y a pas de division nette entre les deux. Le Matapédia avait été défini dans la vallée de la rivière Matapédia par Crickmay

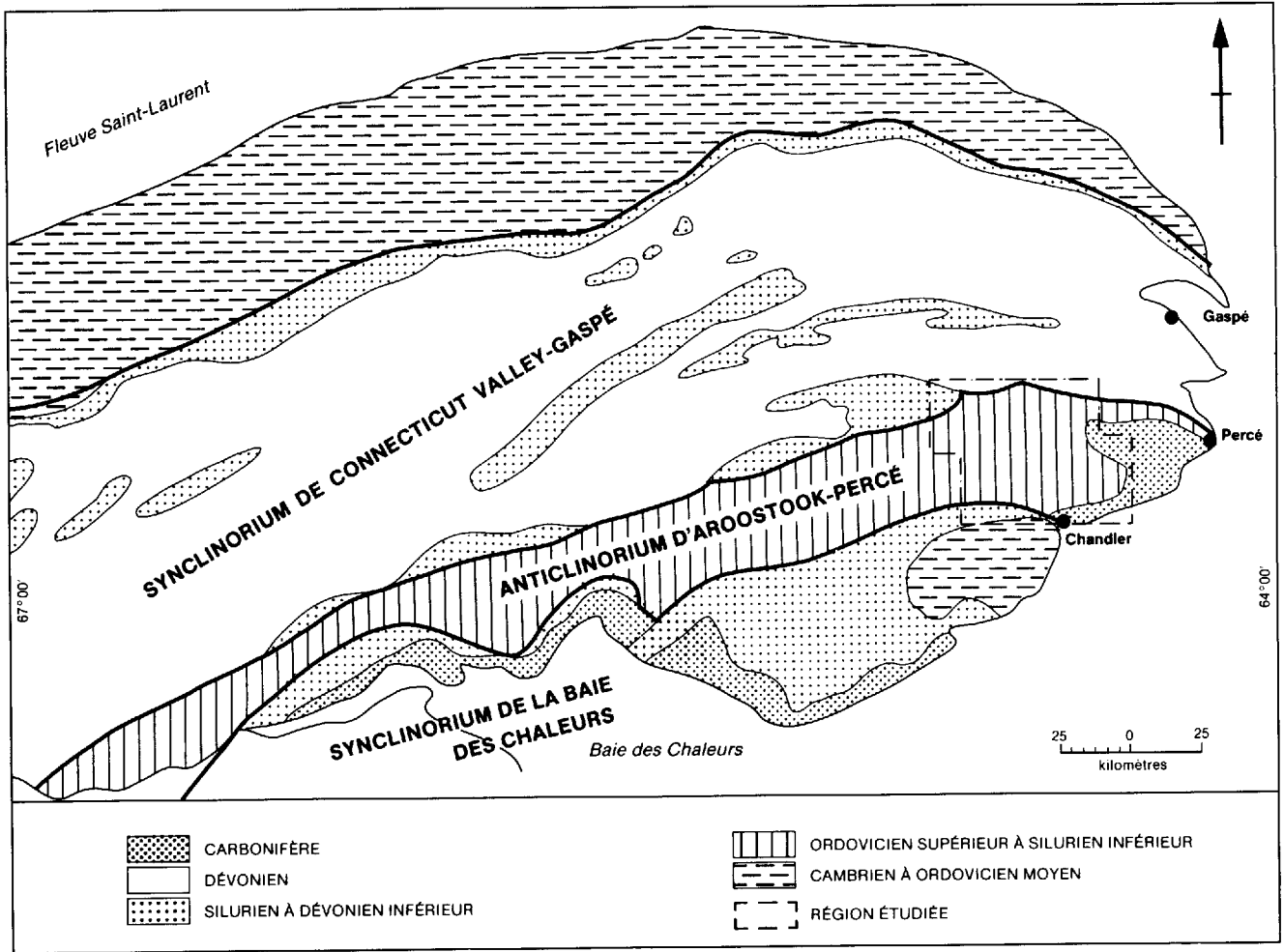


FIGURE 4 — Principaux éléments tectoniques de la Gaspésie.

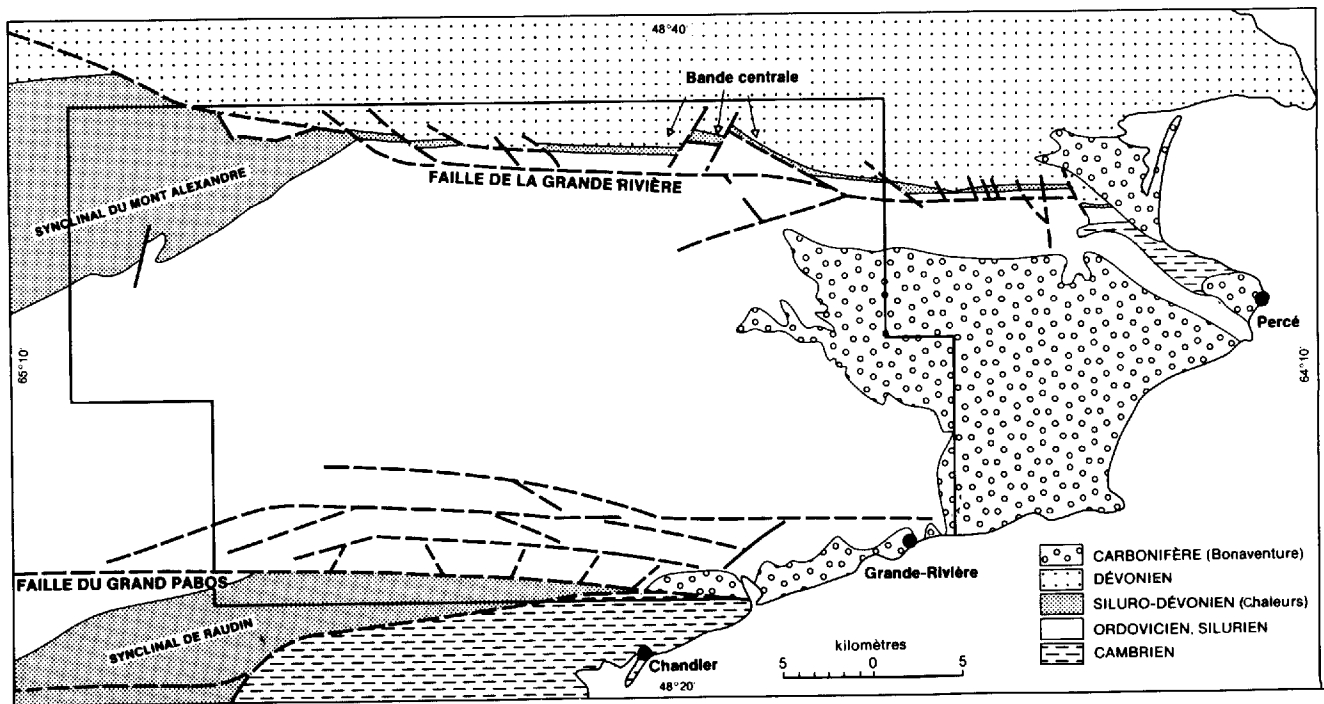


FIGURE 5 — Carte géologique régionale.

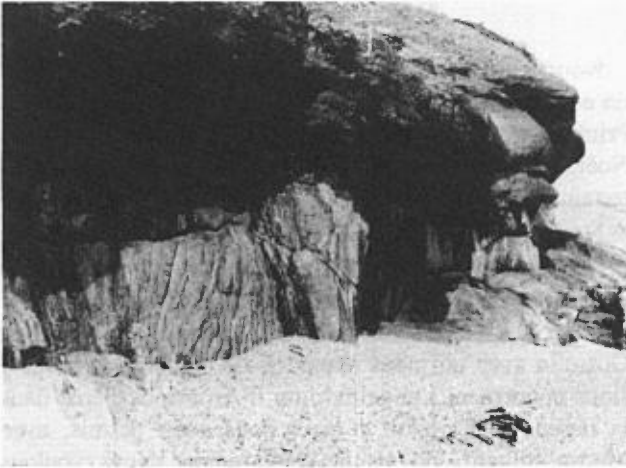


FIGURE 6 — Conglomérat rouge de la Formation de Bonaventure (pendage horizontal) en discordance angulaire sur la Formation de Pabos (pendage vertical). Embouchure de la rivière de la Brèche à Manon.

(1932). Les roches de cette vallée ont été considérées par Alcock (1935) comme équivalentes à celles de la Formation de White Head, à Percé. Plus tard, McGerrigle (1946) a démontré que la partie nord-ouest de la coupe type originale de Crickmay appartient au Groupe de Fortin du Dévonien.

Sanschagrin (1963) a dressé la carte de la région de la Grande Rivière, reprenant ainsi une partie des travaux de Kindle (1936). Il a décrit trois unités ordoviciennes, qu'il attribue au Groupe de Matapédia.

Ayrton (1967), dans son travail sur les groupes de Maquereau et de Mictaw, a cartographié une partie du sud de notre région. Il y a reconnu la faille du Grand Pabos séparant l'anticlinorium d'Aroostook-Percé du synclinorium de la Baie des Chaleurs. Les roches ordoviciennes au nord de la faille sont attribuées aux groupes d'Honorat et de Matapédia; celles au nord immédiat de la faille appartiennent au Groupe d'Honorat. Celui-ci est séparé du Groupe de Matapédia, plus au nord, par une seconde faille. Mentionnons que le Groupe d'Honorat avait été défini plus à l'ouest dans le canton d'Honorat par Skidmore (1965).

Pour notre part (Malo, 1979), nous avons cartographié en 1979 une région de l'anticlinorium au nord de Chandler. Cette région se situe dans la partie centrale de la région couverte par ce rapport; nous y avons reconnu six unités lithostratigraphiques. Ces unités peuvent être corrélées avec la séquence complète connue au sein de l'anticlinorium: le Groupe d'Honorat et les Formations de Pabos et de White Head.

Dans la région de Percé, les travaux de Skidmore (1978) et de Skidmore et Lespérance (1981) ont permis de définir neuf unités lithostratigraphiques à l'intérieur de la Formation de White Head. Une révision de la stratigraphie des roches ordoviciennes et siluriennes de la région de Percé (Lespérance *et al.*, 1987) permet d'assigner les trois premières unités de Skidmore (1978) à la

Formation de Pabos et les six dernières à la Formation de White Head. En plus de ces travaux sur la lithostratigraphie, il y a eu également de nombreux travaux paléontologiques (Lespérance, 1968, 1974; Sheehan et Lespérance, 1979, 1981; Nowlan, 1981; Lespérance *et al.*, 1987).

Les terrains siluro-dévonien ou dévonien qui limitent notre région au nord ont été étudiés par McGerrigle (1950), Bourque (1977), Bourque et Lachambre (1980) et Brisebois (1979, 1981).

Gosselin (1983) a étudié le potentiel minéral des cantons de Power et de Joncas. Gauthier (1986) a cartographié une bande N-S à travers l'anticlinorium dans la partie ouest de la région à l'étude.

Méthode de travail

Nous avons commencé notre travail en 1981 dans la région de la Grande Rivière parce qu'elle se situait entre deux régions connues: celle de Percé et celle au nord de Chandler. Au cours de l'été de 1982, nous avons poursuivi la cartographie au nord-ouest de Chandler. Nous avons aussi visité des coupes et des affleurements dans la région de Percé où la stratigraphie du Groupe de Matapédia est bien établie.

Nos équipes de terrain étaient composées de deux géologues et de deux assistants-géologues. Les périodes de travail se sont étendues sur les trois mois d'été. Les affleurements ont été relevés le long des routes et surtout le long des principaux cours d'eau. Notre travail portant sur la stratigraphie et la structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, nous n'avons pas fait une cartographie exhaustive de tous les affleurements qu'il est possible de relever le long des ruisseaux de la région. Les photos aériennes à 1:15 000 et les cartes topographiques à 1:20 000 du MER ont servi à la compilation des données. Les photos aériennes à 1:40 000 du MER ont permis de faire une interprétation photogéologique des grands traits structuraux. Les éléments structuraux recueillis à l'affleurement ont été projetés sur canevas équivalent (Schmidt) pour fin d'étude statistique, laquelle a été réalisée au MER à l'aide du programme STATIS.

La lithologie des diverses unités a été étudiée en lames minces au microscope polarisant; les différents grès rencontrés ont été plus attentivement étudiés. Nous avons procédé à un comptage de points (environ 400 par lame) pour déterminer les pourcentages relatifs de la fraction principale, de la matrice et du ciment, de même que les pourcentages relatifs des constituants de la fraction principale. Les lames minces ont été colorées au cobaltinitrite de sodium pour distinguer les feldspaths potassiques du quartz et des plagioclases. Quelques analyses à la microsonde ont permis d'identifier certains minéraux accessoires. Les tailles mesurées au microscope ont été corrigées aux équivalents-tamis à l'aide du diagramme de Friedman (1958). Nous avons divisé l'échelle granulométrique en intervalles de $0,5\phi$ et construit les courbes cumulatives avec l'échelle ϕ en abscisse et une échelle probabilité en

ordonnée. Ces courbes permettent de trouver les valeurs φ_5 , φ_{16} , φ_{50} , φ_{84} et φ_{95} , et, ainsi, de calculer la moyenne graphique $M_z = (\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84})/3$ et la déviation standard inclusive graphique $\sigma_1 = (\varphi_{84} - \varphi_{16})/4 + (\varphi_{95} - \varphi_5)/6,6$ (Folk, 1980). Ces deux valeurs donnent des indications sur la granulométrie moyenne (M_z) et le tri (σ_1) de nos grès.

Les proportions respectives des divers constituants de la fraction principale et le rapport matrice/fraction principale permettent de classifier les grès. La fraction principale comprend: le quartz monocristallin (Qm), le quartz polycristallin (Qp), les feldspaths potassiques (K), les plagioclases (P) et les fragments lithiques plutoniques (Lp), volcaniques (Lv), sédimentaires (Ls) et métamorphiques (Lm), ainsi que les minéraux accessoires. Nous avons utilisé la classification de Gilbert (*in* William *et al.*, 1954, pages 292-293) en modifiant quelque peu les sommets du triangle. Les fragments lithiques plutoniques (Lp), comme les granites et les gneiss, sont inclus avec les feldspaths (F); les cherts (C) sont inclus avec les fragments lithiques (L), et les minéraux accessoires sont exclus. Les trois pôles du triangle sont donc: $Q = Qm + Qp$, $F = K + P + Lp$, $L = Lv + Ls + Lm + C$. Cette subdivision met l'accent sur la provenance de nos grès (Folk, 1980) et nous allons en discuter brièvement après la description des unités. La limite entre wackes et arénites est fixée à 10 % de matrice.

Le pourcentage de carbonate dans les mudstones et calcaires a été déterminé par la méthode des résidus insolubles dans HCl. La composition des roches ignées a été établie par analyses chimiques.

Remerciements

Nous tenons à remercier les géologues Charles Gosselin et Carmen Dupont et les assistants-géologues Danielle Primeau, Georges Esper, Claude Langevin et Sylvain Noël, qui nous ont assisté au cours des campagnes de terrain.

Nous remercions également Brian Skidmore, du MER, et Jacques Béland, de l'Université de Montréal, pour leurs visites sur le terrain et leurs suggestions concernant ce rapport. Des remerciements s'adressent aussi à Charles Gosselin avec qui nous avons eu de nombreuses discussions concernant l'anticlinorium d'Aroostook-Percé dans la région de Carleton et pour nous avoir permis, avec Martin Simard, de visiter cette région. Nous voulons également remercier Michèle Goyer, Louise Langlais et Georges Forest pour nous avoir fait visiter des secteurs situés près de la faille du Grand Pabos. Les mêmes remerciements s'adressent à Serge Lachance, alors au bureau du MER à Sainte-Anne-des-Monts, pour des renseignements sur la région de Matapédia.

Nous voulons aussi remercier Pierre J. Lespérance, de l'Université de Montréal, Godfrey Nowlan, de la Commission géologique du Canada, et John Riva, de l'Université Laval, pour avoir identifié respectivement les brachiopodes, les conodontes et les graptolites recueillis lors de nos campagnes de terrain.

Enfin, nous remercions Daniel Brisebois, du MER, pour avoir fait une dernière révision de ce rapport et Daniel Lamothe, également du MER, pour avoir mis à notre disposition le programme STATIS.

Stratigraphie et pétrographie

Les roches de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé dans la région au nord de Chandler et de Grande-Rivière sont divisées en sept unités lithostratigraphiques, d'âge ordovicien tardif à silurien précoce (tableau 1), regroupées en trois formations formelles. Ces formations sont de la base au sommet: Garin, Pabos et White Head. Le Garin, constitué de roches terrigènes variant du claystone au grès très grossier, représente le Groupe d'Honorat dans la région étudiée. Le Groupe d'Honorat a été divisé en deux formations dans le canton d'Honorat: la Formation d'Arse-nault, à la base, et la Formation de Garin (Malo, 1986; Malo, en préparation). Les formations de Pabos et de White Head constituent le Groupe de Matapédia. Le Pabos est divisé en deux unités informelles: une unité

inférieure, composée de mudstone calcaireux, et une unité supérieure, constituée de mudstone calcaireux, de calcaire argileux, de grès calcaireux et de conglomérat. Dans la région de Percé, la Formation de White Head a été divisée en quatre membres formels (Lespérance *et al.*, 1987) que nous avons tracés jusque dans la région étudiée (figure 7). Ces quatre membres sont: le Membre de Birmingham, composé de calcilutite, de calcaire argileux et de calcarénite; le Membre de Côte de la Surprise, constitué de mudstone vert à brun et de grès; le Membre de L'Irlande, composé de calcilutite et de calcarénite; et le Membre de Des Jean, constitué de calcaire argileux, de shale calcaireux, de calcilutite, de calcaire silteux, de calcarénite et de conglomérat calcaire.

TABLEAU 1 — Sommaire des unités lithostratigraphiques

Système	Groupe	Formation	Membre	Lithologie
CARBONIFÈRE		Bonaventure		Conglomérat, grès, mudstone
DÉVONIEN	CALCAIRES SUPÉRIEURS DE GASPÉ	Cap Bon Ami et Grande Grève		Mudstone et siltstone calcaireux, grès fin, calcaire argileux et calcaire silteux.
SILURIEN	CHALEURS	Indian Point		Siltstone et grès très fin, peu ou non calcaireux, grès moyen calcaireux.
		West Point		Conglomérat calcaire biogénique, calcarénite, siltstone calcaireux, volcanites.
		Gascons		Siltstone et grès fin, calcaireux ou non.
		Ruisseau Bleu et Laforce		Calcilutite, mudstone calcaireux, calcaire argileux, calcarénite.
		Burnt Jam Brook		Clayshale, siltstone calcaireux, calcaire silto-gréseux.
ORDOVICIEN	MATAPÉDIA	White Head	Des Jean	Calcaire argileux, shale calcaireux, calcilutite, calcarénite, calcaire silteux, conglomérat calcaire.
			L'Irlande	Calcilutite avec interlits de shale calcaireux, calcaire argileux laminaire.
			Côte de la Surprise	Mudstone gris brunâtre à verdâtre, peu calcaireux, arénite quartzique calcaireuse.
			Birmingham	Calcilutite avec interlits de shale calcaireux, calcaire argileux et silteux, calcarénite.
		Pabos	Unité supérieure	Calcaire argileux, mudstone calcaireux, calcaire silteux, calcarénite, siltstone calcaireux, grès calcaireux, conglomérat polygénique.
		Unité inférieure	Mudstone et siltstone calcaireux.	
	HONORAT	Garin		Mudstone gris foncé non calcaireux à peu calcaireux, siltstone gris verdâtre, clayshale noir, wacke calcaireux, wacke lithique, conglomérat, calcaire dolomitique silteux.
CAMBRIEN		Murphy Creek		Shale, calcaire argileux, conglomérat.
		Corner of the Beach		Calcaire dolomitique, calcaire oolitique.

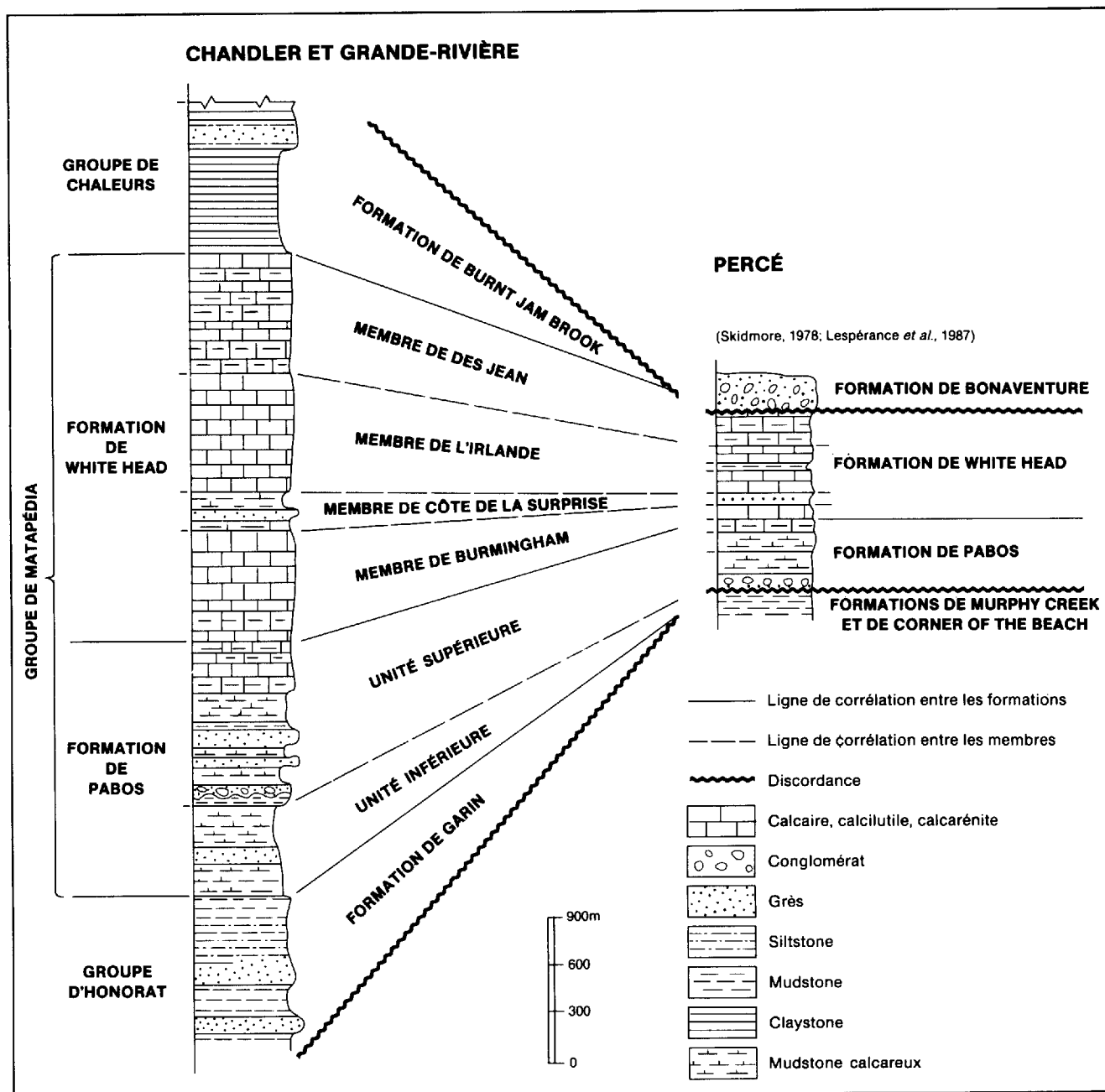


FIGURE 7 — Corrélations lithostratigraphiques entre la région de Chandler — Grande-Rivière et la région de Percé.

Formation de Garin (Gr)*

La Formation de Garin est essentiellement constituée de roches siliciclastiques: claystone noir, mudstone gris foncé, non calcaireux à peu calcaireux, siltstone et wacke quartzique à lithique très fin, wacke calcaireux, wacke lithique verdâtre à grain moyen, wacke lithique très grossier à paraconglomérat et calcaire dolomitique. Le claystone noir et le mudstone gris foncé constituent la majeure partie de la séquence englobant les différents types de grès. Les grès verdâtres et les paraconglomérats se situent dans la partie inférieure de l'unité tandis que

les grès calcaireux de même que les calcaires dolomitiques se trouvent dans la partie supérieure. Les siltstones et grès très fins se retrouvent à tous les niveaux stratigraphiques et deviennent calcaireux vers le sommet.

Nous ne connaissons pas la base de cette unité puisque celle-ci n'affleure que dans le cœur de l'anticlinal, au centre de la région, et dans une zone faillée au sud-ouest. L'épaisseur de la formation est estimée à 950 m dans l'anticlinal. Au sommet, les mudstones foncés peu calcaireux passent assez rapidement aux mudstones calcaireux brun pâle du Pabos.

Les wackes lithiques très grossiers sont en lits de 30 à 50 cm d'épaisseur. Avec leur contenu de 13 % (moyenne

* Le symbole utilisé correspond à celui de la légende de la carte.

de 2 échantillons) de particules supérieures à 2 mm et leur matrice argilo-silteuse, ils pourraient être classés dans les paraconglomérats de Pettijohn (1957). Les lits ne sont pas toujours continus et leur épaisseur varie latéralement. On retrouve généralement un granoclassement à leur base. La fraction principale (moyenne de 2 échantillons) comprend: 43,6 % de quartz, en majeure partie du quartz monocristallin; 0,2 % de feldspaths; 56,2 % de fragments lithiques, surtout de schistes et de métavolcanites (tableau 2). La matrice (56 %) est constituée de quartz, de feldspaths, de fragments lithiques et de minéraux argileux. Les minéraux accessoires sont des

opaques et des zircons. Le ciment (2 %) est une calcite. Les paramètres M_z (0,145 ϕ) et σ_1 (0,70 ϕ) indiquent que cette roche peut être considérée comme un grès très grossier modérément trié (tableau 3).

Les wackes lithiques moyens du secteur de la Grande Rivière Ouest (anticlinal au centre de la région) sont gris verdâtre et se présentent en lits massifs, souvent granoclassés, de 10 à 30 cm d'épaisseur. Le granoclassement est parfois suivi de laminations parallèles ou encore d'un niveau plus ou moins laminaire, représentant ainsi, avec les mudstones au sommet, les séquences a-b-d-e (figure 8) ou a-d-e de Bouma (1962). L'examen en lames minces

Tableau 2 — Composition moyenne des grès du Membre de Côte de la Surprise, de l'unité supérieure du Pabos et de la Formation de Garin*

	Type	Ci	Fp	M	Qm	Qp	K	P	Lp	Lv	Ls	C	Lm	Nom
Membre de Côte de la Surprise	grès calcaireux	25	69	6	77,8	11,0	2,5	3,8	0,2	1,2	1,3	0,6	1,6	arénite quartzique
Unité supérieure du Pabos	grès calcaireux	39	49	12	76,0	5,9	4,2	5,9	0,4	1,5	0,9	0,4	4,8	wacke à arénite quartzique, feldspathique et lithique
Formation de Garin	grès très fin à siltstone	20	51	29	77,1	7,9	3,4	3,6	—	1,8	—	0,5	5,7	wacke quartzique à lithique
	grès verdâtre calcaireux	19	63	18	61,0	14,2	4,3	3,3	—	—	4,1	2,1	11,0	wacke feldspathique, lithique et subfeldspathique
	grès verdâtre	—	64	36	36,8	25,5	5,5	5,0	2,2	6,0	3,6	3,2	12,2	wacke lithique
	grès très grossier	2	42	56	39,6	4,0	0,2	—	—	5,6	10,6	2,2	37,8	wacke lithique subfeldspathique

* Fp : fraction principale] Fp + M + Ci = 100 % de la roche totale	Qm : quartz monocristallin] Qp + Qm = Q
M : matrice		Qp : quartz polycristallin	
Ci : ciment] K + P + Lp = F	Lv : fragments lithiques volcaniques] Lv + Ls + C + Lm = L
K : feldspath potassique		Ls : fragments lithiques sédimentaires	
P : feldspath plagioclase		C : fragments de chert	
Lp : fragments lithiques plutoniques		Lm : fragments lithiques métamorphiques	

Nom: Tiré de la classification de Gilbert (*in Williams et al.*, 1954), en modifiant les sommets du triangle.

Tableau 3 — Propriétés texturales des grès du Membre de Côte de la Surprise, de l'unité supérieure du Pabos et de la Formation de Garin*

	Type	M_z	σ_1	Maturité	Structures sédimentaires	Divisions de Bouma
Membre de Côte de la Surprise	grès calcaireux	1,4 (moyen)	0,49 (bien trié)	immature et mature	laminations parallèles	b
Unité supérieure du Pabos	grès calcaireux	1,02 à 3,95 (moyen à très fin)	0,37 à 0,89	immature (bien trié à modérément bien trié)	granoclassement laminations parallèles laminations obliques laminations convolutées	a-b-c-e a-d-e b-c-e b-e
Formation de Garin	grès très fin à siltstone	3,76 (très fin)	0,49 (bien trié)	immature	structures de base de banc granoclassement laminations parallèles laminations obliques	a-b-c-e c-e
	grès verdâtre calcaireux	1,5 à 2,31 (moyen à fin)	0,74 (bien trié)	immature	granoclassement laminations parallèles laminations obliques	a-b-c-e
	grès verdâtre	1,56 (moyen)	1,04 (pauvrement trié)	immature	structures de base de banc granoclassement	a-e a-d-e a-b-d-e

$$* M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad (\text{Folk, 1980, p. 41}) \quad \sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \quad (\text{Folk, 1980, p. 42})$$

Maturité texturale: voir Folk (1980), pp. 100-103. Divisions de Bouma: voir Bouma (1962)

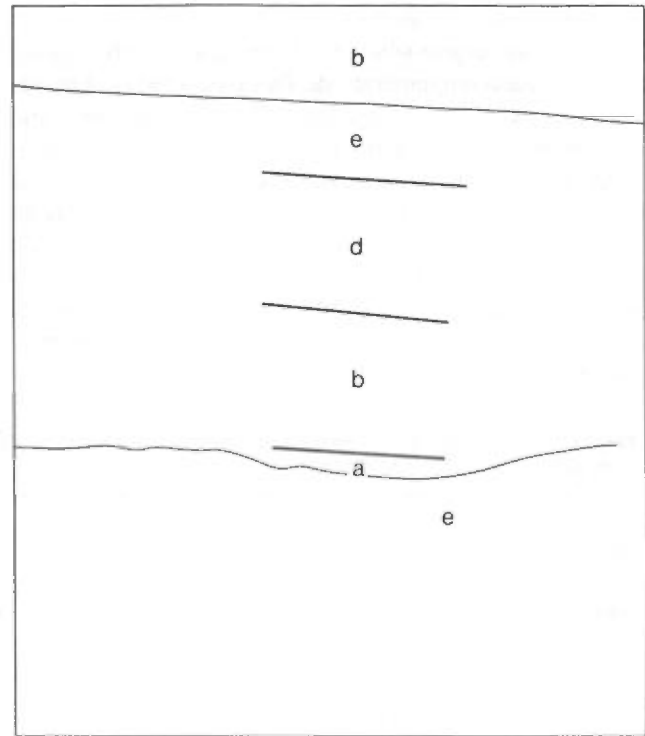


FIGURE 8 — Grès de la Formation de Garin montrant la séquence a-b-d-e de Bouma. Rivière du Grand Pabos.

de deux échantillons indique que la fraction principale comprend: 62,3 % de quartz, avec une forte proportion de quartz polycristallin; 12,7 % de feldspaths, avec une proportion égale de plagioclase et de feldspaths potassiques et quelques fragments de granite; 25 % de fragments lithiques très variés (schiste, volcanites acides, laves spilitiques, chert, shale bitumineux) (tableau 2). Ces particules sont en général anguleuses à subarrondies (Powers, 1953); quelques quartz monocristallins sont arrondis. La matrice (36 %) est composée de quartz, de feldspath, de fragments lithiques et de minéraux argileux. Les minéraux accessoires comprennent opaques, zircon, muscovite, chlorite, tourmaline et spinelle chromifère. Les paramètres M_z (1,55 ϕ) et σ_1 (1,03 ϕ) indiquent que ces grès sont à grain moyen et pauvrement triés (tableau 3).

Les wackes calcaireux affleurent dans le secteur de la rivière du Grand Pabos, dans la partie sud-ouest de la région. Ils sont gris verdâtre à bruns et se présentent en lits de 2 à 10 cm d'épaisseur avec des laminations parallèles et obliques. On observe aussi des granoclassesments. Ces structures sédimentaires forment parfois la séquence a-b-c-e de Bouma. La fraction principale (moyenne de deux échantillons vus en lames minces) comprend: 75,2 % de quartz, le quartz monocristallin formant la plus grande proportion; 7,6 % de feldspath, les feldspaths potassiques et les plagioclases étant dans des proportions semblables; 17,2 % de fragments lithiques (schiste, volcanites acides et volcanites basiques, chert et shale) (tableau 2). Ces particules sont anguleuses à subanguleuses. La matrice (18 %) comprend du quartz, des feldspaths, des fragments lithiques et des minéraux

argileux. Les minéraux accessoires comprennent opaques, zircon, tourmaline, spinelle chromifère et muscovite. Le tout est cimenté par de la calcite (19 %). Un des échantillons étudiés est feldspathique et l'autre est lithique subfeldspathique. Le premier est un grès à grain fin ($M_z = 2,31$) et le second à grain moyen ($M_z = 1,5\phi$). Les deux sont modérément bien triés ($\sigma_1 = 0,74$) (tableau 3).

Les siltstones et wackes quartziques (parfois calcaireux) très fins sont gris en cassure fraîche, brun pâle en surface altérée et en lits de 5 à 15 cm d'épaisseur. On y trouve des granoclassesments, des laminations parallèles, des laminations obliques et des laminations convolutées. Ces structures sédimentaires forment la séquence a-b-c-e de Bouma mais ordinairement le granoclassesment est absent et on trouve les séquences b-c-e ou c-e. Trois échantillons ont été étudiés en lames minces. La fraction principale comprend: 85 % de quartz, surtout monocristallin; 7 % de feldspaths; 8 % de fragments lithiques, surtout des schistes (tableau 2). Toutes ces particules sont anguleuses à subanguleuses. La matrice (29 %) comprend surtout des minéraux argileux. On trouve les minéraux accessoires habituels comme les opaques, le zircon, la tourmaline, le spinelle chromifère et la muscovite. Les wackes quartziques de la partie supérieure de la formation sont cimentés par de la microsparite (20 %). Les paramètres M_z (3,75 ϕ) et σ_1 (0,47 ϕ) indiquent que ces wackes sont très fins et bien triés (tableau 3).

Les calcaires dolomitiques sont silteux, en lits de 5 à 15 cm d'épaisseur, gris-bleu en cassure fraîche et brun

orangé en surface altérée. Ces roches sont constituées d'une boue d'argile et de calcaire dolomitique. L'examen de deux lames minces montre que la fraction silteuse constitue de 15 à 20 % de la roche et qu'elle est composée de quartz, de feldspaths et de fragments lithiques. On observe aussi des minéraux accessoires: muscovite, zircon, spinelle chromifère et opaques.

Les claystones sont gris foncé à noirs en cassure fraîche et parfois rouille en surface altérée. Quelques laminations silteuses marquent la stratification. Ces roches sont composées essentiellement de minéraux argileux, et en lames minces on note de la matière organique le long des clivages et des laminations silteuses. Ces claystones passent au sommet de l'unité à un mudstone peu calcaireux gris foncé en cassure fraîche et gris verdâtre en surface altérée. Le mudstone contient en moyenne (9 échantillons) 12,8 % de carbonate; la fraction silteuse est composée surtout de quartz.

Les fossiles sont rares mais nous avons récolté trois collections de graptolites (voir ÂGE DES UNITÉS).

Formation de Pabos

UNITÉ INFÉRIEURE (Pa_{inf})

Cette unité est constituée de mudstone et de siltstone calcaireux. Le contact inférieur entre les mudstones foncés peu calcaireux de la Formation de Garin et les mudstones calcaireux brun pâle chamois du membre inférieur du Pabos est graduel. Il arrive même que l'on rencontre des horizons de 10 à 20 m de mudstone foncé peu calcaireux au sein des mudstones calcaireux. Le contact supérieur est aussi graduel; l'unité supérieure du Pabos contient en effet des horizons de mudstone calcaireux brun pâle. L'unité inférieure conserve une épaisseur constante de 300 m.

Les mudstones calcaireux sont gris foncé en cassure fraîche et brun pâle chamois en surface altérée. L'ensemble de l'unité se présente en bancs épais de mudstone avec des laminations silteuses et quelques lits de siltstone de 1 à 2 cm d'épaisseur. Les mudstones sont constitués d'une boue argileuse et micritique avec une fraction silteuse composée de quartz. Les minces lits de siltstone de même que les laminations silteuses sont composés surtout de quartz, de rares feldspaths et de lamelles de muscovite. Ces roches contiennent en moyenne (7 échantillons) 30 % de carbonate. On observe aussi des traces de bioturbation et beaucoup de glissements synsédimentaires (*slumps*) (figure 9) autour du dôme de la Formation de Garin. Ces glissements synsédimentaires impliquent parfois des dizaines de mètres de strates. Dans ces cas, le tout est chaotique et il est difficile d'établir la stratification régionale.

Sauf des traces fossiles, nous n'avons relevé aucune faune dans cette unité.



FIGURE 9 — Glissements synsédimentaires dans les mudstones calcaireux de l'unité inférieure du Pabos. Route de Pabos.

UNITÉ SUPÉRIEURE (Pa_{sup})

Cette unité est constituée en majeure partie de calcaire argileux, de calcaire silteux et de mudstone calcaireux. Interstratifiés avec ces roches à grains fins, se trouvent des grès, des siltstones calcaireux, des conglomérats pétromictiques, des calcarénites gréseuses et, vers le sommet, des calcilitites. On observe aussi des glissements synsédimentaires.

Les contacts inférieur et supérieur sont graduels. L'apparition des calcaires argileux, des calcaires silteux, des grès calcaireux, des calcarénites et des conglomérats met fin à la séquence uniforme de mudstone calcaireux de l'unité inférieure et constitue le début de l'unité supérieure. La Formation de White Head débute là où les lits de calcilitite représentent plus de 50 % des lithologies présentes. L'unité supérieure du Pabos a une puissance de 1 100 m dans la région étudiée.

Les calcaires argileux et/ou mudstones calcaireux sont gris foncé en cassure fraîche et gris pâle en surface altérée. Ces roches calcaires contiennent (17 échantillons) de 40 à 71 % de carbonate, pour une moyenne de 50 %. Elles sont en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur avec des interlits de siltstone calcaireux, de calcaire silteux, de calcarénite et de calcilitite. D'autres mudstones calcaireux, en bancs épais et laminaires, sont semblables à ceux de l'unité inférieure et ne contiennent en moyenne (10 échantillons) que 26,3 % de carbonate. Les siltstones calcaireux et les calcaires silteux sont en lits de 2 à 3 cm d'épaisseur. La fraction silteuse y est composée surtout de quartz monocristallin, de quelques feldspaths et de quelques fragments de schiste. Les calcarénites sont composées surtout de fragments de crinoïdes dans une boue calcaire recristallisée comprenant de 5 à 20 % de silt composé de grains de quartz. Ces calcarénites ont une texture de packstone (Dunham, 1962). Les lits sont lenticulaires et leur épaisseur est en général de 5 à 8 cm mais peut parfois atteindre 20 cm. Ils sont granoclassés et

le silt est concentré à la base. Vers le sommet de l'unité, on trouve 20 à 30 % de lits de 2 à 3 cm de calcilutite gris-bleu. Ces calcilutites contiennent en moyenne (5 échantillons) 76 % de carbonate.

Les grès calcaireux (arénites et wackes) sont gris pâle, et en lits de 10 à 30 cm. On les retrouve à plusieurs niveaux stratigraphiques au sein de l'unité. Plusieurs structures sédimentaires peuvent y être observées, telles que: granoclassements, laminations parallèles, laminations obliques (figure 10), structures de base de banc et laminations convolutées. Ces structures sédimentaires forment les séquences de Bouma suivantes: a-b-c-e, a-d-e, b-c-e et b-e. L'analyse en détail de dix lames minces indique que la fraction principale moyenne comprend: 81,9 % de quartz, surtout monocristallin; 10,5 % de feldspath (feldspaths potassiques et plagioclases en proportions égales); 7,6 % de fragments lithiques, surtout des fragments de schiste (tableau 2). Les particules sont en général subanguleuses à subarrondies. La matrice (12 %) est composée de quartz, de feldspath et de minéraux argileux. Les minéraux accessoires comprennent opaques, muscovite, chlorite, zircon, tourmaline, spinelle chromifère et biotite. Le tout est cimenté par une microsparite qui représente en moyenne 39 % de la roche. Il est fort probable qu'une partie de cette microsparite soit de la micrite recristallisée. La composition de ces wackes et arénites varie de quartzique à feldspathique à lithique (figure 11). Avec des M_z variant de $1,02\phi$ à $3,95\phi$, ces grès sont moyens à très fins. Les σ_1 , qui varient de $0,37\phi$ à $0,89\phi$, indiquent que le tri est bon à modérément bon (tableau 3).

Le conglomérat polygénique (figure 12) est constitué de fragments provenant du bassin même de sédimentation et de fragments exotiques. Il se présente souvent comme remplissage de chenaux d'érosion, dont la largeur varie de 1 à 3 m et la profondeur, de 50 à 100 cm. Le conglomérat apparaît également en couches plus étendues, composées, à plus de 60 %, de fragments de 2 à 5 mm atteignant parfois 1 m de diamètre moyen. On



FIGURE 10 — Laminations obliques dans des grès calcaireux de l'unité supérieure du Pabos. Route de Pellegrin.

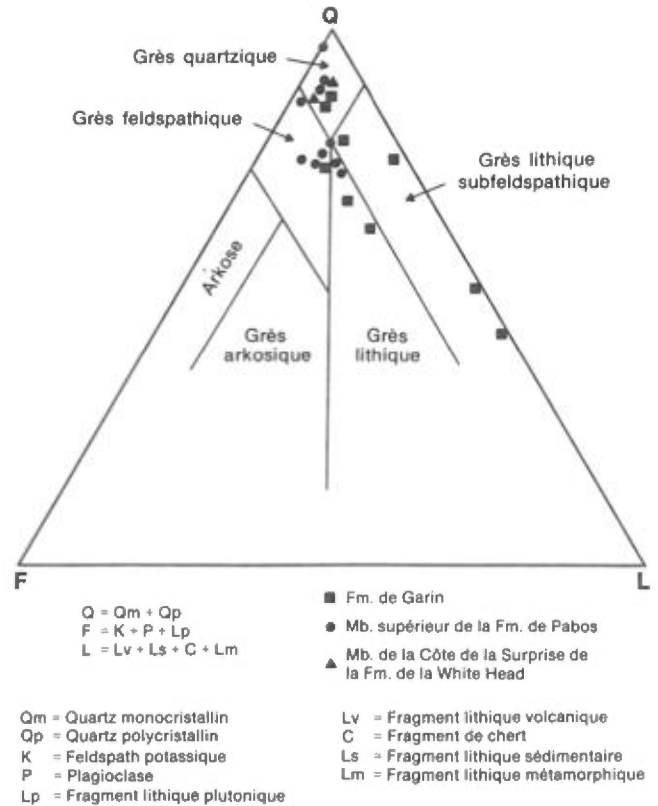


FIGURE 11 — Composition de la fraction principale des grès de la région étudiée.



FIGURE 12 — Conglomérat polygénique de l'unité supérieure du Pabos. Rivière du Petit Pabos.

trouve, outre des fragments des diverses lithologies de la Formation de Garin et des unités inférieure et supérieure du Pabos, des fragments très déformés de schistes à séricite, de schistes à chlorite, de grès grossiers et de grès fins bien foliés. Ces conglomérats affleurent seulement dans les secteurs nord de la rivière du Petit Pabos et de la Grande Rivière, soit dans les prolongements NE et SW du dôme formé du Groupe d'Honorat au centre de la région étudiée.

Nous avons récolté des brachiopodes au sein des mudstones; les lits de calcarénite contiennent des conodontes (voir ÂGE DES UNITÉS).

Formation de White Head

MEMBRE DE BURMINGHAM (Bu)

Le Membre de Birmingham se compose de calcilutite rubanée interlitée de shale calcaireux, de calcaire argileux, de calcaire silteux et de calcarénite.

Le contact inférieur avec l'unité supérieure du Pabos est graduel. Il est tracé là où la séquence contient au moins 50 % de lits de calcilutite. Le contact supérieur avec le mudstone du Membre de Côte de la Surprise est graduel mais rapide. L'épaisseur du membre varie de 500 à 700 m dans notre région. Elle est réduite progressivement vers l'est pour ne mesurer qu'approximativement 150 m à Percé (figure 7).

Les calcilutites rubanées comprennent des lits de calcaire gris-bleu de 2 à 10 cm alternant avec des lits de shale brun de 1 à 2 cm. Le contact entre les deux lithologies apparaît plus nettement en surface altérée qu'en cassure fraîche. Les lits gris-bleu contiennent localement de petites laminations parallèles ou entrecroisées. Le microscope révèle que les calcilutites sont constituées en majeure partie d'une micrite et d'une faible proportion de minéraux argileux (moyenne de 81 % de carbonate pour 3 échantillons).

Les calcaires argileux et silteux, qui sont interstratifiés avec les calcilutites au passage du Pabos au White Head, réapparaissent parfois au sein du White Head. Ils peuvent alors représenter 30 à 40 % de l'affleurement.

Les calcarénites sont composées de fragments de crinoïdes, de bryozoaires, de brachiopodes, d'ostracodes et de trilobites. Elles ont des textures de packstone et de grainstone (Dunham, 1962); on y retrouve des fragments de quartz et des fragments rocheux de la grosseur des silts.

Nous avons collectionné des brachiopodes et des trilobites au sein des calcilutites tandis que les calcarénites ont fourni des conodontes (voir ÂGE DES UNITÉS).

MEMBRE DE CÔTE DE LA SURPRISE (Su)

Ce membre est situé entre les deux membres de calcilutite de la Formation de White Head (Birmingham et L'Irlande). Il est constitué d'un mudstone verdâtre ou brunâtre, qui contient quelques niveaux arénacés, et d'une zone importante comprenant une arénite quartzique calcaire. Le mudstone contient parfois jusqu'à 16 % de carbonate. Les contacts inférieur et supérieur avec les calcilutites sont graduels sur de courtes distances. La puissance moyenne de l'unité est de 250 m. Ce membre se suit bien dans la partie nord de la région. Dans la partie ouest, on retrouve la zone d'arénite quartzique au sein des mudstones et l'unité est plus épaisse. À l'est, l'arénite quartzique n'est pas présente et l'unité s'y amincit. Le Membre de Côte de la Surprise est aussi présent dans la partie sud de la région mais n'a pu être tracé précisément dans la partie sud-ouest à cause des nom-

breuses failles. Morin et Simard (1987) ont pu le tracer dans la partie sud de leur région, grâce à une cartographie plus détaillée. Leur région se situe à l'ouest immédiat de la nôtre.

L'arénite est gris clair; elle se rencontre sur une zone de près de 20 m d'épaisseur au centre de l'unité. L'examen de deux échantillons montre que la fraction principale est composée de: 88 % de quartz, surtout monocristallin; 6,5 % de feldspath; 4,7 % de fragments lithiques (surtout des cherts et des schistes) (tableau 2). Toutes ces particules sont en général subanguleuses à subarrondies. La matrice (6 %), peu abondante, se compose de minéraux argileux. Les minéraux accessoires sont très variés; on reconnaît des opaques, de la muscovite, de la chlorite, du zircon, de la tourmaline, du rutile, du spinelle chromifère et du collophane. Le tout est cimenté par de la sparite (25 %). Les paramètres M_z (1,40 ϕ) et σ_1 (0,49 ϕ) indiquent que cette arénite est à grain moyen et bien triée (tableau 3).

Nous n'avons pas récolté de fossiles dans cette unité.

MEMBRE DE L'IRLANDE (Ir)

Ce deuxième membre de calcilutite est fort semblable au Membre de Birmingham. Si ce n'était du Membre de Côte de la Surprise qui les sépare, il serait très difficile de distinguer les membres de Birmingham et de L'Irlande. Ce membre est donc constitué de calcilutite rubanée avec interlits de shale calcaireux, de calcarénite, de calcaire argileux et de conglomérat à cailloux de calcilutite.

Le contact inférieur est graduel de même que le contact supérieur avec les roches plus argileuses du Membre de Des Jean. Le Membre de L'Irlande atteint 750 m d'épaisseur et s'amincit vers l'est pour ne mesurer que 450 m à Percé (figure 7).

Le microscope révèle que les calcilutites rubanées sont semblables à celles du Membre de Birmingham et il en est de même pour les calcarénites. Près de la base de l'unité, on trouve un niveau de calcaire argileux finement laminaire avec des passées de conglomérat à cailloux de calcilutite, des calcarénites et des calcirudites gréseuses.

Dans notre région, les calcarénites ont fourni des conodontes (voir ÂGE DES UNITÉS).

MEMBRE DE DES JEAN (DJ)

Le Membre de Des Jean est également une unité de roches calcaires mais où les calcaires argileux dominent sur les calcilutites plus pures. Sa puissance atteint 750 m dans le secteur au nord de Chandler.

Le membre commence par un shale calcaireux gris-vert avec interlits de calcilutite. Il se poursuit par des niveaux de calcilutite, parfois nodulaire, interlitée de shale verdâtre, de calcaire silteux en lits de 3 à 10 cm, de calcarénites gréseuses, de calcaires argileux laminaires, de conglomérats calcaires et, près du sommet, d'un

niveau de calcaire biogénique à crinoïdes et brachiopodes. Les conglomérats remplissent des petits chenaux d'érosion de 1 à 2 m de largeur apparente sur 30 cm de profondeur (figure 13). Ils sont composés de fragments de calcilutite dans une matrice de calcarénite à crinoïdes. Il est difficile d'établir l'ordre stratigraphique de ces différentes lithologies puisque l'unité n'affleure que dans la partie nord de la région, laquelle est affectée par la faille de la Grande Rivière et ses nombreuses failles secondaires. Le Membre de Des Jean passe sans discordance stratigraphique ou structurale à la Formation de Burnt Jam Brook du Groupe de Chaleurs. Ce passage est observé le long de la route de Pellegrin. Dans le secteur de la Grande Rivière Est, le Membre de Des Jean est en contact avec les Calcaires supérieurs de Gaspé. Le contact est alors faillé.

Les calcarénites ont fourni des conodontes. Nous avons récolté des graptolites au sein du calcaire argileux (voir ÂGE DES UNITÉS).



FIGURE 13 — Chenal de conglomérat calcaire dans les calcaires argileux du Membre de Des Jean du White Head. La Grande Rivière Nord-Ouest.

Âge des unités

FORMATION DE GARIN

Trois collections de graptolites ont été recueillies au sein de la Formation de Garin. Le graptolite *Climacograptus spiniferus* a été identifié (J. Riva, com. pers., 1986) dans deux des collections (81-CG-212 et 81-MM-214-c, annexe 1). Cette espèce est caractéristique de la Zone à *C. spiniferus* de la zonation de l'Est de l'Amérique du Nord (Riva, 1974). Elle est donc d'âge caradocien (partie inférieure de l'Ordovicien tardif).

La troisième collection contient un assemblage graptolitique (collection 78-PB-56, annexe 1) caractéristique des Zones à *Climacograptus pygmaeus* et *Paraclimacograptus manitoulinensis* de la zonation de l'Est de l'Amérique du Nord (Riva, 1974). Elle est d'âge caradocien à

ashgillien (Ordovicien tardif) (J. Riva, com. pers., 1978).

FORMATION DE PABOS

La Formation de Pabos a fourni sept collections fossilifères. Cinq ne donnent pas des âges très précis (78-PL-34-b, 82-MM-277, 78-PL-12, 81-MM-167 et 81-MM-334, annexe 1) tandis que deux sont plus précises. La première (78-PL-36, annexe 1), le long de la route de Pellegrin, au nord de l'ancien village du même nom, a fourni le trilobite *Novaspis elevata* qui indique un âge ashgillien (Ordovicien tardif) (P.J. Lespérance, com. pers. à P.A. Bourque, 1974). La seconde collection (78-PB-70, annexe 1) a fourni une faune à brachiopodes d'âge ashgillien (Ordovicien tardif) (P.J. Lespérance, com. pers., 1978).

FORMATION DE WHITE HEAD

Plusieurs collections de conodontes ont été récoltées au sein du Membre de Birmingham (annexe 1). La plupart indiquent un âge Ordovicien moyen à tardif (G.S. Nowlan, com. pers., 1982, 1983). La présence de *Gamachignathus ensifer* dans une collection (78-PB-64-B-60) prélevée dans le Membre de Birmingham à 60 m sous le contact avec le Membre de Côte de la Surprise suggère que la partie supérieure du Membre de Birmingham est d'âge gamachien (fin de l'Ordovicien tardif).

Trois assemblages de conodontes de la partie inférieure du Membre de L'Irlande ont été étudiés par G.S. Nowlan, de la Commission géologique du Canada (com. pers., 1982, 1983) (annexe 1). Ces conodontes ont donné peu d'éléments, lesquels sont souvent fragmentaires et mal préservés. La présence de trois spécimens similaires à *Aphelognathus rhodesi* (82-MM-214) et d'un seul spécimen pouvant être relié à *Scabbardella altipes* (82-MM-376) suggère un âge ordovicien tardif. Un quatrième assemblage (81-CG-284) indique un âge silurien précoce pour la partie supérieure du membre (G.S. Nowlan, com. pers., 1986).

Le Membre de Des Jean a fourni une collection de graptolites et quatre de conodontes. Le graptolite (81-MM-389) *Metaclimacograptus undulatus* (Kurck) lui confère un âge silurien précoce (J. Riva, com. pers., 1981). L'étendue de cette espèce varie de la Zone à *Coronograptus cyphus* à la Zone à *Monograptus convolutus* (Llandovérien, partie supérieure de A₄ à B₃) de la zonation des Îles Britanniques. Les assemblages de conodontes donnent aussi un âge silurien précoce (Llandovérien), selon G.S. Nowlan (com. pers., 1983). Cet âge est basé sur la présence de *Distomodus kentuckyensis* (82-MM-224) dont la limite supérieure est Llandovérien C₃₋₄. L'âge le plus jeune du membre est donc limité par l'âge des graptolites, soit Llandovérien B₃. De plus, le Membre de Des Jean est surmonté par la Formation de Burnt Jam Brook qui contient des graptolites du Llandovérien C₁₋₂, soit *Monograptus* cf. *segwicki* (Bourque et Lachambre, 1980).

Corrélations lithostratigraphiques régionales

Au Nouveau-Brunswick, le Groupe de Grog Brook, composé de slates, de siltstones, de grès et de conglomérats (Ruitenbergh *et al.*, 1977; St. Peter, 1977), est considéré comme l'équivalent du Groupe d'Honorat. Dans la partie nord-ouest du Nouveau-Brunswick, près du Québec, les calcaires au-dessus du Groupe de Grog Brook gardent le nom de Groupe de Matapédia. Les mêmes roches, dans la région de Siegas près de la frontière du Maine, sont incluses dans la Formation de Carys Mills (Hamilton-Smith, 1970; St. Peter, 1977).

Au Maine, le coeur de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé est occupé par la Formation de Chandler Ridge (Pavlidis, 1968). Cette formation est composée de slates, de grauweekes, de siltstones et de quartzites et pourrait être équivalente en partie au Groupe d'Honorat, en Gaspésie, et au Groupe de Grog Brook, au Nouveau-Brunswick. Les calcaires rubanés qui surmontent la Formation de Chandler Ridge constituent la Formation de Carys Mills (Pavlidis, 1968).

Les deux formations du Groupe de Matapédia de la Gaspésie n'ont pas leurs équivalents dans les unités correspondantes du Groupe de Matapédia au Nouveau-Brunswick et au Maine.

Chronocorrélations régionales

L'âge caradocien de la Formation de Garin correspond à celui de la Formation de Garin de la région de New-Richmond. Des graptolites de la Zone à *C. spiniferus* y sont également reconnus (Riva, 1981). Les roches du Groupe d'Honorat de la région de Percé, qui affleurent dans la zone de failles au nord-ouest des formations cambriennes de Corner of the Beach et de Murphy Creek, contiennent des graptolites de l'espèce *Orthograptus quadrimucronatus*. Cette espèce s'étend de la partie supérieure de la zone *C. pygmaeus* à la partie inférieure de la zone à *P. manitoulinensis*, suggérant ainsi une corrélation avec la Formation de Garin de notre région (Riva, 1981).

L'âge du Groupe de Grog Brook, l'équivalent du Groupe d'Honorat au Nouveau-Brunswick, varie de la partie tardive de l'Ordovicien moyen à l'Ordovicien tardif (Hamilton-Smith, 1970). Il est donc conforme à l'âge que nous avons pour le Groupe d'Honorat en Gaspésie. L'âge de la Formation de Chandler Ridge, l'équivalent du Groupe d'Honorat au Maine, n'est pas plus précis qu'ordovicien (Pavlidis, 1968).

Par son âge ashgillien, la Formation de Pabos de notre région correspond au Pabos de la région de Percé. On y reconnaît d'ailleurs les mêmes faunes à brachiopodes; par exemple, les espèces *Epitomyonia americana* et *Glypthorthis robusta*, reconnues par Sheehan et Lespé-

rance (1979) à Percé, se retrouvent dans les strates de l'unité supérieure du Pabos de notre région.

L'âge ashgillien à llandovérien de la Formation de White Head de notre région est conforme à celui des unités correspondantes du White Head dans la région de Percé (Lespérance, 1968; Lespérance *et al.*, 1981; Nowlan, 1981). On trouve au sein du Membre de Birmingham des faunes à conodontes semblables à celles trouvées dans le White Head de Percé. L'espèce *G. ensifer* limite ce membre au Gamachien, la partie supérieure de l'Ordovicien tardif de l'Amérique du Nord. Le Membre de Côte de la Surprise de la région de Percé contient une faune typique de l'Hirnantien, la partie supérieure de l'Ordovicien tardif des Îles Britanniques. Nous n'avons pas par contre trouvé de fossiles dans l'équivalent de notre région. À Percé, le Membre de L'Irlande est généralement considéré comme la première unité silurienne de la Formation de White Head. Sa partie inférieure ne contient pas de fossiles et les premières collections utiles se trouvent dans sa partie supérieure (Lespérance, com. pers., 1984; Nowlan, 1981). Dans notre région, nous avons échantillonné, dans la partie inférieure de ce membre, des lits de calcarénite qui ont donné des collections fragmentaires de conodontes d'âge ordovicien tardif. Ceci suggère, d'après Nowlan (com. pers., 1983), que la limite Ordovicien-Silurien se situerait au sein du Membre de L'Irlande dans la région au nord de Chandler et de Grande-Rivière. Le Membre de Des Jean de notre région est d'âge llandovérien, pas plus jeune que B₃, alors qu'il est considéré d'âge llandovérien C₅ dans la région de Percé (Nowlan, 1981; Lespérance *et al.*, 1987). Enfin, mentionnons que le graptolite *M. undulatus* du Membre de Des Jean a déjà été reconnu dans la Formation de Gun River de l'île d'Anticosti (Riva, com. pers., 1981).

Les formations de Pabos et de White Head du Groupe de Matapédia de notre région sont d'âge ordovicien tardif à silurien précoce, ce qui correspond à l'âge de ce groupe ailleurs dans la péninsule gaspésienne et au Nouveau-Brunswick. L'âge de la Formation de Carys Mills au Maine est silurien précoce, d'après Rickards et Riva (1981). Il n'est pas à exclure, selon ces auteurs, que la partie inférieure de la formation soit d'âge ordovicien tardif.

Nature et provenance des dépôts

NATURE

Les grès des formations de Garin et de Pabos possèdent de nombreuses structures sédimentaires internes, telles que granoclassement, laminations parallèles, laminations obliques et laminations convolutées (tableau 3). Ces structures correspondent aux intervalles a, b, c, d de Bouma (1962). Il existe aussi d'autres structures comme des structures de charge, des cannelures et des *flute casts*. Les grès moyens sont modérément triés à mal triés (tableau 3). Tous les grès sont immatures et les particules

sont subarrondies à anguleuses. Ils sont interstratifiés avec des mudstones (intervalle e de Bouma, 1962) et parfois associés à des faciès conglomératiques chenalisés. Toutes ces caractéristiques sont typiques d'un faciès à turbidites. Les calcaires silteux et les calcarénites de la Formation de White Head montrent aussi des structures sédimentaires internes, telles que granoclassement, laminations parallèles, laminations obliques et structures de charge. On observe également des conglomérats calcaires chenalisés. Ces conglomérats, calcarénites et calcaires silteux se retrouvent au sein des calcilutites, qui alternent de façon rythmique avec des lits de shale calcaireux. Toutes ces caractéristiques nous amènent à penser que les

sédiments du White Head pourraient aussi être le résultat d'un dépôt par courants de turbidité.

La Formation de Garin représente une sédimentation terrigène et la Formation de White Head, une sédimentation calcaire tandis que la Formation de Pabos est un faciès intermédiaire. De façon générale, le pourcentage de carbonates augmente en montant dans la séquence stratigraphique (figure 14). La source a donc fourni au début, pour l'accumulation du Garin, des éléments détritiques, qui forment les grès et les conglomérats, et des boues argileuses. Pour la sédimentation du Pabos, elle a continué à fournir des éléments détritiques et des boues argileuses et carbonatées. Enfin, pour le dépôt du White

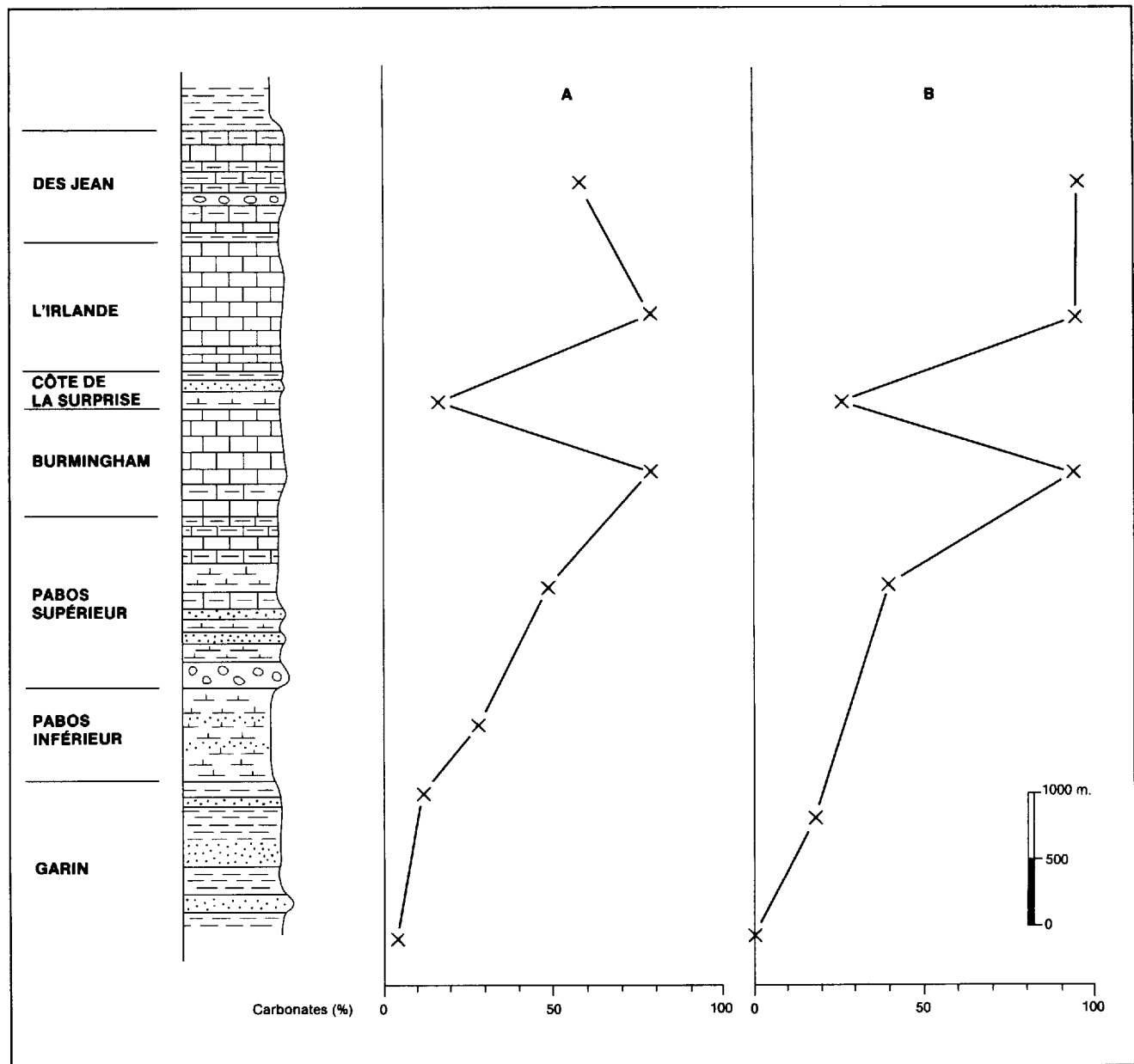


FIGURE 14 — Pourcentage de carbonate dans les formations de Garin, Pabos et White Head.

A- Boues (mudstone, calcaire argileux, calcilutite).

B- Grès (arénite, wacke, calcarénite).

Mêmes symboles qu'à la figure 7

Voir chapitre de la stratigraphie et de la pétrographie pour le nombre d'échantillons sur lesquels ont été effectuées les analyses chimiques.

Head, il s'est agi de boues calcaires et d'éléments carbonatés, lesquels forment les calcarénites et les conglomérats. L'étude des éléments détritiques des grès permet d'évaluer la composition des roches mères.

PROVENANCE

Les grains de quartz monocristallin présentent une surface claire et limpide avec, ici et là, des vacuoles ou des microlites. Il s'agit de quartz commun (Folk, 1980) dont l'origine est soit plutonique (granite), soit métamorphique (gneiss granitique) (Folk, 1980). Nous avons aussi observé du quartz avec une forme bipyramidale dans les wackes lithiques verdâtres de la Formation de Garin. Ces grains de quartz sont d'origine volcanique (Folk, 1980). Le quartz polycristallin, quant à lui, indique une provenance en partie métamorphique.

Les feldspaths comprennent de l'orthose, du microcline et de l'albite. Ces trois minéraux peuvent provenir de roches plutoniques (granites). Le plagioclase pourrait avoir une origine métamorphique et provenir de roches au faciès des schistes verts.

Les fragments lithiques sont ignés, sédimentaires et métamorphiques. Les fragments ignés sont de deux types: volcanites, telles que laves spilitiques et aphanitiques de composition acide à intermédiaire, et granites. Les fragments sédimentaires comprennent des siltstones, des grès fins, des claystones, du chert et du shale bitumineux. Les fragments métamorphiques sont constitués de schistes à quartz-muscovite, de schistes à séricite, de schistes à chlorite et de schistes pélitiques.

Enfin, le spinelle chromifère est un minéral indicateur de provenance. Il est pratiquement restreint aux roches ultrabasiques, telles que les péridotites et les serpentinites (Roubeault, 1963, p. 232).

Il existe, dans la péninsule gaspésienne, deux régions sources possibles pour les éléments détritiques décrits plus haut. Il s'agit du Supergroupe de Québec, dans le nord de la péninsule, et de la boutonnière de Maquereau-Mictaw, au sud immédiat de notre région.

Les différentes nappes du nord de la Gaspésie auraient pu être érodées pour fournir les matériaux qui composent nos grès. Le Groupe des Shickshocks, qui constitue une de ces nappes, représente la région source la plus favorable. En effet, on y retrouve des schistes à séricite, des metabasaltes, des méta-arkoses, des schistes ardoisiers et un complexe de roches ultramafiques (Beaudin, 1980). Les autres nappes sont composées de roches sédimentaires, telles que shale, grès quartzique, conglomérat calcaire, grès dolomitique, siltstone calcaireux, mudshale calcaireux, mudstone rouge et vert (Slivitsky, 1982).

Dans la partie sud de la péninsule, le Groupe de Maquereau pourrait aussi constituer une région source. Ce groupe comprend des wackes arkosiques schisteuses,

des roches volcaniques intermédiaires, des quartzites bien foliés, des ardoises, des siltstones, des phyllades (Ayrton, 1967; De Broucker, 1983). La majorité des fragments lithiques des grès de notre région pourraient provenir de ce groupe. Des visites de terrain du Maquereau nous ont permis de reconnaître que la plupart des fragments de roches de 10 cm à 1 m de diamètre contenus dans les conglomérats de la Formation de Pabos de la région étudiée pourraient provenir de ce groupe. Le spinelle chromifère pourrait provenir soit du mélange de la Rivière Port-Daniel, qui comprend des brèches de serpentinite, soit du Mélange ophiolitique du ruisseau Nadeau (De Broucker, 1986).

Ducharme (1979) a étudié le problème des terrains qui ont pu fournir les sédiments des groupes d'Honorat et de Matapédia de la région de Matapédia. Outre le Groupe de Maquereau, il mentionne deux autres régions sources possibles, toutes deux situées au Nouveau-Brunswick. Il s'agit du Groupe de Fournier, d'âge cambrien à ordovicien inférieur, et du Groupe de Tétagouche, d'âge cambrien moyen à ordovicien moyen. Le Groupe de Fournier comprend des péridotites, des dykes basiques, des gabros, des amphibolites (Pajari *et al.*, 1977). Le Groupe de Tétagouche comprend des quartzites, des grau-wackes, des siltstones, des slates, des rhyolites, des andésites, des volcanites basiques (Helmstaedt, 1971) et des granites déformés, d'âge ordovicien inférieur (Fyffe *et al.*, 1977). Ducharme (1979) retient le Groupe de Tétagouche étant donné la composition des grès et les directions de paléocourants observés dans la région de Matapédia.

Dans notre région, nous n'avons relevé que quelques orientations de courant au sein de la Formation de Pabos. Des mesures sur des flûtes indiquent des paléocourants venant du NW et du NE. Ceci milite en faveur d'une source provenant de l'érosion des nappes taconiques du nord de la péninsule gaspésienne. Les fragments lithiques du conglomérat de la Formation de Pabos pourraient provenir du Groupe des Shickshocks qui est considéré comme un équivalent du Groupe de Maquereau.

Tous ces terrains cambriens et ordoviciens inférieurs ont pu constituer la source des sédiments du Groupe d'Honorat et d'une partie de la Formation de Pabos. Il faut cependant trouver une autre source pour la Formation de White Head, composée essentiellement de calcaires. La source de ces boues calcaires pourrait être la plate-forme d'Anticosti, une plate-forme carbonatée contemporaine du White Head.

La région source de la sédimentation de l'Honorat est située soit au nord, soit au sud. La région source du Pabos et du White Head se situe vraisemblablement au nord du bassin de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé. Il ne faut pas exclure la possibilité qu'il y ait eu un apport du sud pendant le dépôt du Pabos, étant donné la proximité du Groupe de Maquereau par rapport aux affleurements de conglomérat de la Formation de Pabos.

Roches ignées

Les roches ignées se divisent en deux catégories: volcanites; dykes et filons-couches.

Les volcanites affleurent dans le coin sud-ouest de la région, immédiatement au nord de la faille du Grand Pabos (canton de Raudin). Elles comprennent des tufs fins, des tufs à lapillis, des agglomérats, des brèches de coulée et des rhyolites (Landry, 1982). Les tufs sont beiges à brun rougeâtre en cassure fraîche et ont une patine rouillée. Les agglomérats et les brèches sont gris en cassure fraîche et ont une patine rouillée; la matrice est aphanitique et foncée. Les fragments, subarrondis à anguleux, sont constitués de quartz, de schistes et de roches ignées acides. On peut aussi reconnaître une texture fluidale dans les coulées bréchiques. Les rhyolites sont massives, gris clair en cassure fraîche et brun rouillé en surface altérée. Il est possible de mesurer l'attitude de quelques plans de stratification dans les tufs; leur pendage est généralement subvertical. Landry (1982) a d'ailleurs fait les mêmes observations. Ces roches volcaniques, situées en bordure de la zone de faille du Grand Pabos, sont affectées de nombreuses failles secondaires de la même façon que les roches sédimentaires de l'Honorat et du Pabos. Landry (1982) avait émis l'hypothèse que les volcanites à la limite ouest du complexe volcanique sont interdigitées avec les roches du Groupe de Matapédia. Nous avons adopté cette hypothèse (Malo, 1984), mais les travaux récents de Morin et Simard (1987) ont montré que la limite ouest des volcanites correspond à une faille verticale NW-SE. L'emplacement de ces volcanites semble donc contrôlé par des failles. Des dykes porphyriques acides, semblables à ceux de notre troisième groupe (voir plus loin), recourent ces volcanites. Ces dykes et ces volcanites sont, selon Bédard (1986), cogénétiques.

Les volcanites du canton de Raudin et les dykes montrent des affinités géochimiques avec les suites volcaniques siluro-dévonienne du Groupe de Chaleurs (Bédard, 1986). Les arguments structuraux et géochimiques viennent réfuter l'hypothèse d'Ayrton (1967) selon laquelle ce volcanisme pouvait être d'âge tertiaire. Ces volcanites seraient d'âge silurien ou pré-dévonien moyen, et auraient subi la déformation acadienne au même titre que les roches encaissantes.

Les dykes et filons-couches ont en général de 2 à 20 m d'épaisseur. On peut en distinguer quatre groupes. Le premier, dans le nord-ouest de la région, près du synclinal du mont Alexandre, comprend des filons-couches vert foncé de composition basique. En lames minces, on reconnaît une texture ophitique, avec des plagioclases et des pyroxènes dans les interstices. La composition de ces roches est celle d'une diabase (tableau 4). Ces filons-couches sont associés au volcanisme du mont Alexandre.

Le deuxième groupe, dans le nord-est de la région, près de la faille de la Grande Rivière, comprend des dykes de felsite. Ces roches sont grises à roses, homogrenulaires, phanéritiques finement grenues. Vues en lames minces, elles sont holocristallines, avec une texture panidiomorphe; on y reconnaît surtout des plagioclases, un peu de quartz et de la calcite d'altération. Dans la plupart des cas, les calcaires encaissants sont altérés et blanchis sur 1 à 2 m. On retrouve parfois de la pyrite dans les dykes mêmes et les calcaires encaissants. On trouve, ailleurs dans la partie sud de la péninsule gaspésienne, d'autres dykes de felsite. Ces dykes et ceux de notre région montrent une homogénéité pétrographique suggérant une origine commune (Bédard, 1986). Les dykes de felsite seraient reliés, de façon générale, au volcanisme silurien (Bédard, 1986).

Tableau 4 — Résultats d'analyses chimiques de dykes

	Groupe I		Groupe II		Groupe III						Groupe IV
Échantillon	92272	91564	91562	91561	91565	91569	92270	92271	92273	92775	92274
No de laboratoire	82-6057	81-6483	81-6490	81-6481	81-6484	81-6488	82-6055	82-6056	82-6058	82-6060	82-6059
	%										
SiO ₂	47,30	37,60	48,50	69,20	67,80	68,70	59,60	65,80	65,70	67,40	46,60
Al ₂ O ₃	14,70	10,80	14,80	16,00	15,40	15,40	13,70	14,60	13,10	13,40	15,50
Fe ₂ O ₃	3,87	2,98	4,68	1,81	1,23	0,78	0,53	1,14	0,40	1,08	2,33
FeO ₂	6,69	1,12	5,37	0,13	1,22	1,22	2,64	0,32	1,22	1,09	9,52
MgO	5,79	3,96	4,84	0,17	0,94	1,36	2,15	0,16	0,97	0,65	5,70
CaO	9,56	25,60	9,72	2,74	2,35	1,69	4,86	5,30	4,50	4,30	4,07
Na ₂ O	3,66	2,01	4,06	4,49	6,30	4,70	3,27	0,06	3,86	1,03	2,63
K ₂ O	0,62	0,38	1,05	1,01	0,74	0,67	2,74	0,61	0,69	1,56	2,04
TiO ₂	1,71	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,54	0,22	0,22	0,20	3,42
MnO	0,18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,08	0,02	0,02	0,32	0,13
PAF	3,32	14,80	3,35	5,18	3,83	4,36	8,00	9,83	7,36	7,47	6,77

n.d. = Non déterminé

Le troisième groupe comprend des dykes porphyriques acides, gris en cassure fraîche et roses à orangés en surface altérée. Ces dykes sont disséminés dans toute la région étudiée. En lames minces, on voit que ces roches sont holocristallines, avec une texture porphyrique microgrenue. Dans quelques dykes près de la faille du Grand Pabos, les phénocristaux sont du quartz, du plagioclase très altéré et de la biotite. La composition moyenne de ces roches varie de celle d'une trachyte à celle d'une rhyolite (tableau 4). Bédard (1986) a étudié plus particulièrement les dykes situés dans la zone de faille du Grand Pabos, aux environs des volcanites du canton de Raudin. Il mentionne que ces dykes et les volcanites sont probablement cogénitiques.

Le quatrième groupe comprend des dykes mafiques situés dans les zones de faille au nord de la faille du Grand Pabos. Ces roches sont vert foncé et sont très altérées. On reconnaît en lames minces de l'olivine, des plagioclases et des pyroxènes dans une matrice altérée de chlorite et de calcite. Ces dykes pourraient s'apparenter au filon-couche picritique décrit par Bédard (1986) près de la rivière de la Brèche à Manon. Ce dernier filon-couche est intercalé dans des couches de la Formation de Bonaventure; il se situe dans le prolongement des zones de faille associées à la faille du Grand Pabos dans lesquelles nous avons cartographié les dykes du quatrième groupe. Ces dykes pourraient donc être associés à une activité ignée d'âge carbonifère ou plus jeune.

Aperçu

Le segment de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé que nous avons cartographié est limité, au nord comme au sud, par des failles majeures de direction E-W. Il s'agit, au nord, de la faille de la Grande Rivière et, au sud, de la faille du Grand Pabos. La zone axiale de l'anticlinorium se situe au centre de la région. Les roches de la Formation de Garin (figure 15, hors texte, et carte géologique) forment une structure anticlinoriale de direction NE-SW plongeant faiblement vers le NE et le SW. Ce dôme, constitué des roches les plus vieilles, représente le coeur même de l'anticlinorium.

On reconnaît deux styles tectoniques différents: au nord et au sud, des plis serrés associés à des failles E-W et, au centre, des plis ouverts de direction NE-SW à double plongement vers le NE et le SW (figure 15, hors texte). L'anticlinorium montre, de façon générale, deux phases de plissement. Les plis P_1 (première phase), mis en évidence plus à l'ouest, dans les régions de Matapédia et de Carleton (Théberge, 1979; Vennat, 1979), sont de direction NW-SE et sans clivage. Les plis P_2 , par contre, sont de direction NE-SW. Le double plongement de ces derniers provient vraisemblablement de leur superposition sur les plis P_1 (figure 15, hors texte). La phase P_2 est la plus marquée dans la région, et elle est parallèle au grain tectonique régional NE-SW. Un clivage S_2 subvertical, également présent dans toute la région, accuse la même direction générale NE-SW. Cette direction peut varier de $N30^\circ$ à $N80^\circ$. Localement un clivage S_3 déforme S_2 mais sans donner lieu à des plis majeurs.

La superposition des deux phases de plissement est illustrée par le dôme de la Formation de Garin, qui occupe le centre de la région (figure 15, hors texte). Le Garin est ainsi entouré des roches plus jeunes de la Formation de Pabos. La culmination d'un axe anticlinal majeur P_1 et d'axes anticlinaux P_2 fait donc apparaître les roches plus vieilles du Garin. À l'ouest de ce dôme (figure 15), on trouve les roches de la Formation de White Head disposées en un bassin qui illustre également la superposition des deux phases de plissement. Le White Head est donc entouré de roches plus vieilles. La culmination d'un axe synclinal majeur P_1 et d'axes synclinaux P_2 expose les roches plus jeunes du Membre de Birmingham du White Head. De façon générale le sens du plongement des plis P_2 change lorsque l'on traverse un axe majeur de plis P_1 (figure 15, hors texte). Si l'on chemine du NE vers le SW, on peut observer cette inversion du plongement. Les plis P_2 plongent vers le NE dans le secteur de la Grande Rivière, vers le SW dans le secteur de Pelleguin, vers le NE dans le secteur des

ruisseaux Bleu et Rocky et enfin vers le SW dans le secteur à l'ouest de la rivière du Grand Pabos (figures 16 et 17).

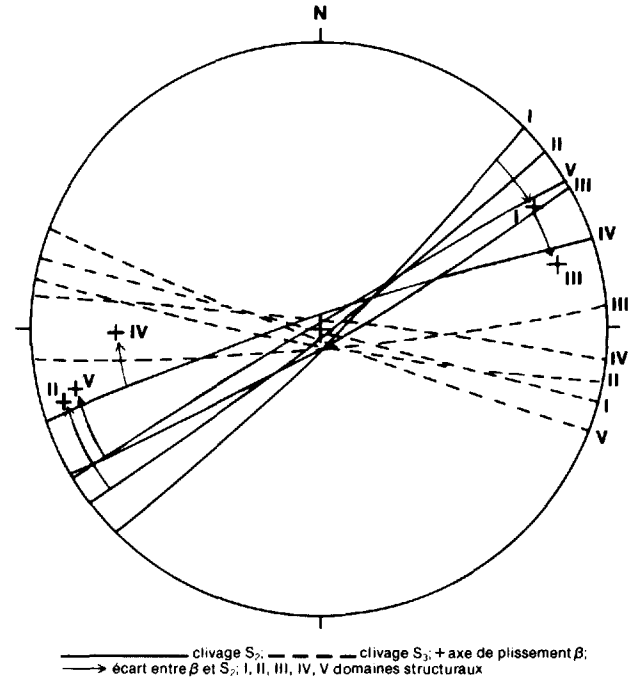


FIGURE 16 — Stéréogramme synoptique des cinq domaines.

Analyse structurale

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

(tableau 5 et figure 17, hors texte)

L'analyse structurale qui suit se fonde sur les éléments structuraux relevés sur le terrain. Les principaux éléments structuraux sont: la stratification S_0 , le clivage régional S_2 , le clivage tardif local S_3 , les charnières B_2^0 des plis mésoscopiques et les failles conjuguées. L'inter-

Tableau 5 — Nomenclature utilisée pour l'analyse structurale

S_0	— Stratification
S_2	— Clivage régional de deuxième phase
S_3	— Clivage tardif
L_2^0	— Linéation d'intersection de S_0 et S_2
B_2^0	— Linéation des plis mésoscopiques de deuxième phase
β	— Axe de plissement calculé par analyse statistique
P_1	— Pli de première phase
P_2	— Pli de deuxième phase
Pax_2	— Plan axial des plis de deuxième phase
N100/30	N100 est la direction en degrés par rapport au nord (sens horaire) 30 est le pendage (à droite de la direction)

section du clivage S_2 avec la stratification S_0 donne la linéation L_2 . Les linéations ont été calculées à l'aide d'un stéréonet pour chaque clivage S_2 et la stratification S_0 correspondante.

Les attitudes de la stratification S_0 permettent de définir les attitudes des axes β de plissement, qui, à leur tour, permettront de diviser la région en domaines. Le clivage S_2 est pénétratif et se retrouve dans toute la région (figure 18). Les linéations L_2 renseignent sur le plongement des plis P_2 . Le clivage S_3 n'est pas toujours présent et il est espacé de 0,4 à 1,0 cm (figure 19). Les failles conjuguées s'observent près des failles majeures dans le nord et le sud de la région.

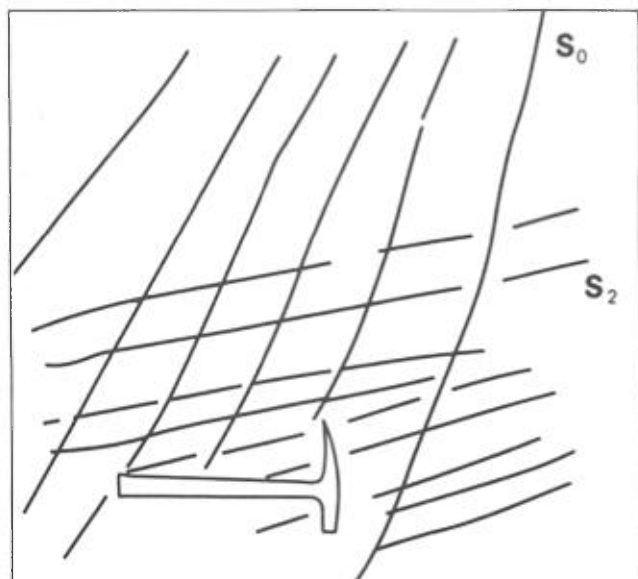


FIGURE 18 — Clivage S_2 dans les mudstones calcaires de l'unité supérieure du Pabos. Rivière du Petit Pabos.

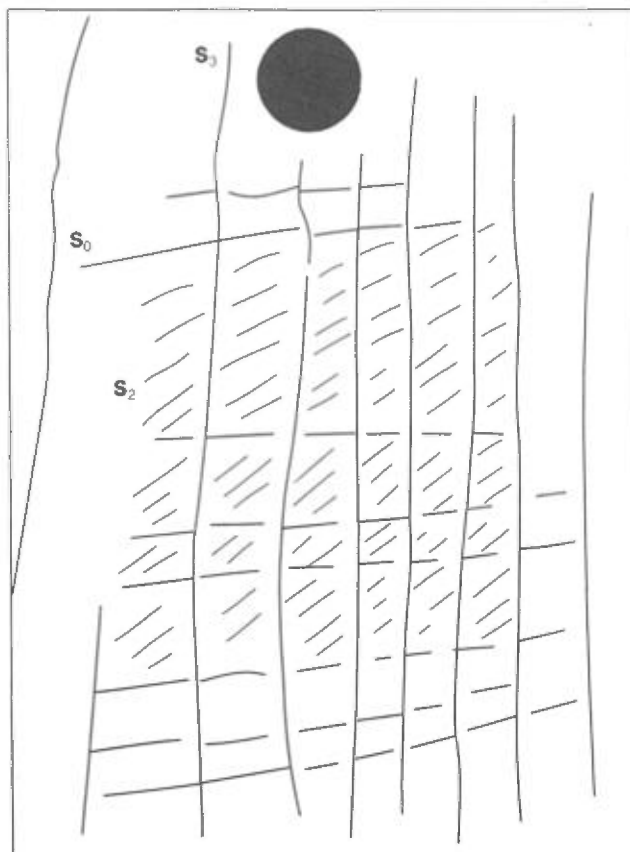


FIGURE 19 — Relations entre la stratification S_0 et les clivages S_2 et S_3 . Route de Pabos.

Au sein même des zones de faille, il devient difficile d'établir l'attitude de la stratification régionale parce que les roches sont fortement cisailées et envahies de veines de calcite (figure 20). En s'éloignant de la zone de faille, la stratification demeure subverticale. Il y a aussi moins de veines de calcite. Les failles conjuguées sont représentées par des surfaces nettes, et le déplacement de la stratification indique le sens du mouvement (figure 21). Elles sont parfois bordées de crochons de faille, indiquant ainsi le sens du déplacement. Ces déplacements sont de l'ordre de 15 à 50 cm. Les plans de faille ont des pendages abrupts (75° à 90°) et on y trouve des stries de glissement subhorizontales.

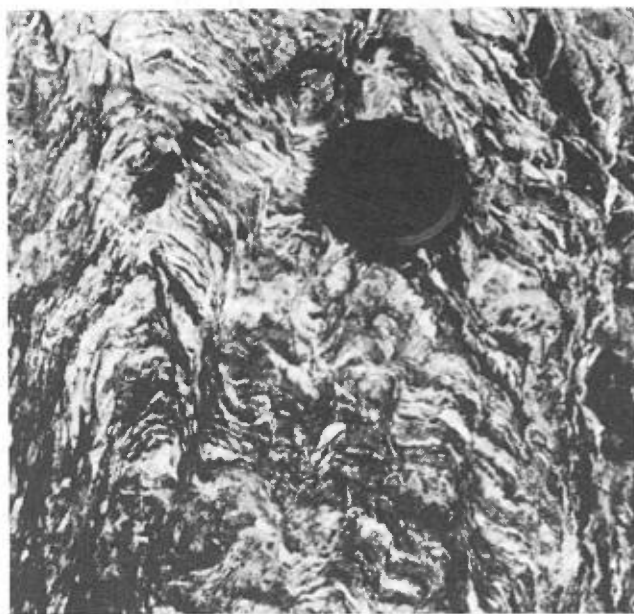


FIGURE 20 — Roches cisailées et envahies de calcite. Zone de faille du Grand Pabos, rivière du Grand Pabos Nord.

DÉFINITION DES DOMAINES STRUCTURAUX

On peut diviser la région en cinq domaines structuraux en fonction de deux attributs: l'attitude des axes des plis P_2 , définie par les attitudes de la stratification, et l'attitude du clivage S_2 . Ce sont les domaines I, II, III, IV et V (figure 17, hors texte). L'attitude du clivage S_2 dans le

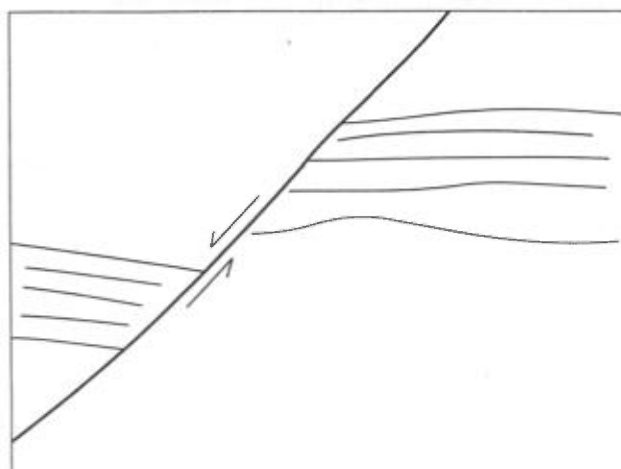


FIGURE 21 — Faille mineure senestre. Embouchure de la rivière de la Brèche à Manon.

domaine V permet de subdiviser celui-ci en trois sous-domaines: Va, Vb et Vc.

Pour chaque domaine, nous avons préparé cinq stéréogrammes (figure 17, hors texte). Le tableau 6 présente, toujours pour chaque domaine, les résultats de l'analyse statistique. Les pôles des plans de la stratification forment des ceintures dont le pôle correspond à l'axe de plissement β des plis P_2 . Cette distribution en ceinture indique que les plis P_2 sont cylindriques. Les pôles de S_2 sont groupés en amas. Les linéations L_2^0 forment en général des amas contenus dans le clivage moyen S_2 ou

Tableau 6 — Résumé des analyses statistiques des cinq domaines

Domaine	Axe β	S_2	L_2^0	B_2^0	S_3	Écart entre β et S_2
I	60/14	46/85	45/35	ENE WSW	104/89	+12°
II	254/08	52/89	231/17	SW ENE	101/86	+19°
III	74/15	60/85	67/17	WSW ENE	85/85	+13°
IV	269/30	251/87	NE WSW	WSW ENE	276/88	+13°
V	256/12	239/88	NE SW	NE SW	111/88	+15°

se distribuent sur une ceinture qui correspond au clivage moyen S_2 . Les linéations B_2^0 plongent vers le NE et le SW. Ce sont d'ailleurs ces linéations qui indiquent le mieux le plongement des plis P_2 . Comme nous le verrons plus loin, S_2 et le plan axial Pax_2 des plis P_2 ne sont pas coplanaires et la linéation d'intersection L_2^0 n'indiquera donc pas clairement le plongement des plis P_2 . Les pôles du clivage S_3 forment des amas. Ce clivage tardif déplace localement S_2 aux échelles microscopique et méso-scopique (figure 19) mais ne semble pas l'affecter régionalement puisque les pôles de S_2 se distribuent sous forme d'amas (figure 17, hors texte).

RELATIONS ENTRE LES DOMAINES

Les domaines I, II et III, qui représentent la zone affectée par des plis ouverts, illustrent bien le phénomène du double plongement des plis P_2 . Les axes de plissement β et les linéations L_2^0 indiquent que, dans les domaines I et III, les plis P_2 plongent faiblement vers le NE et que, dans le domaine II, ils plongent faiblement vers le SW. Les limites entre les différents domaines (figures 17, hors texte, et 15) correspondent en gros aux axes de plis majeurs P_1 . Le clivage moyen S_2 , contemporain des plis P_2 pour ces trois domaines (I, II, et III), aurait une direction générale NE-SW ($N53^\circ$) et un fort pendage (87°) vers le SE. Les plis méso-scopiques B_2^0 (figure 17, hors texte) montrent des plongements généralement faibles vers le NE et le SW.

Les domaines IV et V représentent les zones en bordure de l'anticlinorium qui sont affectées par des plis serrés (figure 22) et de nombreuses failles. Les axes de plisse-



FIGURE 22 — Plis serrés dans le secteur de la zone de faille de la Grande Rivière. Route de Pabos.

ment montrent que, dans l'ensemble du domaine V, les plis P_2 plongent faiblement vers l'WSW et que, dans le domaine IV, ils plongent faiblement vers l'W. Les linéations L_2^0 de ces deux domaines plongent vers l'ENE et l'WSW (figure 17, hors texte) et se répartissent sur une ceinture dans le domaine V. Ces plongements ENE et WSW illustrent le double plongement des plis P_2 . Étant donné que ces domaines sont affectés par de nombreuses failles, il n'a pas été possible de les diviser en sous-domaines sur la base du plongement des plis P_2 et d'y déceler ainsi des axes de plissement P_1 . La direction du clivage S_2 sert donc d'attribut pour séparer ces domaines de ceux de la zone centrale à plis ouverts. Le clivage S_2 moyen de ces deux domaines a une direction de $N242^\circ$, s'écartant de la direction générale NE-SW des trois autres domaines pour se rapprocher de la direction E-W. Dans le domaine IV le clivage S_2 a une direction de $N251^\circ$ tandis que dans les deux domaines adjacents (II et III), il a des directions de $N52^\circ$ et $N60^\circ$ (tableau 6); par rapport aux domaines II et III, cette direction est plus près de la direction E-W (19° et 11° respectivement). Dans le domaine V, le clivage S_2 a une direction de $N239^\circ$, et il a des directions de $N46^\circ$ et $N52^\circ$ dans les domaines I et II adjacents (tableau 6); par rapport aux domaines I et II, cette direction est plus près de la direction E-W (13° et 7° respectivement). Dans les zones de bordure de l'anticlinorium, le clivage S_2 semble donc avoir subi une rotation en sens horaire pour se rapprocher de la direction E-W, qui est celle des failles majeures. Cette réorientation est compatible avec des mouvements de décrochement dextre le long de ces failles. Les plis méso-scopiques B_2^0 (figure 17, hors texte) montrent des plongements généralement faibles dans les domaines I, II et III. Il est possible que les plis aient été entraînés le long des failles et qu'ils aient ainsi subi des rotations.

Le domaine V peut se diviser, du sud vers le nord, en trois sous-domaines (Va, Vb et Vc) correspondant aux trois bandes E-W délimitées par deux zones de faille E-W. On se rend compte que c'est dans le sous-domaine Vc que le clivage S_2 a subi la plus importante rotation; sa direction y est de $N65^\circ$ tandis qu'elle est de $N58^\circ$ dans le sous-domaine Vb et de $N59^\circ$ dans le sous-domaine Va (figure 23). Il est à noter que la zone de faille qui sépare les sous-domaines Vc et Vb est, avec la faille du Grand Pabos, la plus importante en largeur et qu'elle se prolonge jusqu'à la rivière de la Brèche à Manon, à l'est de la Grande Rivière.

Enfin, le clivage S_3 est vertical et de direction moyenne ESE-WNW (figure 17, hors texte, et tableau 6).

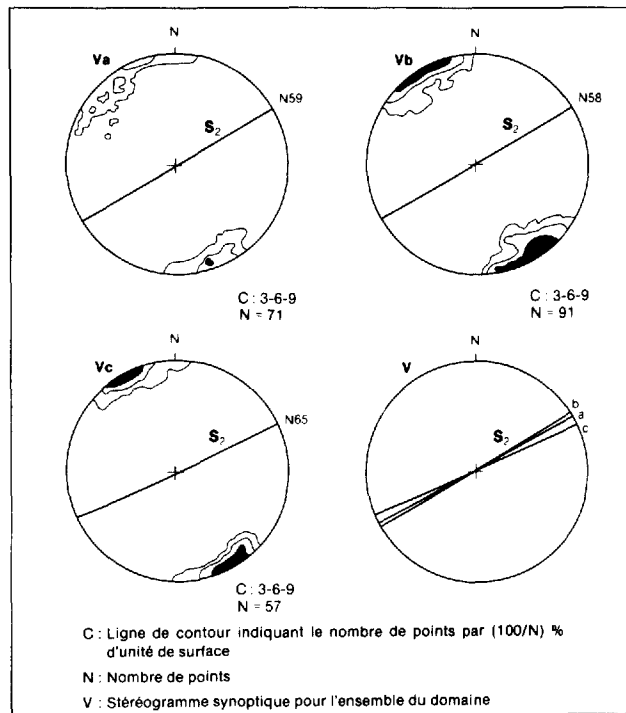


FIGURE 23 — Variation du clivage S_2 dans le domaine V.

RELATION ENTRE β ET S_2

Dans les cinq domaines, on observe que l'axe β n'est pas compris dans le plan du clivage moyen S_2 (figure 16). L'axe de plissement β est un élément linéaire qui se situe dans le plan axial des plis cylindriques, comme c'est le cas ici; normalement, le clivage moyen associé au plissement devrait être parallèle au plan axial. Dans le cas présent, le fait que β n'est pas compris dans le plan du clivage moyen S_2 permet de conclure que S_2 ne correspond pas au plan axial Pax_2 des plis. Selon Powell (1974) et Borraille (1978), même si un clivage et le plan axial des plis ne sont pas coplanaires, le clivage peut être contemporain de ces plis et être causé par une même déformation. Powell (1974) appelle ce genre de plis *transected folds*. Selon cet auteur, le clivage et les plis ne se produisent pas nécessairement en même temps au cours de la déformation. Ainsi, dans une déformation progressive non coaxiale, si le clivage s'est formé après que les plis ont été amorcés, il ne sera pas obligatoirement parallèle au plan axial des plis initiaux. D'autres auteurs (Treagus et Treagus, 1981) considèrent que dans une déformation, coaxiale ou non, le clivage et le plissement peuvent être contemporains mais non coplanaires si la direction de la contrainte principale est oblique aux couches plissées. Enfin, certains chercheurs (Sanderson *et al.*, 1980) croient que la discordance entre le clivage et le plan axial peut s'expliquer par une déformation rotationnelle dans une zone de cisaillement simple près de failles de décrochement.

Dans le cas présent, toutes ces considérations pourraient permettre d'expliquer la relation non coplanaire du

clivage S_2 et des plans axiaux Pax_2 . Il ne faut pas oublier que les plis P_2 se sont superposés sur des plis P_1 qui devaient être de grandes ondulations de direction générale NW-SE. La surface S_0 qui a été plissée lors de la déformation D_2 était donc oblique aux contraintes principales de cette déformation. La région étudiée se situe entre deux importantes zones de faille de décrochement dextre, de direction générale E-W. Dans les zones de bordure des failles, nous observons des rotations du clivage S_2 et des plis P_2 . Il a donc existé à un moment donné un régime de déformation rotationnelle par cisaillement simple, relié au mouvement de coulissage E-W. Il n'est pas non plus à exclure que les plis aient été amorcés précocement lors de la déformation D_2 et que, suite à une augmentation du degré de déformation, le clivage soit venu se superposer tardivement à des plis P_2 déjà existants.

La formation des plis P_2 sur une surface S_0 oblique aux axes XYZ de l'ellipsoïde de déformation D_2 semble être le facteur le plus important pour expliquer la discordance entre le clivage et le plan axial dans la région à l'étude (Malo, 1986). Les écarts entre β et S_2 se situent entre 12° et 19° pour les différents domaines de la région étudiée (tableau 6). Dans tous les cas, l'axe β s'écarte de la direction générale NE-SW du clivage S_2 pour se rapprocher de la direction E-W; β s'éloigne donc du clivage S_2 dans un sens horaire.

Les écarts autour de 10° ne sont peut-être pas significatifs mais ceux voisins de 20° le sont sûrement. Ce qui est aussi remarquable, c'est que β s'écarte de S_2 dans le sens horaire. Stringer (1975) a relevé, au Nouveau-Brunswick, des plis acadiens avec un clivage non coplanaire au plan axial. La moyenne des écarts qu'il a observés est de 13° mais certains vont jusqu'à 37° .

Les écarts mentionnés ici ont été mesurés sur un stéréonet dans un plan défini par l'axe β et le pôle du clivage moyen S_2 .

FAILLES

L'anticlinorium d'Aroostook-Percé dans la région que nous avons cartographiée est limité, au nord comme au sud, par des failles de direction E-W. Au sud et au nord, les failles principales sont respectivement les failles du Grand Pabos et de la Grande Rivière.

Au nord de la faille du Grand Pabos, on reconnaît trois autres failles, également de direction E-W (carte géologique). Les quatre failles, qui sont donc subparallèles, ont un pendage abrupt et ressortent bien sur les photos aériennes de même que sur les photos satellites ou images LANDSAT. Les linéaments observés sur ces photos et images correspondent à des zones larges de 50 à 200 m de roches déformées et très fracturées. À l'échelle de l'affleurement, les roches sont très cisailées, envahies de calcite (figure 20). Il devient alors difficile de bien distinguer la stratification S_0 et les clivages S_2 et S_3 . Tout devient subparallèle et de direction E-W. Dans

certains cas, la dilacération devient tellement intense qu'il est impossible de trouver l'attitude de la stratification générale. Les failles tracées sur la carte ne représentent pas des plans nets de rupture mais plutôt des zones où la roche est très cisailée. Le pendage de la stratification entre les zones de faille demeure abrupt.

Dans l'ensemble des quatre zones de faille du sud de la région, on reconnaît un système de failles conjuguées et des failles secondaires (*riedels*). Les failles conjuguées représentent l'élément structural le plus marquant au sein de la zone faillée. Elles sont subverticales, dextres de direction N110° et senestres de direction N25° (figure 24, A). On peut observer des stries de glissement horizontales sur certains plans; les déplacements sont mineurs (figure 21). Les éléments structuraux déplacés par ces failles conjuguées sont la stratification et le clivage S₂. On peut tracer des failles secondaires de direction N110°, de mouvement dextre et faisant un angle de 20° avec les failles principales, et de direction N330° à N20°, de mouvement senestre et faisant un angle fort avec les failles principales. Ces failles peuvent être considérées comme des *riedels* synthétiques (dextres) et antithétiques (senestres) sur des failles principales E-W, et laissent supposer que les failles principales ont subi un mouvement de décrochement dextre. Certains contacts entre les unités lithologiques sont d'ailleurs déplacés de façon dextre (carte géologique). On reconnaît aussi des failles secondaires de direction N70° qui pourraient être des failles inverses à pendage abrupt.

La zone de faille du Grand Pabos, sur la rivière du Grand Pabos, montre un plan de faille à pendage de 75° vers le nord; le mouvement est inverse. Dans ce cas, le Groupe d'Honorat, au nord, a chevauché, vers le sud, le Groupe de Chaleurs. Les plis déversés vers le sud (figures 15 et 25), au nord de la zone de faille, sont compatibles avec un chevauchement vers le sud. Ils se retrouvent aussi à l'ouest de notre région (Gauthier, 1986). Ce chevauchement, combiné au décrochement, indiquerait un rejet oblique (dextre et inverse) dans ce secteur de la faille du Grand Pabos.

La faille de la Grande Rivière, aussi de direction générale E-W, a une largeur de 50 à 100 m. Les remarques générales au sujet des zones de faille du sud de la région peuvent s'appliquer ici. On retrouve un système de failles conjuguées, dextres de direction N118° et senestres de direction N50° (figure 24, B). Il existe également un système de *riedels* synthétiques et antithéti-

ques de même qu'une faille de direction N70° qui pourrait être une faille inverse à pendage abrupt vers le SE (secteur de la Grande Rivière Est). On reconnaît de nombreux déplacements dextres des contacts lithologiques le long des failles secondaires N118°. La faille de la Grande Rivière semble se poursuivre à l'est dans la région de la rivière du Portage et même jusqu'à Percé (Malo, 1987a; Kirkwood, 1986).

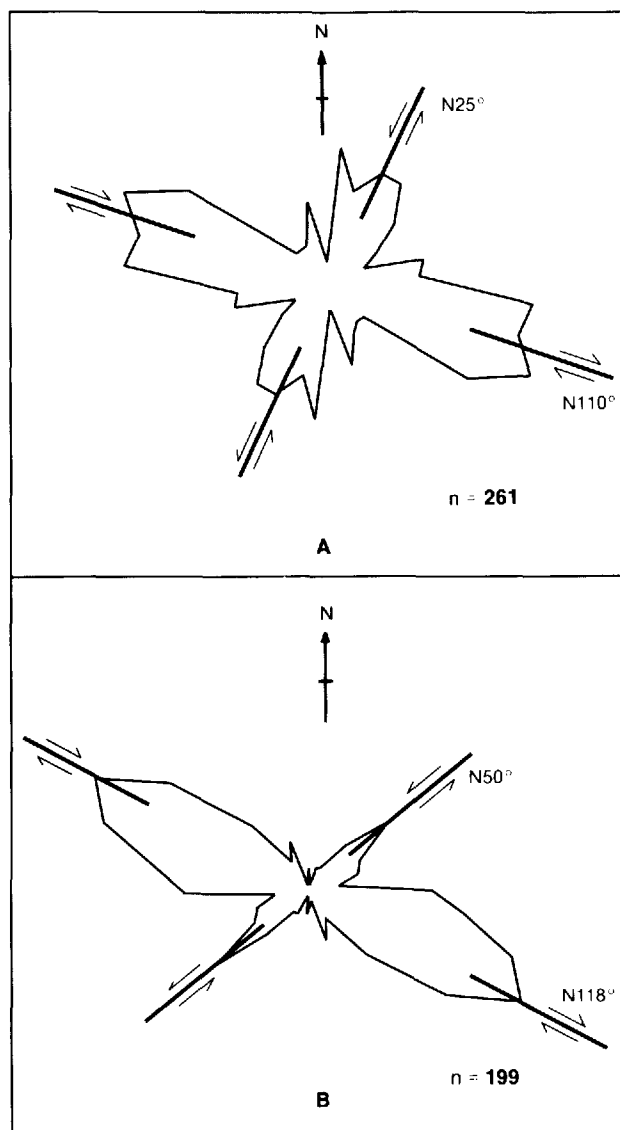


FIGURE 24 — Distribution statistique des systèmes de failles conjuguées.

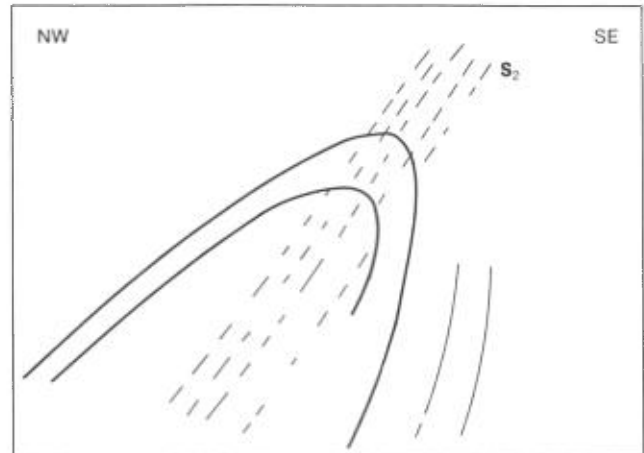


FIGURE 25 — Pli serré déversé vers le SW dans la région de la zone de faille du Grand Pabos. Rivière du Grand Pabos.

MODÈLE TECTONIQUE

Les deux principaux traits structuraux de la partie étudiée de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé sont: le système de plis P_2 de direction générale NE-SW et les failles de direction E-W. Il est possible, à partir des informations fournies par ces traits structuraux, de trouver la direction de la contrainte principale régionale σ_1 , responsable de ces déformations.

Avec un clivage moyen S_2 à $N55^\circ$, nous pouvons présumer une contrainte σ_1 à $N145^\circ$ (figure 26, A). Suivant les failles conjuguées dextres à $N114^\circ$ et senestres de direction moyenne $N38^\circ$, σ_1 serait à $N166^\circ$ (figure 26, B). Suivant l'orientation des *riedels* synthétiques et antithétiques (figure 26, C), σ_1 serait à $N147^\circ$. La direction moyenne est donc: NNW-SSE avec une variation de 21° (entre $N145^\circ$ et $N166^\circ$). En supposant que ces trois déformations aient été produites par la même contrainte principale σ_1 , on peut essayer de les analyser au moyen d'un modèle de déformation. Le modèle de *wrench tectonics* de Wilcox, Harding et Seely (1973) explique le développement d'éléments structuraux analogues par un mouvement décrochant le long d'une faille majeure. Pour une région affectée par des failles de décrochement dextre de direction E-W, le modèle prédit (figure 27, A):

- Des plis de direction NE-SW, selon AA' de l'ellipsoïde de déformation;
- Des failles majeures de direction E-W selon XX';
- Des fractures conjuguées (joints, zones de cisaillement ou failles) dextres selon CC', avec un angle faible par rapport à XX', et senestres selon DD', d'angle fort avec XX';
- Des fractures de tension selon BB'.

Il est aussi possible de retrouver des failles de chevauchement de direction générale NE-SW. Dans notre région, les plis P_2 sont de direction générale NE-SW. Les failles principales sont de direction E-W (XX' de Wilcox

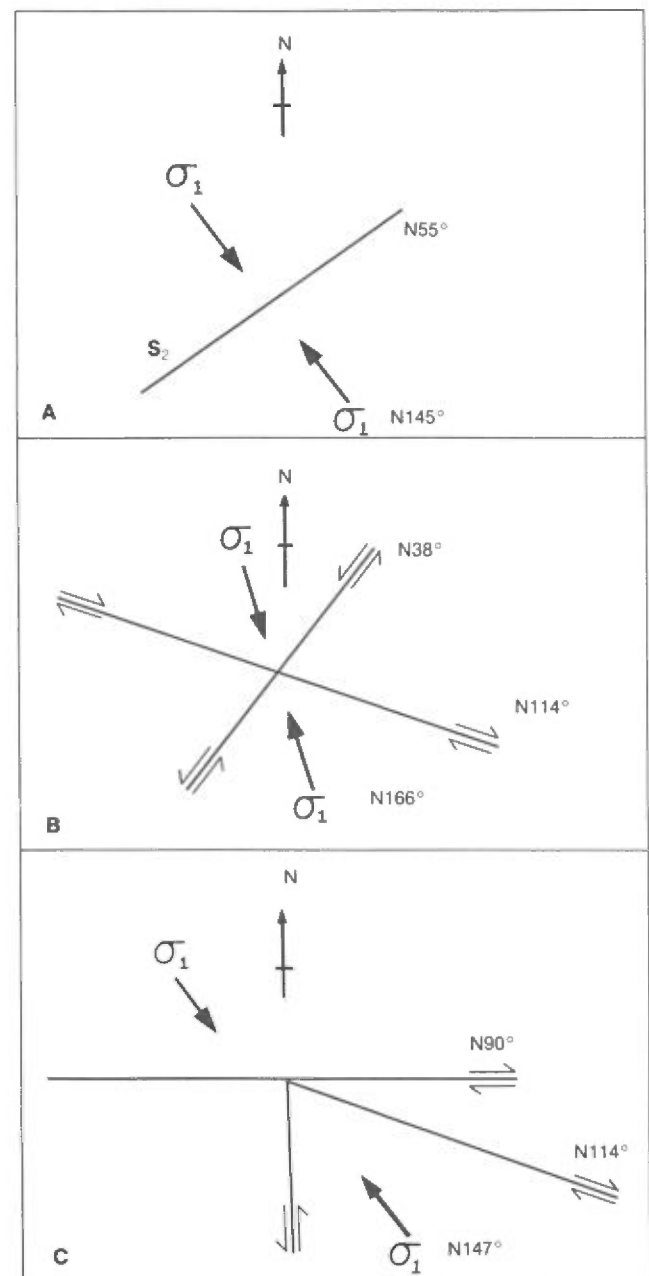


FIGURE 26 — Position de la contrainte σ_1 en fonction du clivage S_2 (A), des failles conjuguées (B) et des *riedels* (C).

et al., 1973) et ont subi un mouvement de décrochement dextre. On retrouve aussi d'autres failles E-W, des failles conjuguées et des *riedels*, qui sont dextres avec un angle faible par rapport à la direction E-W et senestres avec un angle fort par rapport à celle-ci (figure 27, B). Dans la partie sud-ouest de la région, les failles de direction NE-SW, reliant la faille du Grand Pabos aux autres failles E-W plus au nord, pourraient être des chevauche-

ments abrupts vers le SE. Les plis P_2 déversés vers le SE de ce dernier secteur appuient cette hypothèse. Dans la partie nord-est, une faille de direction NE-SW est interprétée comme un chevauchement abrupt vers le NW.

En conclusion, nous croyons que le modèle de tectonique décrochante élaboré par Wilcox, Harding et Seely (1973) explique bien les phénomènes de déformation reliés à la déformation D_2 dans la région.

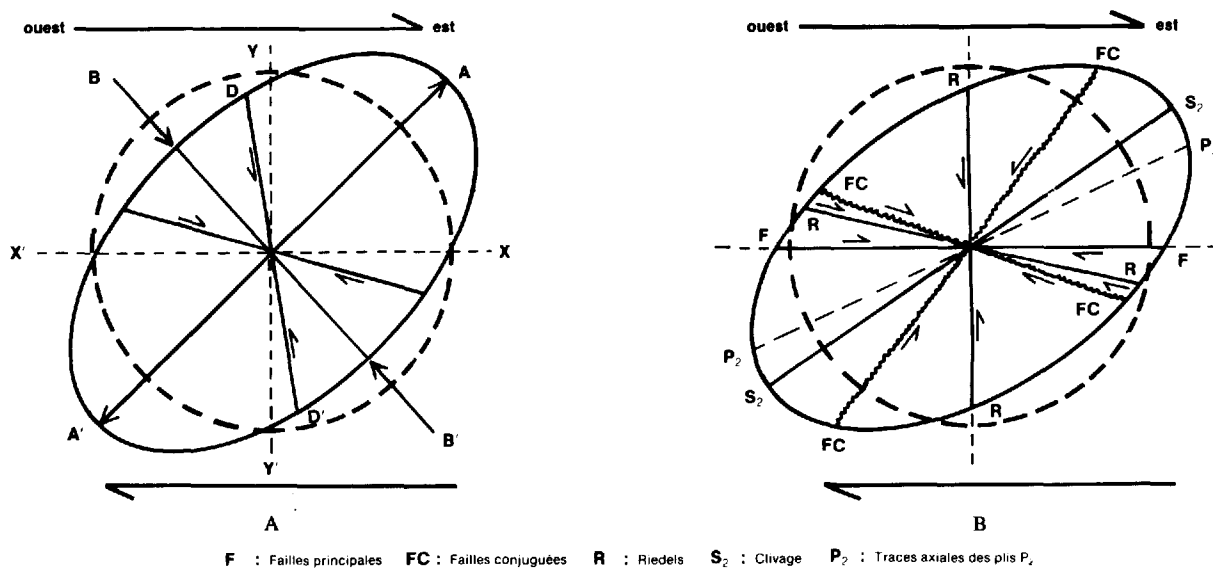


FIGURE 27 – Ellipsoïdes de déformation. A- Modèle de Wilcox *et al.* (1973) B- Anticlinorium d'Aroostook-Percé

Géologie économique

À proximité des failles de la Grande Rivière et du Grand Pabos, on trouve des dykes acides, parfois porteurs de pyrite finement grenue; les éponges ont subi un métamorphisme de contact. À quelques endroits, des aires d'altération hydrothermale se sont développées sur 2 à 5 m de chaque côté du dyke.

Dans le secteur E-W de la Grande Rivière (partie nord de la région), Gosselin (1983) a tenté de délimiter une zone possédant un potentiel pour la prospection minière. Cette zone est située à approximativement 5 km à l'est du pont de la route de Pabos, là où elle traverse la rivière. Gosselin a observé, dans des plans de cisaillement, des felsites, des roches sédimentaires altérées, des cornéennes, des skarns riches en pyrite et pyrrhotine, des skarns à grenat et diopside ainsi que des veines de pyrite massive. L'analyse d'une veine de pyrite massive a donné 0,1 % Cu et 30 ppb Au (Gosselin, 1983).

La faille du Grand Pabos, au sud, a fait l'objet de nombreux travaux de prospection minière. Dans le canton de Raudin, Ayrton (1967) a noté quelques indices minéralisés que nous avons visités. Savard (1985) a également décrit ces indices; ce sont les indices Raudin no 1 à no 5. L'indice Raudin no 1 est logé au sein des volcanites de Raudin (1 sur la carte). La minéralisation consiste en sphalérite (2-3 %) et en galène (environ 1 %).

L'indice Raudin no 2 est logé dans une serpentinite dolomitisée, dans la zone de faille du Grand Pabos, au sud des volcanites de Raudin (2 sur la carte). La minéralisation est sous forme de millérite et de chalcopryrite (Ayrton, 1967); des grains de chromite sont présents dans la serpentinite. Deux échantillons prélevés par Savard (1985) ont donné 0,12 et 0,15 % Ni. L'indice Raudin no 3 est situé le long du ruisseau Harrison, à l'est de l'indice no 2 (3 sur la carte). On y retrouve les mêmes minéralisations. L'indice Raudin no 4 est logé dans des siltstones du Groupe de Chaleurs, au sud de la faille du Grand Pabos (4 sur la carte). Il est situé sur la berge sud de la rivière du Grand Pabos (à 800 m à l'ouest du ruisseau Rocky). Ayrton (1967) mentionne une minéralisation en cuivre sous forme de bornite, malachite et chalcopryrite. L'indice Raudin no 5, à l'embouchure du ruisseau Rocky, logé au sein de mudstones et siltstones du Groupe d'Honorat, contient une minéralisation en nickel et cuivre sous forme de millérite, chalcopryrite et pyrite (5 sur la carte).

Au nord de la faille du Grand Pabos, on retrouve trois autres zones de faille de direction E-W ainsi que des failles secondaires. Bien que ces zones de faille soient constituées de roches intensément cisailées et envahies de calcite nous n'y avons pas relevé de minéralisations.

Conclusions

Les roches de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, au nord de Chandler et de Grande-Rivière, s'étendent de l'Ordovicien tardif jusqu'au Silurien précoce, sans discordance stratigraphique ou structurale.

On reconnaît sept unités lithostratigraphiques au sein de l'anticlinorium:

- À la base, la Formation de Garin, formée de roches terrigènes, comprenant des mudstones et différents types de grès;
- La Formation de Pabos, qui comprend deux unités constituées de roches terrigènes calcaires;
- La Formation de White Head, comprenant surtout des calcaires, qui se compose de quatre membres: Birmingham, Côte de la Surprise, L'Irlande et Des Jean.

Les formations de Pabos et de White Head constituent le Groupe de Matapédia tandis que la Formation de Garin représente le Groupe d'Honorat. La définition de la base du White Head (50 % de calcilutite) que nous utilisons est la même que celle utilisée dans la région type, à Percé, suite à la révision de Lespérance *et al.* (1987).

L'ensemble des sédiments possèdent les caractéristiques d'un faciès à turbidites; ils semblent provenir de deux sources différentes. Les grès du Groupe d'Honorat et de la Formation de Pabos proviennent de l'érosion de terrains métasédimentaires et métavolcaniques. Les nappes taconiques du nord de la péninsule gaspésienne comprenant le Groupe des Shickchocks, de même que le Groupe de Maquereau du sud de la Gaspésie, les Groupes de Fournier et de Tétagouche du nord du Nouveau-Brunswick pourraient constituer ces régions sources. La plate-forme

calcaire de l'île d'Anticosti pourrait être la source de la sédimentation carbonatée de la Formation de White Head.

Ce secteur de l'anticlinorium est limité, au nord et au sud, par deux failles importantes de direction E-W. La partie centrale de la région est affectée par une tectonique superposée ayant produit des dômes et bassins. Les plis P_1 sont de grandes ondulations de direction NW-SE sans clivage associé. Les plis P_2 sont de direction NE-SW avec un double plongement vers le NE et le SW. Un clivage S_2 subvertical est synchrone des plis P_2 mais non coplanaire avec les plans axiaux Pax_2 . Ces plis P_2 pourraient être des exemples de *transected folds*. Un clivage tardif de crénulation S_3 déforme S_2 sans toutefois être associé à des plis majeurs.

Les failles du Grand Pabos et de la Grande Rivière, de direction E-W, sont les failles principales. On reconnaît aussi d'autres failles de même direction ainsi que des failles secondaires dextres et senestres qui sont considérées comme des *riedels* synthétiques et antithétiques des failles principales E-W. Un système de failles conjuguées, dextres de direction ESE et senestres de direction NNE, est associé avec les zones de faille. Le clivage S_2 a subi une rotation vers la direction E-W dans les domaines affectées par les failles.

Les éléments structuraux reliés aux failles et les plis P_2 obliques à ces failles sont compatibles avec une déformation induite par des décrochements majeurs dextres le long des failles principales E-W; le modèle de *wrench tectonics* pourrait s'appliquer à notre région. Cette déformation coulissante pourrait être un mode de déformation caractéristique de l'orogénèse acadienne dans la péninsule gaspésienne.

Références

- ALCOCK, F.J., 1935 — Géologie de la région de la Baie des Chaleurs. Commission géologique du Canada; mémoire 183, 165 pages.
- AYRTON, W.G., 1967 — Région de Chandler-Port-Daniel, comtés de Bonaventure et de Gaspé-sud. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-120, 98 pages.
- BEAUDIN, J., 1980 — Région du mont Albert et du lac Cascapédia. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-705, 83 pages.
- BÉDARD, J.H., 1986 — Les suites magmatiques du Paléozoïques supérieur en Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84-09, 105 pages.
- BÉLAND, J. — HUBERT, C. — DUCHARME, C. — THÉBERGE, R. — VENNAT, G., 1979 — Un segment de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé en Gaspésie, Québec. Association géologique du Canada; réunion annuelle 1979, programme et résumés, volume 4, page 39.
- BORRADAILLE, G.J., 1978 — Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. Geological Society of America Bulletin; volume 89, pages 481-493.
- BOUMA, A.H., 1962 — Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, New York; 168 pages.
- BOURQUE, P.A., 1977 — Le Silurien et le Dévonien Basal du nord-est de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-29, 232 pages.
- BOURQUE, P.A. — LACHAMBRE, G., 1980 — Le Silurien et le Dévonien basal du sud de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-30, 122 pages.
- BRISEBOIS, D., 1979 — Géologie de la région de Saint-Georges-de-Malbaie. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-664, 26 pages.
- , 1981 — Géologie de la région de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-824, 19 pages.
- CLARKE, J.M., 1908 — Early Devonian history of New York and Eastern North America. New York State Museum of Natural History; memoir 9, 366 pages.
- COOPER, G.A. — KINDLE, C.H., 1936 — New Brachiopods and Trilobites from the Upper Ordovician of Percé, Québec. Journal of Paleontology; volume 10, pages 348-372.
- DE BROUCKER, G., 1983 — Groupes de Mictaw et de Maquereau, région de Port-Daniel. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-06 (carte annotée).
- , 1986 — Évolution tectonostratigraphique de la Boutonnière Maquereau-Mictaw (Cambro-Ordovicien), Gaspésie (Québec). Université Laval, Québec; thèse de doctorat, 322 pages.
- DUNHAM, R.J., 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Classification of carbonate rocks, a symposium. (W.E. Ham, editor). American Association of Petroleum Geology; memoir 1, pages 108-121.
- DUCHARME, D., 1979 — Pétrographie du flysch de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur — Anticlinorium d'Aroostook-Percé, Gaspésie, Québec. Université de Montréal, Montréal; mémoire de maîtrise; 92 pages.
- FOLK, R.L., 1980 — Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas; 182 pages.
- FRIEDMAN, G.M., 1958 — Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary studies. Journal of Geology; volume 66, pages 394-416.
- FYFFE, L.R. — IRRINKI, R.R. — CORMIER, R.F., 1977 — A radiometric age of deformed granitic rocks in north central New Brunswick. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 14, pages 1687-1689.
- GAUTHIER, L., 1986 — Analyse structurale et stratigraphique de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé au nord de Port-Daniel. Université de Montréal; mémoire de maîtrise, 89 pages.
- GOSSELIN, C., 1983 — Évaluation du potentiel minéral des cantons de Power et Joncas, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-36 (carte annotée).
- HAMILTON-SMITH, T., 1970 — Stratigraphy and structure of Ordovician and Silurian of the Siegas area, New Brunswick. Mineral Resources Branch, New Brunswick Department of Natural Resources; Report of Investigation 12, 55 pages.
- HELMSTEADT, H., 1971 — Structural geology of Portage Lakes area, Bathurst-Newcastle district, New Brunswick. Geological Survey of Canada; paper 70-28, 52 pages.
- KINDLE, C.H., 1936 — A geologic map of southeastern Gaspe. The Eastern Geologist; no 1, 7 pages.
- KIRKWOOD, D., 1988 — Géologie structurale de la région de Percé, Gaspésie. Université de Montréal; mémoire de maîtrise, 115 pages.
- LANDRY, D., 1982 — Projet Raudin (10-302); rapport des travaux de prospection (SOQUEM). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-40502, 20 pages.

- LESPÉRANCE, P.J., 1968 — Ordovician and Silurian Trilobite faunas of the White Head Formation, Percé region, Québec. *Journal of Paleontology*; volume 143, pages 811-826.
- 1974 — The Hirnantian fauna of the Percé area (Québec) and the Ordovician-Silurian boundary. *American Journal of Science*; volume 274, pages 10-30.
- LESPÉRANCE, P.J. — SHEEHAN, P.M. — SKIDMORE, W.B., 1981 — Correlation of the White Head and related strata of the Percé region. *In Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Vol. II: Stratigraphy and paleontology.* (P.J. Lespérance, editor). International Union of Geological Sciences, Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Département de géologie, Université de Montréal, Montréal (Québec), pages 223-229.
- LESPÉRANCE, P.J. — MALO, M. — SHEEHAN, P.M. — SKIDMORE, W.B., 1987 — A stratigraphical and faunal revision of Ordovician-Silurian strata of the Percé area, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 24, pp. 117-134.
- MALO, M. 1979 — L'axe Aroostook-Matapédia au nord de Chandler, Gaspésie, Québec. Université Laval, Québec; thèse de maîtrise, 62 pages.
- 1984 — Anticlinorium d'Aroostook-Percé dans les cantons d'Honorat, Weir et Raudin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-18 (carte annotée).
- 1986 — Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé en Gaspésie, Québec. Université de Montréal, Montréal; thèse de doctorat, 280 pages.
- 1987a — Géologie de la région de Grande-Rivière et de la rivière du Portage. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport intérimaire, MB 87-02, 41 pages.
- 1987b — L'anticlinorium d'Aroostook-Percé au nord-ouest de Chandler. Ministère de l'Énergie et des Ressources; rapport intérimaire, MB 87-04, 56 pages.
- , en préparation — Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé du centre de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources.
- McGERRIGLE, H.W., 1950 — La géologie de l'Est de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-35, 168 pages.
- MORIN, R. — SIMARD, M., 1987 — Géologie des régions de Sirois et de Raudin, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-06, 69 pages.
- NOWLAN, G.S., 1981 — Late Ordovician-Early Silurian conodont biostratigraphy of the Gaspé Peninsula — A preliminary report. *In Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Vol. II: Stratigraphy and paleontology.* (P.J. Lespérance, editor). International Union of Geological Sciences, Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Département de géologie, Université de Montréal, Montréal (Québec), pp. 257-291.
- PAJARI, G.E. — RAST, N. — STRINGER, P., 1977 — Paleozoic vulcanicity along the Bathurst-Dalhousie geotraverse, New Brunswick, and its relations to structure. *In Volcanic Regimes in Canada* (Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. et Hall, J.M., editors). Geological association of Canada; special paper 16, pages 111-124.
- PAVLIDES, L., 1968 — Stratigraphic and facies relationship of the Carys Mills Formation, northeast Maine adjoining New Brunswick. *United States Geological Survey; bulletin 1264*, 44 pages.
- PETTJOHN, F.J., 1975 — *Sedimentary Rocks*. Harper and Row Publishers Inc., New York; 628 pages.
- POWELL, Mc. A., 1974 — Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian Rocks, Northwest Tasmania. *Geological Society of America Bulletin*; volume 85, pages 1043-1060.
- POWERS, M.C., 1953 — A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 23, pp. 117-119.
- RICKARDS, R.B. — RIVA, J., 1981 — *Glyptograptus persculptus?* (Salter), its tectonic deformation, and its stratigraphic significance for the Carys Mills Formation of N.E. Maine. *USA Geological Journal*; volume 16, pages 219- 235.
- RIVA, J., 1974 — A revision of some Ordovician graptolites of Eastern North America. *Paleontology*; volume 17, pages 1-40.
- 1981 — Graptolites from the Matapedia and Honorat Groups of Gaspé. *In Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Vol. II: Stratigraphy and paleontology.* (P.J. Lespérance, editor). International Union of Geological Sciences, Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Département de géologie, Université de Montréal, Montréal (Québec), pages 293-298.
- ROUBEAULT, M., 1963 — Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Éditions Lamarre-Poinat, Paris; 365 pages.
- RUITENBERG, A.A. — FYFFE, L.R. — McCUTCHEON, S.R. — ST. PETER, C.J. — IRRINKI, R.R. — VENUGOPAL, D.V., 1977 — Evolution of Pre-Carboniferous Tectonostratigraphic Zones in the New Brunswick. *Geoscience Canada*; volume 4, pages 171-181.
- SANDERSON, D.J. — ANDREW, J.R. — PHILLIPS, W.E. — HUTTON, D.H.W., 1980 — Deformation studies in the Irish Caledonides. *Journal of the Geological Society of London*; volume 137, pages 289-302.
- SANCHAGRIN, R., 1963 — Rapport préliminaire sur la région de Grande-Rivière, comté de Gaspé-sud. Minis-

- tère des Richesses naturelles, Québec; RP-487, 8 pages.
- SAVARD, M., 1985 — Indices minéralisés du sud de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-08, 92 pages.
- SCHUCHERT, C. — COOPER, G.A., 1930 — Upper Ordovician and Lower Devonian stratigraphy and paleontology of Percé, Québec. *American Journal of Science*; volume 20, pages 161-176.
- SHEEHAN, P.M. — LESPÉRANCE P.J., 1979 — Late Ordovician (Ashgillian) brachiopods from the Percé region of Québec. *Journal of Paleontology*; volume 53, pages 950-967.
- 1981 — Brachiopods from the White Head Formation (Late Ordovician-Early Silurian) of the Percé region, Québec, Canada. *In* Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Vol. II: Stratigraphy and paleontology. (P.J. Lespérance, editor). International Union of Geological Sciences, Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Département de géologie, Université de Montréal, Montréal (Québec), pp. 247-256.
- SKIDMORE, W.B., 1965 — Région d'Honorat-Reboul, comté de Bonaventure. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-107, 30 pages.
- 1978 — Formation de White Head, comté de Gaspé. *In* Travaux sur le terrain 1978. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-603, page 29.
- SKIDMORE, W.B. — LESPÉRANCE, P.J., 1981 — Percé area, the White Head Formation. *In* Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Vol. II: Stratigraphy and paleontology. (P.J. Lespérance, editor). International Union of Geological Sciences, Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Département de géologie, Université de Montréal, Montréal (Québec), pages 31-40.
- SLIVITZKI, A., 1982 — Région de Grande-Vallée. *In* Travaux sur le terrain 1982. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-938, pages 11-12.
- ST. PETER, C.J., 1977 — Geology of parts of Restigouche, Victoria and Madawaska Counties, Northwestern New Brunswick. Mineral Resources Branch, New Brunswick Department of Natural Resources; Report of Investigation 17, 69 pages.
- STRINGER, P., 1975 — Acadian slaty cleavage non-coplanar with fold axial surface in the Northern Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 12, pages 949-961.
- THÉBERGE, R., 1979 — Étude tectono-stratigraphique des roches ordoviciennes et siluriennes de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé à Matapédia. Université de Montréal, Montréal; mémoire de maîtrise, 63 pages.
- TREAGUS, J.E. — TREAGUS, S.H., 1981 — Folds and the strain ellipsoid: a general model. *Journal of Structural Geology*; volume 3, no 1, pages 1-17.
- VENNAT, G., 1979 — Structure et stratigraphie de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé dans la région de Saint-Omer — Carleton, Gaspésie, Appalaches du Québec. Université de Montréal, Montréal; mémoire de maîtrise, 67 pages.
- WILCOX, R.E. — HARDING, T.P. — SEELEY, D.R., 1973 — Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*; volume 57, pages 74-96.
- WILLIAMS, H. — HUNTER, F.J. — GILBERT, C., 1954 — Petrography. W.H. Freeman and Co., San Francisco, California; 406 pages.

Localisation des collections fossilifères

78-PB-56 (*In Malo*, 1979)

- 1- Mudstone noir.
- 2- Formation de Garin.
- 3- Dans une carrière. À l'extrémité d'une route secondaire de direction E près du kilomètre 20, le long de la route de Pabos (à 3,3 km de l'intersection).
- 4- Canton de Pellegrin.
- 5- Coordonnées: 1 615 m au nord de 48°30'00" — 2 720 m à l'est de 64°45'00".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Leptograptus flaccidus (Hall).

Orthograptus cf. *quadrimucronatus* (Hall).

Orthograptus cf. *amplexicaulis* (Hall).

Chronozones de *C. pygmaeus* à *P. manitoulinensis* de la partie inférieure de l'Ordovicien tardif de l'Amérique du Nord (Riva, 1974).

81-CG-212

- 1- Grès moyen gris dans une séquence turbiditique.
- 2- Formation de Garin.
- 3- Grande Rivière Ouest. Sur la berge ouest, à 200 m d'un chemin forestier qui traverse la rivière. Ce chemin est accessible par la route de Pabos, à 14,5 km du village Les Quarante.
- 4- Canton de Pellegrin.
- 5- Coordonnées: 48°30'10" — 64°42'09".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Climacograptus spiniferus Ruedemann.

Zone à *C. spiniferus*.

(les graptolites sont tous alignés).

81-MM-214-c

- 1- Grès moyen gris dans une séquence turbiditique.
- 2- Formation de Garin.
- 3- La Grande Rivière Ouest. Dans le lit de la rivière, à 150 m au nord du chemin forestier qui traverse cette dernière. Ce chemin est accessible par la route de Pabos, à 14,5 km du village Les Quarante.
- 4- Canton de Pellegrin.
- 5- Coordonnées: 48°30'18" — 64°42'06".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Climacograptus spiniferus Ruedemann.

Zone à *C. spiniferus*.

78-PL-34-b

- 1- Mudstone gris foncé peu calcaireux, mudstone calcaireux, grès fin calcaireux.

- 2- Unité supérieure de la Formation de Pabos.
 - 3- Route de Pellegrin. Côté est de la route, à l'intersection d'un chemin secondaire allant vers l'ouest du terrain d'aviation désaffecté.
 - 4- Canton de Pellegrin.
 - 5- Coordonnées: 48°31'34" — 64°55'09".
 - 6- Feuillet SNRC: 22A/10.
- Climacograptus* sp. (un fragment).

78-PB-70 (*In Malo*, 1979)

- 1- Mudstone calcaireux gris foncé à brun et siltstone calcaireux laminaire.
- 2- Unité supérieure de la Formation de Pabos.
- 3- Affleurement sur le côté sud d'une route secondaire importante de direction est. À 0,5 km de l'intersection avec la route de Pabos, au kilomètre 27.
- 4- Canton de Joncas.
- 5- Coordonnées: 1 730 m au sud de 48°35'00" — 2 170 m à l'est de 64°50'00".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Epitomyonia americana Sheehan et Lespérance, 1979
? cf. *Glypthorthis robusta* Sheehan et Lespérance, 1979

Dalmanella sp.

Calyménide.

Segment thoracique de cheiruride.

Ashgillien (Ordovicien tardif).

78-PL-12 (GSC loc. 99730, rapport No 001-GSN-1984)

- 1- Calcarénite.
- 2- Unité supérieure de la Formation de Pabos.
- 3- Route de Pellegrin. Sur le côté ouest de la route, à 300 m au nord de l'intersection de la route secondaire allant à l'ancien village de Saint-Edmond-de-Pabos.
- 4- Seigneurie de Pabos.
- 5- Coordonnées: 48°25'57" — 64°44'49".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/7.

Oulodus? sp.

Panderodus gracilis (Branson et Mehl).

Phragmodus undatus Branson et Mehl.

Plectodina tenuis (Branson et Mehl).

Pseudobelodina? sp.

Scabbarbella sp.

Partie supérieure de l'Ordovicien moyen au sommet de l'Ordovicien tardif.

78-PL-36

- 1- Mudstone calcaireux avec des lits de siltstone et du grès fin de 4 à 10 cm d'épaisseur.
- 2- Unité supérieure de la Formation de Pabos.
- 3- Route de Pellegrin, à environ 9,5 km au nord du cimetière de l'ancien village de Pellegrin, sur le côté ouest de la route.
- 4- Canton de Pellegrin.
- 5- Coordonnées: 48°31'46" — 64°56'47".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Novaspis elevata

Ordovicien tardif (Ashgillien)

**81-MM-167 (GSC loc. 100816,
rapport No 005-GSN-1985)**

- 1- Calcarénite dans des calcaires argileux.
- 2- Unité supérieure de la Formation de Pabos.
- 3- En bordure de la baie des Chaleurs. À l'embouchure de la rivière de la Brèche à Manon.
- 4- Seigneurie de la Grande-Rivière.
- 5- Coordonnées: 48°24'21" — 64°27'21".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/8.

Élément indéterminé d'amorphognathiforme.

Ordovicien moyen ou plus jeune.

**81-MM-334 (GSC loc. 101629,
rapport No 015-GSN-1986)**

- 1- Calcarénite gréseuse dans des mudstones calcaireux.
- 2- Unité supérieure de la Formation de Pabos.
- 3- En bordure de la baie des Chaleurs. À l'ouest immédiat du quai de Sainte-Thérèse-de-Gaspé.
- 4- Canton de Percé.
- 5- Coordonnées: 48°24'33" — 64°23'50".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/8.

Amorphognathus sp.

Drepanoistodus sp.

Panderodus sp.

Oulodus? sp.

Phragmodus cf. *P. undatus* Branson et Mehl.

?*Protopanderodus variscostatus* (Sweet et Bergstrom).

Pseudooneotodus miratus (Moskalenko).

Ordovicien moyen ou tardif.

**82-MM-277 (GSC loc. 99441,
rapport No 006-GSN-1983)**

- 1- Calcarénite à calcirudite.
- 2- Unité supérieure de la Formation de Pabos.
- 3- Rivière du Petit Pabos. Sur la berge nord d'un secteur E-W de la rivière, à 4,8 km du nord du deuxième pont qui la traverse.
- 4- Seigneurie de Pabos.
- 5- Coordonnées: 48°24'22" — 64°39'10"
- 6- Feuillet SNRC: 22A/7.

Panderodus sp.

Élément de drenapodiforme.

Élément de denticulé.

Ordovicien moyen à Dévonien précoce.

**78-PB-64-b-35 (GSC loc. 98737,
rapport No 002-GSN-1982)**

- 1- Calcarénite dans des calcilutites.
- 2- Membre de Birmingham de la Formation de White Head.
- 3- Route reliant la route de Pabos et la route de Pellegrin. Sur le côté nord de la route, à 1,2 m à l'ouest du pont qui traverse la rivière du Petit Pabos. À 35 m sous le contact du Membre de Côte de la Surprise.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°33'40" — 64°54'36".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Amboladus? sp. s.f.

Belodina sp.

Phragmodus undatus Branson et Mehl.

Protopanderodus cf. *P. liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno.

Ordovicien moyen à tardif.

**78-PB-64-B-60 (GSC loc. 98738,
rapport No 002-GSN-1982)**

- 1- Calcarénite dans des calcilutites.
- 2- Membre de Birmingham de la Formation de White Head.
- 3- À 25 m stratigraphiquement sous la collection 78-PB-64-b-35.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°33'40" — 64°54'36".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Amorphognathus? sp.

Belodina confluens Sweet.

Drepanoistodus suberectus (Branson et Mehl).

Gamachignathus ensifer McKraken, Nowlan et Barnes.

Panderodus clinatus McKraken et Barnes.

P. gracilis (Branson et Mehl).

P. liratus Nowlan et Barnes.

Periodon sp.

Phragmodus undatus Branson et Mehl.

Plegagnathus dartoni (Stone et Furnish).

Scabbardella altipes (Henningsmoen).

Ordovicien tardif (Gamachien).

**81-MM-437 (GSC loc. 98735,
rapport No 002-GSN-1982)**

- 1- Calcarénite à calcirudite.
- 2- Membre de Birmingham de la Formation de White Head.
- 3- Route secondaire vers l'est, qui se prend à partir de la route de Pabos. Cette route est à 1,3 km au sud de

l'intersection de la route de Pabos avec celle qui va à la Grande Rivière Ouest.

- 4- Canton de Joncas.
- 5- Coordonnées: 48°34'53" — 64°49'10".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Aphelognathus sp.
Belodina? sp.
Gamachignathus? sp.
Phragmodus undatus Branson et Mehl.
Protopanderodus sp.
 Ordovicien moyen à tardif.

**78-RP-2; 82-MM-239 (GSC loc. 99440,
 rapport No 006-GSN-1983)**

- 1- Calcarénite dans des calcilutites.
- 2- Membre de Birmingham de la Formation de White Head.
- 3- Rivière du Petit Pabos. Sur la berge ouest, à 300 m au sud du pont.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°33'57" — 64°54'05".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Drepanoistodus suberectus (Branson et Mehl).
Phragmodus undatus? Branson et Mehl.
Protopanderodus sp.
Scabberdella? sp.
Trichonodella sp. s.f.
 Ordovicien moyen à tardif.

**78-PB-49-b (GSC loc. 98736,
 rapport No 002-GSN-1982)**

- 1- Calcarénite dans des calcilutites.
- 2- Membre de L'Irlande de la Formation de White Head.
- 3- Route de Pabos. Sur le côté est de la route, à 300 m au sud de l'intersection de la route de Pabos avec celle qui va à la Grande Rivière Ouest.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°34'54" — 64°50'25".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

?*Ambolodus* sp. s.f.
Icriodella sp.
Panderodus gracilis (Branson et Mehl).
 ?*Periodon* sp.
 Ordovicien moyen à tardif.

**82-MM-214 (GSC loc. 99438,
 rapport No 006-GSN-1983)**

- 1- Calcarénite dans des calcaires argileux et silteux.
- 2- Membre de L'Irlande de la Formation de White Head.
- 3- Ruisseau Boisvert. Sur la berge nord, à 700 m à l'ouest de son intersection avec la rivière du Petit Pabos.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°33'57" — 64°53'43".

- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Drepanoistodus suberectus (Branson et Mehl).
Aphelognathus aff. *A. rhodesi* (Lundstrom).
 Ordovicien moyen à tardif.

**78-PB-63-B; 82-MM-376 (GSC loc. 99442,
 rapport No 066-GSN-1983)**

- 1- Calcarénite et calcirudite.
- 2- Membre de L'Irlande de la Formation de White Head.
- 3- Route secondaire reliant la route de Pabos à la route de Pellegrin. Sur le côté sud de la route, à 250 m à l'ouest du pont qui traverse la rivière du Petit Pabos.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°34'08" — 64°54'10".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Drepanoistodus sp.
Periodon sp.
Scabberdella altipes? (Henningsmoen).
Walliserodus? sp.
 Ordovicien tardif.

**81-CG-284 (GSC loc. 101632,
 rapport No 015-GSN-1986)**

- 1- Calcarénite dans des calcilutites.
- 2- Membre de L'Irlande de la Formation de White Head.
- 3- Route longeant la Grande Rivière est. Côté ouest de la route, à 200 m au sud de l'intersection de la Grande Rivière Est et de la rivière à Nadeau.
- 4- Canton de Fortin.
- 5- Coordonnées: 48°34'52" — 64°34'56".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Icriodella? sp.
Oulodus? *kentuckyensis* (Branson et Mehl).
Ozarkidona aff. *O. hassi* (Pollock, Rexroad et Nicoll).
Panderodus gracilis (Branson et Mehl).
P. n.sp.
Pseudooneotodus beckmanni (Bischoff et Sannemann).
Pteropathodus aff. *P.a celloni* (Walliser).
Walliserodus curvatus (Branson et Mehl).
 Élément indéterminé de plate-forme
 Silurien précoce, Llandovérien C₃₋₅.

81-MM-389

- 1- Calcaire argileux.
- 2- Membre de Des Jean de la Formation de White Head.
- 3- La Grande Rivière Ouest. Sur la berge nord, à 0,5 km à l'est du pont de la route de Pabos.
- 4- Canton de Joncas.
- 5- Coordonnées: 48° — 64°.
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Metaclimacograptus undulatus (Kurk).
 Silurien précoce (Llandovérien) de la Zone à *Mono-graptus convolutus*

**81-CG-456 (CGS loc. 99443,
rapport No 006-GSN-1983)**

- 1- Calcarénite gréseuse.
- 2- Membre de Des Jean de la Formation de White Head.
- 3- La Grande Rivière Ouest. Sur la berge nord, à 3,7 km à l'est du pont de la route de Pabos.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°35'56" — 64°46'49".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Distomodus kentuckyensis Branson et Mehl.

Oudulus? sp.

Panderodus gracilis

Silurien précoce (Llandovérien), pas plus jeune que Llandovérien C₃₋₄.

**81-CG-492-a (GSC loc. 98734,
rapport No 002-GSN-1982)**

- 1- Calcarénite dans des calcilutites.
- 2- Membre de Des Jean de la Formation de White Head.
- 3- Ruisseau NE-SW se jetant dans la rivière du Portage. Dans le lit du ruisseau, à 800 m au sud de son intersection avec la rivière du Portage.

4- Coordonnées: 48°34'25" — 64°30'35".

5- Feuillet SNRC: 22A/10.

?*Distomodus* sp.

Walliserodus sp.

Silurien précoce (Llandovérien).

**82-MM-224 (GSC loc. 99439,
rapport No 006-GSN-1983)**

- 1- Calcarénite.
- 2- Membre de Des Jean de la Formation de White Head.
- 3- La Grande Rivière Ouest. Sur la berge nord, à 3,5 km à l'ouest du pont de la route de Pabos.
- 4- Canton de Power.
- 5- Coordonnées: 48°35'52" — 64°41'23".
- 6- Feuillet SNRC: 22A/10.

Distomodus kentuckyensis Branson et Branson.

Ozarkodina sp.

Panderodus gracilis (Branson et Mehl).

P. serratus Rexroad

Silurien précoce (Llandovérien), pas plus jeune que Llandovérien C₃₋₄.

Coupe de référence de la Formation de Pabos

La Formation de Pabos a été mentionnée pour la première fois par Kindle (*In* Alcock, 1935). La formation comprenait alors toutes les roches ordoviciennes au nord de la zone silurienne de la baie des Chaleurs, depuis la Petite rivière Cascapédia jusqu'à la Grande Rivière. Elle englobait ainsi des roches maintenant attribuées au Groupe d'Honorat, à la Formation de White Head et à un faciès intermédiaire entre ces deux divisions. La Formation de Pabos étant ainsi mal définie, nous voulons restreindre le terme de Pabos aux lithologies situées stratigraphiquement entre le Groupe d'Honorat et la Formation de White Head.

Cette formation est maintenant divisée en deux unités dans la région, que nous avons étudiée, au nord de Chandler et de Grande-Rivière. Ces unités affleurent bien dans la partie sud de la rivière du Petit Pabos et de la Grande Rivière. La partie sud de ces deux rivières se situe dans la région type de la Formation de Pabos de Kindle (1936). Cette région type comprend le sud du canton de Raudin, la Seigneurie de Pabos (d'où le nom vraisemblablement été tiré), la Seigneurie de la Grande-Rivière et l'ouest du canton de Rameau. Nos travaux de cartographie montrent que, dans cette région type, on retrouve des roches de la Formation de Garin (Groupe d'Honorat), au nord immédiat de la rivière du Grand Pabos (canton de Raudin), de même que des roches de la

Formation de White Head, le long de la Grande Rivière Est (canton de Rameau) (carte géologique). Comme nous l'avons vu, le sud de cette région type est affecté par de nombreuses failles où il est difficile de voir des contacts normaux entre le Garin et le Pabos, de même qu'entre le Pabos et le White Head. C'est pourquoi nous proposons ici une localité type accessoire pour la Formation de Pabos, localité où il est possible d'observer les limites inférieure et supérieure de la formation. Même si Kindle (1936) n'a jamais désigné de coupe type, nous considérons qu'il est essentiel qu'une coupe de référence principale de la localité de référence soit décrite pour fixer notre compréhension de la Formation de Pabos.

La localité de référence se situe le long de la Grande Rivière Ouest, au nord de l'anticlinal formé par les roches de la Formation de Garin (figure 2-1). On peut d'abord y observer le contact inférieur avec le Garin, puis en remontant la rivière vers le nord, on trouve le Pabos de direction générale NE-SW et à pendage faible vers le NW et le SE. Une bande de la Formation de White Head affleure dans le nord de la région; son contact graduel avec le Pabos est observé à différents endroits: le long de la route de Pabos et un peu plus à l'ouest dans la rivière du Petit Pabos (figure 2-1).

La coupe de référence de la Formation de Pabos se situe dans la Grande Rivière Ouest et le long de la route

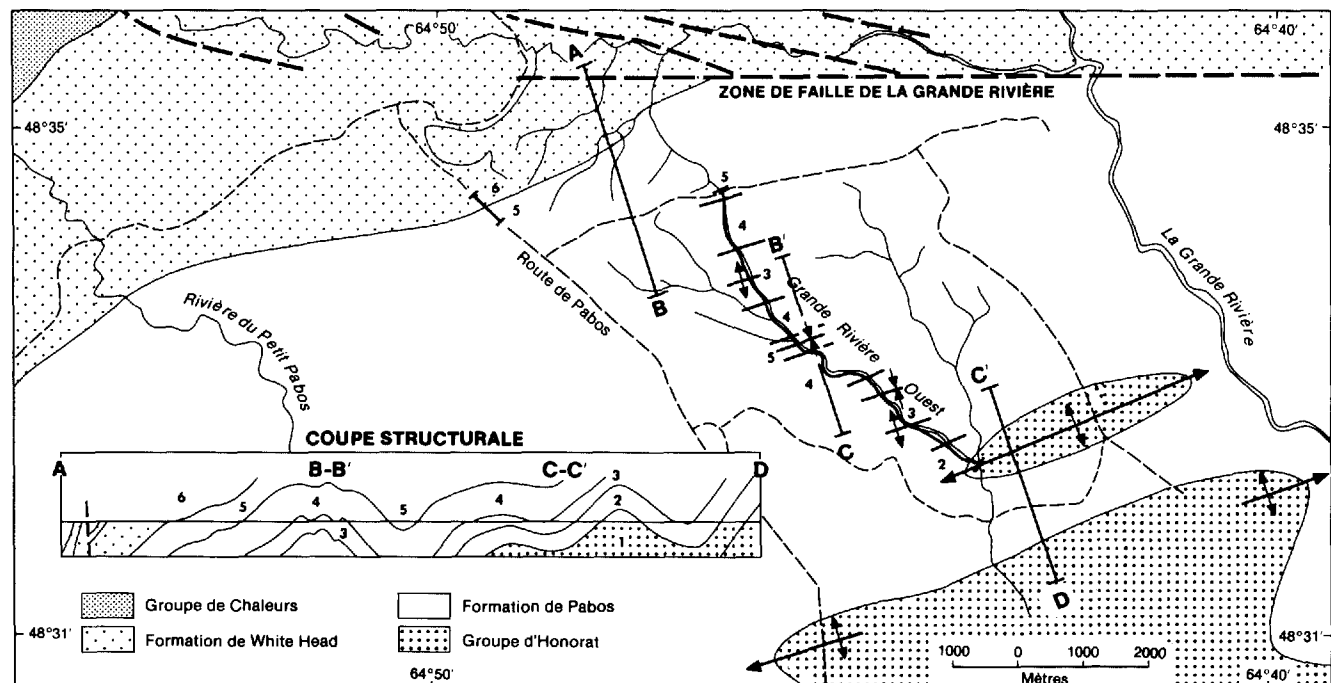


FIGURE 2-1 — Localisation de la localité de référence et de la coupe de référence de la Formation de Pabos

de Pabos (figure 2-1). La description qui suit n'est pas donnée mètre par mètre puisque la coupe s'étend sur plus de 7 km et qu'il y a de nombreux plis (voir coupe structurale de la figure 2-1). Nous décrivons plutôt en ordre descendant quatre grands ensembles (unités 5, 4, 3 et 2 de la figure 2-1) que l'on retrouve au sein de la Formation de Pabos, dans la localité de référence. Notre description inclut également le White Head (6) et le Garin (1).

Formation de White Head (route de Pabos)

6. Calcilutite gris-bleu en lits réguliers de 5 à 6 cm, avec interlits de mudstone calcaireux brun de 1 à 2 cm.

Formation de Pabos (unité supérieure)

5. Calcaire argileux et silteux, laminaire, gris moyen, en lits de 10 cm. Lits de calcilutite gris bleu de 3-4 cm, formant de 20 à 30 % de l'unité. Présence de glissements synsédimentaires et de traces de bioturbation. — **350 m**
4. Mudstone calcaireux gris beige en lits de 10 cm. Calcaire argileux et silteux, gris, laminaire, en lits de 10 cm. Siltstone calcaireux, gris pâle, en lits de 2 à 3 cm. Quelques zones de 50 à 100 cm d'épaisseur de conglomérat polygénique. Présence de granules de schiste à chlorite et de glissements synsédimentaires dans les mudstones. On retrouve aussi des bandes de mudstone gris foncé non calcaireux de 2 à 5 cm d'épaisseur avec les mudstones calcaireux. — **500 m**

3. Mudstone calcaireux gris beige à gris verdâtre en surface altérée et gris moyen en surface fraîche, avec laminations silteuses. Les mudstones sont en lits de 10 à 20 cm. Grès fin à moyen, calcaireux, en lits de 10 à 30 cm avec structures sédimentaires (granoclassement, laminations parallèles, entrecroisées et convolutées). Siltstone calcaireux gris clair en lits de 4 à 8 cm. Quelques zones de 50 à 100 cm d'épaisseur de conglomérat polygénique. Quelques lits de calcaire argileux, laminaires, de 5 à 10 cm. Présence de glissements synsédimentaires. — **250 m**

Formation de Pabos (unité inférieure)

2. Mudstone calcaireux brun chamois en surface altérée, gris moyen en surface fraîche, avec laminations silteuses. Les mudstones calcaireux sont en lits de 5 à 10 cm et ils alternent avec des mudstones gris verdâtre non calcaireux, en lits de 4 à 8 cm. Présence de glissements synsédimentaires. — **300 m**

Formation de Garin

1. Mudstone massif gris foncé en cassure fraîche et gris verdâtre en surface altérée. Mudshale gris foncé en lits de 1 à 2 cm. Quelques lits de calcaire silteux dolomitique, gris en cassure fraîche et brun orangé en surface altérée; ces calcaires, en lits de 4 à 5 cm, ne sont pas toujours dolomitiques et ils sont souvent boudinés. Alternance de bandes de mudstone gris foncé non calcaireux et de mudstone chamois légèrement calcaireux.

Les épaisseurs sont approximatives et mesurées à l'aide de la coupe structurale.



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