

ET 87-17

GEOLOGIE STRUCTURALE DE LA REGION DE PERCE (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.

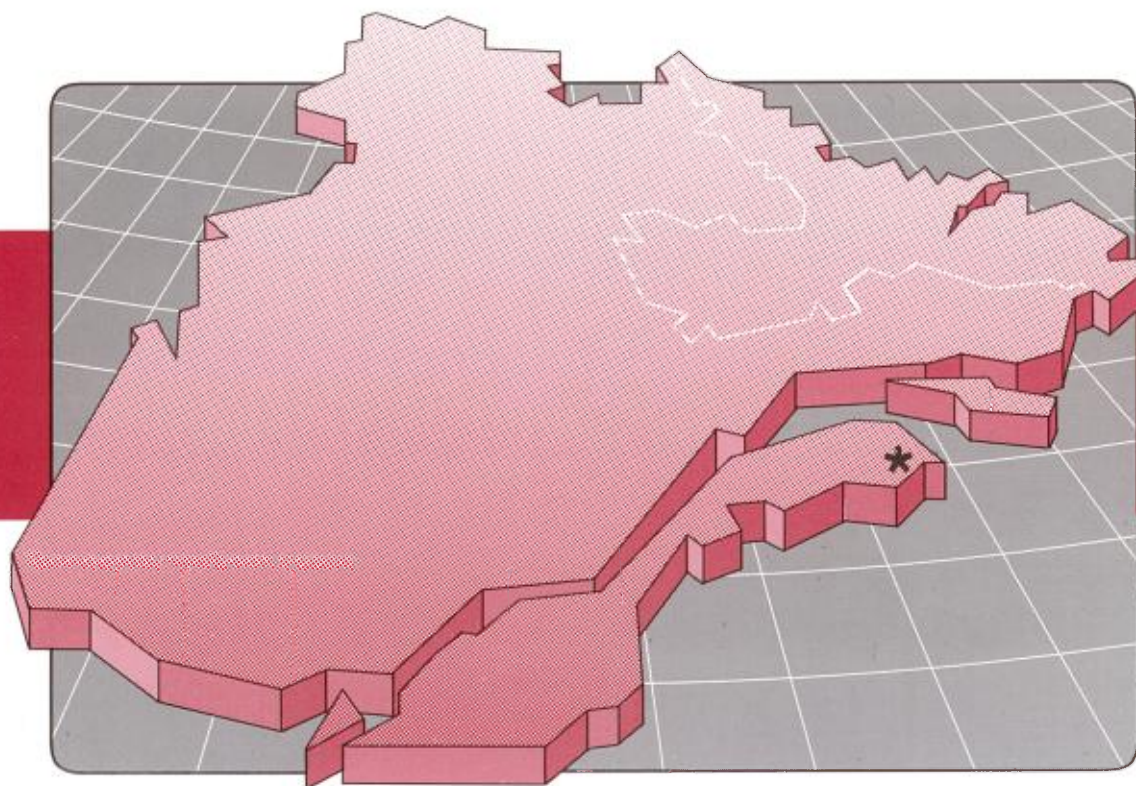
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie structurale de la région de Percé (Gaspésie)

Donna Kirkwood

ET 87-17



1989

Québec 

Géologie structurale de la région de Percé (Gaspésie)

Donna Kirkwood

ET 87–17

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE

Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 86-05-21

Accepté pour publication le 88-11-15

Lecteur critique

D. Brisebois

Éditeur

C. Dubé et Géo-textes

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

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada — Québec sur le développement minéral.

RÉSUMÉ

Le secteur oriental de la péninsule gaspésienne est traversé par plusieurs cassures majeures. Celles-ci se divisent en deux systèmes : (1) des failles de direction E-W, telles les failles du Grand Pabos et de La Grande Rivière qui appartiennent à un système de failles de décrochement et (2) les failles de direction NW-SE, dont les plus importantes sont les failles du Troisième Lac et du Bassin Nord-Ouest, qui ont des composantes de décrochement et de chevauchement. La région de Percé se situe au point de rencontre des deux systèmes. Elle se divise en deux secteurs stratigraphiquement distincts : le secteur sud-ouest et le secteur nord-est. Le secteur sud-ouest est limité au nord par la faille de La Grande Rivière et au nord-est par la faille du Troisième Lac. On y trouve les formations de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek, le Groupe de Matapédia et la Formation de Bonaventure. Le secteur nord-est se situe au nord de la faille de La Grande Rivière et au nord-est de la faille du Troisième Lac. Les roches qu'on y rencontre appartiennent aux groupes d'Honorat, de Matapédia, de Chaleurs, aux Calcaires supérieurs de Gaspé, aux Grès de Gaspé et aux formations de Cannes-de-Roches et de Bonaventure.

Des failles secondaires dextres et senestres, considérées comme des riedels synthétiques et antithétiques des failles principales, sont associées aux zones de failles de La Grande Rivière et du Troisième Lac. Le secteur sud-ouest présente une tectonique biphasée en dômes et bassins que l'on retrouve dans tout l'anticlinorium d'Aroostook—Percé de la Gaspésie. Les plis P_1 et P_2 sont de direction NNW-SSE et NE-SW, respectivement. Un clivage S_2 subvertical, synchrone aux plis P_2 mais non coplanaire aux plans axiaux P_{ax2} , a subi une rotation dans les domaines affectés par la faille de La Grande Rivière. L'orientation des éléments structuraux observés dans les zones de failles est compatible avec une déformation induite par des décrochements majeurs dextres le long des failles principales.

La tectonique acadienne, caractérisée en Gaspésie par de grands coulissages, est reliée à une convergence oblique des continents après la collision taconienne. Le système de failles du Troisième Lac recoupe le système de failles de La Grande Rivière tout en le décrochant de façon dextre d'une quinzaine de kilomètres. Un décrochement d'une vingtaine de kilomètres a été calculé le long de la faille de La Grande Rivière.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Objet de l'étude	1
Situation géographique	1
Accès	1
Physiographie	1
Travaux antérieurs	1
Méthode de travail	2
Contexte géologique	2
Remerciements	4
STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE	5
Roches cambriennes	5
Formation de Corner-of-the-Beach (CB)	5
Lithostratigraphie	5
Âge	5
Formation de Murphy Creek (MC)	5
Lithostratigraphie	5
Âge	9
Nature et provenance des dépôts	9
Groupe d'Honorat (Ho)	10
Lithostratigraphie	10
Âge	10
Groupe de Matapédia (Ma)	10
Formation de Pabos (Pa)	10
Lithostratigraphie	10
Âge	11
Formation de White Head (WH)	11
Lithostratigraphie	11
Membre de Birmingham (Bu)	11
Membre de Côte de la Surprise (Su)	11
Membre de l'Irlande (Ir)	11
Membre de Des Jean (DJ)	12
Âge	12
Groupe de Chaleurs	12
Formation de West Point (WP)	12
Lithostratigraphie	12
Âge	12
Formation de Roncelles (Ro)	12
Lithostratigraphie	12

Âge	13
Formation d'Indian Point (IP)	13
Lithostratigraphie	13
Membre de Rosebush Cove (RC)	13
Membre de Cap Road (CO)	13
Âge	13
Calcaires supérieurs de Gaspé	13
Formation de Forillon (Fr)	13
Lithostratigraphie	13
Âge	13
Formation de Shiphead (Sh)	13
Lithostratigraphie	13
Âge	13
Formation d'Indian Cove (IC)	13
Lithostratigraphie	13
Âge	13
Grès de Gaspé : Formation de Fortin (Fo)	14
Lithostratigraphie	14
Âge	14
Roches carbonifères	14
Formation de Bonaventure (Bo)	14
Formation de Cannes-de-Roches (CR)	14
CORRÉLATIONS RÉGIONALES	15
Roches cambriennes	15
Groupe d'Honorat	15
Groupe de Matapédia	15
Formation de Pabos	15
Formation de White Head	16
Conclusion	17
GÉOLOGIE STRUCTURALE	19
Aperçu général	19
Éléments structuraux	19
Domaines structuraux	19
Les plis	23
Plis P_1	23
Plis P_2	23
Superposition des plis P_1 et P_2	23
Relations de β à S_2	24
Les failles	24
Système E-W	24
Failles conjuguées mésoscopiques	24
Failles secondaires de type Riedel	25
Système NW-SE	25

Faïlle du Troisième Lac	25
Failles conjuguées mésoscopiques	25
Failles inverses secondaires	25
Failles normales	25
Faïlle du ruisseau Blanc	25
Failles conjuguées mésoscopiques	25
Failles secondaires de type Riedel	25
Système tardif post-acadien	25
Déplacements le long des failles	26
Système E-W	27
Système NW-SE	27
Modèle de déformation intégrée	27
CONCLUSION	29
RÉFÉRENCES	31
CARTES	
N° 2068 A — Géologie, coupes structurales schématiques (A-A' et B-B') et coupes photo-interprétées (C-C', D-D' et E-E') de la région de Percé. Échelle de 1 : 20 000 ... hors texte	
N° 2068 B — Domaines et éléments structuraux	

Objet de l'étude

Le secteur oriental de la péninsule gaspésienne est traversé par plusieurs cassures majeures. Elles se divisent en deux systèmes : (1) des failles de direction E-W, telles les failles du Grand Pabos et de La Grande Rivière, qui appartiennent à un système de failles de décrochement (Malo, 1986) et (2) les failles de direction NW-SE, représentées par les failles du Troisième Lac et du Bassin Nord-Ouest, dont les mouvements principaux ont des composantes de décrochement et de chevauchement (Béland, 1980). La région de Percé se situe au point de rencontre des deux systèmes de failles. De ce fait, il existe de nombreux problèmes de corrélation entre les secteurs nord-est et sud-ouest de la région de Percé.

Cette étude a donc pour objectifs : (1) d'établir et de préciser les relations stratigraphiques entre les différents blocs tectoniques de la région de Percé, (2) de déterminer la nature des mouvements le long des failles principales et (3) de décrire en détail la pétrographie des roches cambriennes. Afin d'atteindre ces objectifs, nous avons complété la cartographie géologique de la région de Percé et effectué un relevé structural détaillé de la côte entre Percé et Coin-du-Banc. L'analyse détaillée des éléments structuraux a permis d'évaluer l'effet des deux systèmes de failles majeures sur la distribution des unités stratigraphiques dans la région de Percé et d'établir la chronologie des mouvements.

Situation géographique

La région de Percé est située à l'extrémité sud-est de la péninsule gaspésienne (figure 1). Ses limites sont : à l'ouest, la longitude 64° 30'; au nord et au sud, les latitudes 48° 35' et 48° 30'; à l'est, la baie de La Malbaie. Elle correspond aux deux tiers inférieurs des feuillets topographiques 22 A/09-200-0101 (Barachois) et 22 A/09-200-0102 (Percé) et elle couvre approximativement 180 km². Cette région comprend le canton de Percé, la partie sud du canton de Malbaie, ainsi que les parties orientales des cantons de Rameau et de Fortin (voir le feuillet topographique 22 A/9).

Accès

La région étudiée est accessible par la route nationale 132 (figure 2). Plusieurs rangs donnent accès à l'intérieur des terres et des routes forestières carrossables en véhicules tout-terrain permettent d'atteindre les régions les plus éloignées.

Physiographie

La physiographie de la partie sud de la région se caractérise par un plateau légèrement en pente vers la baie des

Chaleurs. Ce plateau est disséqué par deux principaux réseaux de drainage : la rivière de l'Anse à Beaufils et le ruisseau de la Côte de la Fourche. Ces deux cours d'eau se déversent dans la baie des Chaleurs (figure 2).

Les sommets les plus élevés de la région, au nord et au nord-est, atteignent plus de 300 m d'altitude. Cette partie est disséquée par trois principaux réseaux de drainage. Ce sont ceux de la rivière du Portage, du ruisseau Blanc et de la rivière Murphy qui se jettent dans la baie de La Malbaie. Ces rivières et ruisseaux, avec leurs nombreux tributaires, ont creusé de petites vallées souvent très escarpées où abondent les affleurements.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques portant sur la région de Percé sont ceux de Clarke (1908), Schuchert & Cooper (1930) et Cooper & Kindle (1936) concernant la paléontologie de la Formation de White Head. Clarke (1908) décrit pour la première fois la coupe type de la Formation de White Head et Kindle (1942 et 1948) décrit pour la première fois aussi les roches cambriennes pour lesquelles il introduit les noms formels de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek.

Alcock (1935) reconnaît la présence d'une unité terrigène ordovicienne sous le White Head calcaire. Il inclut toutes les roches ordoviciennes situées au nord de la faille du Grand Pabos dans la Formation de Pabos. Plus récemment, plusieurs études paléontologiques du Groupe de Matapédia ont été entreprises dans la région de Percé : Boucot (1962), Lespérance (1968a, 1968b, 1974 et 1985), Ayrton (1969), Lespérance & Sheehan (1976), Sheehan & Lespérance (1979), Lespérance *et al.* (1981), Nowlan (1981 et 1983), Riva (1981), et Lespérance & Tripp (1985).

Sanschagrin (1963) a cartographié la région de Grande-Rivière, à l'ouest de Percé. Bourque (1977) dans son étude du Groupe de Chaleurs a reconnu dans la région de Percé les formations de West Point, de Roncelles et d'Indian Point. Skidmore & Lespérance (1981) divisent le Groupe de Matapédia du secteur sud-ouest en neuf unités mais, plus récemment, Lespérance *et al.* (1987) ont réduit le nombre des unités du Matapédia à cinq membres formels : le Membre du Rouge (Ru) de la Formation de Pabos, et les membres de Birmingham (Bu), de Côte de la Surprise (Su), de l'Irlande (Ir) et de Des Jean (DJ) qui appartiennent à la Formation de White Head. Les roches situées au nord de la rivière du Portage ont été cartographiées par McGerrigle (1950) et par Brisebois (1981). Ces auteurs ont reconnu les formations de White Head, de Pabos, de Gascons, de West Point, de Roncelles, d'Indian Point, de Cap Bon Ami, de Grande Grève et de Fortin. Malo (1988) a cartographié le Groupe de Matapédia dans une partie de la région de Percé.

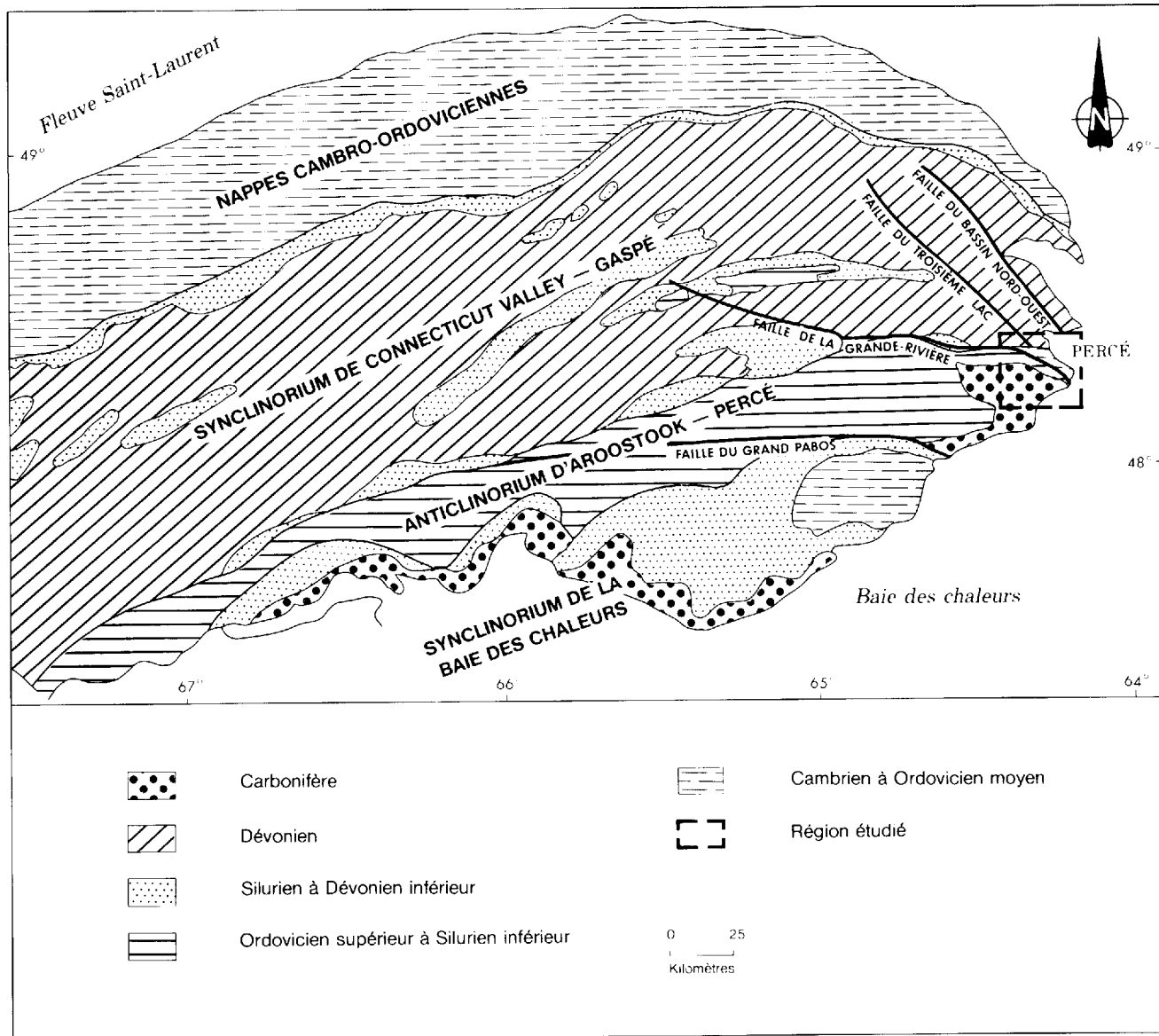


FIGURE 1 — Situation géographique de la région de Percé et résumé de la géologie de la Gaspésie.

Méthode de travail

La première étape de notre travail a été de compléter, au cours de l'été de 1985, la carte géologique de la région de Percé à l'échelle de 1 : 20 000, déjà en partie réalisée par les auteurs mentionnés précédemment. Environ le tiers du travail de terrain fut consacré à un relevé structural détaillé (1 : 2 500) des régions côtières situées entre Percé et Coin-du-Banc. Cette région comprend le cap Blanc, le cap Canon, le mont Joli, le cap Barré, les caps les Trois Soeurs, la Muraille, la Grande Coupe, la Petite Coupe et la pointe des Cannes-de-Roches (figure 3).

D'autres affleurements ont été relevés le long des routes et des cours d'eau. La localisation précise des affleurements a été faite à l'aide d'un podomètre. Les photos aériennes au 1 : 15 000 du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MER) ainsi que les cartes topographiques au 1 : 20 000 et au 1 : 2 500 du MER ont servi

à la compilation des données. Les éléments structuraux recueillis à l'affleurement ont été projetés sur canevas équivalent (de Schmidt) pour fin d'étude statistique, laquelle a été réalisée sur micro-ordinateur, à l'aide du programme STERONET.

La lithologie de plusieurs unités a été étudiée en lames minces, au microscope polarisant. Nous avons procédé à un comptage de points (environ 300 points par lame) sur des échantillons de grès de la Formation de Murphy Creek.

Contexte géologique

Le territoire que nous avons cartographié appartient à deux entités tectono-stratigraphiques majeures des Appalaches du Nord : le synclinorium de Connecticut Valley—Gaspé, au nord, et l'anticlinorium d'Aroostook—Percé, au sud. La région de Percé constitue l'extrémité est de

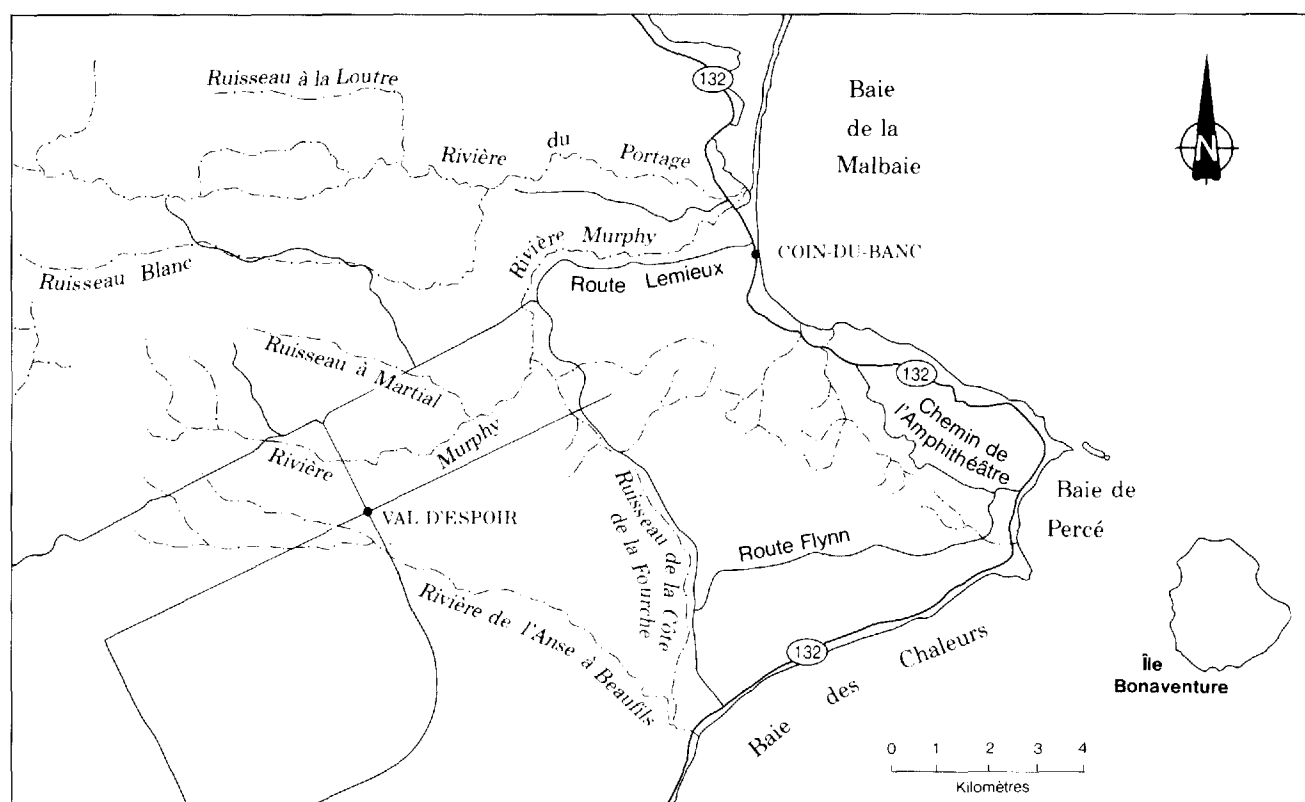


FIGURE 2 — Réseaux hydrographique et routier de la région de Percé.

l'anticlinorium, qui s'étend du comté d'Aroostook, dans l'état du Maine, jusqu'au canton de Percé (figure 1).

Dans la région de Percé, l'anticlinorium expose les roches sédimentaires d'âge Cambrien moyen à Silurien précoce de quatre unités lithostratigraphiques : (1) la Formation de Corner-of-the-Beach (CB), (2) la Formation de Murphy Creek (MC), (3) le Groupe d'Honorat (Ho) et (4) le Groupe de Matapédia (Ma). Les calcaires cambriens moyens de la Formation de Corner-of-the-Beach, à la base de la séquence, sont les plus vieilles roches de la région. Ces calcaires sont surmontés des claystones, des siltstones, des calcaires argileux, des conglomérats calcaires et des grès quartzeux de la Formation de Murphy Creek, d'âge Cambrien tardif. Le Groupe d'Honorat est une séquence terrigène qui n'affleure que dans les zones de failles et dont la base n'a été observée nulle part. Le Groupe de Matapédia comprend deux formations : les formations de Pabos (Pa) et de White Head (WH). Le Pabos est constitué de mudstone calcaireux, de siltstones calcaireux, de calcaires argileux, de calcarénite et d'un peu de conglomérat et de grès calcaireux. Par endroits, le Pabos repose en discordance sur le Murphy Creek; ailleurs, il repose en concordance sur l'Honorat. La Formation de White Head est formée de calcilutite, de calcarénite, de calcaire argileux et silteux, de conglomérat calcaire et de deux unités de mudstone.

Le synclinorium de Connecticut Valley—Gaspé de la péninsule Gaspésienne est constitué de roches d'âge Dévonien précoce regroupées en trois unités lithostratigraphiques : le Groupe de Chaleurs, les Calcaires supé-

rieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé. Le Groupe de Chaleurs comprend ici les formations de West Point (WP), de Roncelles (Ro) et d'Indian Point (IP). Le West Point est formé de calcaire, de conglomérat biogénique à stromatopores, coraux et échinodermes et d'un peu de mudstone et de siltstone. La Formation de Roncelles est constituée de mudstone, de siltstone, de calcarénite et de calcirudite à fragments de stromatopores, de coraux, d'échinodermes et de brachiopodes. Des mudstones, des siltstones calcaireux, des grès fins et des calcaires argileux constituent la Formation d'Indian Point. Le West Point repose en discordance sur la Formation de White Head (Bourque, 1977). À quelques endroits, nous retrouvons le West Point et le Roncelles en contact de faille avec le Matapédia.

Les Calcaires supérieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé prédominent dans le synclinorium de Connecticut Valley—Gaspé. Dans la région de Percé, ces roches affleurent au nord de la rivière du Portage. Des Calcaires supérieurs affleurent également sur la côte entre Percé et Cannes-de-Roches. La base des Calcaires supérieurs de Gaspé, la Formation de Forillon (Fr), est une unité calcaire en concordance sur les roches du Chaleurs. Elle est suivie de grès quartzeux, de mudstone calcaireux, de calcaire sublithographique et de calcaire siliceux de la Formation de Shiphead (Sh). L'unité supérieure, la Formation d'Indian Cove (IC), comprend du calcaire siliceux, du mudstone calcaireux, de la calcarénite et du grès calcaireux. Les Calcaires supérieurs de Gaspé sont suivis de calcaire chertueux et dolomitique, de grès, de conglo-

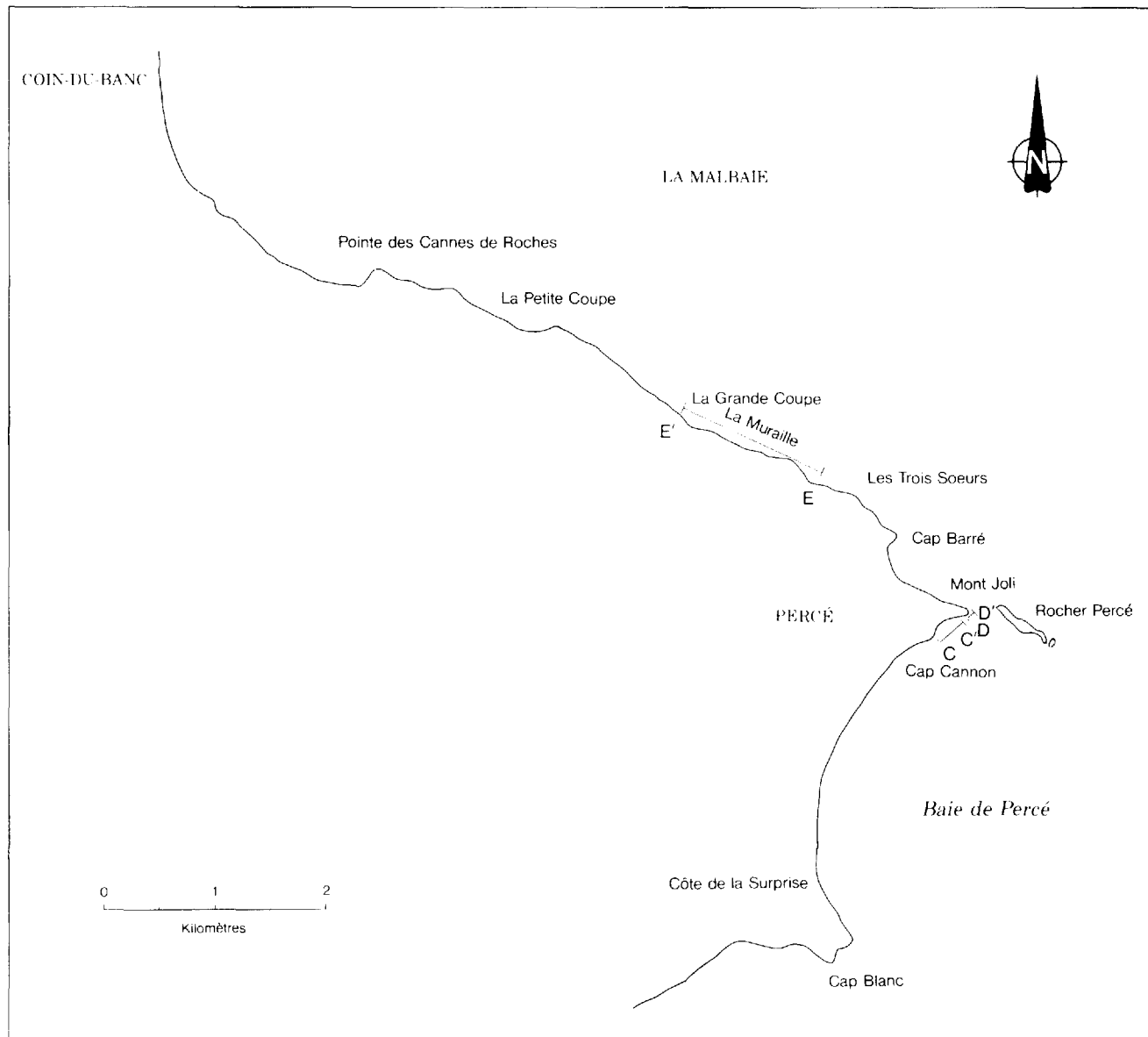


FIGURE 3 — Localisation géographique des sites étudiés en détail.

mérat et de mudstone de la Formation de Fortin (Fo), laquelle s'insère ici dans les Grès de Gaspé (Brisebois, 1981).

Les formations de Bonaventure (Bo) et de Canes-de-Roches (CR), d'âge Carbonifère, sont formées de sédiments clastiques grossiers en discordance sur les formations plus anciennes.

Une première phase de déformation, observée uniquement dans les roches cambriennes, résulte vraisemblablement de l'orogénie taconique. La principale phase de plissement responsable du développement de l'anticlinorium d'Aroostook—Percé et du synclinorium de Connecticut Valley—Gaspé appartient toutefois à l'orogénèse acadienne (Ruitenberg *et al.*, 1977). Mis à part des basculements le long de failles tardives, les roches carbonifères sont très peu déformées.

Remerciements

Nous tenons à remercier Brian Skidmore et Daniel Brisebois du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Jacques Béland de l'université de Montréal et Michel Malo et Pierre St-Julien de l'université Laval, pour leurs visites sur le terrain. Les suggestions de Michel Malo et de Jacques Béland concernant le présent rapport ont été fort appréciées.

Nous voulons aussi remercier John Riva de l'université Laval et Pierre J. Lespérance de l'université de Montréal pour avoir identifié respectivement les graptolites et les brachiopodes et trilobites recueillis lors de nos campagnes de terrain.

Stratigraphie et pétrographie

Les roches de la région sont divisées en sept assemblages lithostratigraphiques : (1) les formations de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek, (2) le Groupe d'Honorat, (3) le Groupe de Matapédia, (4) le Groupe de Chaleurs, (5) les Calcaires supérieurs de Gaspé, (6) les Grès de Gaspé et (7) les formations de Cannes-de-Roches et de Bonaventure.

La géologie de la région de Percé est caractérisée par la juxtaposition de deux blocs tectono-stratigraphiques distincts appelés secteur sud-ouest et secteur nord-est. Le secteur sud-ouest comprend la séquence monoclinale de Percé (Lespérance *et al.*, 1987). Il est limité au nord par la faille de La Grande Rivière et au nord-est par la faille du Troisième Lac et le segment nord de la faille du ruisseau Blanc (voir carte 2068 A). On y retrouve les formations de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek, le Groupe de Matapédia et la Formation de Bonaventure. Le secteur nord-est, se situe au nord de la faille de La Grande Rivière et au nord-est de la faille du Troisième Lac. Les roches qu'on y rencontre appartiennent aux groupes d'Honorat, de Matapédia, de Chaleurs, aux Calcaires supérieurs de Gaspé, aux Grès de Gaspé et aux formations de Cannes-de-Roches et de Bonaventure. Un résumé des unités lithostratigraphiques est présenté au tableau 1.

Roches cambriennes

Les roches cambriennes de la région de Percé affleurent uniquement dans le secteur sud-ouest et comprennent les calcaires de la Formation de Corner-of-the-Beach et les sédiments terrigènes de la Formation de Murphy Creek. Ce pointement de roches cambriennes est, avec le Groupe de Maquereau, le seul que l'on connaisse en Gaspésie au sud des nappes du Supergroupe de Québec du nord de la péninsule. Il ne se corrèle avec aucune unité du sud de la Gaspésie.

FORMATION DE CORNER-OF-THE-BEACH (CB)

Lithostratigraphie

La Formation de Corner-of-the-Beach n'affleure qu'à un seul endroit, à 4 km à l'ouest du village de Coin-du-Banc, c'est-à-dire sur la route Lemieux et sur la voie ferrée qui passe à proximité. Elle fut nommée et décrite pour la première fois par Kindle (1942). Malheureusement, les 30 m inférieurs de la séquence décrite par Kindle n'affleurent plus et seuls quelques débris de calcaire brun orangé sont encore visibles. La partie exposée de la séquence débute par des lits de calcaire blanchâtre de 30 à 60 cm d'épaisseur et se termine par un calcaire oolithique en lits de 40 à 80 cm, gris pâle en cassure fraîche et beige en surface altérée. Le pourcentage d'oolithes à l'in-

térieur des lits de calcaire oolithique augmente progressivement de la base au sommet (Fritz *et al.*, 1970). D'après Kindle (1942), ces calcaires représentent une séquence de carbonates de plate-forme.

Âge

Les trilobites identifiés par Fritz *et al.* (1970) indiquent que la partie fossilifère de la formation appartient à la Zone à *Bolaspidella* de la fin du Cambrien moyen. Les couches supérieures non fossilifères appartiennent vraisemblablement à la même zone ou au début du Cambrien supérieur.

FORMATION DE MURPHY CREEK (MC)

Lithostratigraphie

La Formation de Murphy Creek est constituée de clayshale, de calcaire argileux, de siltstone dolomitique, de calcilutite, de conglomérat calcaire, de wacke quartzitique et de wacke lithique. Le clayshale représente environ 80% de la formation. Il est soit brun verdâtre avec quelques minces lits de siltstone calcareux de 1 à 3 cm d'épaisseur, soit laminaire, vert et noir (figure 4). Les lits de siltstone calcareux montrent des granoclassements normaux et des laminations parallèles qui correspondent aux divisions a et b de la séquence de Bouma (1962). Quelques lits montrent parfois des laminations obliques de la division c.

Des séquences rythmiques sont constituées de calcaire argileux ou de grès, à la base, et de clayshale, au sommet, en lits de 2 à 10 cm (figure 5). Ces grès sont des wackes, soit quartzitiques soit lithiques (figure 6), selon la classification de Gilbert (*in* Williams *et al.*, 1954). La taille des grains varie du silt grossier au sable fin. Le grès est gra-



FIGURE 4 — Clayshale laminaire de la Formation de Murphy Creek. Route des failles.

TABLEAU 1 — Unités lithostratigraphiques de la région de Percé

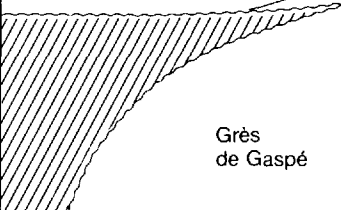
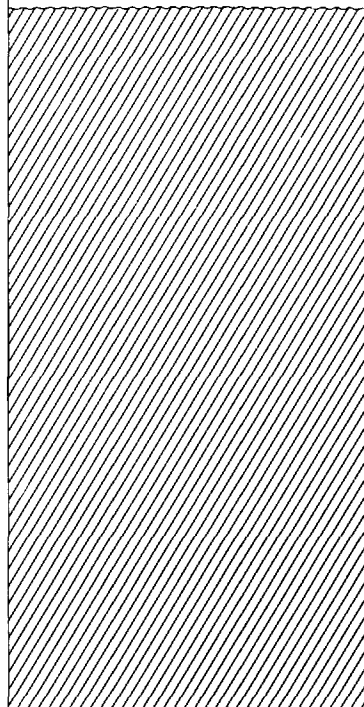
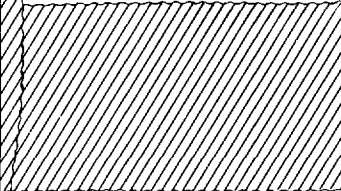
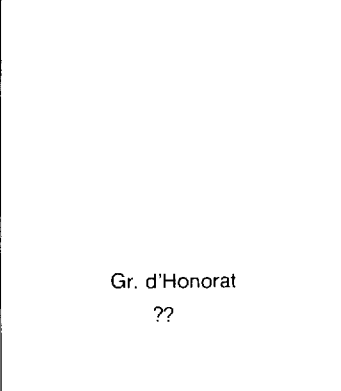
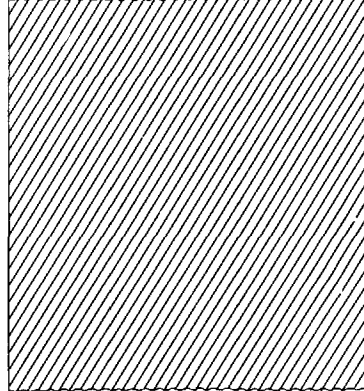
PÉRIODE	ÂGE	GROUPE	SECTEUR N E		SECTEUR S W	
CARBONIFÈRE	EIFÉLIEN		Fm. de Bonaventure		Fm. de Bonaventure	
			Fm. de Cannes-de-Roches			
DÉVONIEN	EMSIEEN	GRÈS DE GASPÉ				
	PRAGIEN	CALCAIRES SUPÉRIEURS DE GASPÉ	Fm. de Fortin			
			Fm. d'Indian Cove			
			Fm. de Shiphead			
	LOCHKOVIEN	CHALEURS	Fm. de Forillon			
Fm. d'Indian Point						
Fm. de Roncelles						
Fm. de Westpoint						
SILURIEN	PRIDOLIEN					
	LUDLOWIEN					
	WENLOCKIEN					
	LLANDOVÉRIEN	MATAPÉDIA	Fm. de White Head	Mb. de l'Irlande	Fm. de White Head	Mb. Des Jean
ASHGILLIEN	Mb. de Côte de la Surprise		Mb. de l'Irlande			
	Mb. de Birmingham		Mb. de Côte de la Surprise			
ORDOVICIEN	CARADOCIEN	HONORAT	Fm. de Pabos		Fm. de Pabos	Mb. du Rouge
						
ARÉNIGIEN	Gr. d'Honorat ??					
TRÉMADOCIEN						
CAMBRIEN					Fm. de Murphy Creek	
					Fm. de Corner-of-the-Beach ??	



FIGURE 5 — Séquence rythmique de grès et de clayshale de la Formation de Murphy Creek. Ruisseau Des Jean.

noclassé et contient des laminations parallèles (divisions *a* et *b* de la séquence de Bouma).

Nous avons tracé des bancs de conglomérats à trois niveaux stratigraphiques à l'intérieur de la formation. Ce sont des conglomérats calcaires, en lits lenticulaires de 0,6 à 2,7 m d'épaisseur, souvent associés aux séquences rythmiques (figure 7). La base des lits est nette et ondulante. Les lits montrent généralement un granoclassement normal, quoique l'on observe à l'occasion un granoclassement qui passe de inverse à la base à normal au sommet. De rares stratifications obliques sont aussi observées. Ce conglomérat calcaire est à fragments jointifs et il contient de 20 à 30% de matrice gréseuse. La granulométrie de la fraction principale varie de 1 à 10 cm

(taille moyenne de 4 cm). Les fragments sont constitués de carbonate (85 à 100%) et de roches terrigènes. Les premiers comprennent des calcilités, des calcilités silteuses, des calcarénites, des calcaires oolithiques, des calcaires à *pellets* et des intraclastes. La plupart des fragments terrigènes sont des pélites et des siltstones. Selon la classification de Pettijohn (1957) ce conglomérat est un orthoconglomérat polygénique à cailloux de calcaire.

L'analyse pétrographique au microscope polarisant de quelques échantillons de grès et de conglomérat révèle que la plupart des grès ainsi que la matrice gréseuse des conglomérats sont des wackes lithiques (tableau 2 et figure 6). Un échantillon de grès se situe par contre dans le champ des wackes quartzitiques (figure 8). Le contenu en quartz de la fraction principale des grès et de la matrice des conglomérats varie de 14 à 90% et de 0 à 24% respectivement. La plupart des grains de quartz sont monocristallins à extinction uniforme. Cependant, quelques grains polycristallins à extinction ondulante furent aussi observés. La taille moyenne des grains de quartz est de 0,8 mm; ils sont subarrondis à arrondis et leur indice de sphéricité est de 0,8. Les grains de feldspath représentent de 3 à 15% de la fraction principale des grès et de 0 à 2% de la matrice gréseuse des conglomérats. On distingue des plagioclases maclés et des plagioclases non maclés mais aucun feldspath potassique ne fut identifié. Les plagioclases non maclés sont généralement plus abondants que les maclés. Leur surface altérée est de teinte rosée en lumière naturelle. Les fragments lithiques constituent de 12 à 83% de la fraction principale des grès et la matrice gréseuse des lits de conglomérats est composée presque exclusivement de fragments lithiques (75 à 100%). Tous les fragments lithiques sont

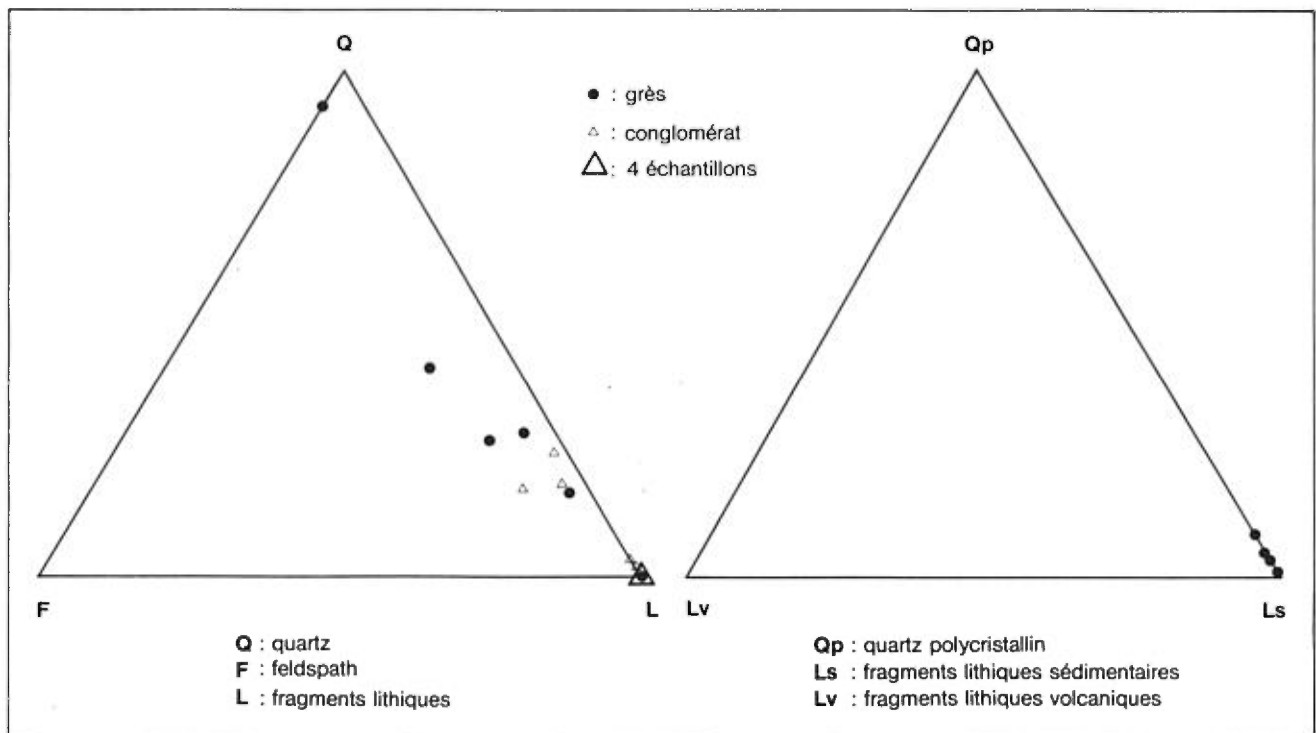


FIGURE 6 — Diagrammes Q-F-L et Qp-Lv-Ls des grès et conglomérats de la Formation de Murphy Creek, Gaspésie.



FIGURE 7 — Bloc de conglomérat calcaire de la Formation de Murphy Creek. Ruisseau Des Jean.

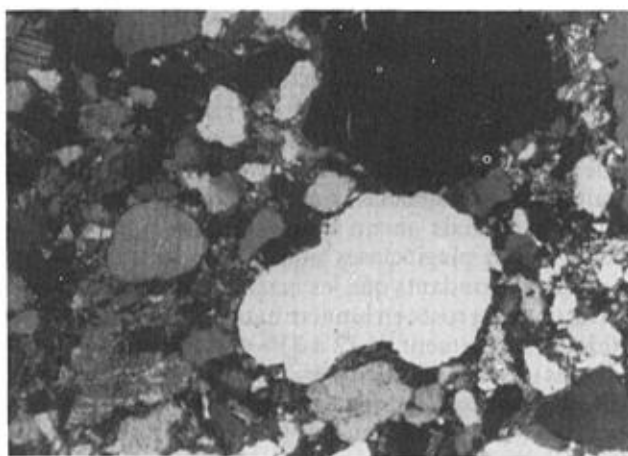


FIGURE 8 — Photomicrographie d'un wacke quartzitique de la Formation de Murphy Creek.

d'origine sédimentaire. Les carbonates (calcilutite, calcaire silteux, calcaire oolithique, calcarénite et calcaire à *pellets*) représentent environ 95% des fragments lithiques. Des grains de siltstone, de claystone, de pélite et de phosphate complètent la fraction principale. La taille moyenne des fragments lithiques est de 1,5 mm. Les fragments sont arrondis et ils présentent un indice de sphéricité de 0,3. La glauconie, la pyrite, le zircon, la muscovite et les opaques constituent les principaux minéraux accessoires. Quelques oolithes sont observés dans la matrice des grès. Ils proviennent vraisemblablement du calcaire oolithique de la Formation de Corner-of-the-Beach.

Au cap Canon, à Percé, des lits de wacke quartzitique, de dolomie silteuse et/ou de siltstone dolomitique alternent avec du clayshale brun verdâtre. Un lit lenticulaire de conglomérat calcaire est intercalé dans la séquence et se prolonge vers l'ouest jusqu'au monument Logan, à 100 m du cap. L'épaisseur des lits de grès et de dolomie silteuse varie de 2 à 5 cm et de 1 à 1,5 cm respectivement. Cette dolomie est gris chamois en surface altérée et gris clair en surface fraîche. Elle est constituée de 70 à 80% de rhomboédres de dolomite et de micrite. La taille des cristaux de dolomite varie de 0,07 à 0,1 mm. Des grains de quartz anguleux à extinction droite dont la taille varie de 0,04 à 0,08 mm constituent la fraction terrigène des dolomies. On y observe également des phyllosilicates et des opaques. Le siltstone présente généralement des granoclassements normaux ainsi que des laminations parallèles (divisions *a* et *b* de la séquence de Bouma). On observe par endroits des traces fossiles sur les surfaces de litage. Siltstone et dolomie ne diffèrent l'un de l'autre que par le rapport dolomite/quartz. Le tri est excellent dans tous les échantillons. Les grains de quartz semblent légèrement étirés et réorientés parallèlement à un plan préférentiel suivant lequel s'alignent aussi les muscovites et

TABEAU 2 — Composition des grès et de la matrice de conglomérats de la Formation de Murphy Creek (voir figure 6)

N° d'échantillon	Cl	Fp	Mi	Ma	Qm	Qp	P	Ls	A	Nom de la roche (ou de la matrice)
Grès										
1	35	50	10	5	26	2,5	4	66,5	-	wacke lithique
2	45	50	5	-	-	-	-	100	-	wacke lithique
3	30	61	4	5	25	1	10,8	62,2	1	wacke lithique
4	21	65	3	11	75,5	12,5	10	-	2	wacke quartzitique
5	25	62	4	8	33,7	2,9	13	42,4	8	wacke lithique
6	10	55	25	10	12,7	0,8	1,6	84,9	-	wacke lithique
Conglomérats										
7	2	90	5	3	2	-	-	98	-	wacke lithique
8	25	75	-	-	-	-	-	100	-	wacke lithique
9	36	56	5	3	3	-	-	96	1	wacke lithique
10	10	73	5	3	25	-	-	75	-	wacke lithique
11	22	67	3	8	-	-	-	100	-	wacke lithique
12	20	60	10	10	15	2	10	73	-	wacke lithique
13	5	80	5	10	16	-	4	80	-	wacke lithique
14	10	90	-	-	-	-	-	100	-	wacke lithique
15	5	95	-	-	-	-	-	100	-	wacke lithique

Fraction principale (Fp); ciment (Cl); micrite (Mi); matrice terrigène (Ma); quartz monocristallin (Qm); quartz polycristallin (Qp); plagioclase (P); fragments de roches sédimentaires (Ls); minéraux accessoires (A).

les minéraux des argiles. Cet alignement des minéraux donne un clivage disjonctif fin selon la classification de Powell (1979).

Dans le seul affleurement où les relations entre les deux formations cambriennes sont observées, les sédiments terrigènes de la Formation de Murphy Creek reposent en concordance sur les calcaires de la Formation de Corner-of-the-Beach. L'épaisseur minimale de la Formation de Murphy Creek est estimée à 450 m.

Âge

La Formation de Murphy Creek a été attribuée au Cambrien tardif par Kindle (1948). Les strates de la localité type, située le long du ruisseau Murphy, 2,5 km à l'ouest de Coin-du-Banc, contiennent une faune appartenant à la Zone à *Cedaria-Crepicephalus* (Kindle, 1948).

Nature et provenance des dépôts

Le clayshale verdâtre de la Formation de Murphy Creek est caractérisé par de fines laminations noires. On peut aussi observer localement des nodules de pyrite et de petits amas disséminés de fluorine. Ce clayshale suggère un taux de sédimentation très faible. Lajoie & Chagnon (1973) concluent que la présence de fluoro-apatite dans un claystone vert est indicatif d'un milieu de sédimentation marin. De même, la présence de brachiopodes et de trilobites dans les calcaires du Murphy Creek confirme une sédimentation en milieu marin.

Le siltstone calcaireux et dolomitique et les wackes lithiques et quartzitiques possèdent des structures sédimentaires internes : granoclassements, laminations parallèles et obliques, parfois en séquences, correspondant aux divisions *a*, *b*, et *c* de Bouma. Le grès est également associé à des séquences rythmiques pouvant contenir des lits de conglomérats lenticulaires. Toutes ces caractéristiques sont typiques d'un faciès à turbidites (Walker, 1984). Les structures sédimentaires reconnues à l'intérieur du conglomérat à fragments jointifs sont : granoclassement normal, granoclassement inverse suivi de normal et granoclassement normal suivi de stratifications obliques. Ces structures correspondent à la géométrie interne de trois types de conglomérats resédimentés (Walker, 1984). Le siltstone, le grès et le conglomérat de la Formation de Murphy Creek ont donc été transportés par courants de turbidité dans le milieu de sédimentation du clayshale.

La source des sédiments de la Formation de Murphy Creek a été déterminée sur la base des types de quartz et de feldspath et sur la composition des fragments lithiques. Nous avons identifié des grains de quartz monocristallins et polycristallins. Les quartz monocristallins ont une surface limpide et contiennent de nombreuses vacuoles. Ces caractéristiques indiquent généralement une origine plutonique ou métamorphique (Folk, 1980). Les grains de quartz des échantillons de grès ont été classifiés selon les groupes proposés par Basu *et al.* (1975) qui permet de déduire leur provenance. Cinq des

sept échantillons proviennent d'une source métamorphique de grade moyen à élevé, et deux ont une provenance plutonique (figure 9).

Les deux types de plagioclases, maclés et non maclés, que nous avons reconnus, ont déjà été notés dans les sédiments terrigènes cambriens des Appalaches par Ogunyomi *et al.* (1981), qui invoquent des sources plutonique et métamorphique pour ces plagioclases. D'autre part, les roches carbonatées en fragments dans les grès sont typiques des faciès de plate-forme. La présence d'une algue bleue d'âge cambrien à l'intérieur d'un des fragments indique qu'une partie des carbonates provient d'un milieu marin peu profond. Les granules de siltstone, de claystone et de pélite nécessitent une source sédimentaire.

La région source des grès et des conglomérats de la Formation de Murphy Creek aurait donc été une plate-forme carbonatée contenant des niveaux siliciclastiques, plus récente que le Cambrien moyen et bordée par un craton précambrien de type grenvillien. La plate-forme aurait fourni tous les fragments carbonatés et siliciclastiques, et le craton aurait fourni les quartz et les feldspaths (Lajoie *et al.*, 1974).

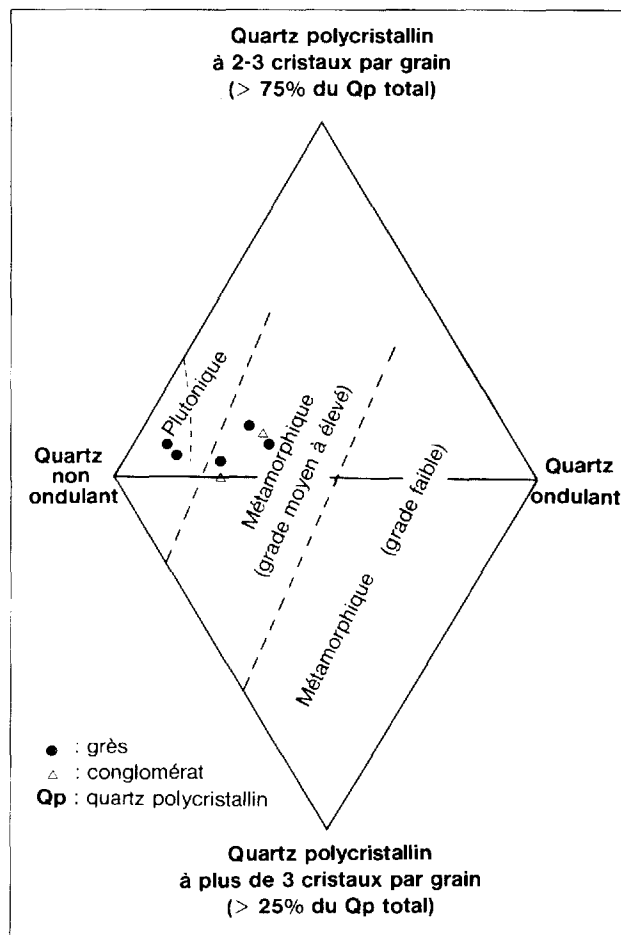


FIGURE 9 — Types de quartz des grès et des conglomérats de la Formation de Murphy Creek, Gaspésie (tirée de Basu *et al.*, 1975).

Groupe d'Honorat (Ho)

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les strates du Groupe d'Honorat sont les roches les plus vieilles du secteur nord-est. Elles affleurent à l'intérieur des zones de failles de La Grande Rivière et du Troisième Lac, dans le cours inférieur de la rivière du Portage et à la Grande Coupe (sous le White Head). Ce sont des mudstones gris très foncé, non calcaireux à peu calcaireux, à altération brun rouille, contenant de rares lits de calcilutite de 5 cm d'épaisseur et quelques lits de dolomie. Les lits de calcilutite sont souvent boudinés, ce qui leur donne un aspect nodulaire. Les grands et petits diamètres des nodules varient respectivement de 4 à 15 cm par 2 à 10 cm, atteignant dans quelques rares cas 15 par 30 cm. Cet assemblage lithologique est identique à celui de l'Honorat qui affleure au nord de Chandler (Lespérance *et al.*, 1987).

À la Grande Coupe (voir coupe E-E', carte n° 2068 A en hors texte) et sur la rivière du Portage, l'Honorat est tronqué par une faille, de sorte que nous n'en voyons pas la base. Son épaisseur minimale est estimée à 250 m sur la rivière du Portage.

ÂGE

La présence de graptolites dans les lits de dolomie a permis de dater l'Honorat de notre région. Riva (1981, p. 295) y a reconnu *Orthograptus quadrimucronatus* (Hall, 1865). Cette espèce s'étend de la partie supérieure de la Zone à *Climacograptus pygmaeus* à la partie inférieure de la Zone à *Paraclimacograptus manitoulinensis*, ce qui indique un âge se situant près de la limite Caradocien-Ashgillien (Lespérance *et al.*, 1987).

Groupe de Matapédia (Ma)

Le Groupe de Matapédia est divisé en deux formations : Pabos et White Head. Dans le secteur sud-ouest de la région de Percé, ces deux formations sont subdivisées en cinq membres : la Formation de Pabos y est identifiée au Membre du Rouge (Ru) qui représente la partie supérieure de cette formation et la Formation de White Head comprend de la base au sommet les membres de Birmingham (Bu), de Côte de la Surprise (Su), de l'Irlande (Ir) et de Des Jean (DJ) (Lespérance *et al.*, 1987). Nous présentons ci-après une brève description de chacun de ces membres. Les coupes types sont décrites en détail dans Lespérance *et al.*, (1987).

Les roches ordoviciennes du secteur nord-est, dans la zone faillée au nord-est de la trace de la faille du Troisième Lac, ont été nommées «Lits de la Grande Coupe» par Lespérance *et al.*, (1987) qui restreignent les termes formels de Formation de Pabos et de Formation de White Head aux roches du secteur sud-ouest, ainsi qu'aux strates corrélatives plus à l'ouest. Sur la rivière du Portage, les formations de Pabos et de White Head ont été reconnues par Bourque (1977), Brisebois (1981) et Malo (1988).

FORMATION DE PABOS (Pa)

Lithostratigraphie

Le Pabos du secteur sud-ouest, le Membre du Rouge (Ru), repose en discordance sur les roches de la Formation de Murphy Creek. Il atteint 320 m d'épaisseur (Lespérance *et al.*, 1987). Il débute par un conglomérat à cailloux de quartz, en lits de 30 à 50 cm d'épaisseur, et du grès grossier calcaireux gris verdâtre, en lits de 10 à 20 cm d'épaisseur. Cette séquence est suivie de mudshale gris-brun contenant des interlits de calcarénite, de calcaire gréseux, de grès calcaireux et de calcilutite. La calcarénite est grossière et en lits de 6 à 8 cm. Le calcaire gréseux, en lits de 4 à 6 cm, contient des laminations parallèles et obliques. Le ciment de microsparite compte pour 40 à 60% de la roche (Malo, 1986). Les grès sont des wackes feldspathiques calcaireux (Malo, 1988). La calcilutite se présente en lits de 2 à 3 cm.

Le mudshale est suivi d'un assemblage de grès très fin calcaireux et de mudstone gréseux, parfois laminaire. Le grès est gris-vert, en lits de 3 à 4 cm à laminations obliques et parallèles. Le mudstone gréseux passe graduellement à un mudstone gris très foncé contenant des nodules de calcilutite. La partie supérieure du membre consiste en du mudshale calcaireux interlité de calcilutite.

Sur la rivière du Portage, dans le secteur nord-est, le Pabos (Pa) est constitué de mudstone calcaireux, de calcaire argileux, de calcaire silteux et de grès calcaireux. Le passage des mudstones foncés non calcaireux du Groupe d'Honorat aux mudstones calcaireux verdâtres du Pabos est graduel. Les mudstones calcaireux du Pabos sont grisâtres en cassure fraîche et brun verdâtre en altération. Ils se présentent en bancs épais et contiennent des lamines silteuses qui passent graduellement à des lits de siltstones de 1 à 2 cm d'épaisseur. On y observe aussi beaucoup de plissements synsédimentaires. Les mudstones contiennent 40% d'argile, 15% de micrite et 30% de silt. Les minces lits et lamines de siltstone sont composés surtout de grains de quartz et de muscovite de 0,05 mm de diamètre.

La complexité structurale des affleurements de la rivière du Portage ne nous permet pas de mesurer l'épaisseur exacte du Pabos. Cependant, nous estimons son épaisseur minimale à 350 m.

Sur la rivière du Portage, les mudstones calcaireux passent graduellement à une séquence de calcaire argileux, de calcaire silteux et de grès calcaireux. Les calcaires argileux sont gris foncé en cassure fraîche et gris pâle à chamois en surface altérée. Ils sont en lits de 5 à 20 cm d'épaisseur et contiennent des interlits de mudshale calcaireux, de siltstone calcaireux et de calcaire silteux. Cette séquence est comparable à la partie supérieure du Membre du Rouge (Ru) du secteur sud-ouest. Les calcaires sont constitués de 45 à 85% de micrite. Les siltstones calcaireux sont en lits de 2 à 3 cm et contiennent 50% de silt, 30% de matrice argileuse et 20% de micrite. Ils présentent des laminations parallèles et obliques. Les calcaires silteux sont en lits de 2 à 3 cm. En lames minces, on

y observe de 50 à 75% de micrite et de 25 à 30% de quartz et de feldspaths de la taille du silt.

Au mont Joli, un bloc faillé contenant 60 m de roches ordoviciennes chevauche des strates dévoniennes de la Formation de Roncelles (coupe C-C'). Les roches du bloc sont constituées de calcaire argileux, de calcaire silteux, de grès calcaireux et de calcilutite, interlités de mudshale calcaireux. Du SW vers le NE, les 20 premiers mètres appartiennent à un copeau du Pabos qui chevauche 40 m de strates d'une séquence du Pabos et du White Head (coupe C-C'). Sur la côte sud-est du mont Joli, les strates du Pabos et du White Head chevauchent celles de la Formation de Roncelles (Ro), tandis que du côté nord-ouest du mont, des strates du Pabos chevauchent les roches de la Formation d'Indian Point.

Les lithologies de la Formation de Pabos sont en partie semblables dans les deux secteurs de la région de Percé. Le Membre du Rouge (Ru) du secteur sud-ouest et la partie supérieure de la Formation de Pabos (Pa) du secteur nord-est sont tous deux formés d'une séquence de calcaire argileux, de calcaire silteux et de grès calcaireux avec des interlits de mudshale calcaireux. Le Membre du Rouge est donc corrélatif de la partie supérieure de la Formation de Pabos du secteur nord-est. La partie inférieure du Pabos du secteur nord-est est par contre absente du secteur sud-ouest.

Âge

La faune de la Formation de Pabos du secteur sud-ouest (Ru) a été étudiée par Cooper & Kindle (1936), Lespérance (1968a et b), Sheehan & Lespérance (1979) et Lespérance *et al.* (1981). Elle contient principalement des brachiopodes et des trilobites qui ont permis de lui assigner un âge Ashgillien (Lespérance *et al.*, 1987). Des fossiles provenant de la Grande Coupe, de la Petite Coupe et du mont Joli ont des affinités avec les faunes européennes (Lespérance *et al.*, 1987). Deux collections de graptolites provenant de la Grande Coupe et de la côte nord-ouest du mont Joli ont été étudiées par John Riva qui y a reconnu *Dicellograptus complanatus* de la Zone à *D. complanatus* de l'Ordovicien tardif (Riva, comm. pers., 1985). Cette zone est corrélatrice en partie de l'étage ashgillien des îles Britanniques (Riva, 1974).

FORMATION DE WHITE HEAD (WH)

La Formation de White Head a été divisée (Lespérance *et al.*, 1987) en quatre membres dans le secteur sud-ouest de la région de Percé : les membres de Birmingham (Bu), de Côte de la Surprise (Su), de l'Irlande (Ir) et de Des Jean (DJ). Nous avons reconnu les trois premiers membres dans le secteur nord-est mais le Membre de Des Jean semble y être absent.

Lithostratigraphie

Membre de Birmingham (Bu)

Le contact entre le Membre de Birmingham (Bu) et le Membre du Rouge (Ru), sous-jacent, est graduel. La

limite est fixée là où la calcilutite atteint une proportion de 50% de la séquence (Malo, 1988). Le Birmingham mesure 140 m d'épaisseur à sa coupe type, au cap Blanc, et cette épaisseur diminue vers l'ouest (Lespérance *et al.*, 1987). Au nord de la rivière du Portage, au ruisseau à la Loutre, une épaisseur minimale de 400 m a été estimée.

Le Membre de Birmingham est constitué de calcilutite gris-bleu en cassure fraîche, en lits de 2 à 10 cm d'épaisseur contenant des interlits de shale brun de 1 à 2 cm. Des lits de calcaire argileux et silteux se présentent ici et là et on rencontre plusieurs couches de calcarénite bioclastique à crinoïdes.

À la Grande Coupe (coupe E-E', carte n° 2068 A en hors texte) et à la Petite Coupe, le sommet des falaises est constitué de calcilutite interlitée de shale, de calcaire argileux et de calcarénite. Ces strates sont en contact de faille avec le Groupe d'Honorat et la Formation de Pabos. Elles ont été désignées «Lits de la Grande Coupe» par Lespérance *et al.* (1987). D'après leur contenu fossilifère, nous les assignons plus précisément au Membre de Birmingham. De même, au mont Joli (coupe C-C'), la partie centrale du bloc faillé est constituée à plus de 50% de lits de calcilutite contenant des coraux typiques du Membre de Birmingham (Bu).

Membre de Côte de la Surprise (Su)

Le Membre de Côte de la Surprise est un important horizon repère de la région car il sépare deux membres de calcilutite : les membres de Birmingham et de l'Irlande. Son épaisseur varie de 20 à 60 m (Lespérance *et al.*, 1987). La lithologie dominante est un mudstone légèrement calcaireux, verdâtre, qui s'altère en brun rougeâtre. À la base, on observe quelques mètres de mudshale gréseux à interlits de calcaire gréseux. Au sommet de l'unité, on trouve un banc d'une arénite quartzitique, bien triée, d'environ 3 m d'épaisseur (Malo, 1988); cette roche est gris clair en cassure fraîche et chamois en patine.

Au nord de la rivière du Portage, le Membre de Côte de la Surprise est constitué de mudstone calcaireux ou non calcaireux, en bancs épais et massifs, interlités de lits de calcaire silteux de 5 à 20 cm d'épaisseur. Le passage du Birmingham au Côte de la Surprise est graduel et la limite est fixée là où le mudstone représente plus de 50% de la séquence. L'épaisseur de l'unité atteint 60 m dans un tributaire de la rivière du Portage, à 3,2 km à l'ouest du ruisseau à la Loutre.

Membre de l'Irlande (Ir)

Le Membre de l'Irlande est constitué de deux unités de calcilutite, en lits réguliers de 7 à 15 cm d'épaisseur, à interlits de mudshale calcaireux de 2 à 5 cm. Les deux unités de calcilutite sont séparées par une séquence d'une trentaine de mètres de clayshale légèrement calcaireux, brunâtre à verdâtre, contenant des lits de calcarénite fine et de calcilutite de 5 cm d'épaisseur. Les calcilutites immédiatement au-dessus du clayshale contiennent des lits de conglomérat calcaire. Au cap Blanc, les clayshales et les conglomérats affleurent sous l'eau et

sont en contact de faille avec la partie supérieure du membre. Le Membre de l'Irlande atteint 450 m dans la partie est de la région mais cette épaisseur diminue vers l'ouest (Lespérance *et al.*, 1987). L'épaisseur du membre est estimée à 120 m au ruisseau à la Loutre.

Membre de Des Jean (DJ)

Le Membre de Des Jean n'est présent que dans le secteur sud-ouest. Il comprend du calcaire argilo-silteux, du siltstone calcareux, du mudstone et quelques rares lits de conglomérats et de calcilutites. La séquence débute par un conglomérat calcaire interstratifié de calcarénite et de calcaire silteux. Le calcaire argilo-silteux, gris-brun en cassure fraîche, se présente en lits massifs à laminaires de 4 à 10 cm d'épaisseur. Il contient des interlits de mudstone gris verdâtre, calcareux à non calcareux. Le calcaire silteux, gris verdâtre, en lits de 4 à 8 cm d'épaisseur, est interlité avec du mudstone. Le Des Jean atteint 250 m d'épaisseur dans notre région (Lespérance *et al.*, 1987). La partie supérieure du membre est recouverte en discordance par la Formation de Bonaventure.

Âge

La Formation de White Head du secteur sud-ouest de Percé est d'âge Ordovicien tardif à Silurien précoce (Nowlan, 1981; Lespérance *et al.*, 1987). Les coraux (Bolton, 1979) et les brachiopodes (Sheehan & Lespérance, 1981) indiquent que le Membre de Birmingham est d'âge Ashgillien. Le Membre de Côte de la Surprise possède une faune hirnantiennne importante (Lespérance & Sheehan, 1976). Les membres de l'Irlande et de Des Jean sont llandovériens (Lespérance *et al.*, 1987) et le Membre de l'Irlande est généralement considéré comme la première unité silurienne de la Formation de White Head. La présence du Conodonte *Aulacognatus bullatus* situe la limite supérieure de la Formation de White Head au Llandovérien tardif C₅ (Nowlan, 1981).

L'étude des collections fossilifères provenant du secteur nord-est (la Grande Coupe, la Petite Coupe et le mont Joli) montre que la faune est très diversifiée et possède des affinités avec les faunes européennes. Les brachiopodes, trilobites, coraux, céphalopodes et tabulés provenant des calcaires du Membre de Birmingham de la Grande Coupe, et plus précisément *Stenoparcia*, sont d'âge Ashgillien (Ordovicien tardif) (Lespérance, 1968). De plus, un affleurement de mudstone calcareux et de calcaire argileux du Côte de la Surprise, dans le ruisseau à la Loutre, contient une importante faune hirnantiennne (Lespérance & Sheehan, 1976). Les fossiles du Membre de l'Irlande, dans le secteur sud-ouest, indiquent que sa partie supérieure est d'âge Llandovérien C (Lespérance *et al.*, 1987). Par contre, au nord de la rivière du Portage, il se limite au Llandovérien B (Bourque, 1977). Selon Bourque (1977), l'absence de la partie supérieure du Membre de l'Irlande et du Membre de Des Jean dans le secteur nord-est est attribuable à la discordance salinique.

Groupe de Chaleurs

Le Groupe de Chaleurs de la région de Percé comprend les formations dévoniennes de West Point (WP), de Roncelles (Ro) et d'Indian Point (IP). Les formations siluriennes du groupe, que l'on observe à l'ouest de la région de Percé, n'affleurent pas dans notre région. Bourque (1977) invoque une période d'érosion ou une lacune de sédimentation (la discordance salinique) pour expliquer la disparition des formations siluriennes.

FORMATION DE WEST POINT (WP)

Lithostratigraphie

La Formation de West Point affleure sur la rivière du Portage, au ruisseau à la Loutre, à la Grande Coupe et au mont Joli. Les affleurements situés sur la rivière du Portage et le ruisseau à la Loutre sont constitués de calcaire et de conglomérat biogénique à stromatopores et coraux, généralement bien stratifiés, alternant avec du mudstone et du siltstone gris verdâtre (Bourque, 1977). À la Grande Coupe et au mont Joli, la formation est constituée de calcarénite et de calcirudite à échinodermes contenant des fragments de coraux, de bryozoaires et de stromatopores.

Sur la rivière du Portage, le contact entre le West Point (WP) et le Membre de l'Irlande (Ir) est interprété comme une discordance (la discordance salinique [Bourque, 1977]). À la Grande Coupe, les roches ordoviciennes du Groupe d'Honorat chevauchent la Formation de West Point (coupe E-E', carte n° 2068 A en hors-texte).

Âge

La Formation de West Point de la région de Percé est d'âge Dévonien précoce. Même si on y observe *Eccentricosta*, d'âge Pridolien, Bourque (1977) a identifié parmi les brachiopodes provenant des calcaires du West Point, au nord de la rivière du Portage, des taxa restreints au Dévonien.

FORMATION DE RONCELLES (Ro)

Lithostratigraphie

La Formation de Roncelles¹⁾ affleure dans le cours inférieur de la rivière du Portage, à la Grande Coupe et au mont Joli. Elle est constituée de mudstone verdâtre et de siltstone calcareux gris verdâtre, de calcarénite et de calcirudite. La calcarénite et la calcirudite sont silteuses et contiennent de nombreux fragments de stromatopores, de coraux, d'échinodermes et de brachiopodes. Les lits de mudstone ont de 10 à 80 cm d'épaisseur.

Le passage du Roncelles (Ro) au West Point (WP) est graduel à la Grande Coupe (coupe E-E'). Au mont Joli, le Pabos chevauche le Roncelles (coupe C-C').

1. Marquée Ro/WP sur la carte car les deux formations sont difficiles à distinguer à cette échelle.

Âge

Bourque (1977) a établi que la Formation de Roncelles appartient à la partie médiane du Lochkovien.

FORMATION D'INDIAN POINT (IP)

Dans la région de Percé, on reconnaît les Membres de Rosebush Cove (RC) et de Cape Road (CO) de la Formation d'Indian Point.

Lithostratigraphie**Membre de Rosebush Cove (RC)**

Le Membre de Rosebush Cove est constitué d'une séquence de siltstone et de mudstone gris verdâtre foncé à gris-vert, peu calcaireux. Par endroits, on observe du siltstone et du mudstone rouges. Il affleure sur la rivière du Portage (inclus dans l'unité IP) et au mont Joli (coupe D-D').

Le contact inférieur avec le Roncelles est graduel. La limite est tracée au-dessus du dernier lit de mudstone gris très calcaireux du Roncelles (Bourque, 1977). Au mont Joli, le Rosebush Cove affleure dans un coteau de faille.

Membre de Cape Road (CO)

Le Membre de Cape Road affleure à la rivière du Portage (inclus dans l'unité IP) et au mont Joli. Il est constitué d'une séquence rythmique de siltstone et de mudstone gris verdâtre et de grès fin. Les lits de grès montrent des granoclassements, des stratifications entrecroisées, des lits convolutés, des laminations parallèles, des structures de semelles de lits et des traces fossiles.

Âge

La présence des brachiopodes *Anoplia pygmaea* et *Chonostrophiella? helderbergia* suggère que les membres de Rosebush Cove (RC) et de Cape Road (CO) appartiennent au Lochkovien tardif (Bourque, 1977).

Calcaires supérieurs de Gaspé

Les Calcaires supérieurs de Gaspé affleurent dans la partie nord de la région. Ils étaient divisés en deux formations — Cap Bon Ami et Grande Grève (McGerrigle, 1950) — mais on y reconnaît maintenant trois formations : Forillon, Shiphead et Indian Cove (Brisebois, cartes inédites). Le Forillon (Fr) et le Shiphead (Sh) correspondent au Cap Bon Ami et l'Indian Cove (IC), au Grande Grève (Lespérance, 1980). Le tracé des unités des Calcaires supérieurs de Gaspé apparaissant sur notre carte (2068 A en hors texte) est essentiellement reproduit des cartes de Brisebois (cartes inédites). Le Forillon, connu aussi dans la région de Percé sous le nom de «Muraillies», de même que le Shiphead, sont facilement identifiables le long de la côte, entre Percé et le pic de l'Aurore.

FORMATION DE FORILLON (Fr)**Lithostratigraphie**

La Formation de Forillon est constituée de calcaire à grain fin, gris clair à foncé, parfois rougeâtre, interlité de mudstone calcaireux et de calcaire cherteux. À la base, le mudstone calcaireux se présente en lits de 5 à 30 cm et contient des interlits de calcaire silteux. Les lits de calcaire deviennent plus abondants vers le haut de la séquence. Ils sont dolomitiques et localement siliceux, en lits dont les épaisseurs varient de 5 à 200 cm.

Au nord de la rivière du Portage, le Forillon est soit en contact de faille avec la Formation de White Head, soit en contact concordant avec l'Indian Point.

Âge

La Formation de Forillon est pragienne (Dévonien précocé) d'après Lespérance (1980).

FORMATION DE SHIPHEAD (Sh)**Lithostratigraphie**

La Formation de Shiphead est constituée de grès quartzeux conglomératique, de mudstone calcaireux, de calcarénite et de calcaire siliceux et cherteux. Le grès quartzeux légèrement calcaireux, blanchâtre à gris très pâle, se présente en lits lenticulaires de 20 à 150 cm, généralement massifs, mais montrant à l'occasion des granoclassements et des stratifications obliques. Le mudstone contient des laminations de siltstone et il est interstratifié avec des lits de grès fin calcaireux de 1 à 15 cm d'épaisseur.

Les calcaires du Forillon passent progressivement au calcaire gréseux et au grès quartzeux et calcaireux du Shiphead.

Âge

Lespérance (1980) attribue un âge Pragien (Dévonien précocé) à la Formation de Shiphead.

FORMATION D'INDIAN COVE (IC)**Lithostratigraphie**

Dans la région de Percé, la Formation d'Indian Cove est principalement constituée de calcaire siliceux et cherteux à grain fin, plus ou moins silteux et dolomitique. Elle se présente en lits de 2 à 50 cm d'épaisseur et contient par endroits des laminations parallèles et obliques. Son épaisseur atteint 250 m au ruisseau à la Loutre (Brisebois, 1981).

Âge

Suivant Lespérance (1980), l'Indian Cove va du Pragien tardif à l'Emsien précocé.

Grès de Gaspé : Formation de Fortin (Fo)

LITHOSTRATIGRAPHIE

La Formation de Fortin (ailleurs le Fortin a rang de groupe) affleure dans la partie nord de la région étudiée. Elle est constituée d'un assemblage de calcaire cherteux, de grès, de siltstone, de mudstone et de conglomérat. Le calcaire se présente en lits de 5 à 20 cm d'épaisseur et contient des laminations de siltstone et de grès dolomitique. Le grès, fin à moyen et gris à verdâtre, est légèrement calcaireux et se présente en lits de 2 à 150 cm. Le mudstone et le siltstone laminaire sont plus ou moins calcaireux (Brisebois, 1981).

ÂGE

Suivant Brisebois (1981), la Formation de Fortin appartient à l'Emsien (Dévonien précoce).

Roches carbonifères

FORMATION DE BONAVENTURE (Bo)

Dans la région de Percé, la Formation de Bonaventure est constituée de conglomérat, de grès et de mudstone. Le conglomérat est rouge ou gris. Il se présente en lits épais, lenticulaires, dont la base est souvent chenalisée. Il est formé de 70 à 90% de fragments dans une matrice gréseuse. La taille des fragments varie de 2 mm à 70 cm. Leur composition est assez uniforme; on note de 70 à 90% de fragments de calcilutite typique du White Head (Sanschagrin, 1963). Des fragments de quartz, de calcarénite, de grès, de siltstone et de volcanites complètent la fraction principale. Les fragments sont généralement bien arrondis. Le grès est calcaireux et rougeâtre, moyen à grossier, et il forme des lits de 10 à 30 cm d'épaisseur. On y observe des stratifications parallèles ou obliques. Le grès est interlité de mudstone calcaireux rouge. L'assemblage représente une séquence fluviale (Belt, 1968).

Dans le secteur sud-ouest, cette formation repose en discordance angulaire sur les formations de Murphy Creek, de Pabos et de White Head. Le Bonaventure est subhorizontal ou très peu plissé. À quelques endroits, on trouve, à la base de la formation, juste au-dessus de la discordance, un calcaire de plusieurs mètres d'épaisseur, plus ou moins massif. Il n'est pas clair si ce calcaire s'est sédimenté dans des bassins restreints ou s'il s'est déposé partout uniformément, puis a été partiellement érodé par les courants qui ont transporté les matériaux terrigènes. Au cap Blanc, le Bonaventure est séparé du Membre de l'Irlande par une faille normale.

Dans le secteur nord-est, le Bonaventure repose en discordance sur le White Head, l'Indian Point, le Forillon et le Shiphead. À quelques endroits, tout près des zones de failles importantes, les strates du Bonaventure accusent un fort pendage et sont affaissées relativement au Matapédia (figure 10). Cet affaissement correspond probablement à des mouvements tardifs, le long de failles de décrochement dont nous discuterons plus loin.

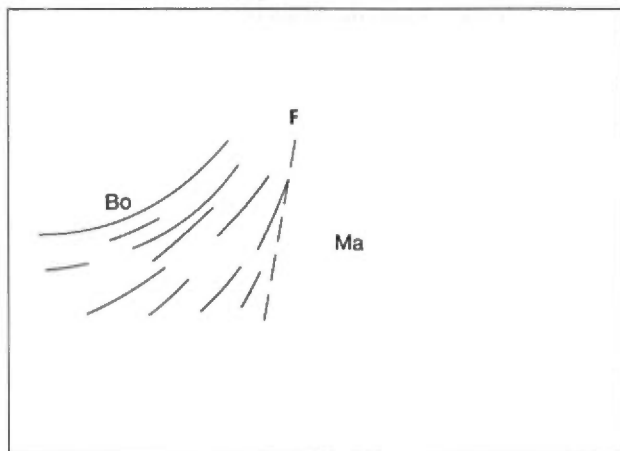


FIGURE 10 — Faille normale entre la Formation de Bonaventure (Bo) fortement inclinée et le Groupe de Matapédia (Ma). Route 132, «l'Amphitéâtre».

FORMATION DE CANNES-DE-ROCHES (CR)

La Formation de Cannes-de-Roches se limite au secteur nord-est de notre région. Elle est constituée de brèche, de conglomérat, de grès et de mudstone. La brèche affleure surtout dans les parois escarpées du pic de l'Aurore où elle est difficilement accessible. Mais les nombreux blocs détachés de la paroi qui jonchent le rivage permettent d'observer cette lithologie particulière. La brèche est constituée de fragments très anguleux de calcaire, de grès quartzeux, de quartz et de roches volcaniques, dont la taille varie de 2 à 50 cm. La matrice gréseuse et calcaireuse est beige verdâtre. Les fragments de calcaire forment des blocs et de minces plaquettes et proviennent des calcaires des formations de Forillon et/ou d'Indian Cove. Le conglomérat est formé des mêmes fragments que la brèche mais plus arrondis. Il montre aussi des stratifications obliques. Le grès calcaireux est fin, argileux et vert et/ou rouge. Il se dispose en lits de 15 à 100 cm et présente des stratifications parallèles et obliques. Le mudstone rouge et vert contient parfois des nodules de calcaire et il s'interstratifie avec le grès.

Dans la région de Percé, le Cannes-de-Roches s'interdigite avec le Bonaventure. À l'est de la faille du ruisseau Blanc, le Cannes-de-Roches repose en discordance sur les formations de White Head, de Forillon, de Shiphead, d'Indian Cove et de Fortin.

Corrélations régionales

Le chapitre précédent fait ressortir les différences lithologiques entre les unités des secteurs nord-est et sud-ouest tout en établissant les corrélations stratigraphiques entre les deux secteurs. Les principales observations sont les suivantes :

1- les roches cambriennes (formations de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek) sont restreintes au secteur sud-ouest;

2- le Groupe d'Honorat est restreint au secteur nord-est;

3- la partie inférieure de la Formation de Pabos (c'est-à-dire le mudstone calcaireux en bancs épais) est absente du secteur sud-ouest;

4- les parties supérieures du Membre de l'Irlande et du Membre de Des Jean sont absentes du secteur nord-est;

5- les milieux de dépôt des unités du secteur sud-ouest étaient plus profonds;

6- la discordance taconique sépare les formations de Murphy Creek et de Pabos (Membre du Rouge) dans le secteur sud-ouest;

7- la discordance salinique (Boucot, 1962) met en contact les formations de White Head et de West Point dans le secteur nord-est, au nord de la faille de La Grande Rivière.

Les différences entre la stratigraphie des secteurs sud-ouest et nord-est sont imputées aux décrochements acadiens le long des failles de La Grande Rivière, du Troisième Lac et du ruisseau Blanc, lesquelles constituent la limite entre les deux secteurs. Dans le but d'estimer l'ordre de grandeur des déplacements le long de ces failles, nous avons recherché des corrélations possibles entre les roches de la région de Percé et les unités lithologiques similaires ou de même âge, ailleurs le long de ces failles.

Roches cambriennes

La présence de strates cambriennes dans la région de Percé est inusitée; les formations de Murphy Creek et de Corner-of-the-Beach constituent, avec les roches du Groupe de Maquereau, les seuls pointements de roches cambro-ordoviciennes dans le sud de la Gaspésie.

La Formation de Murphy Creek présente de nombreuses similitudes lithologiques avec les roches du Supergroupe de Québec et plus particulièrement avec la Formation de Rivière Ouelle de la région de Cap-des-Rosiers. Cette dernière est composée d'une séquence flyschique de clayshale, de calcilutite, de siltstone calcaire-dolomitique, de calcarénite, d'orthoquartzite et de conglomérat calcaire (Slivitzky, en préparation). De plus, la composition des grès et des conglomérats est la même pour les deux formations, ce qui implique une même région source.

Cependant, la Formation de Murphy Creek est plus vieille que celle de Rivière Ouelle, ces deux formations étant datées respectivement du Dresbachien (Cambrien tardif) et de l'Arénigien (Ordovicien précoce) (tableau 3). Il faut mentionner que les collections fossilifères du Murphy Creek proviennent de la base de la séquence, juste au-dessus du Corner-of-the-Beach, le sommet de la formation pouvant être plus jeune. L'âge de la Formation de Murphy Creek correspond plutôt à celui de la Formation de Romieu, sous-jacente au Rivière-Ouelle, dont deux collections fossilifères proviennent du canton de De Beaujeu. D'après Kindle (communication personnelle dans McGerrigle, 1950, page 28) les fossiles identifiés «indiqueraient l'horizon du Murphy Creek (Cambrien supérieur), trouvé près de Percé». Cette localité a fourni des trilobites identifiés par L'Espérance (communication personnelle) comme appartenant au Cambrien tardif (Dresbachien). Il en reste que, indépendamment des corrélations lithologiques détaillées, les roches de la Formation de Murphy Creek sont semblables à celles du Supergroupe de Québec de la région de Cap-des-Rosiers.

Groupe d'Honorat

Dans la région de Percé, le Groupe d'Honorat est restreint au secteur nord-est où il présente une séquence semblable à celle de la partie supérieure de la Formation de Garin (unité supérieure du Groupe d'Honorat) de la région de Chandler, à 30 km à l'ouest de Percé. La Formation de Garin est constituée de claystone noir, de mudstone foncé non calcaireux à peu calcaireux, de siltstone, de wacke lithique, de grès calcaireux et de calcaire dolomitique (Malo, 1986). La partie supérieure de la formation est un mudstone gris foncé contenant des interlits de calcilutite et de calcaire silteux, parfois dolomitiques et souvent boudinés (Malo, 1986). L'Honorat de la région de Percé est très semblable à cet assemblage.

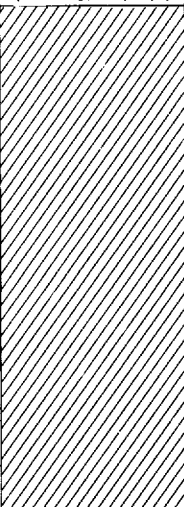

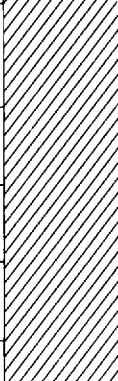
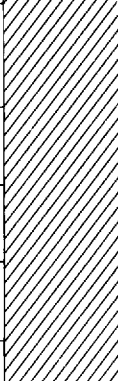

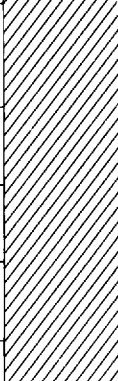

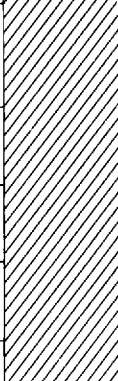

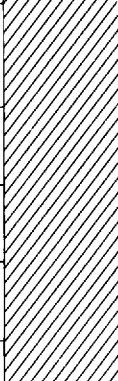

De plus, la partie supérieure de la Formation de Garin est de même âge que l'Honorat de la région de Percé. En effet, les strates de la Formation de Garin ont fourni deux assemblages de graptolites. Le premier provient de la Zone à *Climacograptus spiniferus* et le deuxième comprend des graptolites des Zones à *Climacograptus pygmaeus* et *Paraclimacograptus manitoulinensis* (Malo, 1986). Le deuxième assemblage est de même âge (tableau 3) que l'Honorat de la région de Percé (Riva, 1981).

Groupe de Matapédia

FORMATION DE PABOS

La Formation de Pabos du secteur nord-est de la région de Percé se résume en une séquence de mudstone

TABLEAU 3 — Corrélations entre les unités cambriennes, ordoviciennes et siluriennes de l'est de la Gaspésie

SYST.	ÉTAGES		ZONES À GRAPTOLITES ⁽¹⁾	ZONES À CONODONTES ⁽²⁾	CHANDLER (Malo, 1986 et 1988)	CAP-DES-ROSIERS (Slivitsky, en prép.)	PERCÉ		
							SW	NE	
SILURIEN	LLANDOVERIEN	C	<i>M. crenulatus</i>	<i>P. celloni</i>	Burnt Jam Brook		White Head		
			<i>M. griestoniensis</i>	<i>D. kentuckyensis</i>					
			<i>M. crispus</i>						
			<i>M. turriculatus</i>						
			<i>M. sedgwicki</i>						
		B	<i>M. convolutus</i>	<i>O. ? nathani</i>	White Head			White Head	
			<i>M. gregarius</i>						
			<i>M. syphus</i>						
		A	<i>O. vesiculosus</i>	<i>O. ? nathani</i>	White Head			White Head	
			<i>A. acuminatus</i>						
ORDOVICIEN	ASHGILLIEN	H	<i>G. persculptus</i>	Faune 13	Pabos			Pabos	Pabos
			<i>A. inuiti</i>						
			<i>D. complanatus</i>	Faune 12	Garin			Gr. d'Honorat	
			<i>C. manitoulinsensis</i>						
	CARADOCIEN		<i>C. pygmaeus</i>	Faune 11					
			<i>C. spiriferus</i>						
			<i>O. ruedemani</i>						
			<i>O. armericanus</i>						
			<i>D. multident</i>						
			<i>N. gracilis</i>						
	LLANDEILIEN								
	LLANVIRNIEN								
	ARENIGIEN								
	TRÉMADOCIEN								
	CAMBRIEN								

1. Zones à graptolites (Ricards & Riva, 1981)

2. Zones à conodontes (Nowlan, 1983)



Hiatus

Faille



Limite d'affleurement

calcareux, de calcaire argileux, de calcaire silteux et de grès calcareux. On retrouve une séquence semblable au nord de Chandler, à environ 30 km à l'ouest de Percé, où la Formation de Pabos est constituée de mudstone calcareux chamois et de siltstone calcareux (Malo, 1988). À la base de l'unité, le mudstone gris foncé non calcareux du Groupe d'Honorat passe rapidement au mudstone calcareux du Pabos (Malo, 1986). Ce contact rappelle celui que l'on observe entre ces mêmes unités dans le secteur nord-est de la région à l'étude.

La partie supérieure de la Formation de Pabos de la région de Chandler est constituée de calcaire argileux, de calcaire silteux et de mudstone calcareux (Malo, 1988). Dans le secteur nord-est de la région de Percé, cette même séquence lithologique se retrouve stratigraphiquement au-dessus du mudstone calcareux chamois de la partie inférieure de la Formation de Pabos.

Deux collections fossilifères provenant de la région de Chandler, permettent d'attribuer un âge Ashgillien aux strates de la Formation de Pabos (Malo, 1986). Le Pabos de la région de Chandler est donc du même âge que celui du secteur nord-est de la région de Percé (tableau 3).

FORMATION DE WHITE HEAD

Les quatre unités de la Formation de White Head qui affleurent au nord de Chandler ont été corrélées avec les membres du White Head de Percé (Malo, 1986). L'unité supérieure de la région de Chandler se limite au Llandoveryien B (tableau 3), ce qui correspond à la limite supérieure d'âge du Membre de l'Irlande du secteur nord-est de la région de Percé. La Formation de White Head du secteur nord-est de la région de Percé ressemble donc plus aux unités de la région de Chandler qu'à celles du

secteur sud-ouest qui sont lithologiquement différentes et dont le sommet est plus jeune.

Conclusion

Les roches cambriennes du secteur sud-ouest de la région de Percé auraient des affinités avec les roches cambro-ordoviciennes (Supergroupe de Québec) de la région de Cap-des-Rosiers, situées à 40 km au nord de Percé.

La séquence de roches qui affleure dans le secteur nord-est de la région de Percé se distingue de celle du secteur sud-ouest. De fait, le Groupe d'Honorat affleure uniquement dans le secteur nord-est et les strates du Groupe de Matapédia sont légèrement différentes d'un secteur à l'autre. Pour retrouver la séquence complète Honorat—Pabos—White Head telle qu'observée dans le secteur nord-est, l'on doit se déplacer d'une trentaine de kilomètres vers l'ouest, au sud de la faille de La Grande

Rivière, dans la région de Chandler. Également, des séquences corrélables à celle de la région de Chandler sont observées dans la région de Matapédia, au sud de la faille du Grand Pabos, à une centaine de kilomètres à l'ouest de Chandler (Malo, 1986).

Les corrélations stratigraphiques soutiennent l'hypothèse développée plus loin au chapitre de la géologie structurale que la faille de La Grande Rivière est une faille majeure de décrochement dextre. Selon cette hypothèse, on observe qu'à une période pré-acadienne : (1) les roches cambriennes (MC et CB) de la région de Percé se situaient dans le prolongement des nappes cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie et (2) le secteur nord-est de la région de Percé était contigu à la région de Chandler et éloigné du secteur sud-ouest qui lui est maintenant accolé (figures 11A et 11B). De ce fait, la discontinuité actuelle entre les secteurs NE et SW s'explique mieux en séparant les aires de sédimentation comme on le voit sur la figure 11C.

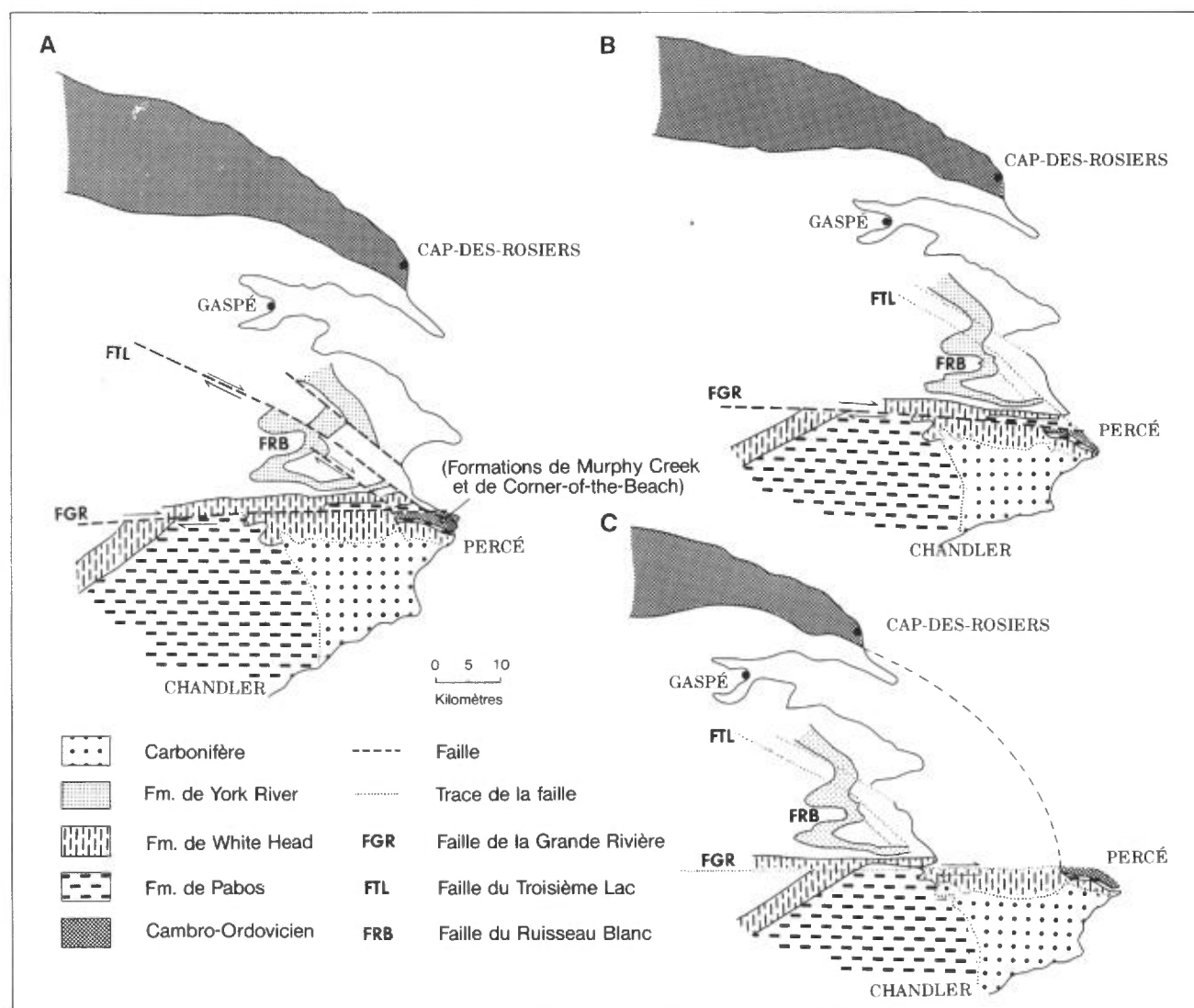


FIGURE 11 — Décrochements acadiens reliés aux failles de la région de Percé. En A, carte géologique simplifiée de l'est de la Gaspésie, tirée de Bri-sebois (1981) et de Malo (1986); en B, répartition des formations avant les décrochements dextres le long du système de failles acadiennes NW-SE; et en C, répartition des formations avant les décrochements dextres le long du système de failles acadiennes E-W.

Géologie structurale

Aperçu général

La région de Percé se situe au point de rencontre de deux systèmes majeurs de failles de décrochement dextres : un système NW-SE et un système E-W. La faille de La Grande Rivière, faille principale du système E-W, affecte la partie nord de notre région. Elle forme une zone de failles d'une largeur de 100 à 400 m longeant la rivière du Portage. La faille du Troisième Lac, faille majeure du système NW-SE, se prolonge sous la couverture de roches carbonifères dans la partie nord-est de notre région et longe les strates cambriennes. Elle forme une zone de failles de 200 à 800 m de largeur. Ces failles découpent les séquences stratigraphiques en plusieurs panneaux ou blocs structuraux plus ou moins losangiques à l'intérieur desquels les lits ont été redressés et cisailés.

Les roches ordoviciennes et siluriennes précoces du secteur sud-ouest défini dans le chapitre précédent, appartiennent à l'anticlinorium d'Aroostook—Percé. Structuralement, l'anticlinorium est caractérisé par des plissements ouverts constitués en deux phases (Malo, 1986). L'analyse des éléments structuraux de la partie occidentale du secteur sud-ouest révèle, dans le siluro-ordovicien, la présence d'un pli de première phase P_1 , auquel n'est associé aucun clivage. Le flanc nord-est de ce synclinal affleure dans la partie orientale de ce même secteur et correspond aux couches siluro-ordoviciennes homoclinales, de direction NW-SE et à pendage SW (coupe A-A'). Une seconde phase de plissement P_2 , de direction NE-SW, y est surimposée. Un clivage espacé (S_2), d'orientation N075°, accompagne le plissement P_2 .

Le secteur nord-est de la région de Percé, situé au nord de la faille de La Grande Rivière et au nord-est de la faille du Troisième Lac, comprend les groupes d'Honorat, de Matapédia, de Chaleurs ainsi que les Calcaires supérieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé. À l'intérieur des zones de failles, les roches ont été très fortement cisailées et faillées. Au nord de la faille de La Grande Rivière, les formations de Pabos, White Head, Indian Point, Forillon et Shiphead forment le flanc sud du synclinal de Malbaie. Un clivage espacé S_2 est présent et s'oriente ENE-WSW.

Les formations de Cannes-de-Roches et de Bonaventure sont subhorizontales et reposent en discordance angulaire sur les unités plus vieilles. Par endroits, les strates carbonifères accusent des pendages abrupts, ayant été affectées par des failles normales post-acadiennes. Ces lits redeviennent subhorizontaux à quelques centaines de mètres des plans de faille.

Éléments structuraux

L'étude des plis et des failles est centrée sur l'analyse statistique des éléments structuraux relevés sur le terrain :

la stratification S_0 , le clivage S_2 , les charnières de plis mésostructuraux B_2^0 et les failles conjuguées (tableau 4). La linéation d'intersection L_2^0 (intersection de la surface S_2 avec le plan de stratification S_0) a été calculée à l'aide du canevas de Wulff.

TABEAU 4 — Nomenclature des éléments structuraux utilisés dans le présent rapport

Symbole	Définition
S_0	Stratification
S_2	Clivage régional de deuxième phase
L_2^0	Linéation d'intersection de S_0 et S_2
B_2^0	Linéation des plis mésostructuraux 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

Le clivage S_2 est subvertical et sa direction varie de N053° à N093°. Dans les mudstones, ce clivage est disjonctif, de grossier à lisse (Powell, 1979) et espacé de 0,01 à 1,0 mm. En lames minces, on observe que les flocons de micas sont réorientés dans le plan du clivage. Dans les calcaires, le clivage est disjonctif, grossier (Powell, 1979) et espacé de 0,05 mm à 1,0 cm. Sur l'affleurement, le clivage S_2 est irrégulier et forme des réseaux anastomosés, soulignés par la présence de matériaux graphitiques insolubles (figure 12). En lames minces, le clivage est marqué par un mince film foncé de matériaux opaques. L'origine du clivage est attribuée à un phénomène de pression-dissolution. Le clivage S_2 est donc une fabrique composée de plans de pression-dissolution le long desquels il y a eu un début de réalignement des phyllosilicates.

Les failles conjuguées correspondent à des zones de roches fortement cisailées et déformées où souvent l'orientation de la stratification varie rapidement. Ce sont des surfaces nettes sur lesquelles on observe des stries de glissement. Les crochons de faille en «S» et en «Z» indiquent le sens du mouvement. Là où le cisaillement a été intense, on observe plusieurs plans de failles (plans C) séparés par des bandes d'amygdales sigmoïdales correspondant aux surfaces de stratification S_0 ou de clivage S_2 (figure 13). Le sens du mouvement peut être déterminé d'après les incurvations des sigmoïdes dont l'ordre de grandeur varie du centimètre au décimètre (figures 14 et 15). En s'éloignant des zones de failles, la stratification S_0 devient subverticale.

Domaines structuraux

Aux fins d'analyse statistique des éléments structuraux, nous avons divisé la région de Percé en sept domaines

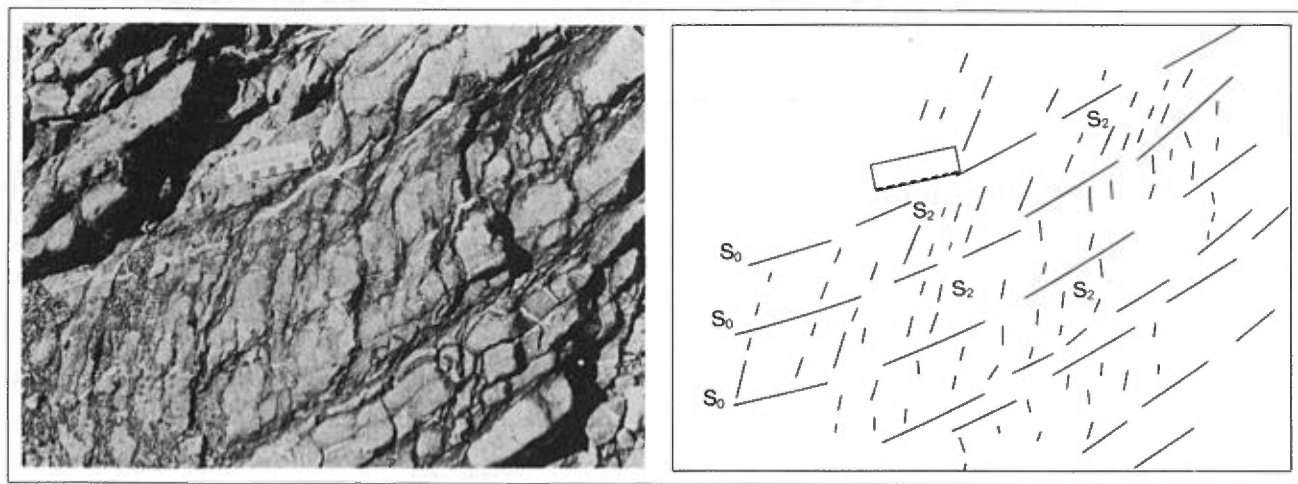


FIGURE 12 — Clivage espacé S_2 recoupant le plan de stratification S_0 . Formation de White Head au cap Blanc.

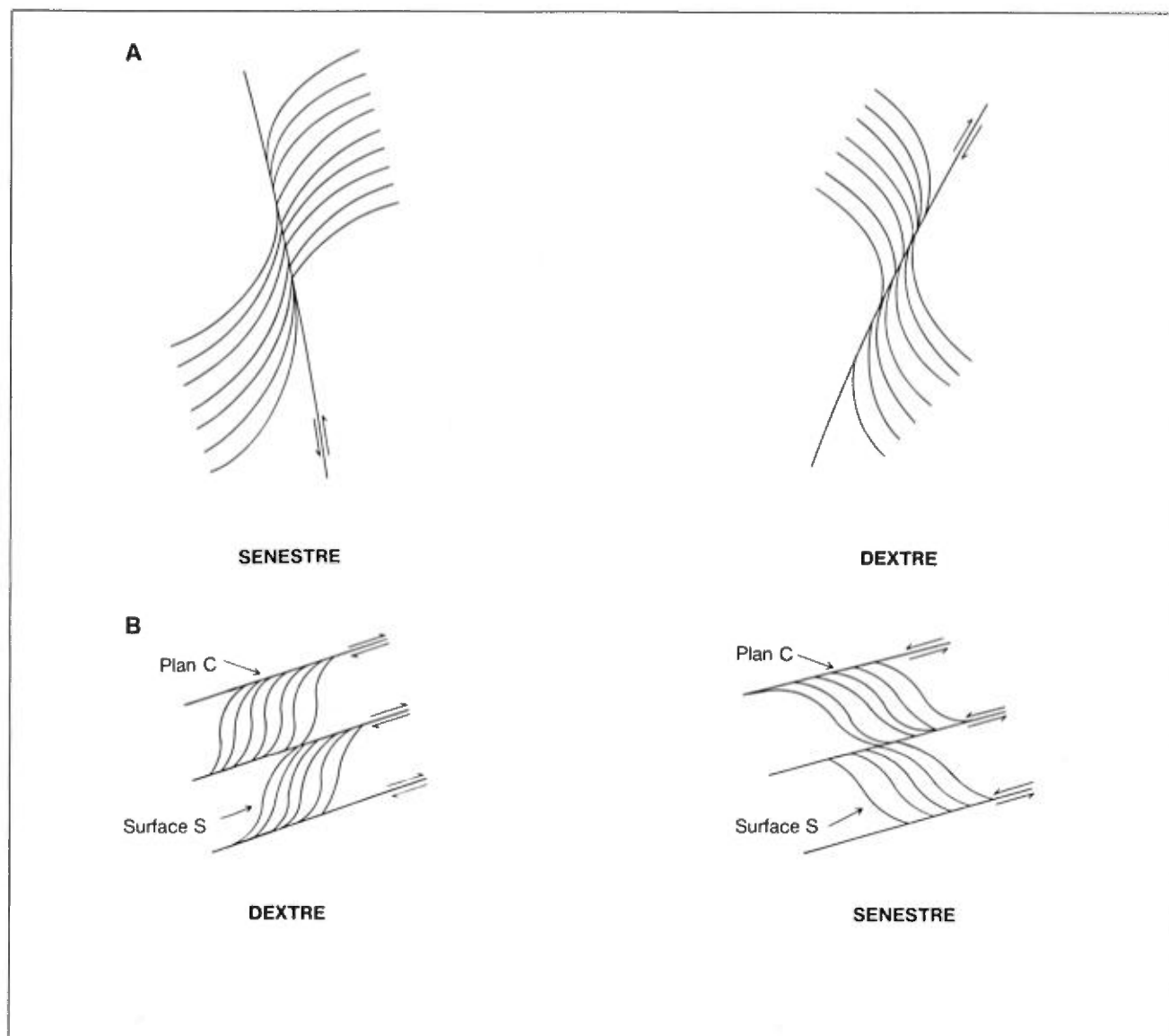


FIGURE 13 — Indices de mouvement le long des failles. En A, crochons de faille simple. En B, amygdales sigmoïdales (tectonites C-S) de failles multiples («shearbands»).

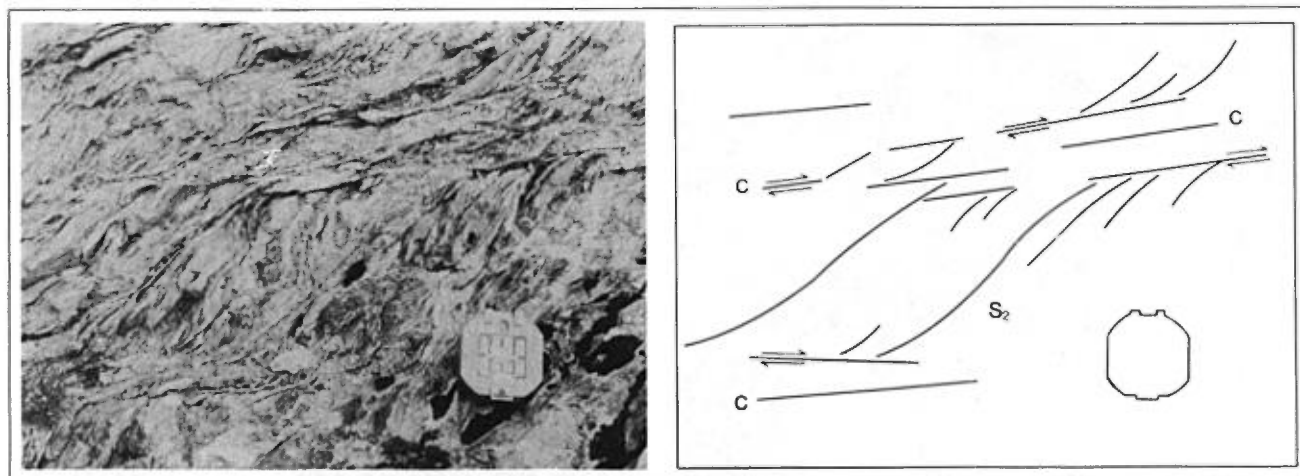


FIGURE 14 — Fabrique C (cisaillement) recoupant le clivage S_2 qui forme des sygmoïdes en «S» indiquant un mouvement dextre le long des plans C (vue en plan). Formation de Pabos, faille de la Grande Rivière, rivière du Portage.

structuraux limités soit par des failles, soit par la discordance taconique, soit par la trace axiale du pli P_1 (carte n° 2068 B en hors-texte). Le domaine I des roches cambriennes sera traité à part. Il est limité au sud-ouest par la discordance taconique, au nord-est par la faille du Troisième Lac et au nord par la faille de La Grande Rivière. Il représente le socle sur lequel reposent les couches de l'Ordovicien supérieur. Les six autres domaines sont homogènes chacun par rapport à un axe de plissement donné : les domaines II, III et IV appartiennent au siluro-ordovicien du secteur SW, le domaine V à la zone de failles de la Grande Rivière, le domaine VI au synclinal de Malbaie du synclinorium de Connecticut Valley—Gaspé et le domaine VII au siluro-ordovicien du secteur NE. Le tableau 5 et la carte n° 2068 B (hors texte) présentent les principaux résultats de l'analyse structurale.

Pour les domaines II, III, IV, V, VI et VII, les pôles des surfaces S_0 (πS_0) sont distribués selon une ceinture dont le pôle correspond à l'axe de plissement moyen des plis P_2 . Cette distribution en ceinture indique que les plis P_2 sont cylindriques. Les pôles des surfaces S_2 (πS_2) forment des amas, ce qui signifie que le clivage n'est pas replissé. Les linéations d'intersection L_2^0 forment en général des amas contenus dans le plan du clivage moyen S_2 . Elles plongent vers l'WSW et l'ENE. Lorsqu'elles ne forment pas d'amas, elles se distribuent sur une ceinture qui cor-

respond au clivage moyen S_2 . Les axes B_2^0 , qui correspondent aux axes des plis parasites, plongent vers l'est et l'ouest. Ce sont ces axes B_2^0 qui indiquent le mieux le plongement du système de plis P_2 .

La répartition des pôles des surfaces S_0 du domaine I est très différente de celle des autres domaines. En effet, il est impossible d'y faire passer une ceinture. De même, les plans de clivage de ce domaine ne forment pas d'amas mais se distribuent aléatoirement. Ce phénomène peut être attribuable à la superposition de la déformation acadienne sur une déformation antérieure, probablement taconique, du domaine I. Rappelons qu'à l'intérieur des siltstones de la Formation de Murphy Creek, les grains de quartz présentent un léger étirement et sont réorientés parallèlement à un plan préférentiel suivant lequel s'alignent aussi les phyllosilicates. Cet étirement des grains de quartz ne s'observe pas dans les roches plus jeunes et pourrait être attribué à la déformation taconique. Conséquemment, les clivages du domaine I seront identifiés comme S' pour les différencier des clivages S_2 des autres domaines.

Les roches ordoviciennes et siluriennes du secteur sud-ouest de notre région (domaines II, III et IV) sont caractérisées par des plissements serrés P_2 à double plongement. Les axes de plissement β et les axes B_2^0 des domaines II et III plongent vers l'W, tandis que les B_2^0 et

TABLEAU 5 — Résumé des analyses statistiques des domaines II, III, IV, V, VI et VII

Domaine	β	S_2	L_2^0	B_2^0	Écart entre β et S_2
II	242°/55°	075°/75°	WSW	262°/58°*	5°
III	274°/70°	080°/88°	266°/32°*	WSW ENE	7°
IV	074°/32°	242°/74°	074°/30°*	E W	18°
V	271°/30°	260°/84°	255°/23°*	WSW ESE	7°
VI	266°/26°	260°/88°	—	—	5°
VII	264°/26°	064°/70°	ENE	—	26°

* Ces valeurs correspondent aux maximums sur les stéréogrammes de la carte n° 2068 B (hors texte).

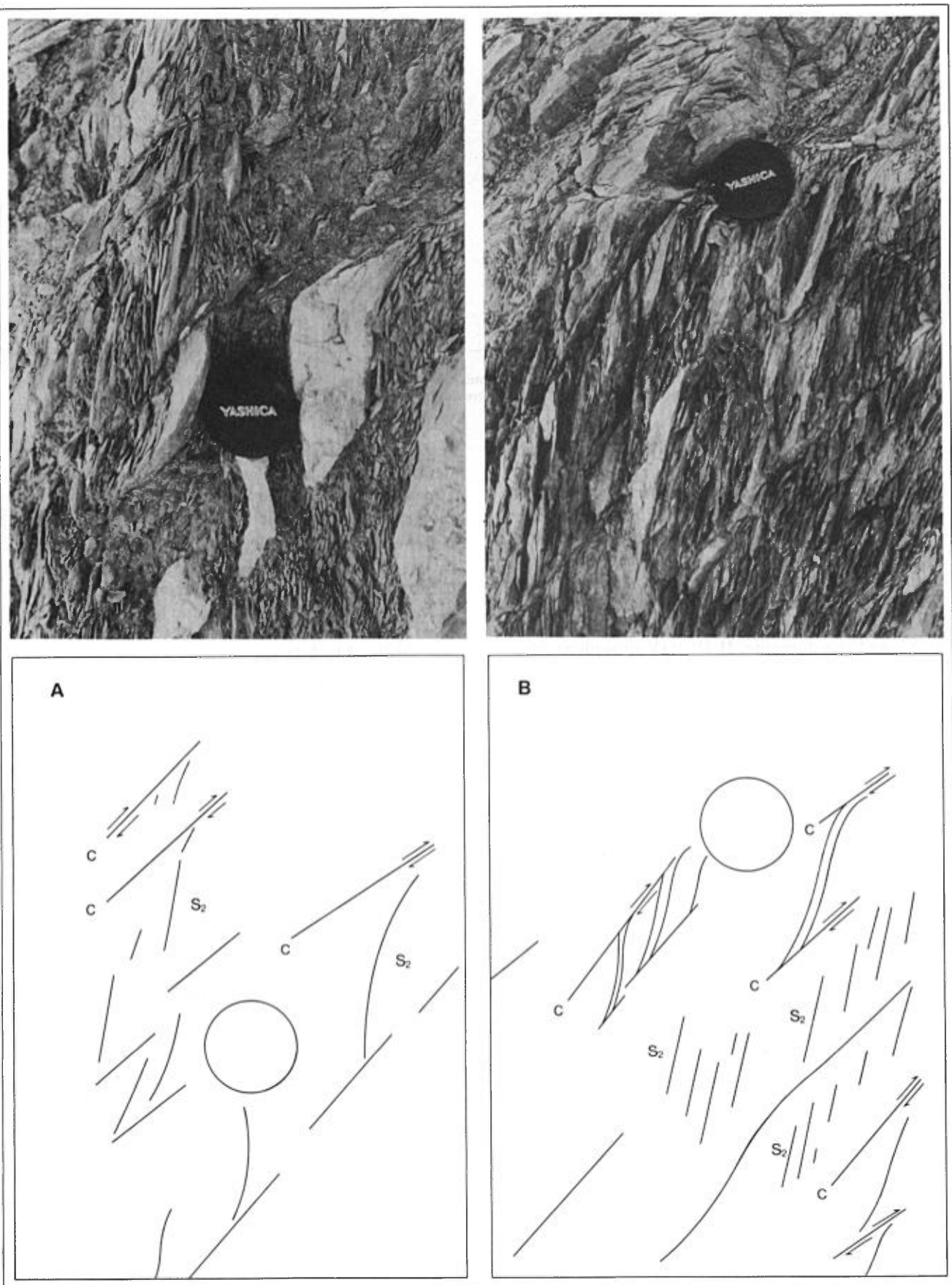


FIGURE 15 — Fabrique C (cisaillement) recoupant le clivage S_2 qui forme des sigmoïdes en «S» indiquant un mouvement de chevauchement oblique le long de la fabrique C. En A, Formation de Pabos. En B, Formation de White Head. Mont-Joli, faille du Troisième Lac.

l'axe β du domaine IV plongent grossièrement vers l'E, les valeurs du plongement variant entre 10 et 80°. Les linéations L_2^0 suivent plutôt le plan de clivage S_2 orienté WSW-ENE tout en plongeant vers l'WSW dans les domaines II et III et vers l'ENE dans le domaine IV. Il existe un écart variant de 5 à 18° entre l'axe β moyen et le clivage S_2 moyen, ce qui indique une rotation antihoraire du clivage par rapport au Pax_2 (figure 16), phénomène qui sera traité plus loin. Le double plongement s'observe ailleurs dans l'anticlinorium d'Aroostook—Percé et s'explique par la superposition des plis P_2 sur des plis antérieurs (Théberge, 1979; Vennat, 1979; Gauthier, 1983; Malo, 1986). La limite entre les domaines III et IV correspond grossièrement à l'axe du pli P_1 .

Les domaines V et VII couvrent les zones qui sont affectées par les failles. Ils sont caractérisés par des plissements serrés, à la limite isoclinaux, et par des zones de cisaillement intense. À l'intérieur du domaine V, l'azimut moyen du clivage est N080°, se rapprochant ainsi de l'orientation E-W de la zone de faille (figure 16). Le clivage S_2 subit à l'intérieur des zones de failles une rotation horaire de 27° par rapport à sa position originale de N053° dans la partie sud du domaine IV (carte n° 2068 A). Cette réorientation est compatible avec des mouvements de décrochement dextre le long de ces failles. Les axes B_2^0 des plis mésoscopiques plongent vers l'est ou l'ouest, illustrant une fois de plus le double plongement des plis P_2 (figure 16). Cependant, il existe un écart entre les axes B_2^0 des plis mésoscopiques et l'axe β du domaine V. Un tel

écart peut s'expliquer par des failles NW-SE qui affectent l'orientation des plis mésoscopiques de la partie est du domaine V.

Les roches du domaine VI appartiennent au flanc sud du synclinal de Malbaie qui, selon des travaux récents (Brisebois, 1981), plonge vers l'est. Les résultats des analyses statistiques pour le domaine VI qui se concentrent dans la partie sud du synclinal, en bordure de la faille de La Grande Rivière, révèlent plutôt un plongement vers l'ouest de l'axe de plissement β compris dans la surface S_2 de direction N80°. Ces résultats sont ponctuels et peuvent s'expliquer par présence de la faille de La Grande Rivière qui affecte l'orientation des strates de la partie sud du flanc sud du synclinal de Malbaie.

Les plis

PLIS P_1

Les données structurales des domaines II, III et IV suggèrent la présence de plis de première phase P_1 . De part et d'autre de la limite entre les domaines III et IV, les plongées des linéations L_2^0 et des axes B_2^0 sont antagonistes, ce qui suggère la présence d'un synclinal pré- P_2 . La limite entre les domaines correspondrait ainsi à la trace axiale d'un pli P_1 orienté NNW-SSE. Des plis P_1 semblables ont été observés ailleurs dans l'anticlinorium d'Aroostook—Percé (Théberge, 1979; Vennat, 1979; Gauthier, 1983; Malo, 1986). Les formations de Pabos et de White Head du domaine II ont une orientation générale NW-SE. Cette orientation est compatible avec celle des plis P_1 .

PLIS P_2

Les plis formés lors de la seconde phase de plissement sont orientés NE-SW à l'intérieur du domaine II. Les domaines III et IV, situés plus près du système de failles de La Grande Rivière, sont caractérisés par des plis P_2 orientés ENE-WSW. Partout, ces plis sont accompagnés d'un clivage S_2 espacé. Dans les zones de failles, le plissement est plus serré. Ailleurs dans l'anticlinorium d'Aroostook—Percé, les zones de failles de décrochement majeurs E-W contrôlent l'orientation des plis P_2 , formés au tout début de la déformation D_2 (Malo, 1986). À Percé, l'orientation des plis P_2 est contrôlée par les mouvements le long de la faille de La Grande Rivière.

SUPERPOSITION DES PLIS P_1 ET P_2

L'ensemble de la région présente une tectonique bi-phasée en dômes et bassins propre à l'anticlinorium d'Aroostook—Percé (Malo, 1986). Le pli de première phase est orienté NNW-SSE et ceux de seconde phase, NE-SW ou ENE-WSW. Une figure d'interférence majeure s'observe dans la partie occidentale du secteur sud-ouest. Elle résulte de la superposition d'un synclinal de la seconde phase de plissement (P_2) sur un synclinal de première phase (P_1) constituant un bassin où affleurent les roches les plus jeunes de ce secteur soit le Membre de Des Jean.

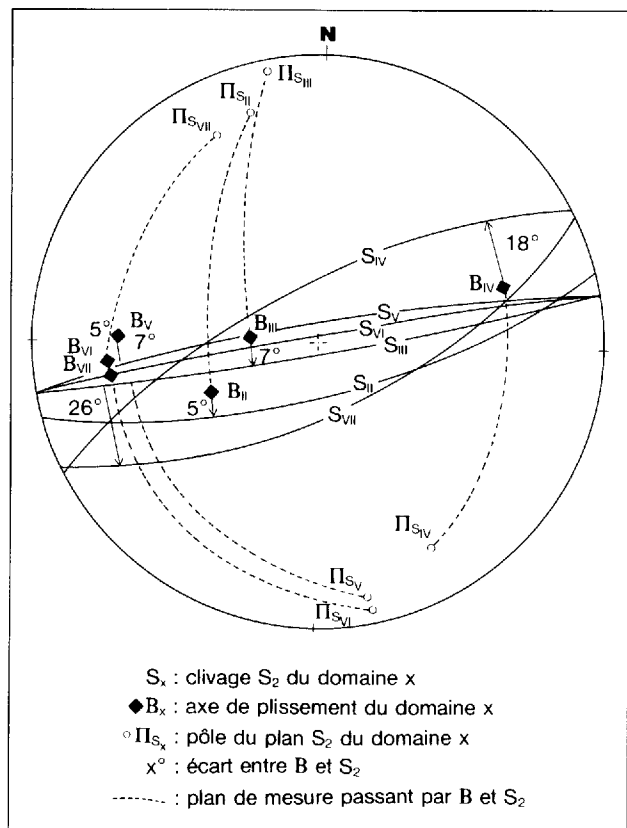


FIGURE 16 — Stéréogramme synoptique des domaines II, III, IV, V, VI et VII.

RELATIONS DE β À S_2

Dans la région de Percé, le plan axial des plis P_2 et le clivage moyen S_2 ne sont pas parallèles. Le clivage s'écarte de 5 à 26° de la direction générale de l'axe β . L'écart entre l'axe β et le clivage est ici mesuré dans le plan passant par β et le pôle du plan de clivage (figure 16). Les domaines situés à proximité des failles NW-SE (domaines II, V et VI) ont des angles de transection généralement plus faibles. Ceci s'explique par une rotation et une réorientation du clivage S_2 par le décrochement dextre le long des failles NW-SE.

Puisque le pli est transecté par le clivage, on dit que le clivage s'éloigne ici de β dans un sens antihoraire (figure 16). Cette relation non coplanaire du clivage S_2 et des plans axiaux P_{ax2} est caractéristique des «transected folds» (Powell, 1974). Des relations plis-clivage avec des écarts semblables et de même sens ont été trouvées dans la région de Chandler (Malo, 1984 et 1986). La transection est expliquée à l'aide des modèles de Treagus & Treagus (1981) et de Borradaile (1978). Ces modèles s'appliquent probablement aussi à la région de Percé car, premièrement, nous avons établi la présence de deux phases de plissement P_1 et P_2 , les plis P_1 offrant une surface S_0 inclinée au moment du plissement P_2 et, deuxièmement, les transections observées dans notre région sont antihoraires.

Les failles

Les zones de failles de La Grande Rivière et du Troisième Lac sont caractérisées chacune par la présence de deux systèmes de failles conjuguées : les failles mésoscopiques et les mégascopeques. Le système de failles mésoscopiques est observable à l'échelle de l'affleurement et la composante principale du mouvement est un décrochement ou un chevauchement. Les failles conjuguées mégascopeques, aussi appelées failles secondaires de type Riedel, sont cartographiables et se greffent aux failles principales. Des failles secondaires normales et inverses viennent s'ajouter à ces deux systèmes de failles.

SYSTÈME E-W

Le système E-W qui affecte la partie nord de notre région est une zone de failles d'une largeur de 100 à 400 m appelée faille de La Grande Rivière⁽¹⁾. Les roches de cette zone sont intensément déformées et fracturées. À l'échelle de l'affleurement, elles sont très cisaillées, envahies de calcite et se disposent en une succession de blocs losangiques de 0,5 à 2 m de largeur. Il devient alors difficile de bien distinguer la stratification du clivage, les deux étant subparallèles et de direction générale E-W. Même si elles sont représentées par un trait sur la carte géologique, ces zones de failles ne sont pas des plans nets de rupture mais plutôt des zones où la roche est très cisaillée.

La zone de failles est constituée de deux systèmes de failles conjuguées et de failles secondaires de type Riedel.

1. La faille de La Grande Rivière prend naissance dans la partie sud du canton de Power, à 50 km à l'ouest de notre région, où elle sépare l'anticlinorium d'Aroostook—Percé du synclinorium de Connecticut Valley—Gaspé. À cet endroit, elle suit le tracé de la Grande Rivière et se prolonge vers l'est jusqu'à la rivière du Portage, au nord de Percé.

Failles conjuguées mésoscopiques

Les failles conjuguées représentent l'élément structural le plus marquant au sein de la zone de failles. Elles peuvent être soit *subverticales*, dextres de direction N120° ou senestres de direction N040°, soit *inclinées* (pendage de 40 à 70°) avec un mouvement qui varie d'inverse à oblique pour les failles de direction N060°, et de normal à oblique pour les failles de direction N160° (figure 17). On peut observer des stries de glissement horizontales sur certains plans de faille de décrochement et, verticales

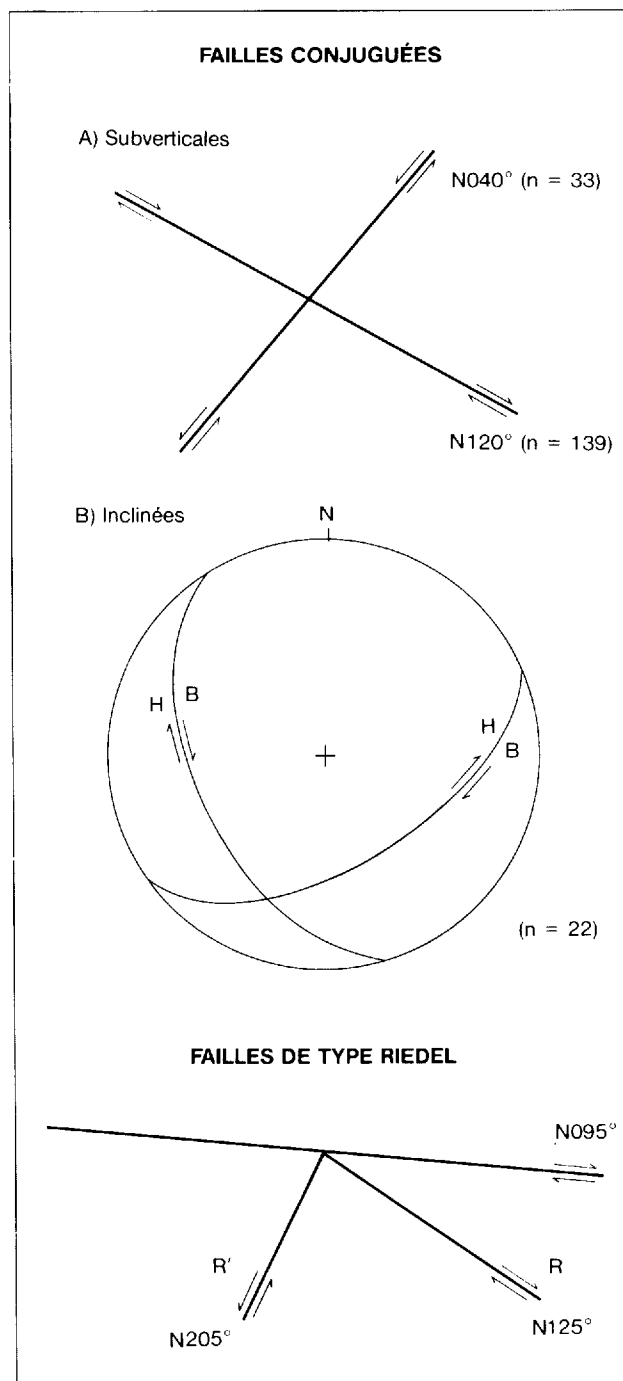


FIGURE 17 — Orientation des failles conjuguées et des failles de type Riedel pour le système de failles E-W.

à obliques, sur les plans de faille inverse. Les éléments structuraux déplacés par les failles conjuguées sont la stratification et le clivage S_2 .

Failles secondaires de type Riedel

Par rapport aux principales zones de failles orientées à $N095^\circ$, les failles de type Riedel sont soit dextres de direction $N125^\circ$, faisant un angle de 30° avec les failles principales, soit senestres de direction $N205^\circ$, faisant un angle fort avec les failles principales (figure 17). Ces failles secondaires sont donc considérées comme des «riedels» synthétiques (dextres) et antithétiques (senestres) greffés aux failles principales E-W. Elles confirment le décrochement dextre le long des failles principales. D'ailleurs, on voit plusieurs contacts lithologiques verticaux déplacés de façon dextre (voir les failles au nord-ouest de la région).

SYSTÈME NW-SE

Le système de failles NW-SE qui affecte les parties orientale et nord de notre région est constitué d'une série de failles de décrochement dextre orientées NNW-SSE, dont la plus importante est la faille du Troisième Lac². Ces failles NNW-SSE sont postérieures aux failles E-W puisqu'elles découpent l'extrémité est de la zone de failles de La Grande Rivière en plusieurs blocs structuraux plus ou moins losangiques en les déplaçant latéralement vers le SSE. Nous discuterons ci-après des deux plus importantes failles de décrochement de ce système : la faille du Troisième Lac et la faille du ruisseau Blanc.

Faille du Troisième Lac

La faille du Troisième Lac borde les strates cambriennes et se prolonge sous la couverture de roches carbonifères. Elle forme une zone de 200 à 800 m de largeur, orientée à 130° , à l'intérieur de laquelle les roches sont déformées et fracturées. Ici également, un système de failles conjuguées représente l'élément structural le plus marquant au sein de la zone de failles. Nous avons étudié ce système à trois endroits facilement accessibles : au mont Joli, à la Grande Coupe et à la Petite Coupe (figure 3).

Failles conjuguées mésostructurales

Le pendage des failles conjuguées varie de 30° à 60° , l'azimut de $N090^\circ$ à $N170^\circ$ et le mouvement principal est inverse et accompagné d'une composante de décrochement (figure 18). On peut observer des stries de glissement verticales ou obliques sur certains plans de failles.

Failles inverses secondaires

La zone de failles du Troisième Lac, est formée aussi de plusieurs plans de failles subverticales de direction

$N170^\circ$ à $N095^\circ$, à mouvement inverse, comme le démontre la position des principales contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 , déterminée par les systèmes de failles conjuguées (figure 18). À la Grande Coupe (figure 18B), le White Head chevauche vers le nord sur le Pabos, et l'Honorat chevauche le West Point et le Roncelles (coupe E-E'). Des plis à charnière horizontale dans le White Head résultent d'un chevauchement. Au mont Joli (figure 18A), une faille à rejet oblique, de direction $N140^\circ$, permet au Pabos de chevaucher l'Indian Point (coupes C-C' et D-D') avec un déplacement stratigraphique de 840 m; sa composante horizontale est un décrochement dextre.

Failles normales

Les failles normales sont observées uniquement à la Grande Coupe, dans les strates du Shiphead où elles produisent une augmentation apparente de l'épaisseur de la séquence. Ces failles sont subverticales et de direction $N170^\circ$ (voir carte n°2068 A en hors texte).

Faille du ruisseau Blanc

Failles conjuguées mésostructurales

La faille du ruisseau Blanc, qui recoupe la faille de La Grande Rivière, est formée d'un système de failles conjuguées abruptes (70° à 90°) — dextres de direction $N150^\circ$ et senestres de direction $N065^\circ$ (figure 19A). Les stries de glissement (sur des enduits de calcite recristallisée en placages sur certains plans de décrochement) sont généralement horizontales mais elles peuvent être obliques lorsque les plans de faille sont d'environ 70° .

Failles secondaires de type Riedel

Les principales zones de failles subparallèles à la faille du ruisseau Blanc ont une direction $N155^\circ$ (figure 19B). À celles-ci, se greffent des failles secondaires dextres de direction $N190^\circ$, faisant un angle de 35° avec les failles principales et des failles senestres de direction $N240^\circ$. Ces failles secondaires peuvent être considérées comme des «riedels» synthétiques (dextres) et antithétiques (senestres) et elles sont reliées à des failles principales de direction NNW-SSE, ce qui confirme que les failles principales sont des décrochements dextres. D'ailleurs, on observe plusieurs contacts lithologiques verticaux déplacés de façon dextre.

SYSTÈME TARDIF POST-ACADIEN

Des failles normales post-acadiennes redressent par endroits les strates carbonifères de la région de Percé. Lorsqu'elles se situent à l'intérieur du bassin carbonifère, c'est-à-dire que les roches de part et d'autre de la faille sont d'âge Carbonifère, les failles sont généralement des failles synsédimentaires propres au bassin carbonifère et se sont produites suite à l'accumulation d'une épaisse séquence de sédiments (Rust, 1981).

Par endroits, les failles normales empruntent le tracé des failles de décrochement acadiennes et correspondent probablement à des mouvements de réjuvenation

2. La faille du Troisième Lac fut identifiée par McGerrigle (1950). Elle se prolonge vers le sud-est à partir du nord du canton de Larocque et traverse la rivière York, le lac Fronsac (anciennement appelée Troisième Lac), la rivière Saint-Jean et la rivière Malbaie. Elle se perd sous la couverture de roches carbonifères au nord-ouest de Percé.

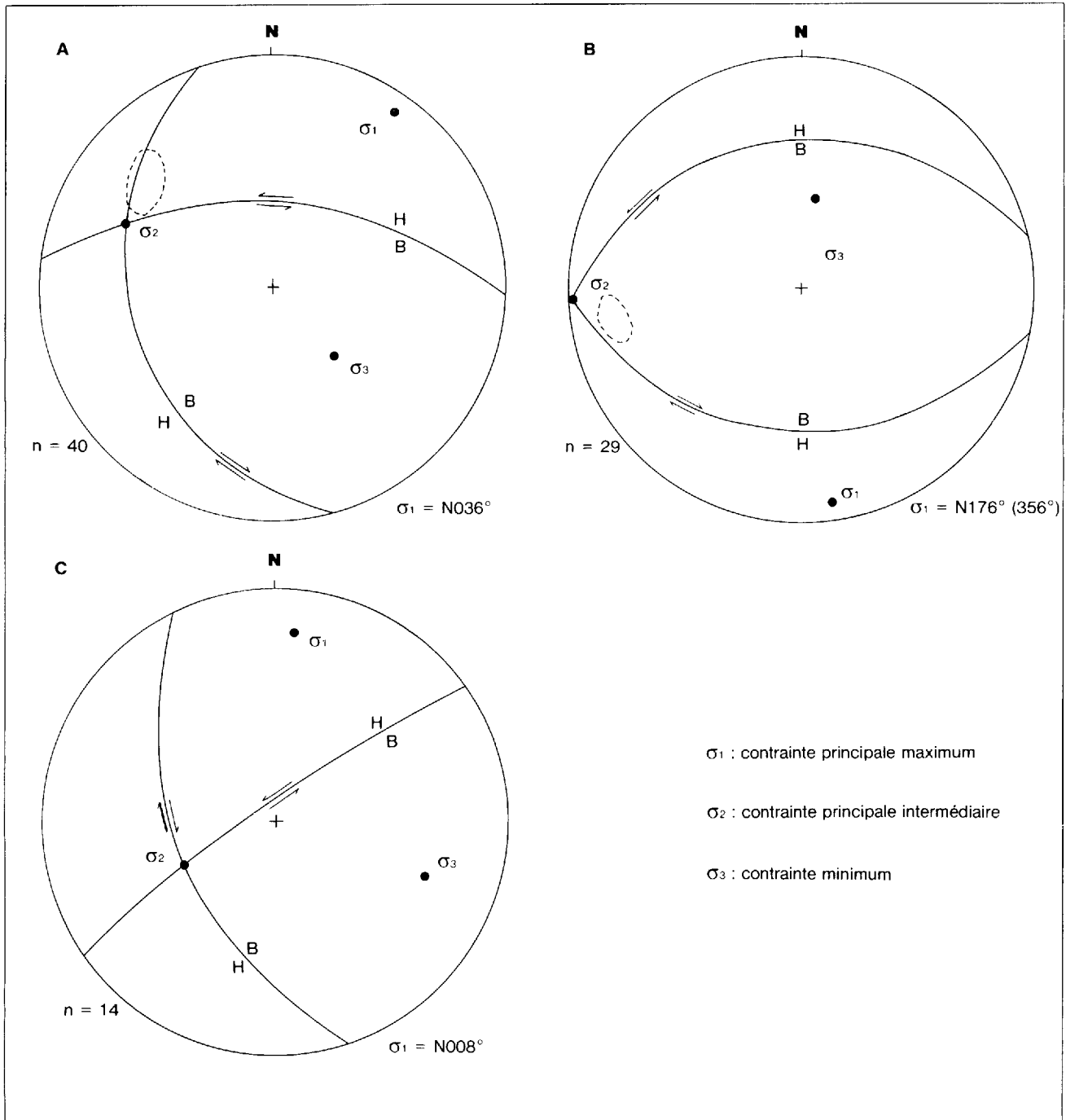


FIGURE 18 — Orientation des failles conjuguées dans la zone de faille du Troisième Lac : (A) au mont Joli, (B) à la Grande Coupe et (C) à la Petite Coupe.

post-acadiens le long des plans de failles acadiennes — par exemple, la faille située le long de la route 132, à l'ouest de la Grande Coupe (figure 10). Les failles normales post-acadiennes de la région de Percé s'orientent E-W à ESE-WNW (coupe E-E') et peuvent être associées à une extension N-S due à un régime de tectonique en tension au Carbonifère précoce (Zaitlin & Rust, 1983). Les mouvements de réjuvenation post-acadiens semblent s'être produits seulement le long des failles acadiennes dont l'orientation est favorable à une extension N-S, c'est-à-dire les failles de direction approximative E-W.

DÉPLACEMENTS LE LONG DES FAILLES

Les évidences stratigraphiques et structurales présentées aux chapitres précédents démontrent que des décrochements dextres le long des systèmes de failles E-W et NW-SE, ont entraîné la juxtaposition de terrains stratigraphiquement distincts dans la région de Percé. Il nous a été possible de quantifier les déplacements le long des zones de failles en calculant le déplacement apparent subi par un contact stratigraphique ou géologique de part et d'autre de ces zones.

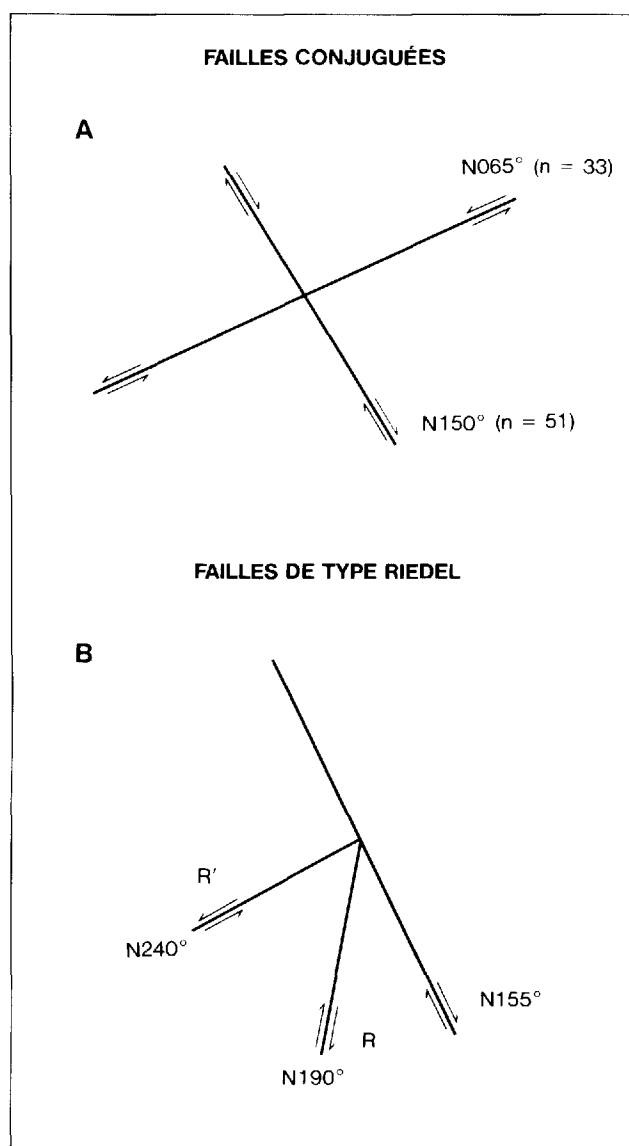


FIGURE 19 — Orientation des failles conjuguées (A) et des failles de type Riedel (B) du système NW-SE. Faille du ruisseau Blanc.

Système E-W

Les corrélations effectuées entre les groupes d'Honorat et de Matapédia de la région de Percé et de Chandler permettent de préciser le déplacement le long de la faille de La Grande Rivière. Cette faille qui affecte la partie nord de la région de Percé, déplace le contact entre les formations de Pabos et de White Head. Dans la région de Percé, ce contact stratigraphique affleure au nord de la faille de La Grande Rivière. Au sud de la faille, le contact entre le Pabos et le White Head affleure dans le canton de Joncas, soit à 20 km plus à l'ouest (figure 11). Un déplacement d'une vingtaine de kilomètres le long de la faille de La Grande Rivière est nécessaire pour rattacher ensemble les parties nord et sud du contact stratigraphique.

Système NW-SE

Les déplacements stratigraphiques le long de plusieurs failles du système NW-SE nous permettent de

quantifier le déplacement apparent total pour ce système. Les cartes géologiques simplifiées de l'est de la Gaspésie (figure 11A) et la carte géologique de la région de Percé (hors texte) montrent des déplacements latéraux des contacts inférieur et supérieur de la Formation de York River :

- 1- le long de la faille du Troisième Lac, 7 km de déplacement;
- 2- le long de la faille du ruisseau Blanc, 1 km de déplacement;
- 3- le long de la faille à l'est de la faille du Troisième Lac, 5,5 km de déplacement.

D'autre part, le contact entre les formations de Forillon et d'Indian Point est déplacé latéralement de 350 m le long de deux failles secondaires à l'est de la faille du ruisseau Blanc (carte n° 2068 A en hors texte). Au total, on reconnaît un déplacement dextre apparent de 13,85 km le long du système de faille NW-SE.

MODÈLE DE DÉFORMATION INTÉGRÉE

Le modèle de Wilcox *et al.* (1973) explique le développement d'éléments structuraux par un mouvement de décrochement. Le modèle prédit qu'un décrochement dextre le long de failles majeures E-W produira des plis de direction NE-SW, des fractures E-W produira des plis de direction NE-SW, des fractures conjuguées dextres, formant entre elles un angle faible, et senestres formant un angle fort avec les failles majeures E-W, des fractures de tension NW-SE et des failles de chevauchement de direction NE-SW (figure 20A). Dans notre région, les éléments structuraux, c'est-à-dire les plis et les failles reliés au système de failles E-W, sont compatibles avec un décrochement principal dextre sur un plan de faille E-W (figure 20B). D'autre part, l'orientation des éléments structuraux associés au système de faille NW-SE est conditionnée par des décrochements dextres selon un plan de faille NW-SE (figure 20C). Conséquemment, nous croyons que le modèle de la tectonique de coulisage de Wilcox *et al.* (1973) explique bien les relations entre les éléments structuraux observés dans la région de Percé. La juxtaposition de deux secteurs stratigraphiquement distincts de part et d'autre des deux zones de failles majeures, comme il a été observé dans d'autres segments d'orogène (Harding, 1973), confirme le rôle joué par les grands décrochements dans l'histoire géologique de la région de Percé.

Des déplacements dextres d'une vingtaine de kilomètres le long de la faille de La Grande Rivière et de 15 km le long du système NW-SE permettent de résoudre plusieurs problèmes d'ordre stratigraphique et rendent les corrélations entre la région de Percé et celles de Chandler et Cap-des-Rosiers plus plausibles. Ces décrochements permettent d'expliquer : (1) pourquoi les roches cambriennes de la région de Percé qui se situaient auparavant dans le prolongement du bassin cambro-ordovicien se retrouvent aujourd'hui près de Percé et (2) pourquoi il existe une continuité stratigraphique entre le secteur nord-est de la région de Percé et la région au nord de Chandler qui sont séparés géographiquement.

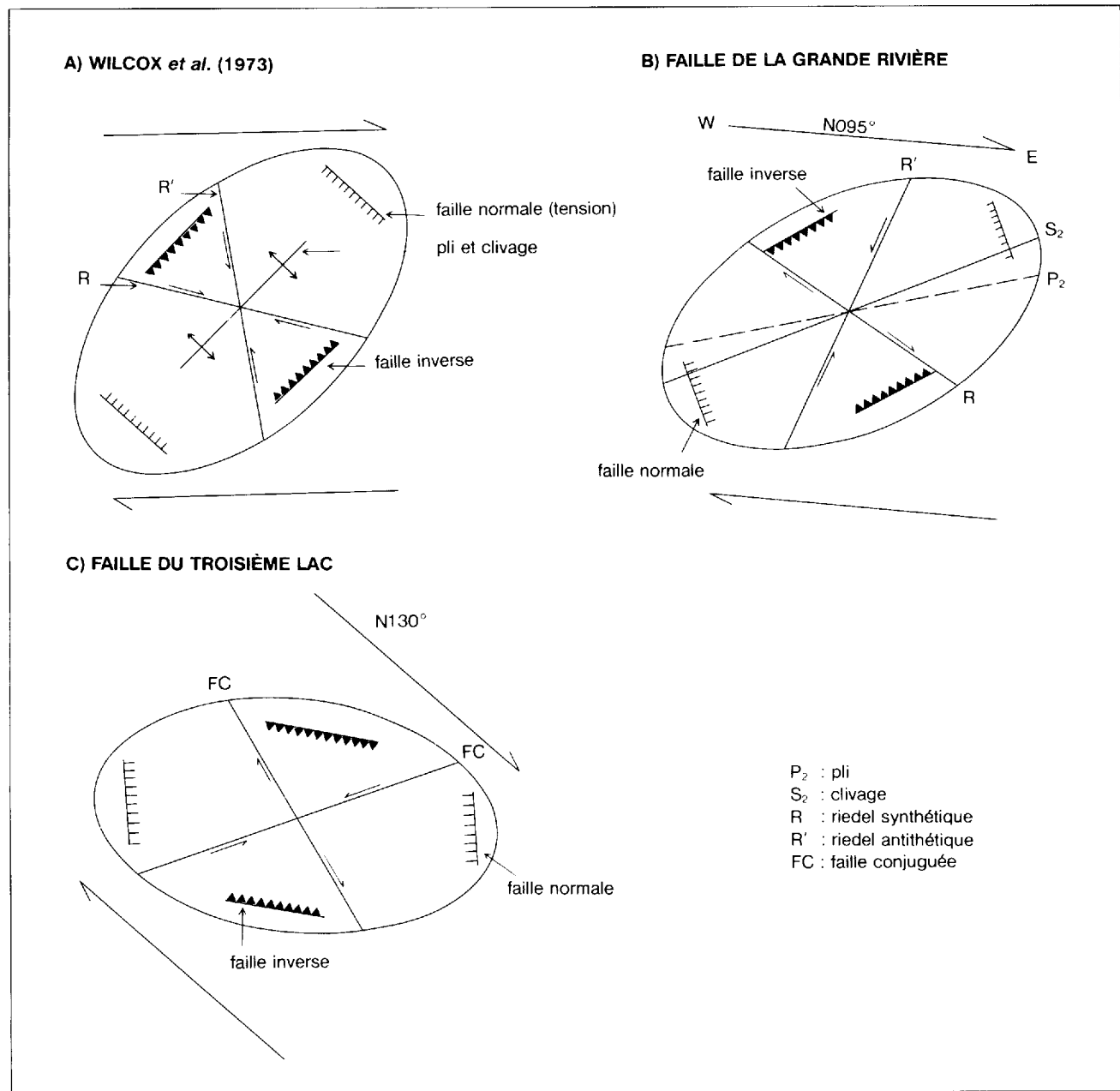


FIGURE 20 — Orientation de l'ellipsoïde de déformation et des éléments structuraux : (A) selon le modèle de Wilcox *et al.* (1983); (B) selon le modèle de Wilcox appliqué à la faille de La Grande Rivière; et (C) selon le modèle de Wilcox *et al.* (1973) appliqué à la faille du Troisième Lac.

Conclusion

La région de Percé se situe au point de rencontre de deux systèmes majeurs de failles de décrochements dextres : E-W et NW-SE. La faille de La Grande Rivière, appartenant au premier système, affecte la partie nord de notre région. Elle forme une zone de failles de direction générale E-W, d'une largeur de 100 à 400 m, longeant la rivière du Portage. La faille du Troisième Lac se prolonge sous la couverture de roches carbonifères dans la partie nord-est de notre région et borde les strates cambriennes. Elle appartient au second système, de direction NW-SE, et forme une zone de failles de 200 à 800 m de largeur. Ces failles découpent la région en plusieurs panneaux ou blocs structuraux plus ou moins losangiques, aux lits redressés et cisailés.

Les mouvements de décrochements dextres acadiens le long des failles de La Grande Rivière et du Troisième Lac ont entraîné la juxtaposition de deux terrains stratigraphiquement distincts. Les roches cambriennes du secteur sud-ouest de la région de Percé ont des affinités avec les roches du même âge de la région de Cap-des-Rosiers, situées à 40 km au nord de Percé. De même, les Groupes d'Honorat et de Matapédia du secteur nord-est de la région de Percé sont très semblables aux mêmes unités dans la région de Chandler, à 30 km à l'ouest de Percé.

La région au sud et à l'ouest des failles, c'est-à-dire le secteur sud-ouest, appartient à l'anticlinorium d'Aroostook—

Percé. Les strates ordoviciennes et siluriennes inférieures y sont caractérisées par des plissements ouverts résultant de deux phases de déformation (Malo, 1986). À Percé, l'analyse des éléments structuraux de la partie occidentale du secteur sud-ouest, révèle la présence de plis de première phase P_1 auxquels aucun clivage n'est associé. Une seconde phase de plissement P_2 , de direction NE-SW, est surimposée à P_1 . Un clivage S_2 subvertical, synchrone aux plis P_2 mais non coplanaire aux plans axiaux P_{ax2} , a subi une rotation vers la direction E-W dans les domaines affectés par la faille de La Grande Rivière.

La nature et l'orientation des éléments structuraux reliés aux zones de failles sont compatibles avec une déformation induite par des décrochements majeurs dextres le long de failles principales. Le modèle de la tectonique de coulissage pourrait donc s'appliquer à notre région. Le système de faille NW-SE recoupe le système E-W tout en le déplaçant latéralement d'une quinzaine de kilomètres. Un déplacement latéral d'une vingtaine de kilomètres a été calculé le long de la faille de La Grande Rivière (système E-W). Antérieurement à ces décrochements dextres acadiens, (1) les roches cambriennes de la région de Percé se situaient dans le prolongement des nappes cambro-ordoviciennes du nord de la péninsule et (2) le secteur nord-est de la région de Percé et la région de Chandler étaient juxtaposés.

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. — BERRY, W.B.N. — BOUCOT, A.J. — LAJOIE, J. — LESPÉRANCE, P.J. — PAVLIDES, L. — SKIDMORE, W.B., 1969 — Lower Llandovery of the Northern Appalachians and adjacent regions. Geological Society of America Bulletin; volume 80, pages 459-484.
- BASU, A. — YOUNG, S.W. — SUTTNER, L.J. — JAMES, W.C. — MACK, G.H., 1975 — Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Journal of Sedimentary and Petrology; volume 45, pages 873-882.
- BÉLAND, J., 1980 — Faille du Bassin Nord-Ouest et faille du Troisième Lac dans la partie est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-740, 20 pages.
- BELT, E.S., 1968 — Post-Acadian rifts and related facies, Eastern Canada. In: Studies of Appalachian geology: northern and maritime (Billings vol.), E-an Zen, W.S. White, J.B. Hadley, Jr. Thompson, editors; pages 61-82.
- BOLTON, T.E., 1979 — Some Late Ordovician colonial corals from Canada. In: Current Research, Part B, Geological Survey of Canada; Paper 79-1B, pages 1-12.
- BORRADAILE, G.J., 1978 — Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. Geological Society of America Bulletin; volume 89, pages 481-493.
- BOUCOT, A.J., 1962 — Observations regarding some Silurian and Devonian spiniferoid genera. Senckenbergiana Lethaea; volume 43, pages 279-344.
- BOUMA, A.H., 1962 — Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier Publishing Co., New York; 168 pages.
- BOURQUE, P.A., 1977 — Le Silurien et le Dévonien Basal du Nord-Est de la Gaspésie. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; ES-29, 232 pages.
- BRISEBOIS, D., 1981 — Géologie de la région de Gaspé. Ministère de l'Énergie et des Ressources, 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, Part I.
- COOPER, G.A. — KINDLE, C.H., 1936 — New Brachiopods and Trilobites from the Upper Ordovician of Percé, Québec. Journal of Paleontology; volume 10, no. 5, pages 348-372.
- FOLK, R.L., 1980 — Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas; 182 pages.
- FRITZ, W.H. — KINDLE, C.H. — LESPÉRANCE, P.J., 1970 — Trilobites and stratigraphy of the Middle Cambrian Corner-of-the-Beach Formation, Eastern Gaspé Peninsula, Québec. In: Contributions to Canadian Paleontology. Geological Survey of Canada Bulletin; volume 187, pages 43-58.
- GAUTHIER, L., 1983 — Formation de White Head et faciès de Pabos. In: Travaux sur le terrain 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-13, pages 19-20.
- HARDING, T.P., 1973 — Newport-Inglewood trend, California — An example of Wrenching style of deformation. Geological Society of America Bulletin; volume 57, pages 97-116.
- KINDLE, C.H., 1942 — A Lower (?) Cambrian fauna from Eastern Gaspé, Québec. American Journal of Sciences; volume 240, no. 9, pages 633-641.
- 1948 — Crepicephalid trilobites from Murphy Creek, Québec, and Cow Head, Newfoundland. American Journal of Sciences; volume 246, pages 441-450.
- LAJOIE, J. — CHAGNON, A., 1973 — Origin of red beds in a Cambrian flysch sequence, Canadian Appalachians, Québec. Sedimentology; volume 20, pages 91-103.
- LAJOIE, J. — HÉROUX, Y. — MATHEY, B., 1974 — The Precambrian shield and the Lower Paleozoic flysch sandstones and conglomerates of the Appalachians between Beaumont and Bic, Québec. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 11, pages 951-963.
- LESPÉRANCE, P.J., 1968a — Faunal affinities of the trilobite faunas, White Head Formation, Percé region, Québec, Canada. In: International Geological Congress, Report of the Twenty-third Session, Czechoslovakia, 1968. Proceedings of Section 9, Stratigraphy of Central European Lower Paleozoic; pages 145-159.
- 1968b — Ordovician and Silurian Trilobite faunas of the White Head Formation, Percé region, Québec. Journal of Paleontology; volume 143, no. 3, pages 811-826.
- 1974 — The Hirnantian fauna of the Percé area (Québec) and the Ordovician-Silurian boundary. American Journal of Sciences; volume 274, pages 10-30.
- 1980 — Calcaires Supérieurs de Gaspé, les aires-types et le prolongement ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-595, 79 pages.
- 1985 — Faunal distributions across the Ordovician-Silurian boundary, Anticosti Island and Percé, Québec, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 22, pages 838-849.
- LESPÉRANCE, P.J. — SHEEHAN, P.M., 1976 — Brachiopods from the Hirnantian stage (Ordovician-Silurian) at Percé, Québec. Palaeontology; volume 19, pages 719-731.

- LESPÉRANCE, P.J. — SHEEHAN, P.M. — SKIDMORE, W.B., 1981 — Correlation of the White Head and related strata of the Percé region. *In*: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec, 1981; volume II: Stratigraphy and Paleontology (Lespérance, P.J., editor); pages 223-229.
- LESPÉRANCE, P.J. — TRIPP, R.P., 1985 — Encrinurids (Trilobita) from the Matapédia Groups (Ordovician), Percé, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 22, no. 2, pages 205-213.
- LESPÉRANCE, P.J. — MALO, M. — SHEEHAN, P.M. — SKIDMORE, W.B., 1987 — A stratigraphical and faunal revision of the Ordovician-Silurian strata of the Percé area, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 24, pages 117-134.
- MALO, M., 1986 — Structure et stratigraphie de l'anticlinorium d'Aroostook—Percé, Gaspésie, Québec. Université de Montréal; thèse de Doctorat, 270 pages.
- 1988 — Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook—Percé de l'est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-06.
- McGERRIGLE, H.W., 1950 — La géologie de l'est de Gaspé. Ministère des Mines du Québec; RG-35, 168 pages.
- NOWLAN, G.S., 1981 — Late Ordovician-Early Silurian conodont biostratigraphy of the Gaspé Peninsula — a preliminary report. *In*: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec, 1981; volume II: Stratigraphy and Paleontology (Lespérance, P.J., editor); pages 257-291.
- 1983 — Biostratigraphic, paleogeographic, and tectonic implications of Late Ordovician conodonts from the Grog Brook Group, northwestern New Brunswick. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 20, no. 4, pages 651-671.
- OGUNYOMI, O. — MARTIN, R.F. — HESSE, R., 1981 — Albite of secondary origin in Charny sandstones, Québec: a re-evaluation. *Journal of Sedimentology and Petrology*; volume 51, pages 597-606.
- PETTIJOHN, F.J., 1957 — Sedimentary rocks (Harper & Row, New York), 718 pages.
- POWELL, M.A., 1974 — Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian Rocks, North West Tasmania. *Geological Society of America Bulletin*; volume 85, pages 1043-1060.
- 1979 — A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*; volume 58, pages 21-34.
- RICKARDS, R.B. — RIVA, J., 1981 — «Satter», 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. *Palaeontology*; volume 17, pages 1-40.
- 1981 — Graptolites from the Matapédia and Honorat Groups of Gaspé. *In*: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec, 1981; volume II: Stratigraphy and Paleontology (Lespérance, P.J., editor); pages 293-298.
- 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 14, no. 4, pages 171-181.
- RUST, B.R., 1981 — Alluvial deposits and tectonic style: Devonian and Carboniferous successions in Eastern Gaspé. *In*: Sedimentation and Tectonics in alluvial basins. Geological Association of Canada; Special Paper 23 (A.D. Miall, editor); pages 49-76.
- SANSCHAGRIN, R., 1963 — Rapport préliminaire sur la région de Grande Rivière, comté de Gaspé-sud. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP-487, 8 pages.
- SCHUCHERT, C. — COOPER, G.A., 1930 — Upper Ordovician and Lower Devonian stratigraphy and paleontology of Percé, Québec. *American Journal of Sciences*; volume 20, pages 161-176, 265-288, 365-392.
- SHEEHAN, P.M. — LESPÉRANCE, P.J., 1979 — Late Ordovician (Ashgillian) brachiopods from the Percé region of Québec. *Journal of Paleontology*; volume 53, no. 4, pages 950-967.
- 1981 — Brachiopods from the White Head Formation (Late Ordovician-Early Silurian) of the Percé region, Québec, Canada. *In*: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec, 1981; volume II: Stratigraphy and Paleontology (Lespérance, P.J., editor); pages 247-256.
- SKIDMORE, W.B. — LESPÉRANCE, P.J., 1981 — Percé area, the White Head Formation. *In*: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec, 1981; volume I: Guidebook (Lespérance, P.J., editor); pages 31-40.
- SLIVITZKY, A., 1985 — Le Cambro-Ordovicien de la région de Cap-des-Rosiers. Ministère de l'Énergie et des ressources, Québec; DP 84-51.
- THÉBERGE, R., 1979 — Étude tectono-stratigraphique des roches ordoviciennes et siluriennes de l'anticlinorium d'Aroostook—Percé à Matapédia. Université de Montréal; mémoire de M. Sc. (non publié), 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; mémoire de M. Sc. (non publié), 67 pages.
- WALKER, R.G., 1984 — Turbidites and associated coarse clastic deposits. *In*: Facies Models, Second Edition, Geoscience Canada Reprint Series I (R.G. Walker editor); pages 171-188.

WILCOX, R.E. — HARDING, T.P. — SEELEY, D.R., 1973 — Basic wrench tectonics. *American Association of Petrology and Geology Bulletin*; volume 57, pages 74-96.

WILLIAMS, H. — TURNER, F.J. — GILBERT, C., 1954 — Petrography. W.H. Freeman and Co., San Francisco, California; 406 pages.

ZAITLIN, B.A. — RUST, B.R., 1983 — A spectrum of alluvial deposits in the Lower Carboniferous Bonaventure Formation of western Chaleur Bay area, Gaspé and New-Brunswick, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 20, pages 1098-1110.



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Direction générale de l'exploration géologique et minérale