

MB 95-27

GEOLOGIE DU CAMBRO-ORDOVICIEN DE LA REGION DE CAP-DES-ROSIERS

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

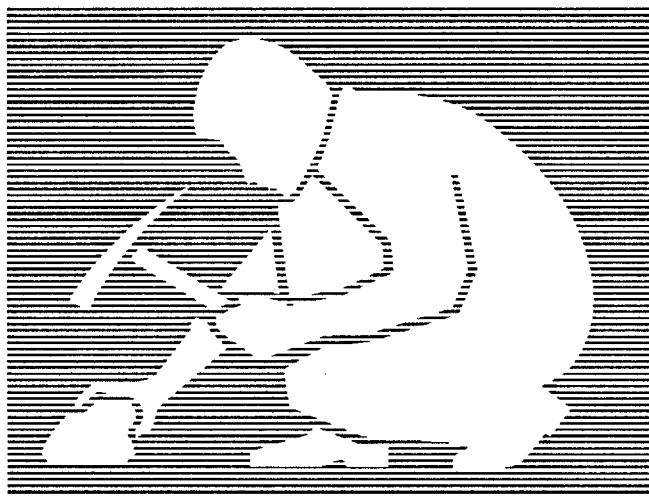
Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie du Cambro-Ordovicien de la région de Cap-des-Rosiers

Anne Slivitzky



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de Brian Siddmore avant la remise de la version finale au ministère.

MB 95-27

1995



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines

TABLE DES MATIERES

Note de l'éditeur	1
INTRODUCTION	5
Localisation	5
Accès	5
Physiographie et hydrographie	5
Contexte géologique	5
Travaux antérieurs	5
Méthode de travail	6
Remerciements	6
STRATIGRAPHIE	6
Groupe de Shickshock	6
Groupe de Cap-des-Rosiers	8
Formation de Romieu	8
Formation de Dalibaire	9
Formation de Tourelle	10
Zone de mélange	11
Groupe de Cloridorme	12
Séquence alpha	13
Unité bêta 1	14
Groupe des Chaleurs	14
GÉOLOGIE STRUCTURALE	14
Domaines structuraux	15
Domaine I	16
Domaine II	16
Domaine III	16
Discussion	17
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	17
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	18
RÉFÉRENCES	19
ANNEXE I	21
ANNEXE II	22

Liste des tableaux

Tableau A - Unités structurales et stratigraphiques du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie	2
Tableau B - Comparaison entre les différentes nomenclatures stratégiques des terrains cambro-ordoviciens des régions de Rivière-du-Loup et du nord de la Gaspésie	3
Tableau C - Relation entre la nomenclature stratigraphique de Enos (1969) et celle présentée dans ce rapport (les unités α , β , et γ n'occupaient pas nécessairement, dans les travaux de Enos, la position que nous leur attribuons.)	4

Liste des figures

Figure 1 - Cartes de localisation de la région étudiée	25
Figure 2 - Clivage de crénulation dans un schiste à chlorite du Groupe de Shickshock, ruisseau Bécherchais	34
Figure 3 - Texture ocellée (augen) dans les métagrès du Groupe de Shickshock, ruisseau Bécherchais.	34
Figure 4 - Cristaux de plagioclase et minéraux opaques dans une matrice aphanitique; métavolcanites du Groupe de Shickshock, ruisseau Bécherchais.	35
Figure 5 - Séquence stratigraphique schématique de la Formation de Romieu (Cambrien Supérieur).	26
Figure 6 - Calcilutite interlitée de mudshale calcareux de la Formation de Romieu, rivière Dartmouth	36
Figure 7 - Coeur d'une lentille de calcite prismatique de la Formation de Romieu, ruisseau de la Petite Fourche.	36
Figure 8 - "Slumps" dans le Formation de Romieu, Rivière-au-Renard.	36
Figure 9 - Séquence stratigraphique schématique de la Formation de Dalibaire (Ordovicien Inférieur).	27
Figure 10 - Mudshale laminé vert et noir de la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.	37
Figure 11 - Siltstone dolomitique interlité de mudshale laminé vert et noir de la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.	37
Figure 12 - Rhomboédres de dolomie dans une dolomie silteuse de la Formation de Dalibaire, ruisseau de la Petite Fourche	38
Figure 13 - Calcilutite interlitée de mudshale noir de la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.	38
Figure 14 - "Slumps" de mudshale laminé vert et noir dans la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers	39
Figure 15 - Séquence stratigraphique schématique de la Formation de Tourelle (ordovicien Inférieur).	28
Figure 16 - Siltstone dolomitique interlité de mudshale rouge et vert de la Formation de Tourelle, Jersey Cove.	39
Figure 17 - Grauwacke de la Formation de Tourelle, Jersey Cove.	40
Figure 18 - "Canonball structures" dans une grauwacke de la Formation de Tourelle, Rivière-au-Renard.	40
Figure 19 - Fragments de chert et de volcanites dans une grauwacke de la Formation de Tourelle, Rivière-au-Renard.	41

Figure 20 - Bloc de grauwacke de la Formation de Tourelle dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers.	41
Figure 21 - Blocs de calcilutite de la Formation de Romieu dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers	42
Figure 22 - Cannelures dans un bloc de grauwacke de la Formation de Tourelle dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers	42
Figure 23 - Mudshale injecté dans un bloc de calcilutite de la Formation de Romieu dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers	43
Figure 24 - Vue en lame mince de la structure montrée à la figure 23, Cap-des-Rosiers	43
Figure 25 - Section schématique représentant les différents processus responsables de la formation des quatre types de mélange (Cowan, 1985).	29
Figure 26 - Séquence stratigraphique schématique de la séquence α (Ordovicien Moyen)	30
Figure 27 - Grauwacke calcareuse de la séquence alpha, Anse-aux-Griffons	44
Figure 28 - Lentille de dolomie dans la séquence alpha, Anse-aux-Griffons	44
Figure 29 - "Slumps" de chert dans la séquence alpha, Anses-aux-Griffons	45
Figure 30 - Séquence stratigraphique schématique de l'unité β (Ordovicien Moyen)	31
Figure 31 - Conglomérat polylitique de la Formation de Griffon Cove River en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes, ruisseau de la Petite-Fourche	45
Figure 32 - Conglomérat polylitique de la Formation de Griffon Cove River en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes, Rivière-au-Renard	46
Figure 33 - Coupes structurales	32
Figure 34 - Faille d'imbrication dans la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers	46
Figure 35 - Faille de décrochement dans la séquence alpha, Saint-Maurice-de-l'Échouerie	47
Figure 36 - Domaines et sous-domaines structuraux et diagrammes statistiques	33

Note de l'éditeur

Depuis la rédaction de ce rapport, en 1985, la nomenclature stratigraphique des roches cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie a été considérablement modifiée : la nomenclature informelle introduite par S. Biron a été remplacée par une nomenclature formelle dérivée de celle utilisée dans le Bas-Saint-Laurent par A. Vallières (1984). Un document de synthèse (Slivitzky *et al.*, 1991) fait le point sur nos connaissances du cambro-ordovicien de la Gaspésie et présente cette nomenclature unifiée pour la Gaspésie et le Bas-Saint-Laurent. La publication du présent rapport et de celui de la région à l'est (Cloridorme) a été retardée en raison de ces problèmes de nomenclature. Toutefois les cartes qui accompagnaient ces rapports ont été utilisées pour la préparation des cartes géologiques des régions de Cloridorme et Grande-Vallée (Lachambre et Brisebois, 1990, a et b) publiées dans la série des cartes géologiques de la Gaspésie à l'échelle du 1:50 000.

Le présent rapport est mis à la disposition du public afin de rendre disponible les informations pétrographiques et structurales relevées par l'auteur. Dans le texte, nous avons conservé la nomenclature originale utilisée par l'auteur, mais nous joignons à cette note de l'éditeur des tableaux tirés de Slivitzky *et al.*, (1991) qui permettent d'établir la correspondance entre l'ancienne et la nouvelle terminologie. Les cartes originales n'accompagnent pas ce rapport; nous référons le lecteur aux feuilles Cloridorme et Grande-Vallée de la carte géologique de la Gaspésie.

Références

- LACHAMBRE, G. - BRISEBOIS, D., 1990 A - Géologie de la Gaspésie, Grande-Vallée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 91-02
- LACHAMBRE, G. - BRISEBOIS, D. 1990 B - Géologie de la Gaspésie, Cloridorme. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 91-22.
- SLIVITSKY, A. - ST-JULIEN, P. - LACHAMBRE, G. 1991 - Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-14.
- VALLIÈRES, A., 1984 - Stratigraphie et structure de l'orogénie taconique de la région de Rivière-du-Loup. Université Laval; thèse de Ph. D., 302 pages.

Tableau A — Unités structurales et stratigraphiques du cambro-ordovicien du nord de la Gaspésie.

				DOMAINE DES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT IMBRIQUÉES	DOMAINE DES NAPPES EXTERNES			DOMAINE DES NAPPES INTERNES	
Système		ÉTAGES			Nappe de la rivière Sainte-Anne	Mélange de Cap-Chat	Nappe de la ri- vière Marsoui	Nappe du mont Logan	Nappe du mont Albert
		Europe	Amérique du Nord						
ORDOVICIEN	Supérieur	Ashgillien	Cincinnatien	Formation de Cloridorne					
		Caradocien	Champlainien						
	Moyen	Llandeilien							
		Llanvimien							
	Inférieur	Arenigien	Canadien		Formation de Tourelle		Formation de Des Landes		
		Tremadocien							
CAMBRIEN	Supérieur	Merioneth	Croixien		Groupe de Trois-Pistoles	Formation de Kamouraska			
	Moyen	St-David's	Albertien						Formation de Rivière-du-Loup
									Formation de Saint-Damase
	Inférieur		Waucobien		Formation de l'Original				
		Comley		Groupe de Shickshock (Faciès du lac Matapédia)					
PRÉCAMBRIEN							Groupe de Shickshock		

Tableau B — Comparaison entre les différentes nomenclatures stratigraphiques des terrains cambro-ordocviciens des régions de Rivières-du-Loup et du nord de la Gaspésie.

Région de Rivière-de-Loup			Nord de la Gaspésie					
Vallières (1984)			Liard (1972)	Liard (1973)	Biron (1974)	Biron (inédit)	(ce rapport)	
						Groupe de Cloridorme	Formation de Cloridorme	
			8	Formation de Tardigou	Formation de Des Landes (9)	Formation de Des Landes	Formation de Des Landes	
Formation de Tourelle			6	Formation de Métis	Formation de Tourelle (8)	Formation de Tourelle	Formation de Tourelle	
Formation de Rivière-Ouelle			5	Formation de Lepage	6a/6b	Formation de Dalibaire	Formation de Rivière-Ouelle	
			Groupe de Trois-Pistoles	Groupe de Rosaire	4	Formation de Saint-Léandre	5	Formation de Romieu
3	Formation de Petchedetz	4a/4b			Formation de Pineault	Groupe de Trois-Pistoles	Formation de Kamouraska	
2c/2d	Formation de Grand-Remous	3			Formation des Méchins		Formation de Saint-Damase	
Groupe de Saint-Roch		Formation de l'Orignal		2a/2b		2	Formation de l'Orignal	
			1a/1b	Formation de Padoue				
	Unité des grès verts				Groupe de Shickshock	Groupe de Shickshock	Groupe de Shickshock	
Formation de la Montagne de Saint-Anselme								

1
3
1

Tableau C — Relation entre la nomenclature stratigraphique de Enos (1969) et celle présentée dans ce rapport (les unités α , β , et γ n'occupaient pas nécessairement, dans les travaux de Enos, la position que nous leur attribuons).

Système	Étages (Europe)	Biozone (graptolites)	Enos (1969)		Slivitzky, Lachambre et St-Julien (ce rapport)		
Ordovicien Moyen	Caradocien	<u>Climacograptus spiniferus</u>	γ_4		Formation de Cloridorme	Membre des Rochers Penchés	
		<u>Orthograptus ruedemanni</u>	γ_3			Membre de Mont-Saint-Pierre	
		<u>Corynoïdes americanus</u>					Membre de L'Anse-Pleureuse
			γ_2	β_3 à β_7			Membre de Gros-Morne
		<u>Diplograptus multidentis</u>	γ_1	β_2			Membre de Pointe-à-la Frégate
				β_1			Membre de Manche-d'Épée
			<u>Nemagraptus gracilis</u>	α_3		Formation de Des Landes	
				α_2			
		Llandeilien		α_1		Formation de Tourelle	
		Llanvirnien					

INTRODUCTION

Localisation

La région de Cap-des-Rosiers, cartographiée au cours de l'été de 1984, est située dans la partie nord-est de la Gaspésie. Elle est limitée à l'ouest par la longitude 64° 45' ouest, au nord et à l'est par le golfe du Saint-Laurent et au sud par le contact avec les roches siluro-dévonniennes du Groupe de Chaleurs. Sa superficie d'environ 460 km² correspond à la moitié est de la feuille topographique SNRC 22H/2 (Cloridorme), à la feuille 22H/1 (Petit Cap) et à la partie nord des feuilles 22A/15 et 22A/16 (Sunny-Bank et Gaspé), ces feuilles correspondant aux cartes aéromagnétiques 5086G, 5103G, 5085G et 5102G. Elle comprend les cantons de Blanchet, Sydenham, Fox, Cap-des-Rosiers et Baie-de-Gaspé-Nord ainsi qu'une partie de la seigneurie de l'Anse-de-l'Étang. La partie nord du Parc national de Forillon se trouve également à l'intérieur de la région.

Accès

Les principales voies d'accès à la région Cap-des-Rosiers sont : la route 132 qui longe la rive du Saint-Laurent et la route 197 qui traverse la région pour joindre Rivière-au-Renard à Gaspé. Un accès partiel à l'intérieur de la région est possible en empruntant des routes forestières ou des sentiers pédestres à l'intérieur des limites du Parc de Forillon.

Physiographie et hydrographie

La physiographie de la région est caractérisée par un plateau boisé. L'élévation moyenne du plateau est d'environ 400 mètres dans l'est de la région, et de 200 mètres dans l'ouest. Ce plateau est disséqué par des cours d'eau qui coulent dans des vallées aux flancs abrupts, sauf les rivières plus importantes qui sont plus larges et à fond plat. La région est subdivisée en deux réseaux hydrographiques : l'un, au nord, dont l'écoulement est en direction du fleuve Saint-Laurent; l'autre, au sud, est vers la baie de Gaspé.

Contexte géologique

Les roches cambro-ordoviciennes de la région de Cap-des-Rosiers appartiennent à la province géologique des Appalaches. Selon St-Julien et Hubert (1975), elles ont subi une déformation

majeure lors de l'orogénie taconienne (Ordovicien moyen à tardif) et une déformation plus légère lors de l'orogénie acadienne (Dévonien).

Williams (1978 et 1979) divise les terrains cambro-ordoviciens des Appalaches en cinq zones tectonostratigraphiques distinctes; du nord-ouest au sud-est, ce sont les zones de Humber, Dunnage, Gander, Méguma et Avalon. Les roches de la région de Cap-des-Rosiers appartiennent à la zone de Humber qui porte les marques du développement et de la destruction d'une marge continentale de type Atlantique (Williams, 1978 et 1979).

St-Julien et Hubert (1975) et St-Julien *et al.* subdivisent la zone de Humber du Québec en quatre domaines qui sont du nord-ouest au sud-est; le domaine autochtone, le domaine des failles de chevauchement imbriquées, le domaine des nappes externes et le domaine des nappes internes. Notre région fait partie du domaine des nappes externes, à l'intérieur duquel on peut suivre les deux unités tectonostratigraphiques que nous avons reconnues à l'ouest, dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994). Ces unités sont la nappe de la rivière Marsoui, au nord, et la nappe de la rivière Sainte-Anne, au sud; elles sont séparées par la faille de Méchins-Carcy.

Les deux nappes sont constituées d'assemblages lithologiques distincts. La nappe de la rivière Marsoui comprend les séquences alpha et bêta du Groupe de Cloridorme (Enos, 1969) et la nappe de la rivière Sainte-Anne comprend le Groupe de Shickshock et le Groupe de Cap-des-Rosiers.

Travaux antérieurs

Logan (1863), le premier, a fait des travaux de cartographie en Gaspésie dans le but d'établir des corrélations lithologiques entre les séquences de l'est de la Gaspésie et celles de la région de Québec. En 1882, Ellis a réalisé un levé régional de la péninsule gaspésienne, en particulier de la côte de la région de Cap-des-Rosiers, établissant des corrélations surtout biostratigraphiques. Jones (1934) a cartographié la région de la rivière Dartmouth, au sud-ouest de notre région. Il y a noté sur une surface restreinte des roches cambro-ordoviciennes, qu'il a groupé en une seule unité. Kindle (1942) a nommé les roches affleurant le long du rivage, près de Cap-des-

Rosiers «couches de Cap-des-Rosiers». Il y a collectionné des graptolites qui ont livré un âge Deepkill (Ordovicien précoce). Cet âge correspond à ceux trouvés par Brown (1939) et Bulman (1931); il correspond à celui proposé par Rasetti (1954) à partir de tribobites. McGerrigle a levé une partie des terrains cambro-ordoviciens du nord de la Gaspésie. Il a surtout fait une compilation des données stratigraphiques et biostratigraphiques acquises sur ces terrains (McGerrigle, 1950).

De 1961 à 1963, Enos a étudié la sédimentologie des terrains cambro-ordoviciens de la côte, entre Marsoui et Jersey-Cove. Il divise ces terrains (Enos, 1969) en trois blocs structuraux séparés par des failles de décrochement. Il subdivise la séquence stratigraphique en quatorze unités. Son étude, surtout sédimentologique, ne présente pas les relations stratigraphiques et structurales entre les blocs. Son travail est un classique de l'étude des séquences à turbidites. Skipper (1971), Skipper & Middleton (1975) et Aalto (1972) ont étudié la sédimentologie des roches cambro-ordoviciennes de la côte entre Saint-Yvon (à l'ouest de notre région) et Saint-Hélier. Leurs travaux, très détaillés, ne se sont cependant attardés qu'à certaines structures sédimentaires.

Biron (1971, 1972, 1973,1974) a fait une cartographie détaillée des terrains cambro-ordoviciens entre Sainte-Flavie et Gros-Morne. Il y a subdivisé les roches en différentes unités stratigraphiques, sur une base lithologique, et accessoirement, structurale. Ces unités sont définies de façon informelle dans son dernier rapport (1974) où il les désigne numériquement. Plus récemment, (Biron, communication écrite, 1983), il a nommé ces formations et c'est cette terminologie que nous utilisons dans ce présent rapport.

Piqué *et al.* (1981) ont fait une analyse structurale des unités affleurant près du village de Cap-des-Rosiers. Ils se sont intéressés principalement à la partie de la séquence observée sur la côte; leur interprétation de la structure est semblable à la nôtre. Finalement, des travaux de cartographie et de stratigraphie ont été faits récemment le long du contact entre les roches cambro-ordoviciennes et les roches siluro-dévonniennes (limite sud de notre région) par Béland (1980), Bourque (1977), Brisebois (1981) et Lachambre (1984).

Notre travail dans la région de Cap-des-Rosiers termine la cartographie à l'échelle du 1:20 000 du Cambro-Ordovicien du nord-est de la Gaspésie, cartographie commencée dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994) en 1981 et qui vise à déterminer les relations stratigraphiques et structurales entre différentes unités. La cartographie de la région de Cap-des-Rosiers s'est effectué dans le cadre d'un contrat accordé par le ministère Énergies et Ressources à la firme Technisol.

Méthode de travail

Une superficie de 460 km² a été levée entre mai et août 1984. Les affleurements sont concentrés principalement le long des ruisseaux, des routes et de la côte. Ils ont été examinés puis localisés sur des cartes topographiques à l'échelle de 1:20 000. Une centaine de lames minces ont été étudiées au microscope. Une analyse structurale par domaines des éléments structuraux planaires (stratification et clivage) et linéaires (charnières de plis et intersections stratification/clivage) pour différents domaines recueillis sur le terrain a été réalisée par le programme STATIS.

Remerciements

Des remerciements sincères s'adressent aux géologues Pierre Folco, Alain Lebrun et Lynda Raymond et aux étudiants Ronald Blackburn, Mario Blain, Christian Denis et Martin Laroche pour leur collaboration lors du levé. Il s'en adresse aussi à Pierre St-Julien, de l'Université Laval, pour ses commentaires constructifs, et à John Riva, de la même université, qui a identifié les graptolites.

STRATIGRAPHIE

La région de Cap-des-Rosiers comprend les deux unités tectonostratigraphiques déjà reconnues à l'ouest (Slivitzky, 1994): la nappe de la rivière Marsoui, au nord, et la nappe de la rivière Sainte-Anne, au sud, (tableau 1). La première est composée des séquences alpha et bêta du Groupe de Cloridorme (Enos, 1969); la seconde comprend le Groupe de Shickshock et le Groupe de Cap-des-Rosiers.

Groupe de Shickshock

Le Groupe de Shickshock affleure dans la partie sud-ouest de la région de Cap-des-Rosiers. Il est en contact de faille avec la Formation de

Romieu, au nord, et sous-jacent aux formations siluro-dévonniennes, au sud.

Ollerenshaw (1967) présente l'historique et redéfinit le Groupe de Shickshock dans son rapport sur la région de Cuoq-Langis, où il distingue deux faciès distincts :

"L'histoire de la nomenclature du groupe des Shickshocks est complexe. Les premières références (par exemple, Logan 1846, p. 33; Murray, 1847) ne firent tout simplement mention que "des roches" des "Monts Notre-Dame" (on parla plus justement ultérieurement des "Monts Shickshocks"-voir Logan, 1863, p. 280). Plus tard, d'autres géologues, y compris Ellis (1885), Low (1885) et Alcock (1926a; 1926b), signalèrent les roches des Shickshocks en se rapportant à leur âge supposé. Crickmay (1932, p. 373) introduisit le premier nom officiel en appelant ces roches du nom de "formation des Shickshocks" et en décrivant la coupe au lac Matapédia comme typique. Ce titre rallia peu de suffrages et, en 1946, Dresser et Denis (p. 349) introduisirent et définirent le terme de "série des Shickshocks". McGerrigle (1945a, p. 21) définit ce terme à nouveau. Cependant le terme de "groupe des Shickshocks" concorde mieux avec les règles établies dans le Code de la nomenclature stratigraphique (1961). On peut définir le groupe de Shickshocks comme incluant toutes les roches volcaniques et sédimentaires associées (arkose accompagnée surtout de quelques intercalations de schiste ardoisier) et leurs dérivés métamorphiques, lesquelles roches forment le corps principal des Shickshocks, depuis le voisinage des monts Tabletop jusqu'à la rivière Matane, plus un petit bloc isolé en forme de coin au nord-est du lac Matapédia. (Ollerenshaw, 1967, p. 67)."

Biron (1974) a reconnu le Groupe de Shickshock, à l'ouest de la région de Cap-des-Rosiers, dans la région des Méchins. Biron attribue ces roches à «L'unité structurale des Monts Chic-Chocs», qu'il définit comme suit :

"Elle comprend principalement des roches métavolcaniques (basaltes normaux) et des métasédiments (arkose et schiste argileux), du Groupe des Shickshock. L'âge de ces roches est inconnu mais deux possibilités s'offrent à nous. Si l'on admet (Ollerenshaw, Mattinson) que l'unité structurale des Monts Chic-Chocs est concordante avec les roches sédimentaires au nord (nappe de la rivière Sainte-Anne), alors elle est d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur (Trémadoc). Au contraire, si l'on suppose qu'elle représente une nappe charriée, alors elle peut être beaucoup plus vieilles : Cambrien moyen ou inférieur, (Biron, 1974, p. 4)."

Dans la région du mont Albert et du lac Cascapédia, Beaudin (1980) subdivise le groupe de Shickshock en quatre assemblages lithologiques distincts et arrive à la conclusion que ce groupe appartient au Cambrien précocé.

Dans la région de Cap-des-Rosiers, il nous a été impossible de subdiviser le Groupe de Shickshock en raison de la faible superficie couverte par cette unité et du peu d'affleurements s'y trouvant. Nous avons reconnu des métagrès et des métavolcanites mais surtout des schistes à chlorite, séricite et quartz. Les contacts entre les lithofaciès étant des failles, il est impossible d'y distinguer un ordre stratigraphique ou d'y mesurer des épaisseurs.

Le schiste est gris verdâtre, parfois rougeâtre, et montre des rubanements de quartz de quelques millimètres d'épaisseur. La schistosité y est très pénétrative. Les lames minces révèlent la présence de 70 % de séricite et de chlorite, entre autre de la pennine. Elle révèlent aussi 25 % de quartz de la granulométrie d'une argile (0,03 mm) dont l'extinction est ondulante, et qui s'accompagne d'un peu de quartz composite. L'ensemble est complété par environ 5 % de minéraux argileux, de minéraux opaques, de calcite et de plagioclase en proportions variables. La foliation est très distincte à l'échelle microscopique. L'ensemble est caractérisé par un clivage de crénulation aux microlithons (figure 2) contenant parfois des grains de quartz étirés, caractérise l'ensemble. Le quartz forme aussi, là où le clivage de crénulation est absent, une texture ocellée (augen) à travers la foliation.

Le métagrès est de couleur gris verdâtre et montre également une schistosité pénétrative. En lame mince, sa composition moyenne est de 40 % de quartz, 10 % de plagioclase (albite), 45 % de séricite et chlorite et 5 % de minéraux opaques et de calcite. Les grains de quartz et de plagioclase varient de 0,5 à 2 mm de diamètre. Le quartz à extinction ondulante présente une texture ocellée (augen) à travers une foliation qui est ici aussi très pénétrative (figure 3). Selon la classification de Gilbert (1954), ces métagrès sont un métawacke subarkosique.

Un seul affleurement, très altéré, de métavolcanite a été observé sur le terrain. Il montre, dans l'ensemble, une structure bréchique recoupée de veines de quartz et de calcite. On y trouve des blocs de schistes à chlorite, séricite et quartz, des blocs de métagrès et quelques blocs de volcanite, dans une matrice blanchâtre très altérée. À l'examen mésoscopique, les métavolcanites sont vert foncé en cassure fraîche et ont une grande

densité. En lame mince, on observe 25 % de cristaux de plagioclase flottant dans une matrice aphanitique où l'on identifie 30 % de chlorite (figure 4).

La minéralogie des diverses lithologies suggère que les roches de ce groupe ont été métamorphosées au faciès schiste vert.

Groupe de Cap-des-Rosiers

Le Groupe de Cap-des-Rosiers affleure dans la nappe de la rivière Sainte-Anne. Au nord, une faille de chevauchement le sépare du Groupe de Cloridorme; au sud, il est recouvert en discordance par des roches siluro dévoniennes du Groupe de Chaleurs.

Le Groupe de Cap-des-Rosiers, tel que défini par S. Biron (communication écrite, 1982) à l'ouest de notre région, se compose des formations de Romieu, Dalibaire et Tourelle et de l'Olistostrome des Monts. L'âge de ces formations s'échelonne du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen. Dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994) seules les formations de Romieu, Dalibaire et Tourelle sont présentes. Dans celle de Cap-des-Rosiers, nous avons observé une zone de mélange qui semble équivalente à l'Olistostrome des Monts.

À l'intérieur de chacune des formations du Groupe de Cap-des-Rosiers, les assemblages lithologiques affleurent sans ordre bien défini. La complexité de la structure régionale, de même que l'absence de polarités sédimentaires et de coupes continues, ne nous ont pas permis d'établir une stratigraphie détaillée et d'évaluer l'épaisseur de chacune des formations.

Formation de Romieu

La Formation de Romieu correspond à la Formation 5 de Biron (1974), décrite comme suit dans la région des Méchins :

Elle se compose de schistes argileux calcaro-dolomitiques gris foncé (marnes) laminés d'altération brun-ocre. Cette formation est caractérisée par la présence de «veines» de calcite prismatique et par le laminage, le bourrage et le microplissement de ce matériel souvent aussi tendre que l'argile non indurée de la mer de Champlain. Il semble qu'elle s'épaississe considérablement vers le sud-est pour presque disparaître vers le nord-ouest. Son âge varie de Tremadoc à Arenig inférieur, (Biron, 1974, p. 5).

Dans la région de Cap-des-Rosiers, tout comme dans celle de Grande-Vallée, la Formation de Romieu est caractérisée par une roche calcareuse allant d'un clayshale à un calcaire. Elle comprend de la calcilutite (avec des lamines silteuses), du calcaire argileux, du clayshale (avec des niveaux calcareux ou silteux), de la calcisiltite (avec des niveaux de grès quartzeux) et de la calcarénite, le tout affleurant sans ordre reconnaissable (figure 5). Le clayshale calcareux contient des lentilles ou des veines de calcite fibreuse, de 1 à 5 cm d'épaisseur parallèle à la stratification. L'assemblage compte également des bancs (1 à 3 m d'épaisseur) de conglomérat calcaire intraformationnel gris clair et à cailloux de calcilutite, de même que de nombreuses veines de calcite granulaire dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à 3 cm.

La calcilutite, de couleur gris clair, se présente en lits de 1 à 15 cm d'épaisseur (figure 6); en lame mince, sa composition est à 100 % de micrite. On a remarqué aussi une calcilutite silteuse (15 à 20 % de quartz) en grains de la grosseur des silts. Le calcaire argileux, plutôt gris brunâtre, comprend 50 % de micrite, 48 % de minéraux argileux et un peu de quartz.

Le clayshale, de couleur gris-noir, affleure en lits de 1 cm à 1 m d'épaisseur et présente une composition variable. Certains clayshales sont constitués entièrement de minéraux argileux et d'autres sont composés de 70 % de minéraux argileux, 20 % de micrite et 10 % de quartz. Cette roche s'accompagne de lentilles de calcite prismatique, de 1 à 5 cm d'épaisseur, à coeur de quartz de 0,01 à 0,05 mm de diamètre, à extinction droite ou ondulante, et de minéraux argileux (figure 7).

La calcisiltite est gris clair et affleure en lits de 10 à 50 cm d'épaisseur. La composition s'établit à 60 % de calcite détritique et à 40 % de quartz à extinction droite ou ondulante. Elle comprend également quelques minéraux argileux et des minéraux opaques.

La calcarénite, de couleur gris clair, se présente en lits de 10 à 50 cm d'épaisseur. Elle se compose de fragments de calcilutite et d'oolite (45 %) dans une matrice (55 %) de calcite détritique dont la granulométrie varie de 0,01 à 2 mm. Elle peut inclure du quartz à extinction droite ou ondulante, en grains arrondis de 0,05 à 0,1 mm de diamètre, de même que du plagioclase en grains arrondis de même taille.

Le conglomérat calcaire intraformationnel est gris clair et affleure en bancs de 50 cm à 3 m d'épaisseur. Il comprend 40 % de fragments arrondis ou tabulaires de calcilutite et de calcarénite. La matrice, dont la granulométrie varie de 0,01 à 2mm, renferme des grains de quartz arrondis de 0,01 à 0,5 mm de diamètre.

Toutes ces lithologies sont généralement massives et ne présentent que très peu de structures sédimentaires. On observe à l'occasion des laminations obliques et des structures d'expulsion d'eau. On note aussi la présence de glissements synsédimentaires «slumps» où des lambeaux de lits de calcilutite et/ou de calcisiltite, plissés et fragmentés par endroit, sont enrobés d'une matrice de clayshale calcaireux (figure 8).

Formation de Dalibaire

Dans la région des Méchins, Biron a défini la Formation de Dalibaire (Formation 6) comme suit :

C'est une formation complexe composée essentiellement de mudstone rythmé vert, noir et gris, parfois rouge, violet et noir parsemé de siltstone vert lité et carbonaté, de mudstone vert dolomitique et massif et de quelques petites bandes lenticulaires de calcaire rubané et de calcarénite (6a). Dans cet ensemble on retrouve un niveau marqueur constitué de conglomérat à clastes calcaires polygéniques, de calcarénite, de calcaire rubané et d'orthoquartzite (6b). Son âge va de l'Arenig inférieur à l'Arenig supérieur, (Biron, 1974, p. 5-6).

Dans la région de Grande-Vallée, nous avons recueilli des graptolites dans une unité de dolomie silteuse de la Formation de Dalibaire. Comme ces fossiles s'échelonnent de la zone à *Isograptus* jusqu'à la zone à *Didymograptus hirundo*, la Formation de Dalibaire appartient donc à l'Ordovicien précoce.

Dans la région de Cap-des-Rosiers, la Formation de Dalibaire est un flysch constitué de divers assemblages de roches, affleurant sans ordre reconnaissable. Ce sont (figure 9) : un clayshale laminé, vert et noir, en lits de 1 à 5 cm, avec interlits (1 à 50 cm) de siltstone calcaro-dolomitique (et/ou dolomie silteuse) gris chamois à lamination oblique; un clayshale gris verdâtre foncé; une calcilutite gris clair (1 à 20 cm) interlitée de mudshale noir; une calcarénite gris clair (5 à 50 cm) contenant parfois des oolites; un conglomérat calcaire (1 à 4 m) à clastes arrondis et allongés de calcilutite et de

calcarénite (1 à 5 cm); et un orthoquartzite gris-blanc (20 cm à 2 m), (figure 9).

Le clayshale (et/ou claystone) laminé vert et noir (figure 10) et le clayshale gris verdâtre foncé sont les unités le plus fréquemment rencontrées dans la Formation de Dalibaire. Nous n'avons pas étudié ces roches en lames minces de pour la région de Cap-des-Rosiers; nous les décrivons cependant dans notre rapport sur la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994). Nous y mentionnons que ces unités comprennent une moyenne de 80 % d'illite, chlorite et séricite (associées à une masse de particules trop fines pour être identifiées au microscope) et de 20 % de quartz, avec accompagnement de calcite micritique, de fragments de fossiles (brachiopodes) et de minéraux opaques. Les grains de quartz, à extinction droite, sont anguleux à subanguleux et leur dimension varie de 0,01 à 0,05 mm. La lamination est due à des concentrations de quartz ou de chlorite - illite - séricite. Des rubanements consécutifs à la concentration de matière organique sont visibles ici et là. Ces clayshales s'accompagnent de lits de dolomie silteuse et/ou de siltstone calcaro-dolomitique (figure 11) dont l'épaisseur varie de 1 à 50 cm et dont la couleur est gris chamois en surface altérée et gris clair en cassure fraîche. Le siltstone est le plus souvent massif mais il présente quelquefois une lamination oblique et des structures d'expulsion d'eau.

Au microscope, on remarque que la dolomie silteuse se compose à 80 % de rhomboèdres (0,02 à 0,04 m) de dolomie et de carbonates détritiques (figure 12). On note aussi, associé aux carbonates, 20 % de grains de quartz anguleux, à extinction droite et d'un diamètre de 0,01 à 0,05 mm. On observe également des minéraux opaques et argileux. Il peut arriver que la roche renferme plus de quartz que de carbonate; elle devient alors un siltstone calcaireux ou dolomitique. À noter que, dans tous les échantillons, le tri est excellent.

La lamination oblique, visible à l'affleurement, se distingue également en lame mince, où l'on constate qu'elle est due à des concentrations de quartz et de carbonates (ou minéraux argileux) sur des épaisseurs de 1 à 5 mm.

L'assemblage de calcilutite et de mudshale noir (figure 13) affleure seul ou associé à l'assemblage de mudshale laminé vert et noir et de dolomie silteuse. La calcilutite est gris clair,

homogène et massive, laminanée par endroits. Elle se présente en lits de 1 à 20 cm généralement interstratifiés avec des horizons de mudshale noir. Les proportions de calcilutite et de mudshale sont toutefois très variables, l'une ou l'autre lithologie pouvant compter pour jusqu'à 90 % de l'ensemble. En lame mince, la calcilutite comprend 97 % de micrite et 3 % de quartz, de minéraux argileux et de minéraux opaques. Les grains de quartz sont anguleux et ont une extinction droite; leur diamètre moyen est d'environ 0,01 mm. Ici encore, les structures mégascopiques sont visibles à l'échelle microscopique et on observe des concentrations de minéraux argileux le long de certains plans.

La calcarénite est souvent associée à l'assemblage de calcilutite et de mudshale noir. Elle est massive, gris clair en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Les lits ont une épaisseur qui varie entre 5 et 50 cm. La composition moyenne est de 70 % de calcite détritique et de fragments (0,1 à 1 mm) de roches calcaires dans un ciment de sparite et de micrite (30 %). Les fragments de roches calcaires sont arrondis et constitués de calcilutite, de calcilutite silteuse et de calcarénite. La calcarénite comprend également des fragments de fossiles (brachiopodes), de minéraux argileux, de minéraux opaques, de feldspaths, d'oolites et de quartz. Quelques rares échantillons comprennent jusqu'à 40 % de quartz; d'autres, aussi rares sont constitués à 40 % d'oolites. Le quartz est en grains subanguleux (0,01 à 1 mm) et à extinction ondulante ou droite.

Le conglomérat calcaire est le plus souvent interstratifié dans l'assemblage de claystone et clayshale laminé vert et noir ou dans l'assemblage de calcilutite et de mudshale noir. Il se présente en lits de 0,1 à 4 m d'épaisseur. Il est gris clair en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Il est composé d'environ 60 % de fragments de roches calcaires liés par un ciment de sparite ou associés à une matrice de micrite et de quartz. Les fragments de roches, bien arrondis et de dimension allant de 0,1 à 3 cm, sont composés de calcilutite, de calcilutite silteuse, de calcilutite fossilifère, de calcarénite gréseuse et de calcarénite à oolites. Les grains de quartz de la matrice (0,1 à 0,5 mm) sont arrondis et à extinction ondulante. La présence de micrite laisse croire qu'à l'origine les fragments de roches étaient associés à une boue calcaire subséquentement recristallisée en sparite. Finalement, certains lits

de conglomérat calcaire contiennent des nodules de pyrite authigènes de 0,2 à 5 cm de diamètre.

L'orthoquartzite est associé au clayshale laminé vert et noir interlité de dolomie silteuse. Il se présente en lits d'une épaisseur moyenne de 1 m. Sa couleur varie de gris-blanc en surface fraîche à gris brunâtre en surface altérée. En lame mince, on note 95 % de quartz, complété par des feldspaths et des minéraux argileux (illite et chlorite). Le quartz forme des grains d'une dimension moyenne de 0,2 mm, liés entre eux par un ciment de silice d'épitaixie. Son extinction est ondulante. Dans les échantillons observés le tri est bon.

Toutes les lithologies de la Formation de Dalibaire sont généralement massives et ne présentent que peu de structures sédimentaires. À l'occasion, on observe des laminations obliques et parallèles et des structures d'expulsion d'eau dans les lits de calcilutite et de siltstone calcaro-dolomitique et/ou de dolomie silteuse. On note aussi la présence de glissement synsédimentaires dans le clayshale laminé vert et noir (figure 14), dans le clayshale laminé vert et noir interlité de siltstone calcaro-dolomitique et/ou de dolomie silteuse et dans la calcilutite interlité de mudshale noir. Ces structures s'observent le mieux dans les affleurements côtiers où les strates sont affectées sur des épaisseurs de 10 cm à plusieurs mètres.

Formation de Tourelle

Dans la région des Méchins, Biron a défini cette unité comme suit :

"Elle comprend, à sa base, de 10 à 20 mètres de mudstone rouge interlité de siltstone calcaro-dolomitique et un peu de chert et de jaspe. Puis vient au moins 500 mètres de grauwaque verdâtre interlité de schiste argileux et de grès fin vert. Dans la région de Sainte-Anne-des-Monts, située juste à l'est, la Formation de Tourelle est datée Arenig supérieur à Llandvirn inférieur (Biron, 1972). (Biron, 1974, p. 7)".

Dans la région de Grande-Vallée, la Formation de Tourelle est surtout constituée de grauwaque gris verdâtre interlité de clayshale foncé gris verdâtre. Les graptolites collectionnés dans cette région appartiennent l'Ordovicien précoce : Arenig tardif à Llandvirn précoce (J. Riva, communication écrite, 1984).

Dans la région de Cap-des-Rosiers, la base de la formation (figure 15) est composée de clayshale (et/ou de claystone) rouge et vert interlité de siltstone calcaro-dolomitique et/ou de dolomie silteuse gris chamois (figure 16) avec un peu de chert gris-blanc en lits de 3 à 30 cm. Les lits de siltstone montrent des laminations obliques et parallèles et des traces fossiles. L'épaisseur réelle de cet assemblage est impossible à déterminer à cause de la multitude de failles d'imbrication.

En lame mince le siltstone calcaro-dolomitique (et/ou la dolomie silteuse gris chamois) est de même composition que celui de la Formation de Dalibaire : carbonate (calcite et dolomie) et quartz en proportions variables. La granulométrie varie de 0,01 à 0,05 mm et le tri est excellent. Le quartz est anguleux et à extinction droite. On note aussi la présence de minéraux opaques, de minéraux argileux et de chlorites.

Au-dessus de la base de l'unité on observe une grauwacke gris verdâtre, d'une épaisseur de entre 0,1 à 2 m, interlitée de clayshale foncé gris verdâtre. La grauwacke est granoclassée (figure 17) et elle possède une lamination parallèle et oblique correspondant aux divisions a, b et c de la séquence Bouma (Walker, 1976); sa granulométrie varie du conglomérat au siltstone. On note à la base des bancs des structures de charge et de courant. On observe aussi des concrétions en boulet de canon (figure 18) et des fragments arrachés «rip-up clasts» de mudshale noir dans les niveaux conglomératiques. Là où l'affleurement est de qualité, on note des séquences stratifiées à granulométrie décroissante vers le haut (fining-upward sequence, de Walker, 1976).

Aucun échantillon de clayshale de la région de Cap-des-Rosiers n'a été observé en lame mince. Nous l'avons décrit dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994) où il est composé à 90 % d'illite, de chlorite et de séricite et à 10 % de quartz. Celui-ci a une extinction plus ou moins ondulante, et les grains sont anguleux et d'une dimension moyenne de 0,05 mm.

La grauwacke est gris verdâtre et composée en moyenne de 45 % de quartz, de 25 % de fragments de roches (volcanites, mudshales et cherts) et de 10 % de chlorites, dans une matrice (20 %) d'illite, de séricite et de minéraux argileux (figure 19). On identifie également du

plagioclase, de la calcite, de la dolomie, de la chromite et des minéraux opaques. Le quartz a une extinction droite ou ondulante, une granulométrie comprise entre 0,01 et 4 mm et il est subanguleux ou subarrondi. Les fragments de roche ont de 0,1 à 3 mm de diamètre et ils sont généralement arrondis. Le plagioclase est maclé, anguleux et d'une granulométrie allant de 0,01 à 0,5 mm. Dans tous les échantillons observés en lame mince, le tri est mauvais. La granulométrie varie de la grauwacke silteuse à la grauwacke conglomératique.

Les graptolites de la région donnent des âges très différents. Ceux de la collection F-3, recueillis dans la partie ouest de la région, au sud de Saint-Hélier, font partie de la zone à *Glyptograptus dentatus* (Arénig tardif). Cet âge correspond à l'âge du Tourelle à l'ouest de la région (Biron, 1974; Slivitzky, 1994). Les graptolites de la collection F-2, recueillis au sud de Pointe-Jaune, font toutefois partie de la zone à *Némagraptus gracillis* (Caradocien précoce). Cet âge est le plus jeune jamais trouvé pour des roches de la Formation de Tourelle. Seule une étude plus détaillée pourrait préciser les relations stratigraphiques entre les différentes parties du Tourelle, mais le peu d'affleurement et la multitude d'imbrications rendent cette étude très difficile.

Zone de mélange

Le terme mélange est ici utilisé dans un sens purement descriptif et ne sert qu'à désigner une unité chaotique. Il n'a aucune connotation génétique.

La zone de mélange affleure dans la partie sud-est de la région. Les falaises côtières à la hauteur du village de Cap-des-Rosiers en fournissent de bons affleurement. Elle est séparée par une faille de chevauchement de la Formation de Dalibaire, au nord, et par une discordance angulaire du Groupe de Chaleurs siluro-dévonien au sud. C'est une entité chaotique, composée de blocs dont les dimension varient de quelques centimètres à quelques kilomètres. On y retrouve des lambeaux et des fragments des formations de Romieu, Dalibaire et Tourelle, dans une matrice de clayshale vert et noir (figures 20 et 21). Les blocs sont constitués faits de calcilutite, de conglomérat calcaire, de calcaire argileux, de calcarénite, de siltstone calcaro-dolomitique et/ou de dolomie silteuse et de grauwacke. Ils ont conservé des structures sédimentaires

primaires, entre autres des laminations parallèles et obliques, des cannelures et des flûtes (figure 22). Généralement arrondis et en losange, ils montrent parfois un aspect bréchi que résultant de l'injection de mudshale sous pression (figures 23 et 24). La matrice de clayshale vert et noir présente un clivage phacoïdal.

Cette zone de mélange se reconnaît facilement le long de la côte, où l'affleurement est continu. Elle est beaucoup plus difficile à distinguer à l'intérieur des terres où les blocs, qui ont tendance à résister beaucoup plus que la matrice à l'érosion, sont seuls bien visibles. Il s'ensuit donc que ses relations stratigraphiques et structurales avec la Formation de Romieu, qui se trouve dans son prolongement direct à l'ouest, sont mal définies.

Biron (1971, 1973, 1974) a reconnu des zones de mélange semblables dans les régions de Marsoui, de Cap-Chat et des Méchins. Il a tout d'abord considéré cette unité comme un wildflysch, un olistostrome et un mélange. Dans son rapport sur la région des Méchins, il en fait la description suivante :

"Le mélange de Cap-Chat qui se trouve de façon discontinue le long de la côte, est formé des débris d'une nappe désintégrée d'âge Arenig. Il comprend des lithologies variées se rapprochant beaucoup des formations 5 et 6 «Formations de Romieu et de Dalibaire» dont il serait l'équivalent latéral à l'échelle du bassin. On y retrouve des blocs et des olistholites disjoints formés de marne, de shale rythmé vert et noir, parfois rouge et violet, parsemés de siltstone dolomitique, de mudstone vert dolomitique, de quelques bandes de conglomérats à clastes calcaires polygéniques, de calcarénite, de calcaire rubané et d'orthoquartzite. On y retrouve également des blocs et des olistholites de la Formation de Tourelle (olistholites de la Fonderie). La matrice du mélange est formée des parties schisteuses des formations constituantes. Elle nous apparaît donc d'un âge équivalent aux blocs du mélange. Un clivage phacoïdal typique s'y développe, (Biron, 1974, p. 6)".

Par la suite Biron (communication orale, 1982) nous a précisé que ce mélange est formé des débris d'une nappe désintégrée par des glissements synsédimentaires «slumps».

Cowan (1985) définit quatre types de mélange qui peuvent être distingués en affleurement par leur assemblage lithologique et leur structure (figure 25). Le mélange de type III est caractérisé par une structure en «block-in-matrix» où des blocs de différentes grandeurs et formes sont distribués de façon chaotique dans

une matrice pélitique qui peut varier de massive à faiblement fissile et à très écaillée. Les écaillés montrent une foliation qui est statistiquement planaire mais qui, en détail, suit les contours des blocs. De plus, du mudstone est injecté sous pression dans les fractures et fissures de certains blocs. La zone de mélange de la région de Cap-des-Rosiers, avec ses blocs de diverses grandeurs et formes, son clivage phacoïdal et ses blocs à texture bréchi que, semble être équivalente à ce type III. Des blocs d'âge Cambrien tardif différents sont aussi souvent présents dans le mélange. On observe le même phénomène dans le mélange de Cap-des-Rosiers, où l'on retrouve des blocs allant du Cambrien tardif (blocs de la Formation de Romieu) à l'Ordovicien tardif (blocs de la Formation de Tourelle).

L'âge d'un mélange peut être déduit à partir de celui de ses blocs. Notre zone de mélange comprenant des blocs de la Formation de Tourelle, son âge est au moins post-Tourelle.

Groupe de Cloridorme

Le Groupe de Cloridorme, tel que défini par Biron (communication écrite, 1982) à l'ouest de la région de Cap-des-Rosiers, se subdivise en formations de Deslandes, Manche-d'Épée, Gros-Morne, Mont-Saint-Pierre et Rochers-Penchés et en séquences alpha et bêta (Enos, 1969). Le tableau 2 montre la distribution des formations de Deslandes, Manche-d'Épée et Gros-Morne et des séquences alpha et bêta.

Dans la région de Cap-des-Rosiers, le Groupe de Cloridorme comprend les unités alpha et bêta 1 d'Enos (1969). Ces unités se composent de turbidites, à l'intérieur desquelles on peut reconnaître des alternances de grauwacke calcareuse, de calcisiltite, de dolomie et de mudshale calcareux. Les distinctions entre unités s'observent surtout à l'échelle mégascopique, entre autre le rapport lits compétents versus lits incompétents. À l'échelle microscopique, les lithologies équivalentes ne montrent pas de différences notables d'une unité à l'autre.

Les graptolites collectionnées dans bêta 1 et alpha font partie de la zone à *Nemagraptus gracillis* ou à *Diplograptus multidens*, ce qui les place au Caradocien précoce (J. Riva, communication écrite, 1984).

L'épaisseur de chacune de ces séquences est impossible à établir en raison du manque d'information sur les contacts avec les unités inférieure et supérieure et la présence des nombreuses failles d'imbrication qui affectent l'ensemble.

Séquence alpha

Enos (1969) a divisé la séquence alpha en trois unités : alpha 1, alpha 2 et alpha 3. Comme il base ses divisions sur des différences lithologiques mineures, sans avoir pu observer les relations stratigraphiques entre ces divisions, nous avons préféré les regrouper en une seule unité appelée alpha.

La séquence alpha affleure dans la partie nord de la région de Cap-des-Rosiers. Elle chevauche l'unité bêta 1 au nord et est chevauchée par la Formation de Tourelle au sud. Elle est constituée de grauwacke calcareuse (15 %), de calcisiltite (20 %) et de dolomie (5 %), interlitées de clayshale gris foncé plus ou moins calcareux (60 %) (figure 26). La grauwacke, de couleur gris chamois, présente une granulométrie grossière à fine. Elle est généralement granoclassée et montre des laminations parallèles et oblique correspondant aux divisions a, b et c de la séquence de Bouma (Walker, 1976) (figure 27). On remarque également des empreintes de charge, des flûtes et des cannelures à la base des bancs. L'épaisseur des lits de grauwacke varie de 50 cm à 2 m. La calcisiltite, de couleur gris moyen, affleure en lits de 2 à 50 cm et présente des laminations parallèles et obliques qui correspondent aux divisions b et c de la séquence de Bouma. La dolomie est de couleur chamois en surface altérées et noire en cassure fraîche. Elle est massive et recoupée de veines de calcites perpendiculaires à la stratification. Elle affleure en lits continus, de 10 à 60 cm d'épaisseur ou en lentilles d'une épaisseur d'environ 30 cm sur une longueur de 1 à 2 m (figure 28).

En lame mince, la grauwacke se compose en moyenne de 40 % de quartz, de 30 % de calcite, de 10 % de fragments de volcanites et de chert et de 20 % d'une matrice de minéraux argileux. On note aussi de la chromite, des minéraux opaques, du plagioclase, des fragments de fossile, de la dolomie et de la chlorite. Le quartz se présente en grains de 0,01 à 2 mm, anguleux à arrondis. On distingue deux populations : l'une, à extinction droite,

dérive probablement d'une source volcanique, et l'autre, à extinction ondulante, dérive d'une source métamorphique. La calcite pour sa part est arénitique et se retrouve également dans la matrice ce qui la rend difficile à distinguer. Quant aux fragments de roches, ceux que nous avons identifiés sont arrondis et de même taille que les grains de quartz. Le tri est mauvais dans tous les échantillons.

La calcisiltite se compose en moyenne de 60 % de calcite et de 40 % de quartz. Les grains sont anguleux et vont de 0,01 à 0,07 mm. Ici encore, on remarque deux populations distinctes de quartz, l'une à extinction droite et l'autre à extinction ondulante. On note aussi de faibles quantités de minéraux opaques, de minéraux argileux, de chromite, de fragments de fossiles et de fragments de volcanites et de chert. La lamination semble être le résultat de concentrations de minéraux argileux et opaques.

Un seul échantillon de dolomie a été étudié. Il se compose de 60 % de dolomie et de 40 % de chert. La dolomie est présente sous forme de rhomboèdres de 0,01 à 0,04 mm de diamètre.

Le contenu en calcaire du clayshale est variable. Il existe des clayshales comprenant surtout des minéraux argileux et d'autres comprenant surtout de la calcite (micrite). Entre ces deux extrêmes, se trouvent tous les intermédiaires possibles. Tous les clayshales contiennent cependant du quartz et des minéraux opaques. Le quartz est généralement anguleux, d'une dimension inférieure à 0,01 mm et à extinction droite.

La séquence alpha comprend, en interstratification, de petites lentilles de conglomérat calcaire, de couleur gris moyen et d'épaisseur allant de 5 à 30 cm. Les examens microscopiques, révèlent que ce conglomérat se compose en moyenne de 40 % de fragments de roches calcareuses (calcilutite, calcarénite, calcarénite quartzreuse) et de 10 % de quartz dans une matrice de micrite et de minéraux argileux. Des fragments de fossiles (crinoïdes, brachiopodes et coraux) sont également visibles dans plusieurs lames minces.

La séquence alpha s'accompagne de lits de chert, d'une épaisseur variant de 5 cm à une dizaine de mètres. Le chert est laminé, vert et noir, parfois rouge, et contient des traces fossiles. À l'occasion, on observe des glissements synsédimentaires dans lesquels les

lits de chert sont fortement plissés et inclus dans un ensemble bien stratifié (figure 29). En lame mince, le chert se compose à 95 % d'une fine boue de quartz, avec 5 % de chlorite et un peu de minéraux argileux.

Les lits de chert se concentrent au-dessus des failles d'imbrication et sont surmontés par les séquences à turbidites décrites précédemment. Il semble donc que ces lits de chert constituent la base du Groupe de Cloridorme, tout comme dans les régions de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994) et de Marsoui (S. Biron, communication orale, 1982).

Unité bêta 1

L'unité bêta 1 affleure le long de la côte, dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers. Cette unité a été reconnue et définie par Enos (1969). Elle est limitée au nord par le golfe Saint-Laurent et chevauchée au sud par la séquence alpha.

La moitié de l'unité est composée de bancs massifs épais (2 à 5 m) et granoclassés (figure 30) comprenant un grès calcaro-dolomitique passant graduellement à un silto-grès, puis à un siltstone calcaireux et finalement à un mudstone calcaireux. Ces bancs ont une couleur gris moyen en cassure fraîche et gris brunâtre en surface altérée. À leur base apparaissent des empreintes de charge, des flûtes et des cannelures. Les niveaux plus silteux comprennent des laminations obliques et parallèles ainsi que des lentilles gréseuses, gris brunâtre, pouvant atteindre 3 cm de diamètre. Ces bancs n'ont pas été observés en lame mince dans la région de Cap-des-Rosiers; ils l'ont été dans celle de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994) où nous mentionnons que les grès calcaro-dolomitiques, les silto-grès et les siltstones calcaireux à la base des bancs diffèrent surtout par leur granulométrie (0,01 à 1 mm). Ces unités sont composées en moyenne de 50 % de quartz à extinction droite ou ondulante, de 35 % de calcite micritique et de 15 % de plagioclase, de minéraux argileux et de minéraux opaques en proportions variables. L'arrondi des grains varie d'anguleux à subanguleux et le tri est généralement bon.

Le reste de l'unité comprend de la calcisiltite (20 %) en lits de 5 à 50 cm d'épaisseur et du clayshale gris foncé (30 %) en lits de 1 cm à 1 m d'épaisseur, semblables à ceux de la séquence alpha.

Les structures sédimentaires dans bêta 1 et alpha indiquent qu'il s'agit probablement d'une séquence à turbidite distale, à la base d'un talus continental (lower to mid-fan de Walker, 1976).

Groupe des Chaleurs

Les roches de ce groupe affleurent dans la partie sud de la région, en discordance sur les unités cambro-ordoviciennes décrites ci-haut. D'âge siluro-dévonien, elles n'ont pas été l'objet d'une étude systématique de notre part et nous référons le lecteur au rapport de Brisebois (1981). Notre intérêt a surtout porté sur leur contact avec les roches cambro-ordoviciennes. Celui-ci a été observé au ruisseau La Petite-Fourche et le long d'une ancienne ligne de transport électrique dans le Parc national de Forillon. Au ruisseau La Petite-Fourche, le conglomérat polyolithique de la Formation de Griffon Cove River est en discordance angulaire sur une alternance de calcisiltite gris clair et de mudshale gris foncé verdâtre (figure 31). Le long de la ligne de transport électrique, il est en discordance angulaire avec une alternance de siltstone calcaireux et de mudshale vert (figure 32) et comprend des fragments (10 à 20 cm) d'une grauwacke semblable à celle de la Formation de Tourelle et des fragments (plus petits) d'un mudshale vert semblable aux lithologies sous-jacentes.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les roches cartographiées dans la région de Cap-des-Rosiers font partie de la zone externe des Appalaches du Québec. D'âge cambro-ordovicien, elles ont été fortement affectées par l'orogénie taconienne à la fin de l'Ordovicien moyen et légèrement par l'orogénie acadienne au Dévonien tardif (St-Julien & Hubert, 1975).

Dans la région de Cap-des-Rosiers, se prolongent les deux unités tectonostratigraphiques que nous avons reconnues dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994). Il s'agit de la nappe de la rivière Marsoui et la nappe de la rivière Sainte-Anne. La figure 33 illustre les relations tectoniques entre ces deux nappes.

Les surfaces de stratification (S0) ont été affectées par un plissement ancien (P1) associé aux chevauchements et un autre (P2) associé au clivage régional S2. Une multitude de failles d'imbrication sont associées ou postérieures à P2. Les plis anciens sont isoclinaux, déversés

vers le nord (presque couchés) et sans clivage de plan axial. Ils ne sont reconnaissables sur le terrain qu'à l'aide des polarités sédimentaires, là où le clivage régional recoupe les deux flancs d'un même pli. Nous en avons identifié quelques-uns dans la nappe de la rivière Marsoui (angle NW de la carte) et dans la nappe de la rivière Sainte-Anne, au sein de la Formation de Tourelle (angle SW de la carte). Les plis P2 ont des surfaces axiales parallèles ou subparallèles au clivage régional. Ils sont isoclinaux ou ouverts et déversés vers le nord. Le clivage a une direction moyenne N110 et un pendage abrupt vers le sud. Il est pénétratif et de type ardoisier ou de fracture suivant la nature de la roche affectée.

La linéation L02, qui résulte de l'intersection de la stratification (S0) et du clivage régional (S2), elle est visible sur les plans de stratification, à l'interface des roches de ductilité différente. Sur le terrain, on note que les charnières des plis P2 lui sont parallèles.

Les failles d'imbrication sont nombreuses dans la région. Elle ont à peu près la même orientation que le clivage régional (figure 34) et forment des concentrations en certains endroits sur la côte, près de Jersey-Cove. Il est très difficile, même dans les zones de concentration, d'évaluer l'importance des imbrications, à cause principalement d'une absence de connaissance sur le détail stratigraphique de ces formations.

Conformément à la nomenclature, nous parlons de failles d'imbrication (et/ou de chevauchement) plutôt que de failles inverses pour la région de Cap-des-Rosiers. On a considéré pendant un certain temps que les secondes ont un pendage supérieur à 45 degrés et les premières un pendage inférieur à 45 degrés (voir Bates & Jackson, 1980). La définition de faille d'imbrication (et/ou chevauchement) s'est cependant étendue pour englober toute surface qui, d'une manière prédominante, s'est déplacée avec un pendage faible (observé ou supposé) (McClay & Price, 1981). À noter que cette définition n'exclut pas la structure à pendage élevé. Dans la région de Cap-des-Rosiers le pendage des failles est très variable, mais le contexte tectonique suggère fortement l'utilisation du terme faille d'imbrication (et/ou de chevauchement) plutôt que celui de faille inverse.

En plus des failles d'imbrication, on trouve également des failles de décrochement (figure

35), dont l'amplitude et le sens du mouvement sont le plus souvent difficiles à reconnaître. Là où le mouvement a été faible (quelques mètres), ou que les strates n'ont été que légèrement entraînées le long du plan de faille, nous avons pu déterminer le sens du mouvement qui est indifféremment dextre ou senestre. Ces failles sont souvent le lieu de nombreuses veines de calcite. Dans la partie sud de la région, elles affectent les roches siluro-dévonniennes et seraient selon toute vraisemblance le résultat de contraintes acadiennes.

Aucune étude statistique des failles de la région n'a pu être faite, en raison de la distinction difficile entre failles d'imbrication et failles de décrochement, les deux types présentant la même orientation. Dans la région de Grande-Vallée, nous avons obtenu une orientation moyenne de N123 pour les failles de décrochement; les failles d'imbrication nous sont apparues subparallèles au clivage régional, d'orientation moyenne N110.

Domaines structuraux

Nous avons divisé la région de Cap-des-Rosiers en trois domaines structuraux, dans le but d'évaluer les variations structurales du nord au sud et de l'ouest à l'est. Le domaine I correspond à la nappe de la rivière Marsoui, le domaine II à la partie nord de la nappe de la rivière Sainte-Anne et le domaine III à la partie sud de cette même nappe (figure 36).

Le domaine I comprend les séquences bêta 1 et alpha du Groupe de Cloridorme. Il est limité au nord par le golfe du Saint-Laurent et au sud par la faille de Méchins-Carcy qui est le lieu du chevauchement de la nappe de la rivière Sainte-Anne (Ordovicien précoce) sur la nappe de la rivière Marsoui (Ordovicien moyen). La faille de Méchins-Carcy a été reconnue dans la région des Méchins (S. Biron, communication écrite, 1982) et par nous-même dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994). Elle origine dans la région des Méchins, à environ 160 km à l'ouest de la région de Cap-des-Rosiers et elle disparaît sous la mer au ruisseau Carcy, près de Jersey-Cove.

Le domaine II comprend les formations de Dalibaire et de Tourelle du Groupe de Cap-des-Rosiers dans la partie nord de la nappe de la rivière Sainte-Anne. Il est limité au nord par la faille Méchins-Carcy et au sud par le contact

avec la Formation de Romieu et la zone de mélange.

Le domaine III comprend la Formation de Romieu et la zone de mélange du Groupe de Cap-des-Rosiers, de même que le Groupe de Shickshock, ce qui correspond à la partie sud de la nappe de la rivière Sainte-Anne. Il est limité au nord par le contact avec les formations de Tourelle et de Dalibaire et au sud par la discordance angulaire sous les roches siluro-dévonniennes (Bourques, 1977; Brisebois, 1981).

Il aurait été intéressant de faire un domaine séparé pour le Groupe de Shickshock mais le peu de mesures planaires et linéaires ne l'a pas permis. Nous avons donc inclus ce groupe avec la Formation de Romieu et la zone de mélange.

Domaine I

Le domaine I (nappe de la rivière Marsoui) a été subdivisé en deux sous-domaines I-1 (secteur ouest) et I-2 (secteur est). Cette division, purement arbitraire, n'a été faite que dans le but de vérifier la constance des éléments planaires et linéaires d'ouest en est. Dans ces deux sous-domaines, les formations présentent une direction générale NW-SE avec un pendage abrupt vers le SW. Sur la figure 36, les pôles de la stratification (S0) sont distribués sur un grand cercle, avec un pôle indiquant que l'axe des plis P2 est subhorizontal et de direction N114 dans le sous-domaine I-1, et qu'il plonge de 15 degrés dans la direction N132 dans le sous-domaine I-2. Le diagramme des pôles du clivage S2 montre des moyennes respectives de 106/73 et 114/73 pour les sous-domaines I-1 et I-2. Sur le diagramme des linéations L02, on observe des concentrations ouest et est avec une grande dispersion suivant les plans moyens respectifs 108/73 et 110/69 pour les sous-domaines I-1 et I-2.

Les pôles de la stratification S0 montrent des concentrations à faible dispersion dans les deux sous-domaines. Ceci correspond bien aux observations de terrain, à savoir que les plis P2 sont isoclinaux et déversés vers le nord. Les plans du clivage S2 montrent, d'un sous-domaine à l'autre, une légère différence de 8 degrés dans leur orientation mais aucune dans le pendage, qui est sud. Les linéations L02 sont subhorizontales. Il est à noter toutefois qu'elles sont dispersées, avec des angles de chute variables : ceci suggère que la stratification (S0)

était déjà plissée lorsque le clivage régional (S2) l'a affectée.

Domaine II

Le domaine II (partie nord de la nappe de la rivière Sainte-Anne) a lui aussi été subdivisé arbitrairement en un sous-domaine II-1 (secteur ouest) et un sous-domaine II-2 (secteur est). Dans les deux sous-domaines, la stratification est d'orientation NW-SE avec un pendage abrupt vers le SW (figure 36). Le pôle de chacun des grands cercles indique que les plis P2 plongent en direction NW avec des angles très faibles : 3 et 15 degrés respectivement pour les sous-domaines II-1 et II-2. Les diagrammes des pôles de clivage montrent des moyennes de 098/85 et de 116/75 respectivement pour les sous-domaines II-1 et II-2. Le diagramme des linéations L02 indique pour sa part que celles-ci sont très dispersées, suivant le plan 098/82 pour le sous-domaine II-1 et le plan 128/66 pour le sous-domaine II-2.

Les pôles de la stratification (S0) montrent des maxima, ce qui indique que les plis P2 sont isoclinaux et déversés vers le NE. Les moyennes des plans de clivage montrent une différence d'orientation de 18 degrés entre l'ouest et l'est. Les linéations L01, très dispersées, ont des angles de chute très variables, ce qui implique que S0 avait déjà subi une phase de déformation avant d'être affecté par le clivage régional S2.

Domaine III

Le domaine III comprend, quant à lui, la Formation de Romieu et la zone de mélange du Groupe de Cap-des-Rosiers et le Groupe de Shickshock (partie sud de la nappe de la rivière Sainte-Anne). Comme pour les deux autres domaines, il comprend deux sous-domaines. Le sous-domaine III-1 correspond au secteur occidental du domaine (Formation de Romieu et le Groupe de Shickshock) et le sous-domaine III-2 au secteur oriental (zone de mélange).

Dans le sous-domaine III-1 les pôles de la stratification sont beaucoup moins concentrés que dans les deux autres domaines (figure 36). Les plis P2 y plongent de 19 degrés vers le SE et semblent partout isoclinaux et déversés vers le nord. Le diagramme des pôles du clivage donne une moyenne de 285/86. Les linéations L02, très dispersées, ont un plan moyen de 100/73. Cette dispersion pourrait indiquer que

la stratification S0 a été affectée par une phase de plissement avant d'être reprise par le clivage régional S2.

Le sous-domaine III-2 montre lui aussi des pôles de stratification très dispersés. Le clivage moyen est de 119/89 et les linéations L02 sont également très dispersées. Ceci résulte du fait que de nombreux blocs de ce sous-domaine, correspondant à la zone de mélange, sont contenus dans une matrice argileuse et qu'ils présentent, individuellement, des variables, même si, dans l'ensemble, ils ont pu être réorientés plus ou moins parallèlement à la structure régionale.

Discussion

En général, dans la région de Cap-des-Rosiers, la stratification (S0) est orientée NW-SE avec pendage abrupt vers le SW. Le clivage régional (S2) présente à peu près la même orientation, et le pendage et la dispersion des linéations montrent que la stratification a subi une phase de déformation avant d'être affectée par le clivage régional.

Les plis anciens (P1) sont isoclinaux, déversés vers le nord et sans clivage de plan axial. Ils ont été observés localement sur le terrain ou interprétés à partir des polarités sédimentaires, là où le clivage S2 recoupe les deux flancs d'un pli ancien (P1). De plus, là où il y a absence de polarités sédimentaires et aux endroits où ils ne peuvent être observés (e.g. sous-domaines II-2 et III-1), on note que les linéations L02 (figure 36) sont dispersées; ce qui implique que les plis P1 sont toujours présents.

Superposés aux plis P1, les plis P2 sont isoclinaux ou ouverts et déversés vers le nord, avec un clivage de plan axial S2. Ce clivage affecte les nappes de la rivière Marsoui et de la rivière Sainte-Anne; il est postérieur à leur mise en place. Le mouvement était dirigée du sud vers le nord et la phase de plissement P1 est interprétée comme étant synchrone aux chevauchements, dont celui de Méchins-Carcy. De plus, et cela même si nous n'avons aucune preuve, il est raisonnable de croire que les chevauchements ont aussi été affectés par les plis P2.

On remarque également une différence d'orientation systématique entre les sous-domaines est et ouest. Du côté ouest, l'orientation moyenne du clivage est E-W tandis

qu'à l'est elle est N116, résultat d'une rotation de 26 degrés. Nous avons noté le même phénomène dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994). Si on compare les orientations moyennes du S2 dans la partie ouest de la région de Grande-Vallée (N80, N82 et N66) avec l'orientation moyenne de N116 dans la partie est de la région Cap-des-Rosiers, la différence d'environ 40 degrés pourrait s'expliquer, à l'échelle régionale, par une disposition arquée des structures.

Les failles d'imbrications présentent des plans subparallèles au clivage. En certains endroits, (e.g. le long de la côte, à Jersey-Cove) elles prédominent sur les plis P2.

Les deux phases de plissement sont reliées à l'orogénie taconienne (fin de l'Ordovicien moyen) et ne semblent affecter que les roches cambro-ordoviciennes, qui ont d'ailleurs été reprises par l'orogénie acadienne, au Dévonien tardif. Les mouvements acadiens sont donc responsables du développement des failles de décrochement et, peut-être aussi, des variations d'orientation du clivage régional S2.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'interprétation géologique de la région de Cap-des-Rosiers est basée sur la théorie de la tectonique de plaques. Notre interprétation est conforme aux modèles proposés par St-Julien & Hubert (1975) et par Williams (1979) pour la formation de la chaîne de montagnes des Appalaches lors de l'orogénie taconienne. St-Julien & Hubert (1975) invoquent la formation, à la fin du Précambrien, d'un bassin (océan Iapetus) limité par des failles normales et la mise en place de nappes au début de l'Ordovicien moyen, avec les derniers mouvements se produisant à la fin de cette époque. La région de Cap-des-Rosiers peut emprunter ce modèle pour la mise en place du Groupe de Shickshock, du Groupe de la rivière Matane, du Groupe de Cap-des-Rosiers et de la zone de mélange.

Le Groupe de Shickshock est d'abord formé au Cambrien précoce. Le métagrès, le schiste à chlorite et l'affleurement de volcanites de ce groupe représentent les premiers vestiges, en Gaspésie, des sédiments d'eau profonde et des volcanites associés à l'ouverture de l'océan Iapetus. Au-dessus de ces dépôts vient le Groupe de la rivière Matane, identifié dans la région de Grande-Vallée (Slivitzky, 1994).

Le Groupe de Cap-des-Rosiers, constitué de séquences flyschiques, dont l'âge s'échelonne du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen, est ensuite déposé. La source des sédiments des formations de Romieu et de Dalibaire est située vers le nord (St-Julien & Hubert, 1975). Le matériel calcaire dans ces formations (e.g. conglomérat calcaire, calcilutite, calcarénite, etc) indique la présence d'une plate-forme calcaire contemporaine de la sédimentation. Des vestige d'une telle plate-forme, datant de l'Ordovicien précoce, sont observés aux îles de Mingan. Les formations de Romieu et de Dalibaire semblent donc représenter des séquences à turbidites construites sur le talus continental, conformément au modèle de cône de Walker (1976).

Les sédiments de la Formation de Tourelle comprennent une grauwacke constituée de fragments de roches volcaniques. Ceci implique nécessairement une source d'approvisionnement différente de celle des deux autres formations. Hiscott (1978), à partir de ses travaux à Saint-Joachim-de-Tourelles, en arrive à la conclusion que les sédiments de cette formation proviennent d'une nappe d'ophiolite mise en place plus au sud. Des vestiges d'une telle nappe existent à l'ouest de la région, plus précisément au mont Albert (Beaudoin, 1980). Ces nappes avaient donc déjà commencé à se mettre en place, à l'Ordovicien précoce, époque de la Formation de Tourelle.

Par ailleurs, les structures sédimentaires que nous avons observées dans les turbidites de la formation laisse croire que celles-ci sont proximales et que la formation s'est construite à la base du talus continental (midfan de Walker, 1976).

Lors de la mise en place des nappes, qui débuta à l'Ordovicien précoce, il y eut formation de la zone de mélange, soit par processus sédimentaires (glissements) dans le bassin ou par processus tectoniques le long de failles de chevauchement. Ce mélange est subséquent, selon toute vraisemblance, au dépôt de la Formation de Tourelle car on y a retrouvé des blocs de cette formation (en compagnie de blocs des deux autres formations du Groupe de Cap-des-Rosiers).

Le Groupe Cloridorme, qui lui aussi ne présente une séquence flyschique, coiffe toutes ces roches. Enos (1969), à partir de son étude sédimentologique du groupe, conclut que les

sédiments ont été déposés par des courants de turbidité à la base du talus continental et que ces courants étaient longitudinaux, de l'est vers l'ouest. La source des sédiments devrait ressembler à celle de la Formation de Tourelle - une nappe d'ophiolite - puisque la grauwacke du Groupe de Cloridorme renferme des fragments de volcanites et de la chromite. Enos (1969) fait appel à une autre source pour le matériel calcaire du Groupe de Cloridorme. Cette source serait une plate-forme calcaire, d'emplacement inconnu. Une autre source possible pour ce matériel calcaire serait des nappes de roches calcaireuses.

Ainsi donc, le bassin de sédimentation a toujours été plus ou moins profond du Cambrien précoce à l'Ordovicien moyen. Les sédiments sont d'abord venus du nord, puis du sud, à l'Ordovicien précoce. Les glissements survenus dans les diverses formations laissent supposer que ce bassin était instable. De plus la présence de courants longitudinaux restreints au Groupe de Cloridorme laisse croire que le bassin rétrécissait avec le temps.

Lors de la mise en place des nappes, commencée à l'Ordovicien précoce pour se poursuivre jusqu'à l'Ordovicien moyen, un premier mouvement a causé la formation des plis P1, isoclinaux, déversés vers le nord et sans clivage de plan axial; le mouvement était orienté du sud vers le nord. Un second mouvement, au cours duquel s'est développé le clivage régional, a produit les plis P2, plissé les failles de chevauchement et créé des failles d'imbrication. Les deux plissements sont le fait de la seule orogénie taconienne (Ordovicien précoce à tardif) car ils n'affectent que les roches cambro-ordoviciennes.

Le dernier événement à affecter les roches de la région a été l'orogénie acadienne, au Dévonien tardif. Cette orogénie est responsable du développement des failles de décrochement et probablement aussi des variations dans l'orientation du clivage régional S2.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Très peu de minéralisation ont été signalées dans la région de Cap-des-Rosiers. Nous avons trouvé un peu de pyrite disséminée dans les mudshales et les conglomérats calcaires sous forme de cubes et d'amas, les seconds pouvant atteindre des diamètres de 4 à 5 cm.

Le long du ruisseau English dans le Parc national de Forillon, nous avons trouvé quelques cubes de galène dans une veine de dolomite et de calcite ferrifère (ankérite). Les résultats de l'analyse chimique d'un échantillon de cette veine figurent à l'annexe II (84-AS-275). Une grauwacke bréchique de la Formation de Tourelle a montré des traces de malachite; elle a fait également l'objet d'une analyse (annexe II, échantillon 84-AS-1084).

Seuls les grès de la Formation de Tourelle peuvent servir de matériaux d'enrochement pour la protection des routes et la construction de brise-lames. Deux carrières les exploitent, l'une au sud de Saint-Maurice-de-l'Échouerie et l'autre au sud de la Rivière-au-Renard.

RÉFÉRENCES

- AALTO, K. R., 1972 - Flysch pebble conglomerate of the Cap-des-Rosier Formation (Ordovician). Gaspé Peninsula, Québec; *Journal of Sedimentary Petrology*, volume 42, pages 922-926.
- ALCOCK, F. J., 1926a - La région cartographiée du mont Albert. Commission géologique du Canada, Québec; Mémoire 144, 79 pages.
- _____, 1926b - Montagnes Shickschocks, Gaspé central. Commission géologique du Canada, Québec; rapport sommaire 1924, partie C, pages 31-37.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1961 - Code of stratigraphic nomenclature. American Association of Petroleum Geologists; bulletin, volume 45, n° 5, pages 645-665.
- BATES, R. L. - JACKSON, J. A., 1980 - Glossary of Geology. American Geological Institute, Falls Church, Virginia.
- BEAUDIN, J., 1980 - Région du mont Albert et du lac Caspédia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-705, (rapport final), 84 pages.
- BÉLAND, J., 1980 - Faille du bassin du nord-ouest et faille du Troisième Lac dans la partie est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-740.
- BIRON, S., 1971 - Géologie de la rive du Saint-Laurent de Cap-Chat à Gros-Morne. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DP-240.
- _____, 1972 - Géologie de la région de Sainte-Anne-des-Monts. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DP-243.
- _____, 1973 - Géologie de la région de Marsoui. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DP-244, 7 pages.
- _____, 1974 - Géologie de la région des Méchins, comté de Matane. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DP-299, 11 pages.
- BOURQUE, P. A., 1977 - Le Silurien et le Dévonien basal du nord-est de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES 29.
- BRISEBOIS, D., 1981 - Géologie de la région de Gaspé. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-824, 19 pages.
- BROWN, R. A., 1939 - The geology of the north shore of Gaspé Bay. Université McGill, Montréal, Québec; thèse de doctorat.
- COWAN, D., 1985 - Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. Geological Society of America; bulletin, volume 96, pages 451-462.
- CRICKMAY, G. W., 1932 - Evidence of Taconic orogeny in Matapédia valley. American Journal of Science, Québec; volume 24, pages 368-386.
- DRESSER, J. A. - DENIS, T. C., 1946 - Géologie descriptive du Québec. Ministère des Mines, Québec; RG-20, volume II, 647 pages.
- ELLS, R. W., 1882 - Rapport sur les formations géologiques dans la péninsule de Gaspé. Commission géologique du Canada; rapport de progrès, 1880-81-82, partie D.
- _____, 1885 - Rapport sur la géologie de l'intérieur de la péninsule de Gaspé. Commission géologique du Canada; rapport de progrès, 1882-83-84, partie E, pages 1-36.
- ENOS, P., 1969 - Cloridorme Formation, Middle Ordovician flysch, Northern Gaspé Peninsula. Geological Society of America, Québec; Special paper 117, 66 pages.
- GILBERT, C. M., 1954 - Sandstones in Petrography (H. Williams, F. J. Turner, C. M. Gilbert). Freeman and Co., San Francisco; pages 289-324.
- HISCOTT, R. N., 1978 - Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Québec, and implications for initiation of the Taconic orogeny. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 15, pages 1579-1597.
- JONES, I. W., 1934 - Région de la rivière Dartmouth, péninsule de Gaspé. Service des mines, Québec; rapport annuel, partie D, pages 3-48.
- KINDLE, C. H., 1942 - A Lower (?) Cambrian fauna from Eastern Gaspé. American Journal of Science, Canada; volume 240, pages 633-641.
- LACHAMBRE, G., 1984 - Silurien et Dévonien basal de la région du Canton de Champou. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-02.
- LOGAN, W. E., 1846 - Rapport de progrès pour l'année 1844. Commission géologique du Canada; 119 pages.
- _____, 1863 - Géologie du Canada. Commission géologique du Canada; rapport de Progrès jusqu'à 1863.

- LOW, A. P., 1885 - Rapport sur les explorations et les reconnaissances faites dans l'intérieur de la péninsule de Gaspé. Commission géologique du Canada; rapport de Progrès 1882-83-84, partie F, pages 1-22.
- MATTINSON, C. R., 1967 - Région du Mont Logan. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-118.
- McCLAY, K. R. - PRICE, N. J., 1981 - Thrust and nappe tectonics. Geological Society of London; Special Publication n° 9, pages 7-9.
- McGERRIGLE, H. W., 1950 - La géologie de l'est de Gaspé. Ministère des Mines, Québec; RG-35.
- _____, 1954 - Régions de Tourelle et de Courcelette. Ministère des Mines, Québec; RG-62.
- MURRAY, A., 1847 - Géologie des rivières Matane, Sainte-Anne et Saint-Jean, Gaspé. Commission géologique du Canada; rapport de Progrès pour 1845-46, pages 109-130.
- OLLERENSHAW, N. C., 1967 - Région de Cuoq-Langis. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-121.
- PIQUÉ, A. - RINGELÉ, H. - BÉLAND, J., 1981 - Analyse tectonique dans les Appalaches québécoises. Centre de recherche de l'Académie des Sciences de Paris; tome 292, série II, pages 109-112.
- RASETTI, F., 1954 - Early Ordovician Trilobite faunules from Québec and Newfoundland. Journal of Paleontology; volume 28, pages 581-587.
- SKIPPER, K., 1971 - Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation. Gaspé, Québec; Sedimentology, volume 17, pages 15-68.
- SKIPPER, K. - MIDDLETON, G. V., 1975 - The sedimentary structures and depositional mechanics of certain Ordovician turbidites, Cloridorme Formation. Gaspé Peninsula, Québec; Journal canadien des Sciences de la Terre, volume 12, pages 1934-1952.
- SLIVITZKY, A., 1994 - Géologie du Cambro-Ordovicien de la région de Grande-Vallée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB7 94-53
- ST-JULIEN, P. - HUBERT, C., 1975 - Evolution of the Taconian orogen in the Québec Appalachians: Teconics and Mountain Ranges. John Rodgers volume. American Journal of Science; volume 275-A, pages 337-362.
- ST-JULIEN, P. - SLIVITZKY, A. - FERINGER, T., 1983 - A deep structural profile across the Appalachians of southern. In Contributions to tectonics and geophysics of mountain chains, Hatcher, R. D., Williams, H. et Zietz, I., Geological Society of America; Memoir 158, pages 103-111.
- WALKER, R. G., 1976 - Facies model, turbidites and associated coarse clastic deposits. Géoscience Canada; volume 3, pages 25-36.
- WILLIAMS, H., 1978 - Tectonic-lithofacies map of the Appalachian orogen. Memorial University of Newfoundland; Map n° 1.
- _____, 1979 - Appalachian orogen in Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 16, n° 3, pages 792-807.

ANNEXE I

DESCRIPTION DES COLLECTIONS DE GRAPTOLITES

F-1

Formation de Tourelle

Le long de la route 197, 3 km au sud-ouest de Rivière-au-Renard.

Glyptograptus sp.

Ordovicien Moyen-Supérieur

F-2

Formation de Tourelle

Dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, le long de la route des Tapp, 800 m au sud-ouest du lac d'Amours.

- 1- crinoïdes, ossicles
- 2- *Dicellograptus sextans* (Hall) ?
- 3- *Glyptograptus* sp.
- 4- *Orthograptus* sp.
- 5- *Cryptograptus tricornis* (Carruthers)
- 6- *Reteograptus geinitzianus* (Hall)
- 7- branches de *Nemagraptus*, ou *Azyograptus* sp.
- 8- branches de *Didymograptus* sp.
- 9- *Pseudoclimacograptus* sp.
- 10- *Dicranograptus* sp.

Zone à *Nemagraptus gracilis*

F-3

Formation de Tourelle

Dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, le long de la traverse de Saint-Héliar, 300 m au sud du lac à Léon-Boulay.

- 1- *Glyptograptus dentatus* (Brongniart)
- 2- *Climacograptus decoratus* (Lapworth)
- 3- *Caryocaris* sp.
- 4- *Pseudotrigranograptus ensiformis* (Hall)
- 5- *Paraglossograptus* ?
- 6- *Sinograptid* ?
- 7- *Didymograptus* ?
- 8- dendroïdes

Zone à *Glyptograptus dentatus* (sommet de l'Arenig)

F-4

Unité bêta 1

Dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, le long du ruisseau à l'Ail.

- 1- *Dicranograptus nicholsoni* (Hopkinson)
- 2- *Orthograptus* ex group *calcaratus*
- 3- *Pseudoclimacograptus modestus* (Ruedemann)
- 4- *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapworth)
- 5- *Glyptograptus* sp.
- 6- *Climacograptus* cf. *wilsoni*

Zone à *Diplograptus multidentis*

F-5

Formation de Tourelle

Dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, le long de la coulée Jalbert.

- 1- *Didymograptus* sp.
- 2- *Climacograptus decoratus*
- 3- *Glyptograptus* ?
- 4- *Pseudoclimacograptus* ?

Ordovicien inférieur (Arenig-Llanvirn)

F-6

Unité alpha

Dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, le long de la coulée Jalbert.

- 1- *Corynoïdes pristinus* (Ruedemann)
- 2- *Corynoïdes calicularis* (Hopkinson)
- 3- *Didymograptus serratulus* (Hall)
- 4- *Climacograptus bicornis* (Hall) ?
- 5- *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapworth)
- 6- *Pseudoclimacograptus modestus* (Ruedemann)
- 7- *Dicranograptus ramosus* (Hall)

Zone à *Nemagraptus gracilis*

F-7

Unité alpha

Dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, le long de la coulée Jalbert.

- 1- *Pseudoclimacograptus modestus* (Ruedemann)
- 2- *Corynoïdes calicularis* (Hopkinson)
- 3- *Climacograptus brevis* ?

4- *Dicellograptus* ?

Zone à *Nemagraptus gracilis* ou
Diplograptus multidentis

F-8

Unité bêta 1

Dans la partie nord-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, le long du ruisseau à l'Échalote.

- 1- *Climacograptus bicornis* (Hall)
- 2- *Orthograptus calcaratus* (Lapworth)
- 3- *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapworth)
- 4- *Pseudoclimacograptus modestus* (Ruedemann)
- 5- *Glyptograptus* cf. *euglyphus*

Zone à *Nemagraptus gracilis* ou
Diplograptus multidentis

**ANNEXE II
ANALYSE CHIMIQUES**

Échantillon n° 84-AS-275

Unité de mélange

Parc national de Forillon, le long du ruisseau English, 5 km à l'ouest de l'Anse-au-Griffon.

Ag	1,3 g/t
Cu	120 ppm
Ni	8 ppm
Pb	0,90 %
Zn	31 ppm
Au	< 15 ppm

Échantillon n° 84-AS-1084

Formation de Tourelle

Dans la partie sud-ouest de la région de Cap-des-Rosiers, 200 km à l'est du ruisseau Béchervais.

Ag	0,7 g/t
Cu	0,37 %
Ni	16 ppm
Pb	48 ppm
Zn	56 ppm
Au	30 ppb

SERIES		ETAGES (EUROPE)	NAPPE DE LA RIVIERE MARSOUI	NAPPE DE LA RIVIERE SAINTE-ANNE
ORDOVICIEN	Supérieur	ASHGILL		
		Nowadaga		
		Canajoharie		
		Normanskill		
	Moyen	LLANDEILOW		? Unité de mélange ?
		LLANVIRN		
	Inférieur	ARENIG		Formation de Tourelle
		TREMADOC		
CAMBRIEN	Supérieur		Groupe de Cap-des-Rosiers Formation de Dalibaire Formation de Romieu	
	Moyen			Groupe de la Rivière Matane
	Inférieur			Groupe des Shickshocks

Tableau I: Tableau des formations (S. Biron, 1974 et communication personnelle écrite, 1982).

Séries	Etages (Europe)	Zones à graptolites	Groupe de Cloridorme	
			Ouest	Est
ORDOVICIEN MOYEN	CARADOC	CANAJOHARIE	Formation de Gros Morne	β ₇
		NORMANSKILL	Formation de Deslandes	β ₅ β ₄ β ₃ β ₂
		<u>Nemagraptus gracilis</u>	α	

Tableau II: Distribution des formations et unités du groupe de Cloridorme.

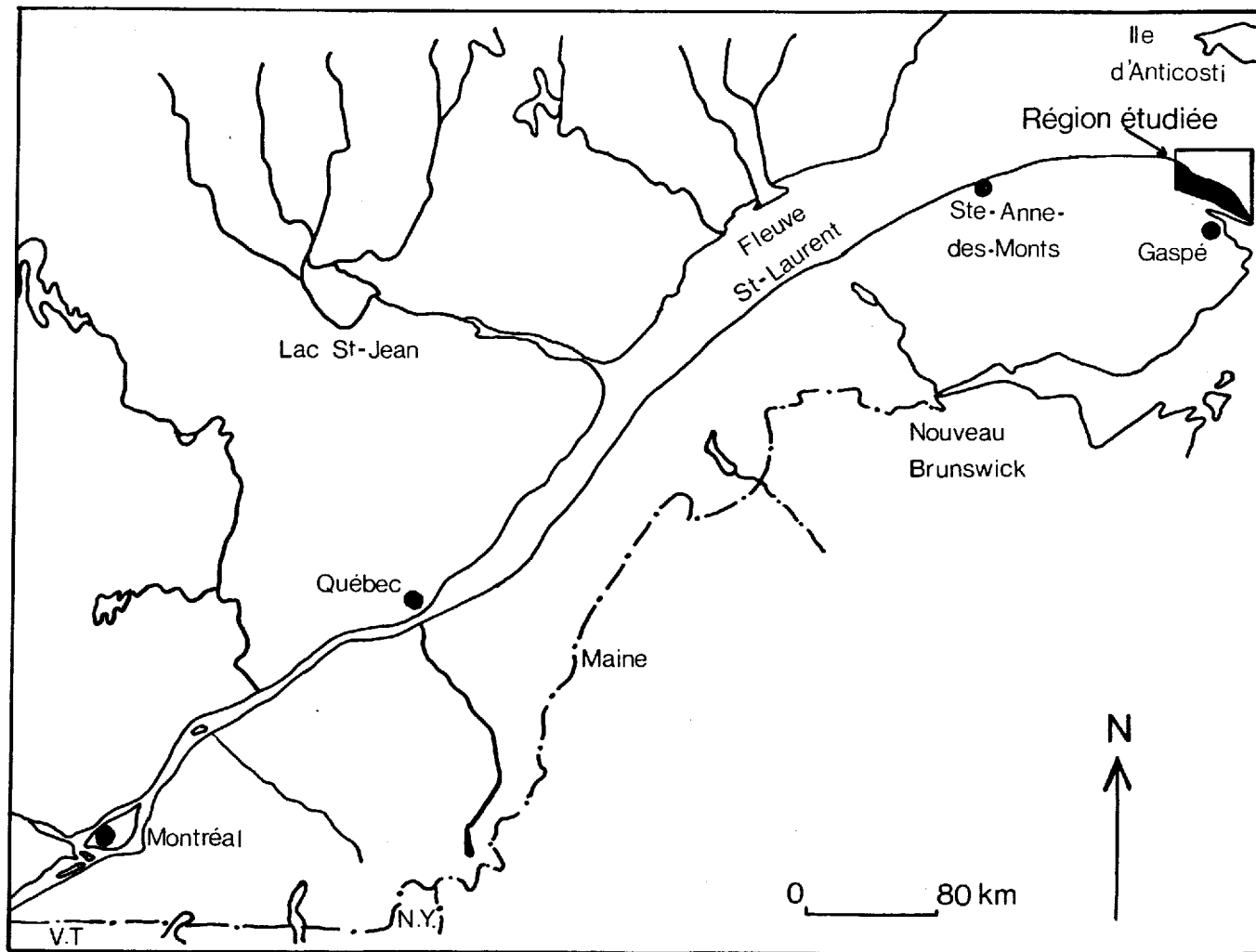


Figure 1: Carte de localisation de la région étudiée

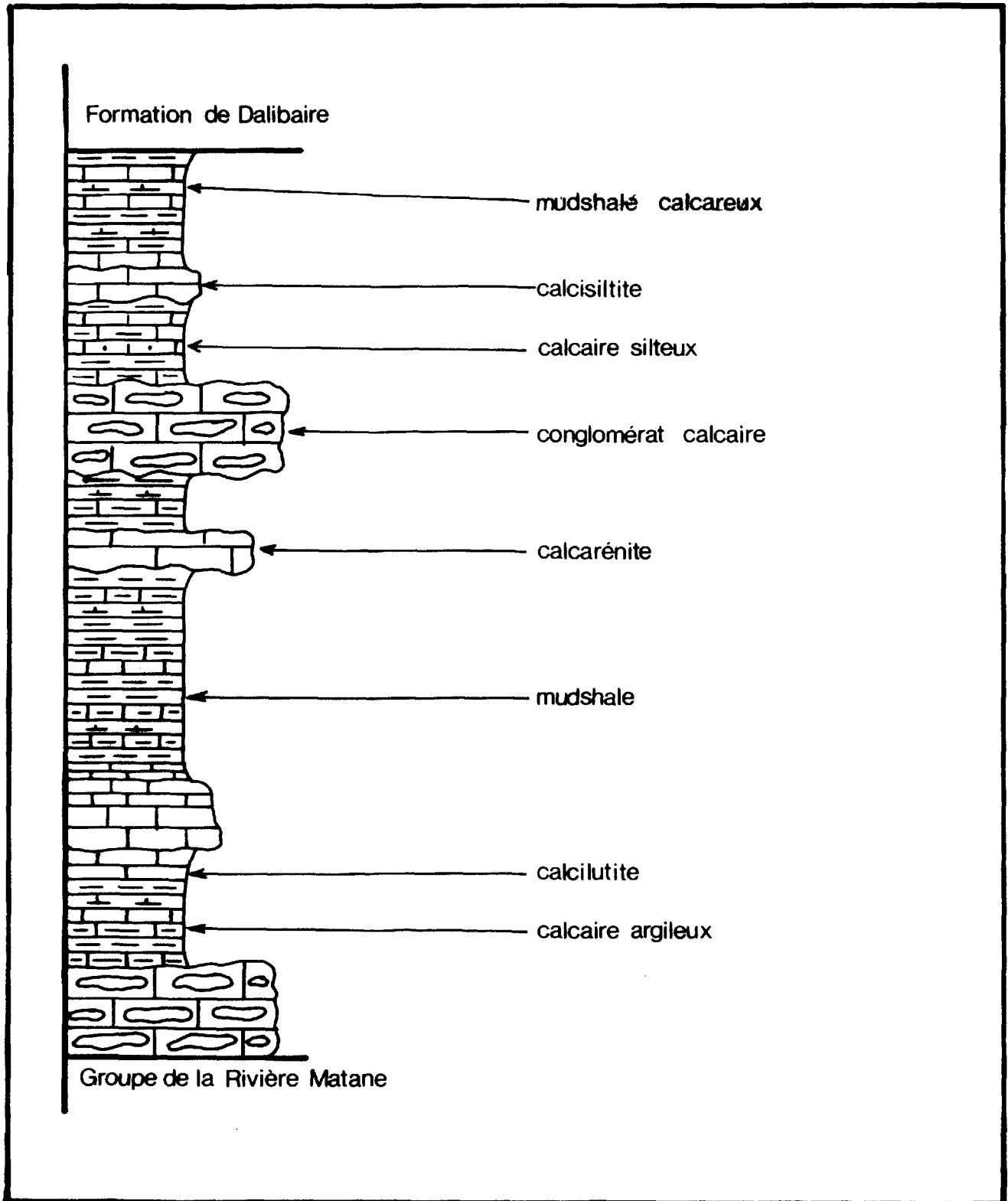


Figure 5 : Séquence stratigraphique schématique de la Formation de Romieu (Cambrien Supérieur).

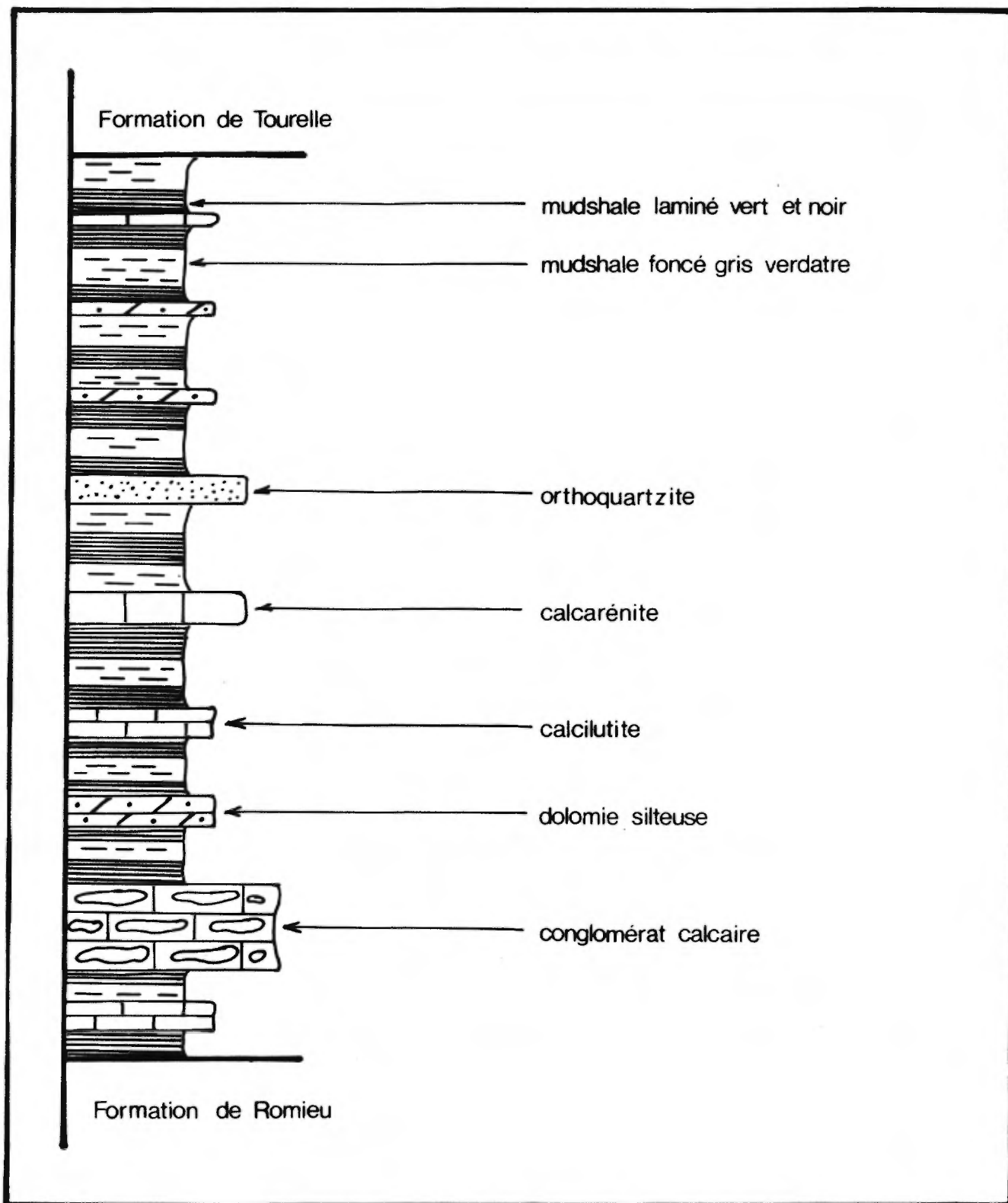


Figure 9 : Séquence stratigraphique schématique de la Formation de Dalibaire (Ordovicien Inférieur).

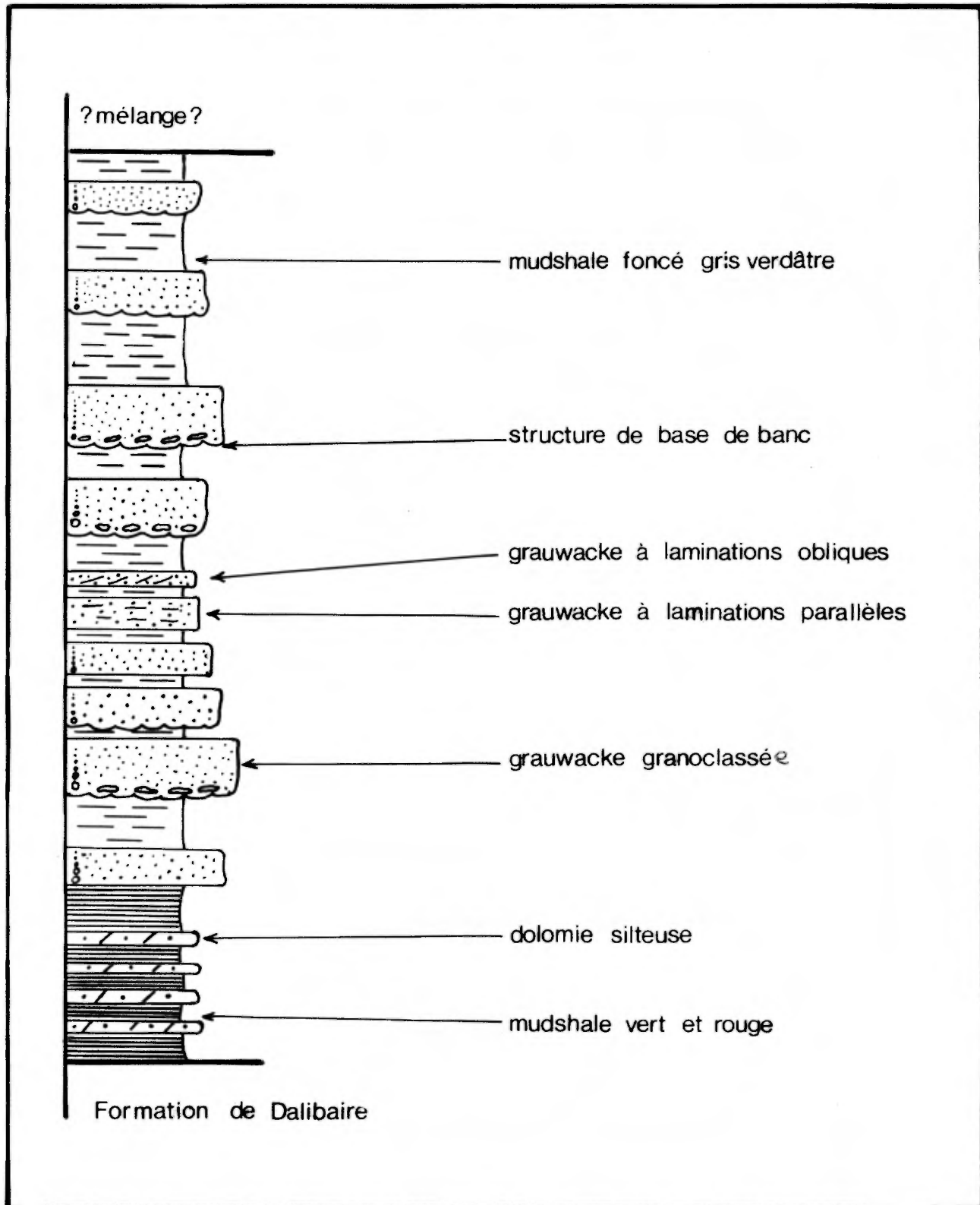


Figure 15 : Séquence stratigraphique schématique de la Formation de Tourelle (Ordovicien Inférieur)

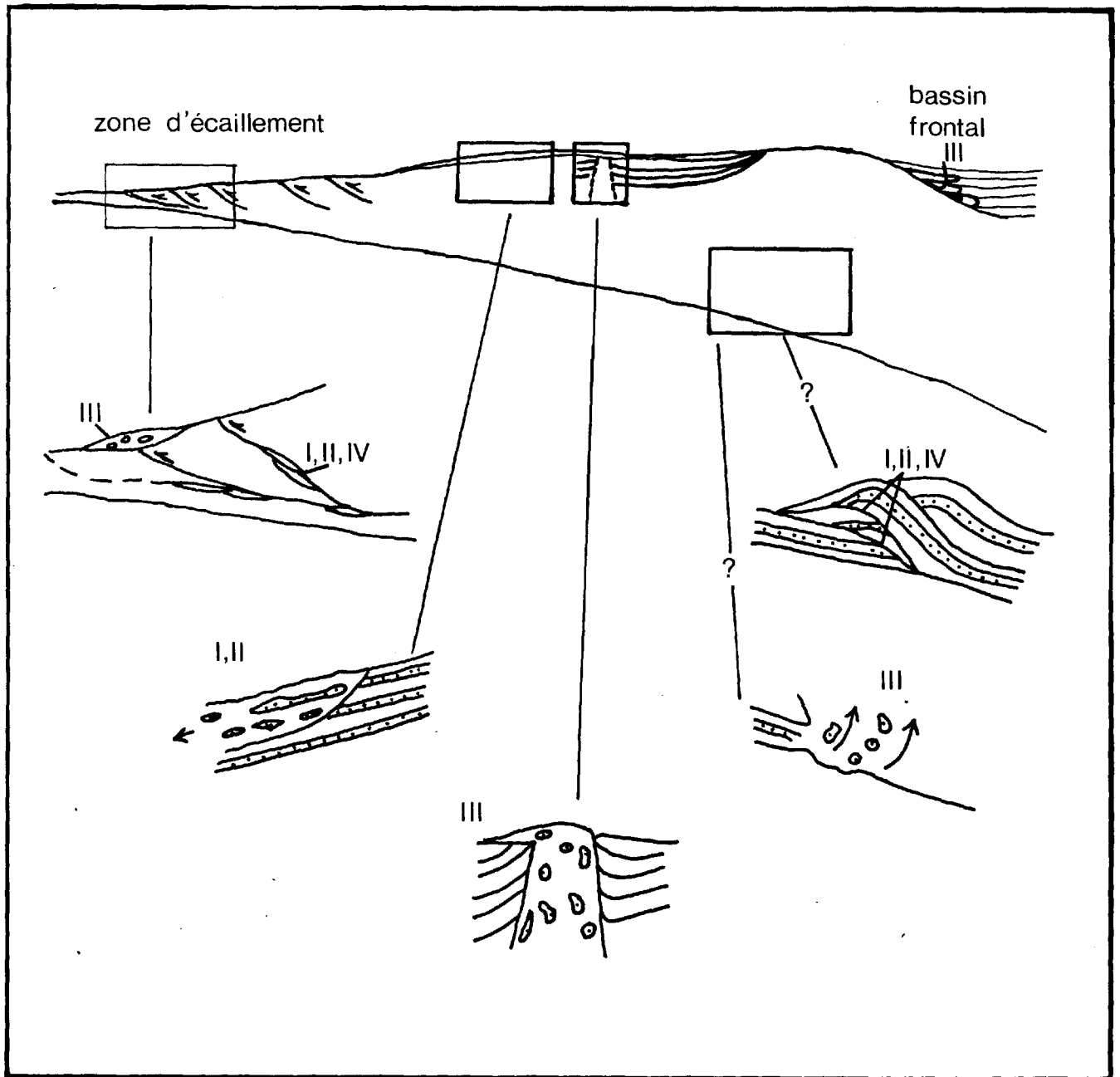


Figure 25: Section schématique représentant les différents processus responsables de la formation des quatre types de mélange (Cowan, 1985).

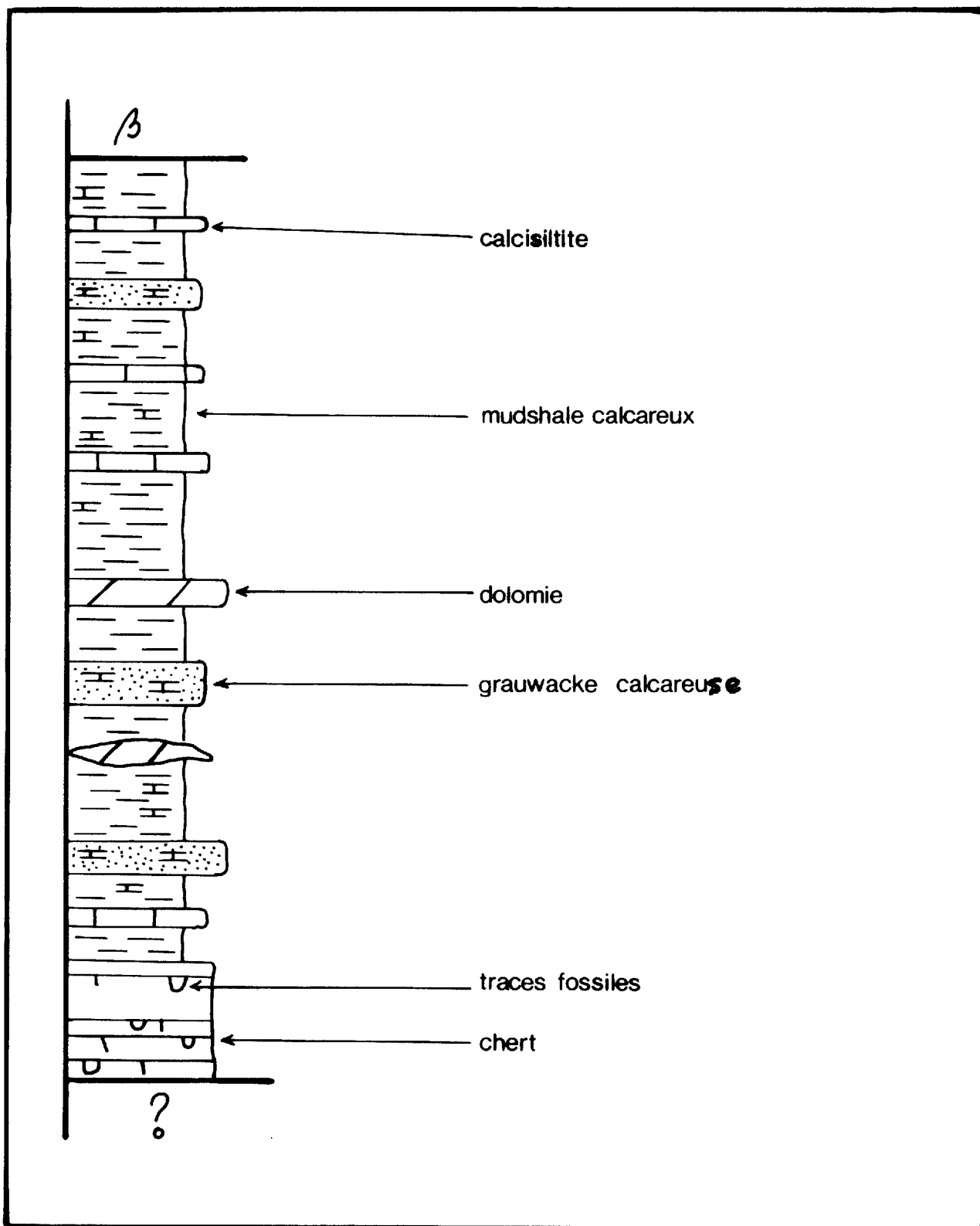


Figure 26 : Séquence stratigraphique schématique de la séquence α (Ordovicien Moyen).

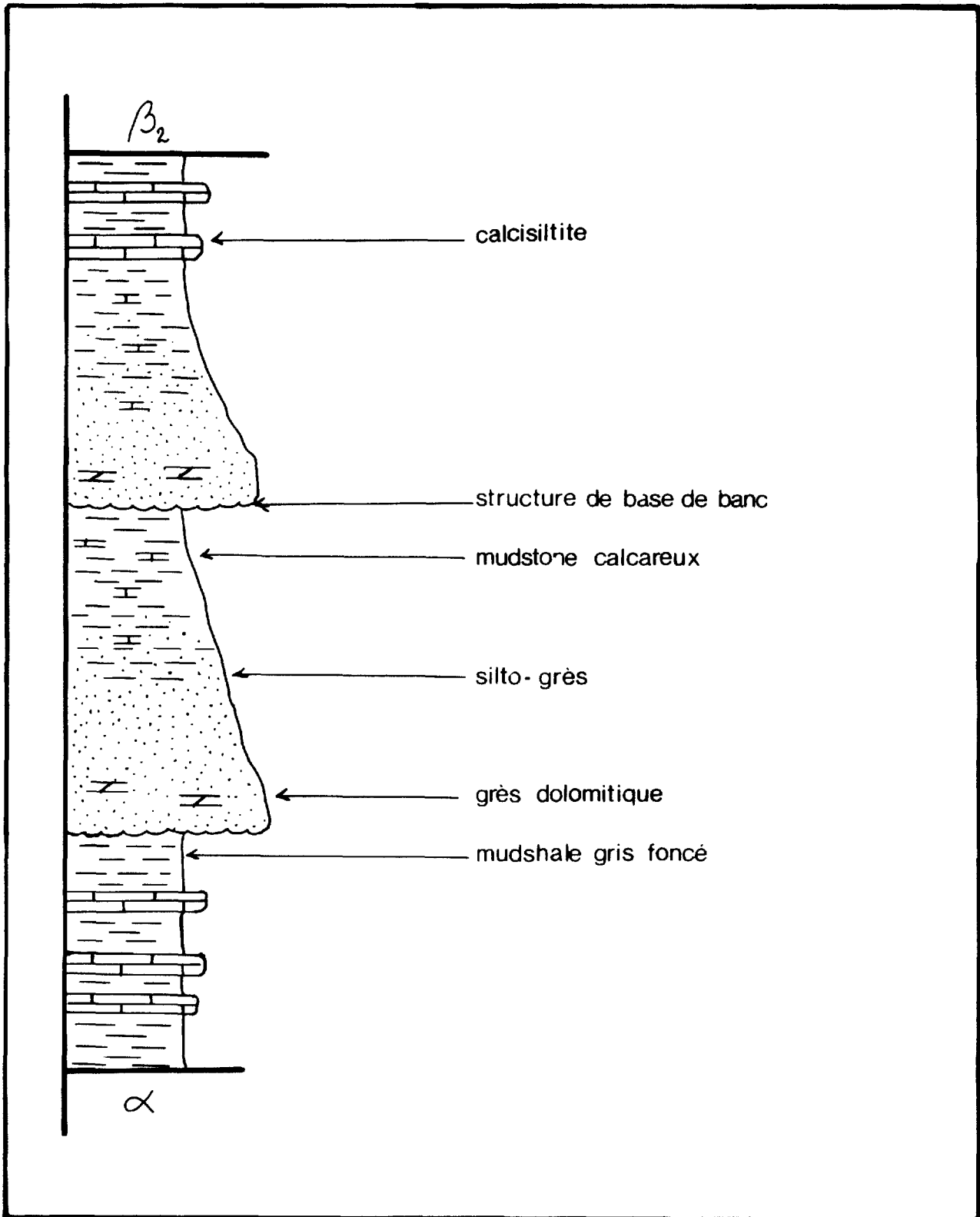
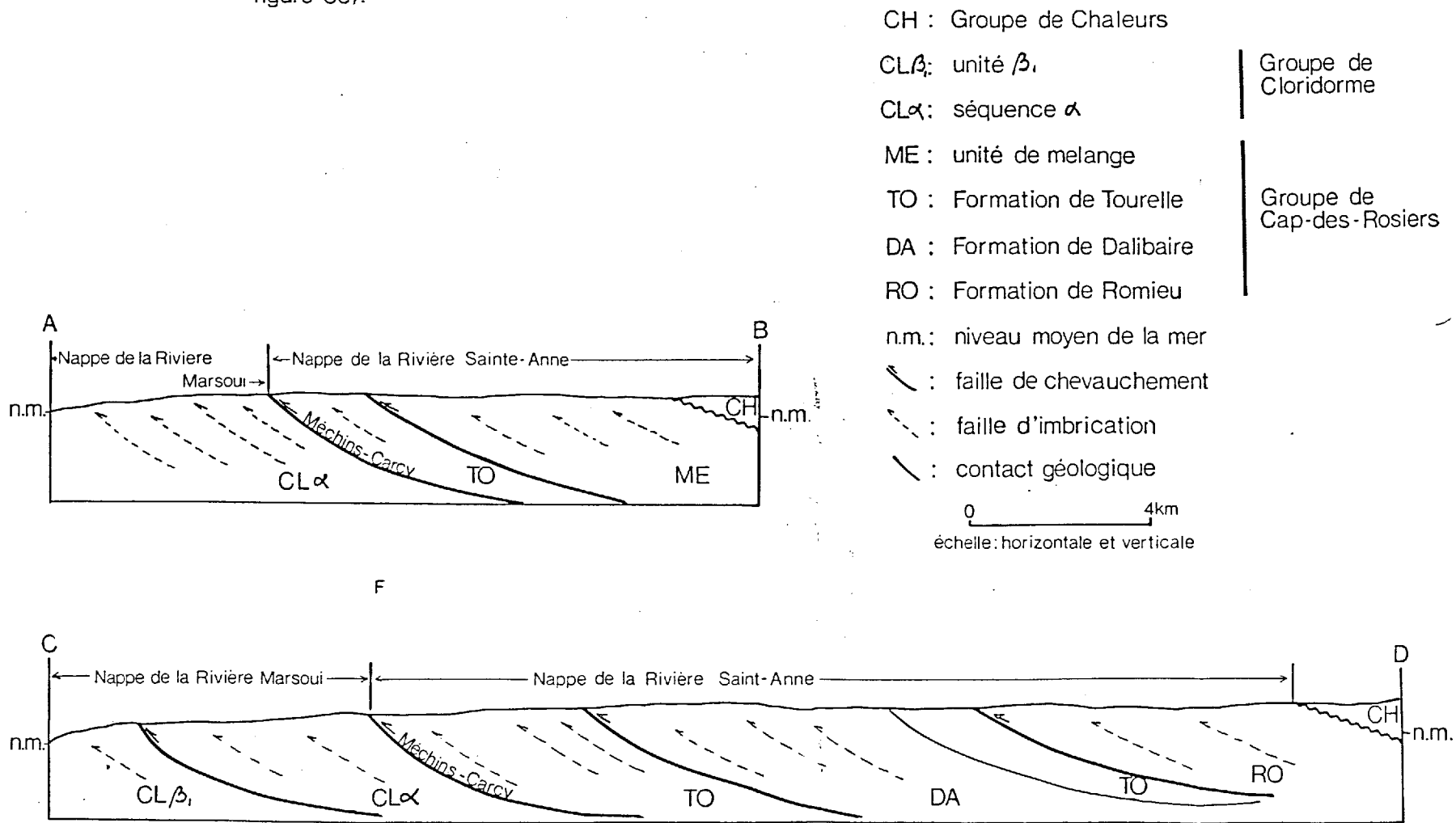
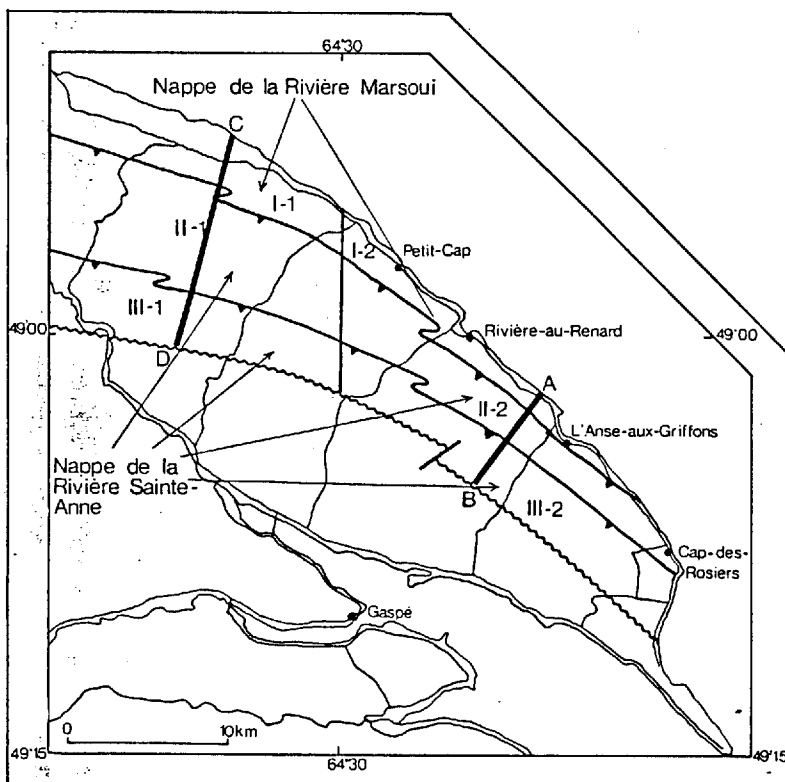
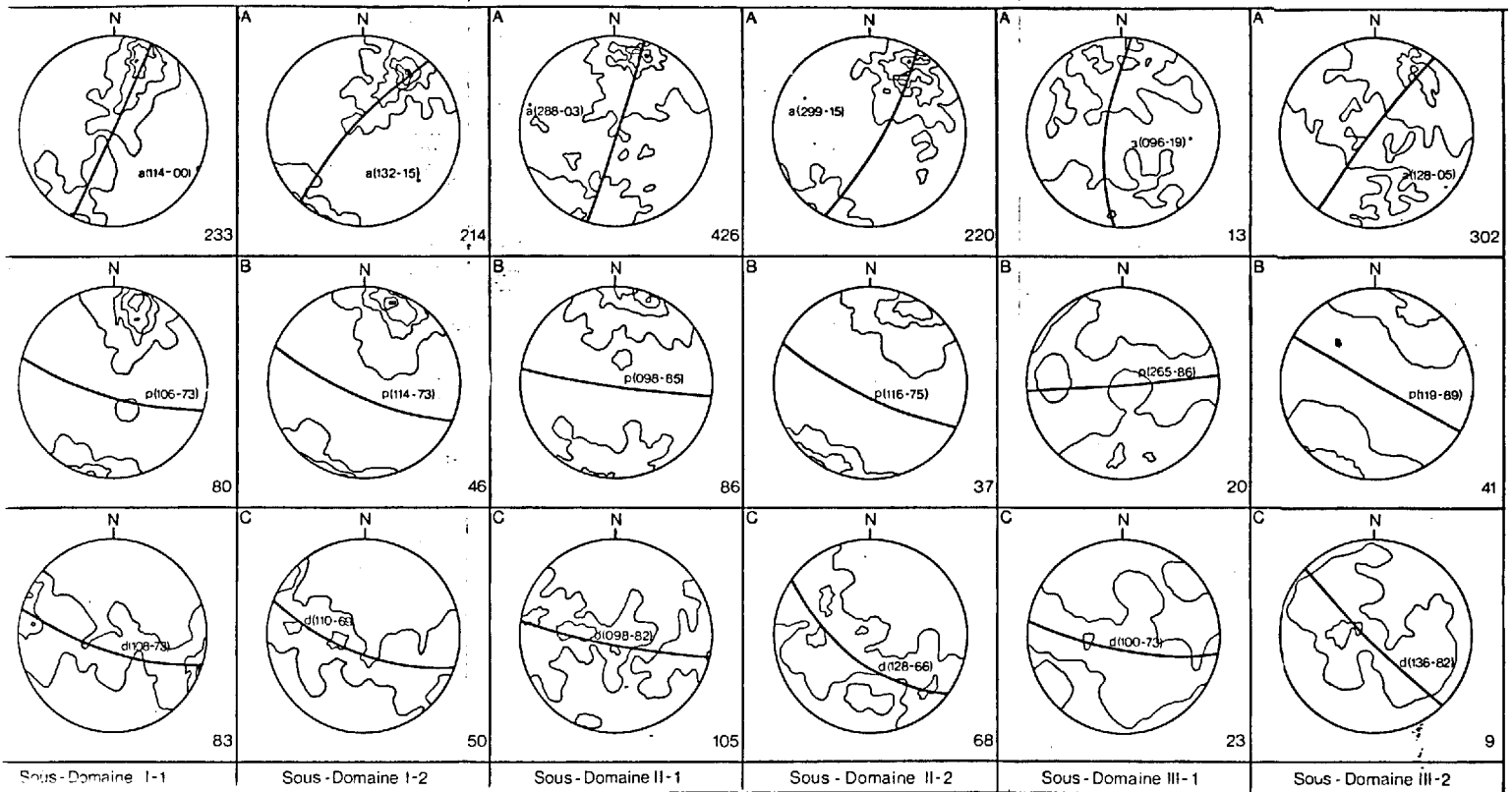


Figure 30 : Séquence stratigraphique schématique de l'unité β_1 (Ordovicien Moyen)

Figure 33: Coupes structurales (pour localisation voir figure 36).





- A - Pôles de la stratification
 - B - Pôles du clivage
 - C - Linéations
 - a - axe π
 - p - orientation moyenne des plans de clivage
 - d - trace du plan de dispersion des linéations
- nombre de points
65

Figure 36 : Domaines et sous-domaines structuraux et diagrammes statistiques.
(contours à 1, 5, 10, 15 et 20% par $100/N\%$ ou N =nombre de points)

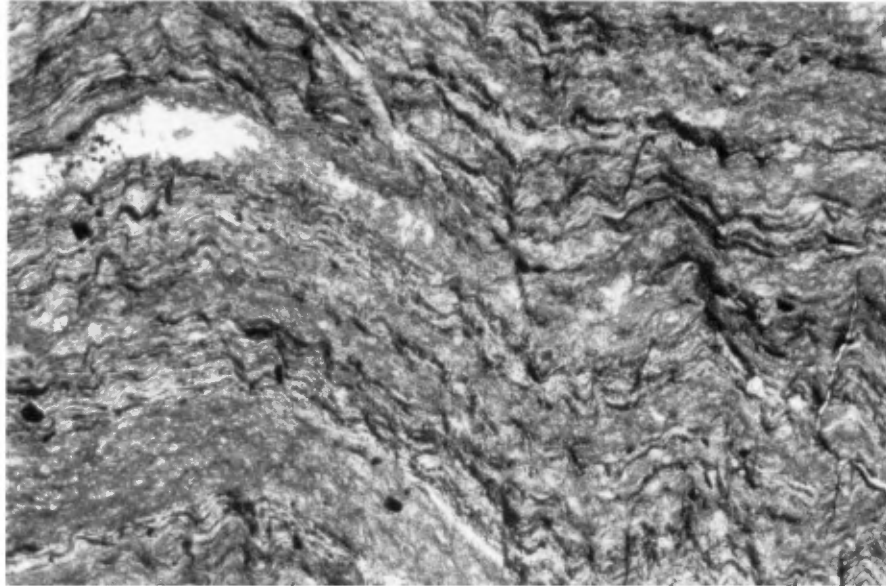


Figure 2 : Clivage de crénulation dans un schiste à chlorite du Groupe de Shickshock, ruisseau Béchervais (L.N. 63X)

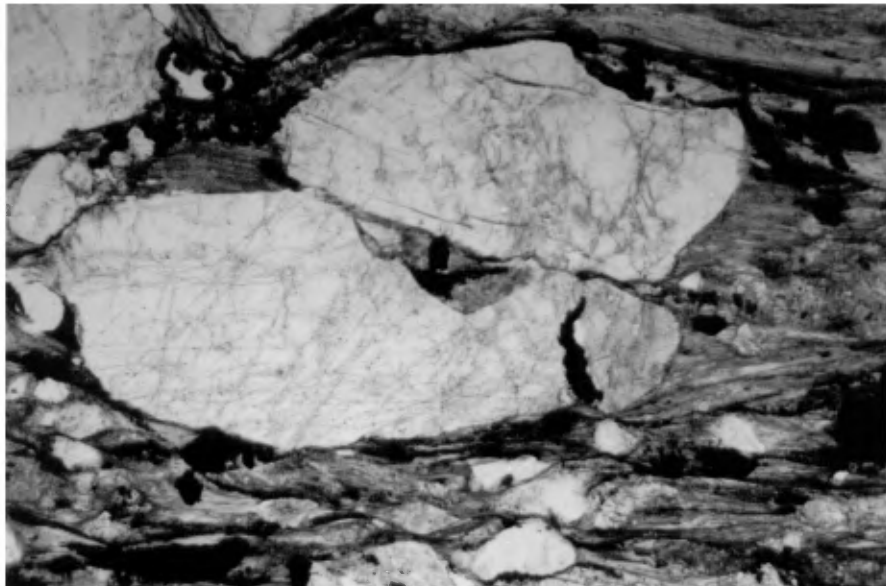


Figure 3 : Texture oeillée (augen) dans les métagrès du Groupe de Shickshock, ruisseau Béchervais (L.N. 25X).



Figure 4 : Cristaux de plagioclase et minéraux opaques dans une matrice aphanitique; métavolcanite du Groupe de Shickshock, ruisseau Béchervais (L.P. 63X).



Figure 6 : Calcilutite interlitée de mudshale calcaireux de la Formation de Romieu, rivière Dartmouth.



Figure 7 : Coeur d'une lentille de calcite prismatique de la Formation de Romieu, ruisseau de la Petite Fourche (L.N. 25X)



Figure 8 : Slumps dans la formation de Romieu, Rivière-au-Renard.



Figure 10 : Mudshale laminé vert et noir de la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.



Figure 11 : Siltstone dolomitique interlité de mudshale laminé vert et noir de la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.

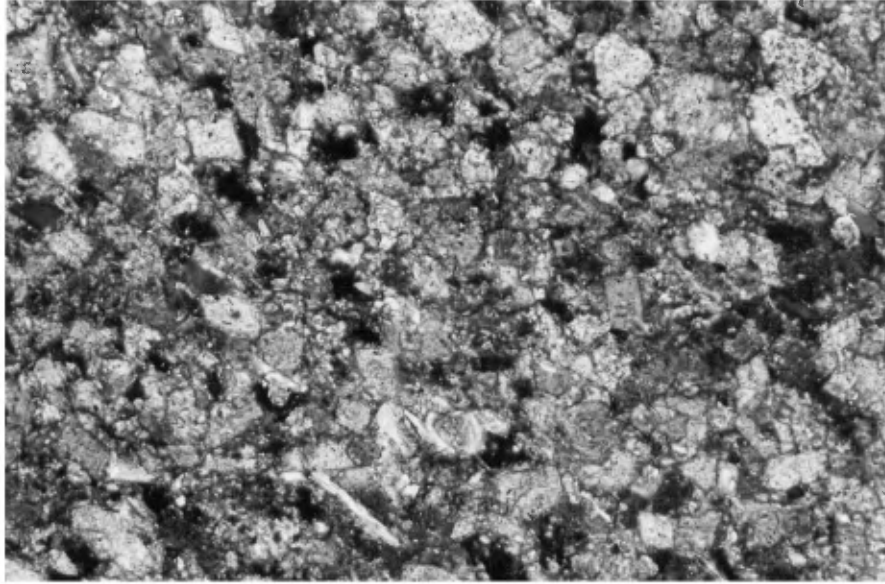


Figure 12 : Rhomboédres de dolomie dans une dolomie silteuse de la Formation de Dalibaire, ruisseau de la Petite Fourche (L.P. 160X).



Figure 13 : Calcilutite interlité de mudshale noir de la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.



Figure 14 : Slumps de mudshale laminé vert et noir dans la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.



Figure 16 : Siltstone dolomitique interlité de mudshale rouge et vert de la Formation de Tourelle, Jersey Cove.



Figure 17 : Grauwacke de la Formation de Tourelle, Jersey Cove.



Figure 18 : "Canonball structures" dans une grauwacke de la Formation de Tourelle, Rivière-au-Renard.

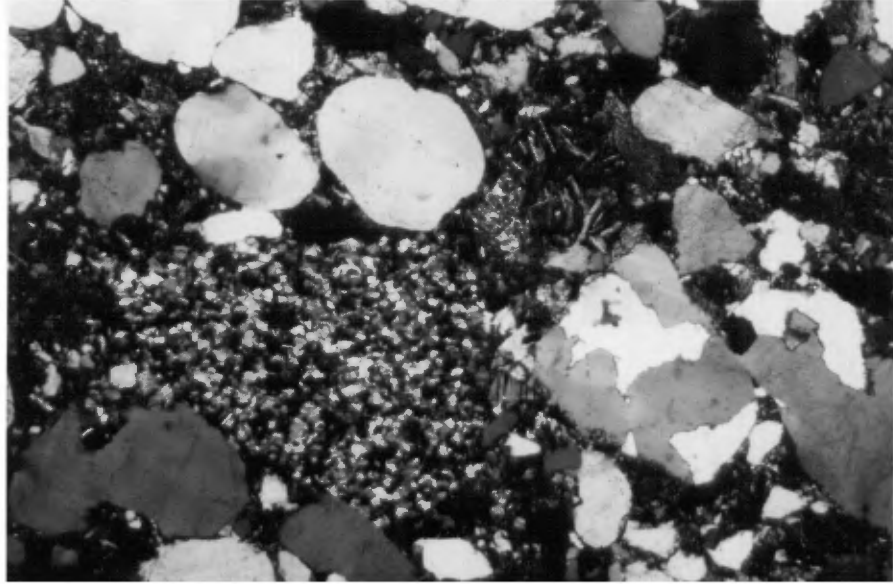


Figure 19 : Fragments de chert et de volcanites dans une grauwaacke de la Formation de Tourelle, Rivière-au-Renard.



Figure 20 : Bloc de grauwaacke de la Formation de Tourelle dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers.



Figure 21 : Blocs de calcilutite de la Formation de Romieu dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers.



Figure 22 : Cannelures dans un bloc de grauwacke de la Formation de Tourelle dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers.



Figure 23 : Mudshale injecté dans un bloc de calcilutite de la Formation de Romieu dans la zone de mélange, Cap-des-Rosiers.



Figure 24 : Vue en lame mince de la structure montrée à la figure 23, Cap-des-Rosiers (L.P. 25X).

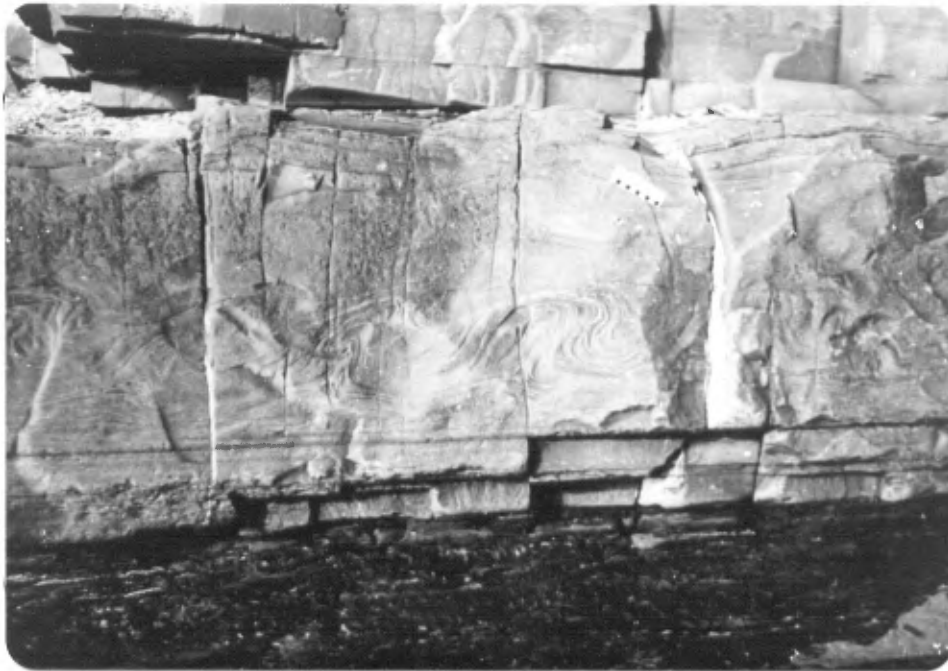


Figure 27 : Grauwacke calcareuse de la séquence alpha, Anse-aux-Griffons.



Figure 28 : Lentille de dolomie dans la séquence alpha, Anse-aux-Griffons.



Figure 29 : "Slumps" de chert dans la séquence alpha, Anse-aux-Griffons.

Figure 31 : Conglomérat polyolithique de la Formation de Griffon Cove River en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes, ruisseau de la Petite-Fourche.





Figure 32 : Conglomérat polyolithique de la Formation de Griffon Cove River en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes, Rivière-aux-Renard.



Figure 34 : Faille d'imbrication dans la Formation de Dalibaire, Cap-des-Rosiers.



Figure 35 : Faille de décrochement dans la séquence alpha, Saint-Maurice-de-l'Échouerie.