

ET 93-03

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE SAINT-MALACHIE (CHAUDIÈRE - APPALACHES)

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.

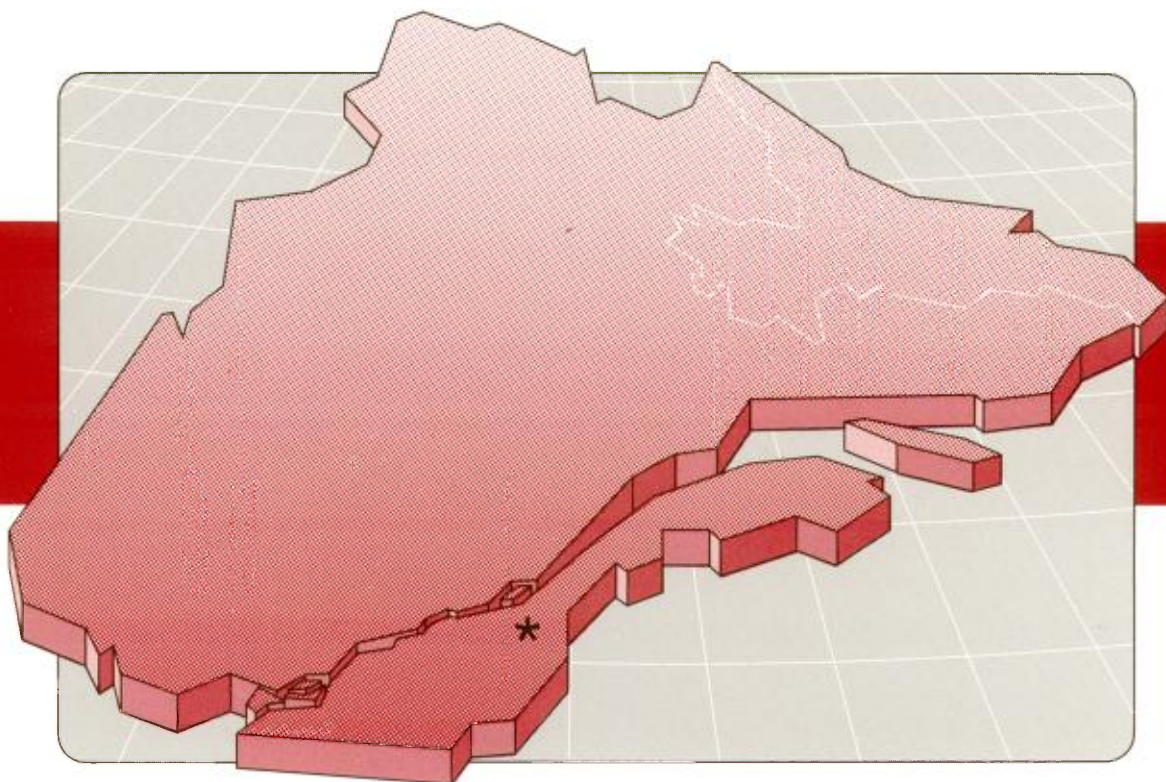
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la région de Saint-Malachie (Chaudière-Appalaches)

Daniel Lebel
Claude Hubert

ET 93-03



Géologie de la région de Saint-Malachie (Chaudière-Appalaches)

Daniel Lebel

Claude Hubert

ET 93-03

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef: A. Simard

Manuscrit accepté pour publication le : 93/06/08

Lecteur critique

R. Marquis

Éditeur

F. Dompierre

Dessin assisté par ordinateur

J. Fournier

Supervision technique

A. Beaulé

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

Le présent projet est financé par Ressources naturelles Canada et le ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

RÉSUMÉ

La région de Saint-Malachie appartient à la province géologique des Appalaches, plus particulièrement à la zone tectonostratigraphique de Humber. Le substrat rocheux est constitué de roches sédimentaires et métamorphiques d'âge Cambro-Ordovicien, supposément formées sur un socle grenvillien. Des copeaux de faille de ce socle affleurent dans la région. Le substrat rocheux est partiellement masqué par des sédiments meubles quaternaires et une tourbière.

La feuille de Saint-Malachie (SNRC 21L/10, 1 : 50 000) est constituée de nappes allochtones qui exposent la Formation de Saint-Roch, les groupes de Trois-Pistoles et de l'Île d'Orléans, les formations de Rivière Ouelle, d'Armagh et de Rosaire et la Suite métamorphique de Bennett.

Le Complexe de Sainte-Marguerite, situé à la semelle de la faille Richardson, englobe des copeaux faillés de roche granitique montrant des âges variant de 835 ± 8 à 900 ± 8 Ma (Rb/Sr). Ce complexe de même que d'autres copeaux sont inclus dans le Mélange de la rivière Boyer. Des copeaux d'une unité montrant une interstratification de basalte et d'arkose, la Formation de la Montagne de Saint-Anselme, est aussi associée à ce mélange. Cette formation n'est pas datée mais est présumée représenter la base de la séquence stratigraphique régionale.

Le terrain allochtone est divisé en cinq nappes de chevauchement, séparées par des failles de chevauchement majeures orientées NE-SW, ce sont du NW au SE :

1. La nappe de Bacchus, où sont exposés les mudrocks, le grès et les calcaires détritiques cambro-ordoviens du Groupe de l'Île d'Orléans.
2. La nappe de Sainte-Hénédiène exposant les mêmes lithologies que la nappe de Bacchus.
3. La nappe de la rivière Boyer qui chevauche celles de Bacchus et de Sainte-Hénédiène par l'intermédiaire de la faille de la rivière Boyer. Elle expose les grès arkosiques et les mudrocks rouges de la Formation de Saint-Roch (Cambrien), les arénites et mudslates gris foncé du Groupe de Trois-Pistoles (Cambro-Ordovicien), et enfin les mudrocks rouges, verts, pourpres et gris foncé interlités de grès fin et de carbonates de la Formation de Rivière Ouelle (Ordovicien).
4. La nappe Richardson qui coiffe la nappe de la rivière Boyer par l'intermédiaire de la faille Richardson. La cartographie de détail a aussi permis de prolonger une faille subsidiaire, la faille de Saint-Nérée, repérée précédemment dans la région située plus au nord (Saint-Raphaël) (Lebel et Hubert, 1994). D'autres failles d'ordre secondaire ont aussi été repérées. La nappe expose les roches des formations d'Armagh et de Rosaire. Ces formations ont pu être divisées en plusieurs unités lithologiques informelles distribuées en plusieurs bandes répétées par des failles à l'intérieur de la nappe. Comme dans le cas de la nappe de la rivière Boyer, on note l'apparition de subarkose dans la partie supérieure de la Formation d'Armagh aux dépens du wacke arkosique de la partie inférieure. La Formation de Rosaire est composée d'une alternance de grès quartzeux noirs et de mudslates noirs, passant dans la partie plus au SE à des équivalents lithologiques plus métamorphisés soit des métaquartzites et des phyllades noirâtres. Cette formation s'apparente au Groupe de Trois-Pistoles de la nappe de la rivière Boyer.
5. La nappe de Buckland est l'unité structurale la plus au SE de la région. Elle constitue le coeur de l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Cette nappe comprend la Suite métamorphique de Bennett où trois assemblages lithologiques sont distingués, soit : un schiste vert à quartz-chlorite, un assemblage de phyllades, de métaquartzite et de schiste graphiteux noirâtre et enfin, des copeaux de serpentinite.

Les ressources minérales de la région sont jusqu'à maintenant limitées à la tourbe (Saint-Gervais) et au sable (sablères de Saint-Damien-de-Buckland et de Springbrook). Le potentiel minéral de la Suite de Bennett est jugé intéressant par son contexte métallogénique et par l'exploitation antérieure d'un gîte de Ni dans le secteur situé immédiatement à l'est de la région.

Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Situation géographique	1
Accès	1
Physiographie et hydrographie	1
Cadre géologique régional	3
Cadre tectonique	3
Cadre stratigraphique	4
Travaux antérieurs	7
Géochimie et géophysique	7
Méthodes de travail	7
Remerciements	8
STRATIGRAPHIE ET PÉTROLOGIE SÉDIMENTAIRE	9
Historique de la nomenclature	9
Nappe de Buckland	9
Suite métamorphique de Bennett	9
Nomenclature	9
Lithodème de schistes verts (CObar; unité I de Granger, 1973)	11
Distribution et contacts	11
Description lithologique des schistes verts	11
Lithodème de métaquartzite et de schistes gris et vert [CObrs; unité II de Granger (1973)] ..	12
Distribution	12
Structure et stratigraphie interne	12
Description lithologique	12
Lithodème de roches ultramafiques (COum)	13
Distribution et forme	13
Structure et relation interne	13
Description	13
Zone d'altération et contact avec les roches ultrabasiques	14
Nappe Richardson	14
Formation d'Armagh (Car)	14
Nomenclature	14
Distribution, coupe type, nature et contacts	14
Lithostratigraphie	16
Lithofaciès de wacke vert et rouge à lits massifs et granoclassés (Car2)	16
Lithofaciès de wacke vert conglomératique (Car4)	17
Lithofaciès à wacke, subarkose et mudslate (Car5)	17
Lithofaciès à mudslate (Car6)	17
Pétrographie	17
Âge et corrélation	17

Résumé des observations concernant la sédimentologie de la Formation d'Armagh	18
Formation de Rosaire (COrs)	19
Distribution, nature et contacts	19
Lithostratigraphie	19
Pétrographie	20
Mélange de la rivière Boyer	21
Complexe de Sainte-Marguerite (PCsm)	21
Stratigraphie et structure interne	21
Pétrographie	22
Faciès métamorphique de l'amphibolite, du gneiss granitique et de la pegmatite du Complexe de Sainte-Marguerite	22
Formation de la Montagne de Saint-Anselme (PCCms)	23
Description, nature et contacts	23
Stratigraphie interne	23
Structures volcaniques et sédimentaires	24
Composition	24
Âge et corrélation	25
Résumé des caractères de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme	26
Étude lithogéochimique de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme	26
Nappe de la rivière Boyer	28
Formation de Saint-Roch (Csr)	28
Nomenclature	28
Distribution, nature, contacts et puissance	28
Lithostratigraphie	28
Lithofaciès à grès conglomératique et conglomérat polygénique arkosique (Csr1) . .	28
Lithofaciès de mudrock rouge (Csr2)	29
Lithofaciès à wacke arkosique (Csr3)	29
Âge et corrélations	29
Résumé des observations concernant la sédimentologie de la Formation de Saint-Roch . . .	30
Groupe de Trois-Pistoles	30
Formation de Saint-Damase (COdm)	30
Nomenclature	30
Distribution, nature, contacts et puissance	30
Lithostratigraphie et pétrographie	30
Formation de Kamouraska (Okm)	31
Nomenclature	31
Distribution et contacts	31
Lithostratigraphie	31
Corrélations	31
Formation de Rivière Ouelle (Oro)	31
Nomenclature	31
Distribution et contacts	31
Lithostratigraphie	31
Âge et corrélations	31
Nappe de Bacchus et nappe de Sainte-Hénédine	32
Groupe de l'Île d'Orléans (COio)	32

Nomenclature	32
Description, nature et contact	32
Résumé des observations concernant la sédimentologie du Groupe de l'Île d'Orléans	33
Corrélations	33
Sédiments quaternaires (Qd) et tourbières (Qt)	34
GÉOLOGIE STRUCTURALE	35
Les failles de chevauchement et les nappes	35
Nappe de Bacchus	35
Nappe de la rivière Boyer	35
Nappe de Sainte-Hénédine	35
Mélange de la rivière Boyer	36
Copeaux du Complexe de Sainte-Marguerite et de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme	36
Nappe Richardson	36
Nappe de Buckland	38
Plis	39
Joints et veines	39
Analyse structurale	39
Description des éléments structuraux analysés	39
Synthèse des observations et des études statistiques	39
Description de la cinématique régionale	39
Déformation D ₁	39
Déformation D ₂	40
Déformation D ₃	40
Déformation D ₄	40
Déformation D ₅	40
Le décollement d'Etchemin : un lien possible pour comprendre la structure des nappes allochtones	41
MÉTAMORPHISME	45
HISTOIRE GÉOLOGIQUE : MODÈLE PALÉOGÉOGRAPHIQUE, SÉDIMENTATION ET TECTONIQUE	47
Reconstruction palinspastique	47
Période du rift (Précambrien – Cambrien inférieur (?))	47
Ouverture de l'océan Iapetus et marge continentale passive instable de Laurentia en bordure de Iapetus (Cambrien supérieur – Arénigien)	49
Démembrement de la marge continentale de Iapetus et bassin d'avant-pays (Foreland Basin) (Ordovicien moyen – Ordovicien supérieur)	50
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	53
Minéralisations métalliques	53
Minéraux industriels	53
Matériaux de construction	53
Silice	53
Tourbe	53

Trémolite	53
Potentiel minéral	53
RÉFÉRENCES	55
ANNEXE	
Annexe A-I – Analyses chimiques de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme	59
HORS-TEXTE	
Carte n° 2211A – Géologie de la région de Saint-Malachie (21 L/10-0101) à l'échelle de 1 : 20 000	
Carte n° 2211B – Géologie de la région de Saint-Malachie (21 L/10-0102) à l'échelle de 1 : 20 000	
Carte n° 2211C – Géologie de la région de Saint-Malachie (21 L/10-0201) à l'échelle de 1 : 20 000	
Carte n° 2211D – Géologie de la région de Saint-Malachie (21 L/10-0202) à l'échelle de 1 : 20 000	

Ce rapport décrit la géologie de la région de Saint-Malachie dont la cartographie a été complétée au cours de l'été 1991 à l'échelle de 1 : 20 000. Le rapport est accompagné de quatre cartes géologiques détaillées à l'échelle de 1 : 20 000 (cartes n^{os} 2211 A, B, C, D) couvrant la feuille SNRC 21 L/10 (Saint-Malachie). Une carte géologique de synthèse au 1 : 50 000 a été publiée séparément (Lebel et Hubert, 1993). Le rapport de Saint-Malachie complète les travaux antérieurs de Hubert et de ses étudiants qui produisirent trois mémoires de maîtrise couvrant les deux tiers du feuillet de Saint-Malachie. Ainsi, les mémoires de Vallières (1971), Granger (1973) et Bériault (1975) comportent plusieurs cartes manuscrites qui ont fourni la majeure partie des données compilées dans ce rapport. Un projet d'une année, amorcé en juin 1991 par Lebel, a permis de compléter la cartographie géologique du quart NE de la région. Une carte géologique sommaire de l'ensemble de la région est disponible à la figure 1.

Situation géographique

La région de Saint-Malachie se trouve dans les Appalaches, entre Sainte-Marguerite au SW et Armagh au NE, à une cinquantaine de kilomètres à l'est de la ville de Québec.

Le terrain cartographié, d'une superficie d'environ 1 000 km², est limité par les latitudes 46°45' et 46°30' et par les longitudes 70°30' et 71°00'. La région comprend la majeure partie des seigneuries de Saint-Michel, de Livaudière, de La Martinière, de Joliet et de moindres parts de celles de Lauzon et de Beaumont. La partie SE de la région recoupe les cantons d'Armagh, de Mailloux, de Standon et de Frampton et comprend la quasi-totalité de celui de Buckland.

Accès

La route 277 est la principale voie d'accès à la région à partir de Québec par l'autoroute 20. Elle traverse le tiers SW de la région le long de la vallée de la rivière Etchemin, diagonalement du NW vers le SE, de Saint-Anselme à Saint-Malachie. La route 281 relie la région à Saint-Raphaël au NW et à Saint-Philémon au SE. Elle longe puis traverse la rivière du Sud aux environs d'Armagh dans le secteur situé à l'extrémité NE de la région. Plusieurs autres voies d'accès quadrillent la région et relient les municipalités et agglomérations rurales de Saint-Gervais, Sainte-Claire, Saint-Damien-de-Buckland, Saint-Lazare, Honfleur, Buckland, Saint-Nazaire, Saint-Nérée et Sainte-Hénédine.

Physiographie et hydrographie

La région cartographiée chevauche la limite entre deux régions physiographiques : les hautes-terres de l'Est du Québec et les monts Notre-Dame (Bostock, 1969). Les hautes-terres de l'Est du Québec couvrent le quart ouest du territoire. Cette région comprend des zones de crêtes rocheuses et la grande vallée de la rivière Etchemin, comblée par des sédiments fluvio-glaciaires. Les affleurements sont peu nombreux ; le relief est peu accentué et l'élévation moyenne est d'environ 150 m, passant de moins de 90 m dans l'extrémité NW de la carte à un peu plus de 200 m à la transition avec la région des monts Notre-Dame. Une colline isolée montrant une centaine de mètres de relief et environ 5 km de diamètre, que l'on désigne souvent sous le nom de « montagne » de Saint-Anselme, est située à quelques kilomètres au nord de la municipalité du même nom. Ce relief particulier est dû à la présence des roches volcaniques et gréseuses, isolées dans une klippe posée sur les roches sous-jacentes de nature plus pélique.

La limite entre la région des hautes-terres et celle des monts Notre-Dame est arbitrairement tracée à la faille Richardson. Le relief passe ainsi d'environ 200 m aux alentours de Sainte-Claire jusqu'à une zone d'une élévation moyenne d'environ 600 m au sud dans le canton de Standon. Le plus haut sommet dans la région est situé près de la rivière des Mornes, immédiatement au sud de Buckland, dans l'extrémité centre-est de la carte ; il culmine à 840 m. Plusieurs autres sommets s'élèvent à plus de 700 m dans ce secteur. Les monts Notre-Dame sont généralement boisés et la densité d'affleurement y est relativement élevée.

Trois rivières coulent dans des vallées en U comblées de sédiments quaternaires, soit : les rivières Etchemin, Armagh, et Boyer alors que les rivières du Sud, des Abénakis, Desbarats et des Mornes coulent dans des vallées encaissées où les affleurements sont abondants. La plus importante des vallées, celle de la rivière Etchemin, atteint parfois une largeur de près de 3 km. À proximité de cette rivière, on peut voir fréquemment exposés en coupe, des sédiments glaciaires ou des sédiments de la Mer de Champlain dans le segment le plus aval. Ces sédiments tapissent la majeure partie de la vallée, remplissant vraisemblablement une ancienne vallée glaciaire. Dans la vallée, les affleurements sont dispersés, limités à des crêtes rocheuses qui percent à quelques endroits la couverture de sédiments quaternaires. De nombreuses stries témoignent de l'érosion glaciaire (Lortie et Martineau, 1987). La vallée de la rivière Armagh s'étend

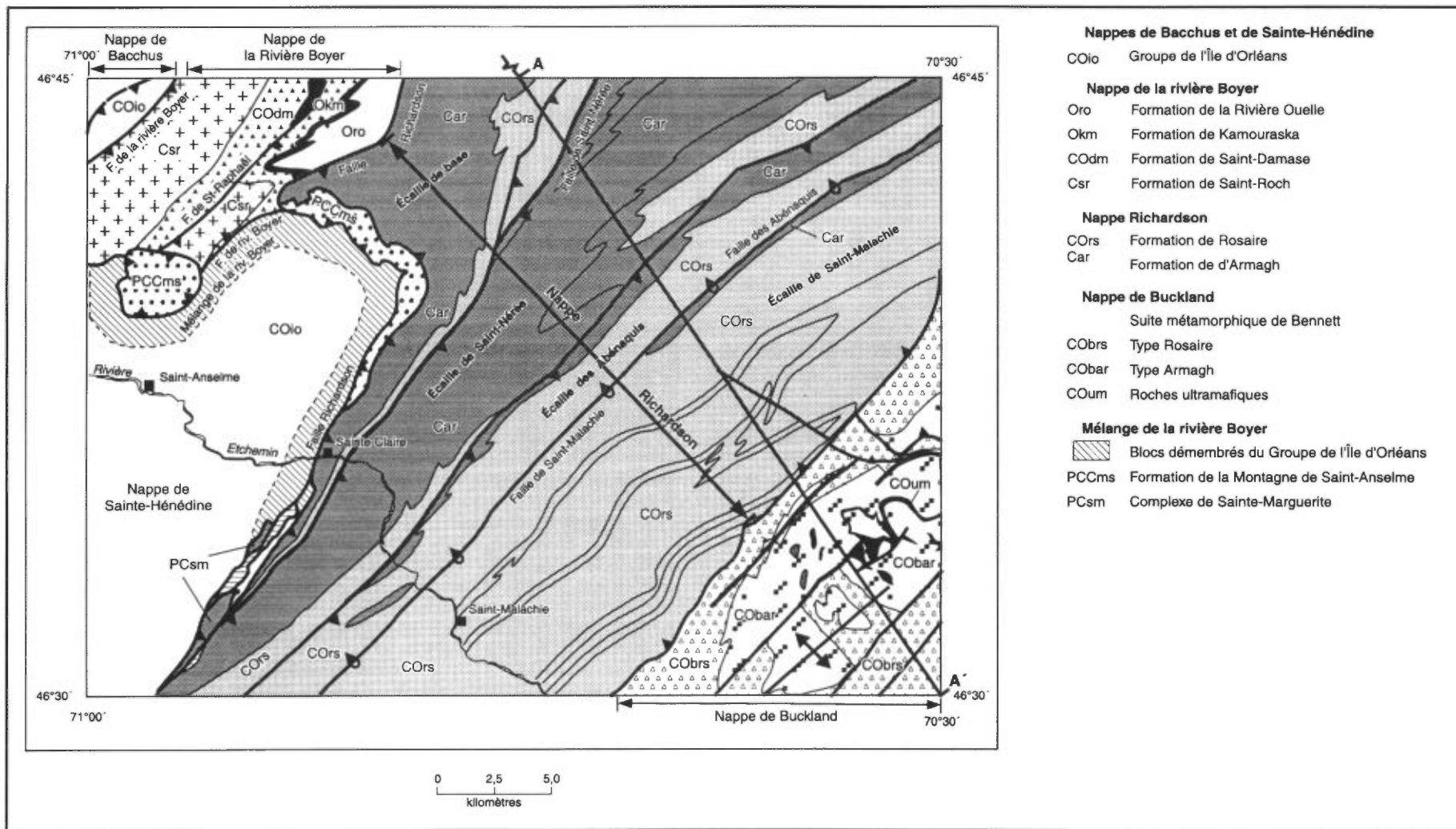


FIGURE 1 – Carte géologique sommaire de la région de Saint-Malachie (la coupe A-A' est montrée à la figure 4).

du nord au sud de la partie est du territoire. C'est une dépression d'une trentaine de mètres de profondeur s'étendant sur une largeur d'environ 1 km. La vallée est tapissée par des sédiments fluvio-glaciaires et par des alluvions récentes qui masquent les assises cambro-ordoviciennes.

La rivière du Sud est un cours d'eau important de la région et plusieurs ruisseaux s'y jettent aux environs d'Armagh. Elle a creusé des gorges impressionnantes et difficilement accessibles en aval d'Armagh. De nombreux ruisseaux de même que quelques lacs de moins d'un km² de superficie sont dispersés dans la région. Tous les cours d'eau du territoire peuvent être suivis à pied.

Cadre géologique régional

CADRE TECTONIQUE

La région de Saint-Malachie se situe dans le terrain allochtone des Appalaches (figure 2). Les roches ont été déformées lors de l'orogénèse taconique (St-Julien et Hubert, 1975). Elles sont incluses dans la zone tectonostratigraphique de Humber (figure 2; Williams, 1979) qui comprend les sédiments accumulés pendant et après la distension ayant abouti à la marge continentale laurentienne en bordure de l'océan Iapetus (Wilson, 1966). Cette marge continentale a ensuite été démembrée lors de la mise en place successive de plusieurs nappes de

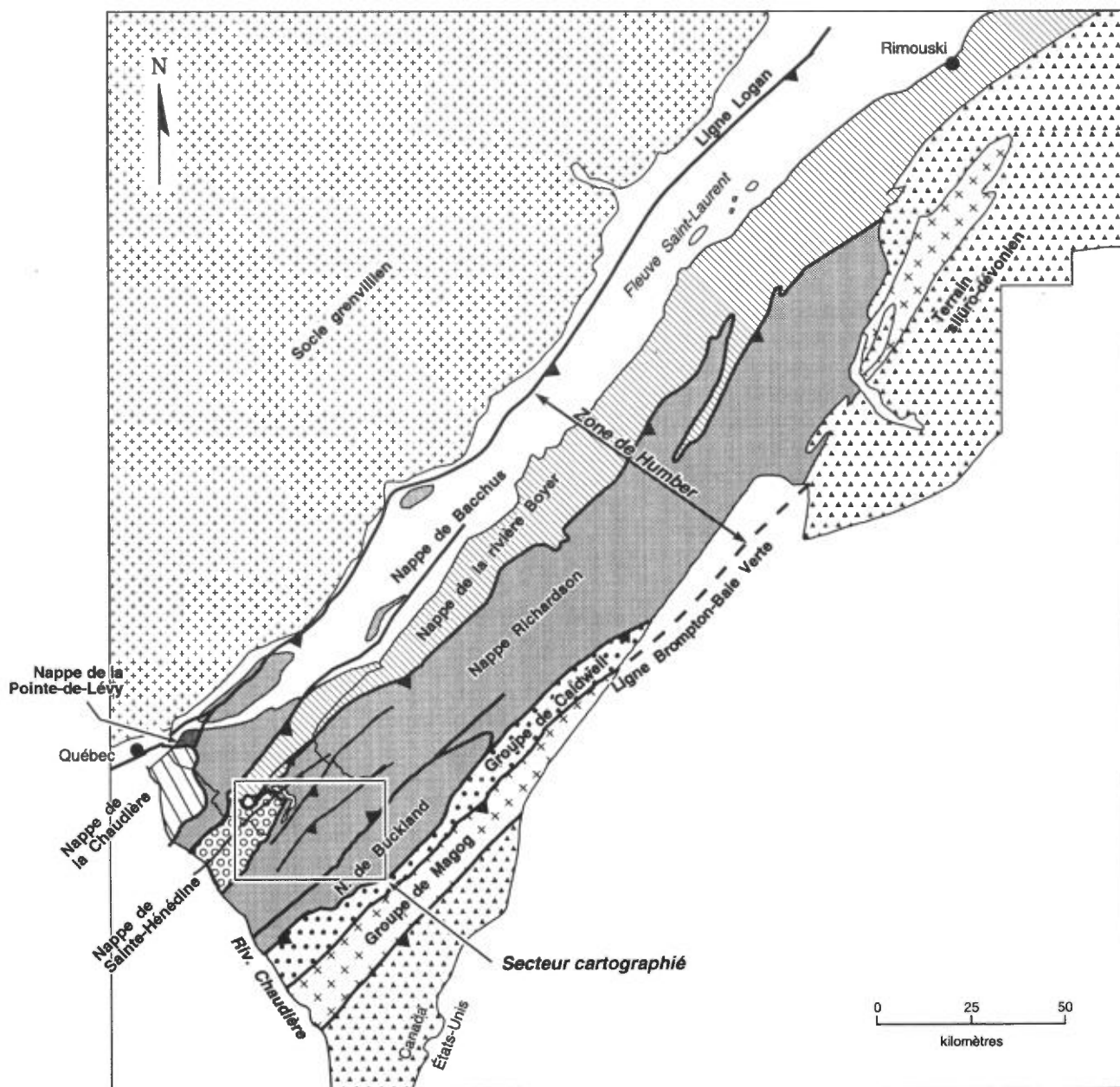


FIGURE 2 - Éléments tectonostratigraphiques de la zone de Humber du Bas-Saint-Laurent et localisation de la région de Saint-Malachie.

chevauchement à l'Ordovicien moyen pendant la fermeture de cet océan (Williams, 1979).

La ligne Logan constitue la limite NW du terrain allochtone des Appalaches. Elle passe dans l'extrémité NW de la carte au 50 000 située immédiatement au nord de la région de Saint-Malachie (Saint-Raphaël; SNRC 21 L/15), sur le flanc NW de l'île d'Orléans. Le terrain allochtone a été subdivisé en deux domaines: celui des nappes externes et celui des nappes internes qui sont séparés par la faille Richardson (St-Julien et Hubert, 1975; St-Julien *et al.*, 1983), qui traverse la région étudiée et qui limite les roches sédimentaires du domaine externe et les roches métamorphiques du domaine interne. Selon l'hypothèse de Vallières (1984), les nappes allochtones se sont mises en place successivement du SE vers le NW. Toutes ces roches ont été déformées plusieurs fois durant l'orogénèse taconique (St-Julien *et al.*, 1983).

Toutes les roches de la région de Saint-Malachie ont été assignées au terrain allochtone des Appalaches du Québec par St-Julien et Hubert (1975). Les deux tiers SE de la région appartiennent au domaine interne tandis que le reste, au NW, appartient au domaine externe non métamorphisé.

Le terme «écaïlle» réfère ici à une masse de roches située dans le toit d'une faille de chevauchement sans référence à l'importance du rejet de cette faille, alors que le terme «nappe» réfère aux roches du toit d'une faille de chevauchement majeure. De plus, on note habituellement une différence sensible dans la composition des roches de deux nappes voisines et d'âge semblable. Cette différence est le résultat de la juxtaposition par transport tectonique de faciès de sédimentation distincts. On peut retrouver plusieurs écaïlles ou imbrications à l'intérieur d'une même nappe. Dans la région de Saint-Malachie, plusieurs écaïlles sont ainsi reconnues et sont décrites dans l'ordre où elles apparaissent dans chacune des nappes.

Cinq nappes de chevauchement majeures, séparées par les failles de la rivière Boyer, Richardson (Vallières *et al.*, 1978) et de Buckland ont été reconnues dans la région. Les nappes de Bacchus et de Sainte-Hénédine ne sont présentes que dans l'extrémité NW de la région. Elles sont bordées au SE par la faille de la rivière Boyer. La nappe de la rivière Boyer tire son nom du fait qu'elle constitue le toit de la faille de chevauchement de la rivière Boyer, faille longeant la rivière du même nom dans la région étudiée ici et dans celles situées immédiatement à l'ouest et au nord (St-Julien et Osborne, 1973; Lebel et Hubert, 1994).

La nappe Richardson chevauche celle de la rivière Boyer par l'intermédiaire de la faille Richardson. Cette dernière faille est plissée et chevauche aussi la nappe de Sainte-Hénédine située dans la partie centre-ouest de la carte. Le long du contact entre les nappes Richardson et de Sainte-Hénédine, on retrouve un corridor de faille appelé ici Mélange de la rivière Boyer, comprenant des copeaux de socle grenvillien: le Complexe de

Sainte-Marguerite (Vallières 1971, Vallières *et al.*, 1978). Ainsi, Vallières (1971) y a noté un gneiss granitique, une amphibolite, un quartzite, des basaltes, des grès et des pélites, chacune de ces lithologies étant restreinte à seulement un ou deux copeaux. Ces lithologies sont singulières du fait qu'elles n'ont pas été relevées dans les régions adjacentes. La nappe Richardson montre plusieurs failles de chevauchement internes et une élévation du grade métamorphique vers le SE, jusqu'à la faille de Buckland. La nappe de Buckland représente une structure antiforme bordée au SE par une autre nappe de chevauchement amenant le Groupe de Caldwell. Cette dernière nappe se retrouve dans la région immédiatement au SE de celle décrite ici (figures 2, 3).

CADRE STRATIGRAPHIQUE

Les travaux antérieurs de Hubert (1965, 1973) et de Vallières (1984) dans la région du Bas-Saint-Laurent, de même que ceux de St-Julien et Osborne (1973) et St-Julien (1989), ont servi de référence pour reconnaître la stratigraphie régionale.

Les roches exposées dans la région sont toutes des formations sédimentaires ou métamorphiques d'âge Cambrien ou Ordovicien, quoique la base des plus vieilles unités puisse être d'âge Hadrymien. Seul fait exception le Complexe de Sainte-Marguerite cité plus haut qui est définitivement Précambrien (Vallières *et al.*, 1978). La stratigraphie régionale, telle qu'elle est présentée dans ce rapport, est décrite par six colonnes correspondant à la stratigraphie distincte de chacune des cinq nappes allochtones, et de celle du Complexe de Sainte-Marguerite (tableau 1).

La nappe de Bacchus est située à l'extrémité NW. Dans la région de Saint-Raphaël située au nord de Saint-Malachie, trois unités stratigraphiques y ont été reconnues, soit: les formations de l'Anse Maranda, de Lauzon et de Pointe de La Martinière (Lebel et Hubert, 1994). Dans la région de Saint-Malachie, ces unités sont incluses dans le Groupe de l'Île d'Orléans et ne sont pas différenciées (voir cartes hors texte).

La nappe de Sainte-Hénédine a été définie par St-Julien et Osborne (1973) dans le secteur situé immédiatement à l'ouest. Les roches observées dans cette nappe ne présentent pas d'unité cartographiable sur de grandes distances. Toutefois, les lithofaciès qui y sont observés ressemblent beaucoup à ceux observés dans la nappe de Bacchus et ont ainsi été corrélés avec le Groupe de l'Île d'Orléans.

Les formations d'Armagh et de Saint-Roch sont corrélatives entre elles. Elles constituent respectivement la base de la colonne stratigraphique des nappes Richardson et de la rivière Boyer (tableau 1). Dans la nappe Richardson, la Formation de Rosaire est lithostratigraphiquement corrélative du Groupe de Trois-Pistoles de la nappe de la rivière Boyer. Ce groupe comprend les

formations de Saint-Damase et de Kamouraska. L'unité sommitale de la nappe de la rivière Boyer est la Formation de Rivière Ouelle.

Enfin, la nappe de Buckland est l'unité structurale la plus au SE de la région; elle constitue le coeur de l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Cette nappe comprend la Suite métamorphique de Bennett où trois lithodèmes sont distingués. Le premier lithodème comprend des schistes verts à quartz-chlorite qui pourraient

être un équivalent métamorphique des grès argileux de la Formation d'Armagh ou du Groupe de Caldwell. Le deuxième lithodème comprend des phyllades, des métaquartzites et des schistes graphiteux noirâtres probablement dérivés de la Formation de Rosaire. Enfin, le dernier lithodème comprend des copeaux de serpentinite coïncés entre les autres unités; il est circonscrit aux environs de Buckland dans le coeur de la structure antiforme de la nappe de Buckland.

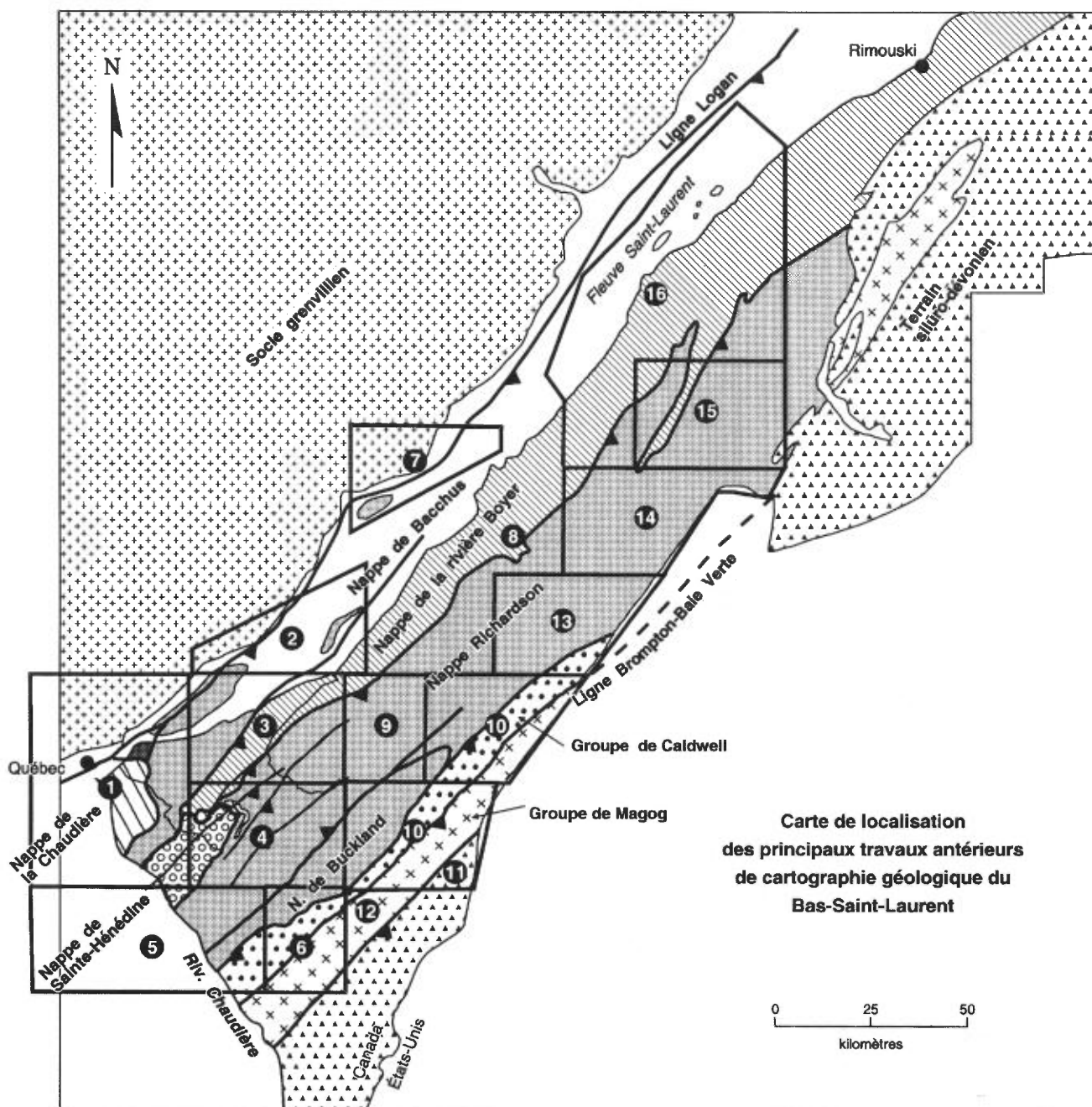


FIGURE 3 – Localisation des principaux rapports géologiques et thèses avec cartographie dans le Cambro-Ordovicien des Appalaches entre Québec et Rimouski et limites des principaux éléments tectono-stratigraphiques. 1- St-Julien et Osborne, 1973; St-Julien, manuscrit soumis (1989). 2- Lebel et Hubert, soumis novembre 1993. 3- Lebel et Hubert, en mise en forme; Héroux, 1970. 4- Lebel et Hubert, ce rapport, 1993; Vallières, 1971; Granger, 1973; Bériault, 1975. 5- Benoit, 1958. 6- Tolman, 1936. 7- Rondot, 1969, 1989. 8- Hubert, 1965, 1973. 9- Hubert, 1967, non publié. 10- Béland, 1957. 11- Marquis, 1992. 12- Cousineau, 1990; Gorman, 1955. 13- Béland, 1962. 14- Gorman, 1977 (1957). 15- Morin, 1985. 16- Vallières, 1984.

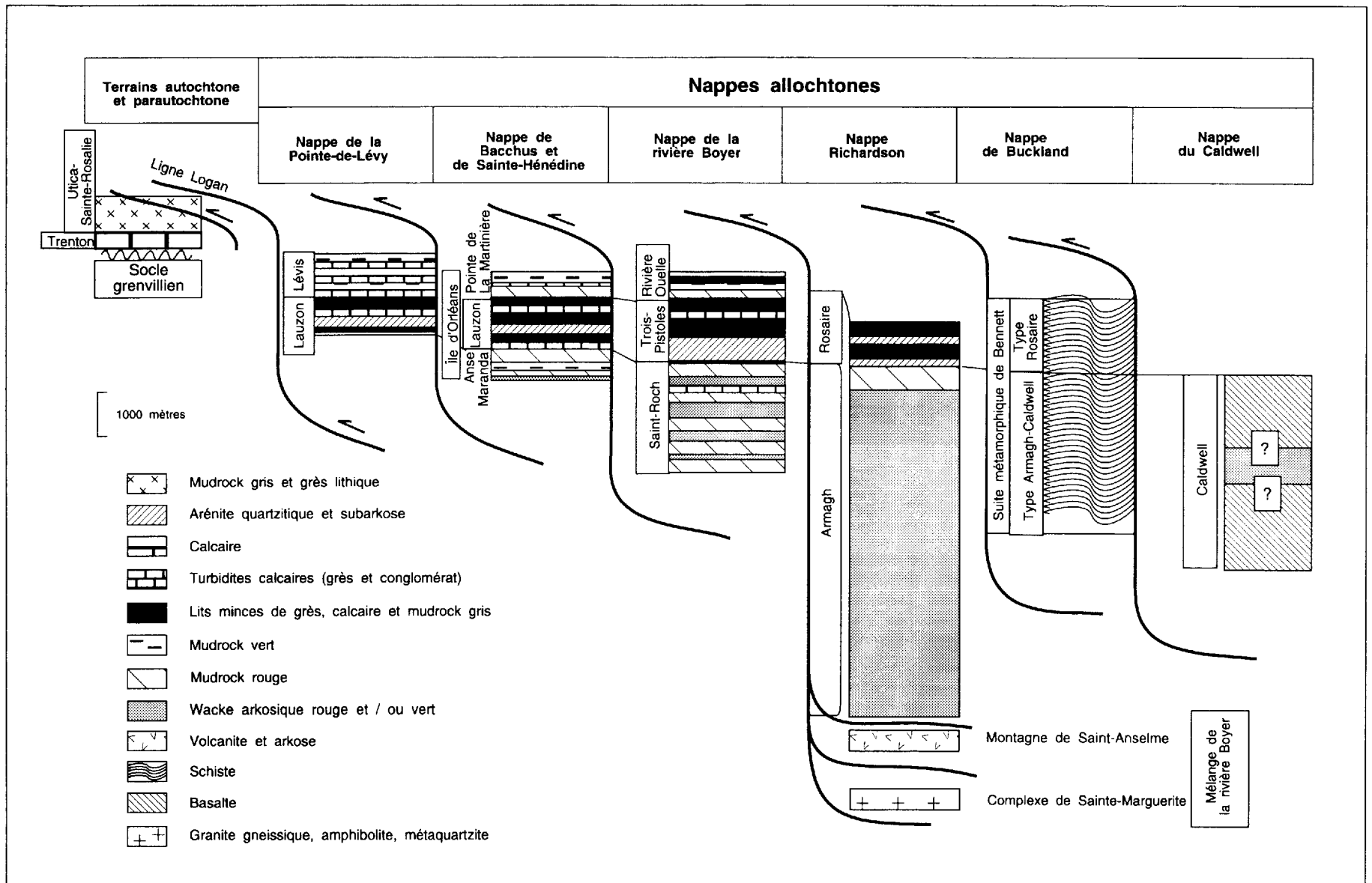


TABLEAU 1 – Relations stratigraphiques et structurales des régions de Québec et Bellechasse.

Travaux antérieurs

Logan (1863) et Richardson (1870) ont été les premiers géologues à décrire les roches de la région de Saint-Malachie dans le cadre de travaux de reconnaissance régionale. Richardson (1870) dressa la première carte géologique du Bas-Saint-Laurent; cette carte couvre la rive sud du Saint-Laurent entre les rivières Chaudière et Trois-Pistoles. Comme Logan, il interprète les schistes cristallins des monts Notre-Dame comme étant l'équivalent métamorphique des roches sédimentaires du Groupe de Québec (ici Supergroupe de Québec), rencontrées en bordure du fleuve Saint-Laurent, de Québec à Gaspé. Selwyn (1879) qui succéda à Richardson et Logan, contesta la stratigraphie de ces derniers. Ainsi, il nota que les schistes des monts Notre-Dame forment une structure d'anticlinorium située au SE des assises du Groupe de Québec. Il en conclut que les schistes métamorphiques étaient sous-jacents aux sédiments du Groupe de Québec et donc plus vieux. Ells (1889), à la suite de nouveaux travaux de reconnaissance dans la Beauce, en Estrie et dans le Bas-Saint-Laurent, conclut dans le même sens que Selwyn et contesta plusieurs autres assignations stratigraphiques de Logan et Richardson, ce qui devait jeter pour longtemps un discrédit non mérité sur les travaux de ces derniers. Ainsi, on peut constater aujourd'hui que la cartographie de Logan et Richardson reflète remarquablement bien pour l'époque l'étendue des différentes unités structurales et stratigraphiques. Par exemple, Richardson (1870) a pressenti la présence de la faille qui porte aujourd'hui son nom (Vallières *et al.*, 1978). Ells (1889) n'ajouta pas beaucoup d'éléments à la carte de Richardson mais fit plusieurs intéressantes descriptions des lithologies, qui ont été longtemps les seules disponibles. La plupart des assignations stratigraphiques faites par Ells (1889) sont erronées. Toutefois, il fut le premier à noter la présence de roches ignées dans la région de Saint-Malachie, soit celles associées aujourd'hui au Complexe de Sainte-Marguerite et à la Formation de la Montagne de Saint-Anselme. Plus tard, Dresser (1912) regroupe les schistes métamorphiques des monts Notre-Dame et une partie des roches du Groupe de Québec dans une nouvelle unité qu'il nomme Formation de l'Islet. Il considère cette unité comme sous-jacente au Groupe de Québec. À la suite de travaux dans des régions voisines de Saint-Malachie, Béland (1957) désigne deux nouvelles unités pour remplacer la Formation de l'Islet, soit les groupes d'Armagh et de Rosaire. Ces unités désignent respectivement un assemblage de grès arkosiques rouge et vert, et d'ardoise et un autre assemblage de quartzites interstratifiés d'ardoise et de siltstone. Il conclut aussi que dans cette région les schistes cristallins de l'anticlinal (Groupe de Bennett) ne constituent pas une unité stratigraphique proprement dite mais qu'il s'agit d'un assemblage de roches métamorphiques appartenant aux Groupes de Caldwell, Rosaire et Armagh. D'après Béland, toutes ces unités et leur équivalent métamorphique, le

Groupe de Bennett, sont d'âge Cambrien. Enfin, il conclut que l'anticlinal de Sutton et des monts Notre-Dame est un anticlinal de schistosité et que cette structure ne correspond pas nécessairement à un anticlinal de stratification. Un long intervalle de temps devait s'écouler avant que Hubert ne cartographie la région avec l'aide de trois de ses étudiants gradués à l'Université de Montréal. Ces levés détaillés furent à l'époque financés par le ministère des Richesses Naturelles et ont permis la production des mémoires de maîtrise de Vallières (1971), Granger (1973) et Bériault (1975). Ces travaux ont été intégrés à ce rapport. Les cartes de synthèses géologiques régionales, de Slivitzky et St-Julien (1987) et de Avramtchev *et al.* (1989), reprennent une compilation des traits géologiques levés par Hubert et ses étudiants.

La figure 3 indique les limites des travaux de cartographie géologique relativement récents faits dans les régions limitrophes de la région de Saint-Malachie.

Le Rouzès (1971) a étudié la géomorphologie de la région de Saint-Anselme – Saint-Gervais. LaSalle *et al.* (1976a et b) ont publié une carte et un rapport portant sur les sédiments meubles de la région étudiée. Chauvin *et al.* (1985) ont fait également un historique de l'évolution des idées sur la déglaciation pour un vaste secteur entourant la région étudiée. Une carte de compilation de la géologie du Quaternaire pour l'ensemble de la région de Saint-Malachie est disponible (MER, 1984b). Lortie et Martineau (1987) couvrent la région étudiée dans leur compilation des systèmes de stries glaciaires de la majeure partie des Appalaches du Québec.

GÉOCHIMIE ET GÉOPHYSIQUE

Hubert (1969) et Granger (1970) ont recueilli des échantillons de sols et de sédiments de ruisseau pour analyses géochimiques. Les résultats d'analyses et une carte de compilation de ces données montrant les principales anomalies sont disponibles (MER, 1984a).

Plusieurs levés géophysiques couvrent la région étudiée. Une carte aéromagnétique publiée conjointement par le ministère des Richesses naturelles du Québec et la Commission géologique du Canada (1964) est disponible à l'échelle du mille au pouce. Ces données sont compilées et interprétées dans le rapport de Relevés géophysiques inc. (1978) couvrant un plus vaste secteur.

Un levé gravimétrique est aussi disponible dans le rapport de Relevés géophysiques inc. (1978). Enfin, des levés EM réalisés dans le canton de Standon sont disponibles dans les rapports de travaux statutaires GM-35528 et GM-35529 du MRN.

Méthodes de travail

Les travaux de terrain ont été réalisés en deux phases : la première par Hubert et ses étudiants au cours des étés 1965, 1968 et 1969, la seconde, par Lebel au cours de

l'été 1991. Les équipes de Hubert comptaient chacune trois géologues et quatre assistants. Lors de la seconde phase, Lebel a levé avec une équipe constituée de deux assistants.

La compilation des cartes manuscrites de Vallières (1971), Granger (1973) et Bériault (1975) a été effectuée sur une base topographique numérique à l'échelle de 1 : 50 000 provenant du gouvernement fédéral, mais l'information compilée a été saisie pour en permettre la publication au 1 : 20 000. Le travail de terrain a consisté en une visite des affleurements localisés sur ces cartes, ainsi qu'à des visites dans les secteurs qui ne montrent pas ou peu d'affleurements sur les anciennes cartes. Ainsi, le quart NE et une partie du quart SW entre Sainte-Marguerite et la rivière Etchemin ont été couverts au cours de l'été 1991.

Des cheminements espacés d'environ 500 m ont été effectués de façon transversale par rapport aux structures régionales, dans les secteurs qui montrent la plus grande densité d'affleurements. Lors des derniers levés, les géofiches du MER ont été utilisées pour la prise de notes.

Les photographies aériennes à l'échelle de 1 : 15 000 du ministère de l'Énergie et des Ressources datant de 1980 ont été utilisées pour localiser les affleurements sur le terrain. La photo-interprétation de ces clichés et d'autres à l'échelle de 1 : 40 000 a servi à préciser les grands traits structuraux du territoire et à délimiter l'étendue des sédiments quaternaires. Les mesures obtenues lors des levés de terrain ont été reportées à l'échelle de 1 : 20 000 sur le même fond topographique numérique qui a servi à compiler les anciens levés.

Une recherche bibliographique de tous les travaux effectués concernant les roches de la région de Saint-Malachie et des régions environnantes a été effectuée, afin de relever les travaux de recherche géologique et ceux d'exploration minérale qui sont pertinents.

Lamothe (communication personnelle) a préparé pour nous une étude géochimique des laves basaltiques de la Formation de Saint-Anselme qui est résumée ici et com-

parée aux analyses géochimiques déjà faites par Vallières (1971).

La pétrographie des roches sédimentaires de la région est basée sur l'examen de lames minces. Les classifications de Dott (1964) et Pettijohn, Potter et Siever (1972) ont été adoptées. Suivant Folk (1974), le terme conglomérat a été réservé à une roche consolidée contenant 30 % et plus de particules d'un diamètre supérieur à 2 mm. La classification des mudrocks est tirée de Ingram (1953). Toutes les classifications utilisées sont décrites dans le document du MER portant sur la légende de la carte géologique (Sharma *et al.*, 1991).

La majeure partie de l'information recueillie sur des géofiches lors des levés récents a été saisie sur une base de données numériques. De même, les quatre cartes géologiques ont été numérisées, ce qui a permis la production de la carte géologique de synthèse publiée séparément au 1 : 50 000 (Lebel et Hubert, 1993).

Remerciements

Nous remercions particulièrement Joël Brun, géologue de la division de l'Estrie – Laurentides du MER qui a proposé ce projet et Daniel Brisebois, géologue régional de la division de la Gaspésie, pour leurs visites sur le terrain et leurs nombreux renseignements concernant la stratigraphie et la structure des roches de la région. Ces derniers, de même que Robert Marquis, géologue régional de la division Estrie – Laurentides, ont contribué à la lecture critique du présent rapport.

Les responsables du SIGÉOM (système d'information géominière), Ghismond Martineau, Luc Chauvin et Charles Roy, nous ont fourni une aide technique fort appréciée lors de la numérisation des données géologiques de même que François Fiset du Service géologique de Québec.

Enfin, nous tenons à remercier les assistants Jean-Denis Bouchard et Marco Quirion pour l'aide qu'ils nous ont apportée sur le terrain et lors de la saisie numérique des données cartographiques compilées ici.

Stratigraphie et pétrologie sédimentaire

Dans l'état des connaissances actuelles, les roches sédimentaires de la région appartiennent toutes au Paléozoïque inférieur. Aucun fossile caractéristique n'a été trouvé dans les unités de la région contrairement aux régions adjacentes. En effet, dans les régions situées au N, au NE et à l'W, l'âge de certaines unités a pu être établi (Hubert, 1973; Vallières, 1984; Lebel et Hubert, 1994; St-Julien et Osborne, 1973).

Le tableau 1 illustre la stratigraphie régionale et la position relative des unités stratigraphiques dans chacun des domaines tectoniques. Le tableau 2 montre les corrélations entre les unités de la région de Saint-Malachie et celles des régions adjacentes. La description de la stratigraphie procédera par nappe, ces unités tectono-stratigraphiques possédant des unités lithologiques distinctes bien que corrélatives entre chacune des nappes. La description procède de l'unité structurale située au centre de l'anticlinorium des Monts Notre-Dame (nappe de Buckland), au SE, jusqu'au NW (nappe de Bacchus).

Historique de la nomenclature

Le lecteur qui désire lire une revue de la nomenclature stratigraphique régionale peut se référer à Lebel et Hubert (1994) où une section traite spécifiquement de ce sujet complexe.

Nappe de Buckland

Nous décrivons ici sous le terme de «nappe de Buckland», les roches situées au SE de la faille de Buckland. Une autre nappe située en dehors de la région de la nappe de Buckland, du côté SE, amène le Groupe de Caldwell en chevauchement sur la nappe de Buckland.

Les roches de la nappe de Buckland sont constituées exclusivement de la Suite métamorphique de Bennett, que nous séparons en trois lithodèmes basés sur les unités stratigraphiques de Granger (1973).

SUITE MÉTAMORPHIQUE DE BENNETT

Nomenclature

Granger (1973) a produit une étude exhaustive des schistes de la Suite métamorphique de Bennett de la région de Saint-Malachie. Nous y puiserons largement car il s'agit du travail le plus représentatif de la géologie du secteur.

Au moment de la rédaction du travail de Granger (1973), deux désignations stratigraphiques pouvaient s'appliquer à la description des schistes cristallins. Ainsi, il

mentionne en parlant de la zone où affleurent ces schistes (page 6):

«Cette bande est constituée au SW, dans le district de Thetford-Black Lake, par les Schistes de Bennett et au NE dans les régions de Saint-Magloire et de Rosaire-Saint-Pamphile par le Groupe de Bennett(...); elle contient également dans notre région de petits massifs de roches ultrabasiques. Elle est traversée longitudinalement par l'«anticlinal» des Monts Notre-Dame.»

Comme en fait foi le titre de son mémoire, Granger (1973) a choisi de désigner ces schistes sous le terme de «Groupe de Bennett» comme Béland (1957) l'avait fait. Cet usage, a été abandonné par St-Julien et Hubert (1975), qui choisirent de ne pas faire de distinction stratigraphique entre les équivalents métamorphiques et non métamorphiques des formations de Rosaire, de Caldwell et d'Armagh. Ainsi, malgré les réserves de Granger (1973) quant à la corrélation des schistes de Bennett avec ces dernières unités, Slivitzky et St-Julien (1987) choisirent une approche similaire lors de leur synthèse géologique de l'Estrie – Beauce en désignant, de façon informelle, les différents assemblages cartographiés et en les regroupant sous une unité métamorphique appelée «schistes de Sutton – Bennett». Ils expliquent ainsi les raisons de ce choix:

«Les termes de Bennett (Knox, 1917) et de Sutton furent introduits et utilisés par divers auteurs (Clark (1934), Cooke (1937), Tolman (1936), Béland (1957)) pour désigner des assemblages de roches métamorphiques appartenant aux Groupes de Oak Hill, Caldwell et Rosaire. Aucune connotation stratigraphique ne peut donc être attribuée au terme de schiste de Sutton – Bennett.

«Des travaux récents de cartographie effectués dans les régions de Warwick et d'Arthabasca par Caron (1982, 1983b) ont permis de distinguer à quels groupes et formations appartiennent ces faciès. D'autres recherches pourront donc compléter ce travail amorcé et permettre d'abandonner le terme de schistes de Sutton – Bennett en tant qu'unité métamorphique.

«Sur la carte de compilation de la région de l'Estrie – Beauce nous avons subdivisé les schistes de Sutton – Bennett en six unités dont trois sont les équivalents métamorphiques des Groupes de Oak Hill, Caldwell et Rosaire et sont désignés comme tels....»

Nous pensons comme Marquis (1991) et Colpron (1994) qui ont étudié les schistes des monts Sutton, que l'abandon de l'unité métamorphique regroupant ces termes serait prématuré dans l'état actuel des connaissances bien que nous reconnaissons les similarités lithologiques avec

Région		Région de Saint-Malachie			Zone NW de la région de L'Islet-Kamouraska (Hubert, 1973)	Zone SE de la région de L'Islet-Kamouraska (Hubert, 1973)	Région de Rivière-du-Loup (Vallières, 1984)	Région de Québec-Charny (St-Julien et Osborne, 1971 et St-Julien, 1989)	Région de Lévy-Lauzon (St-Julien et Osborne, 1971)	
Unité structurale	Âge	Nappes de Bacchus et de Sainte-Hénédiène		Nappe de la rivière Boyer	Nappe de Richardson	Nappe des Seigneuries *	Nappe Richardson	Nappe des Seigneuries	Nappe de la Chaudière	Nappe de la Pointe-de-Lévy
		Ordovicien moyen	Formation de Pointe de la Martinière L: MSL r, g, v, p, n; CST; SST; CAR: MST DOL Ez 600 m		Formation de Rivière-Ouelle L: MSL r, v, p, n; SST; CAR; Ez 200 m		Formation de Rivière-Ouelle L: SH r, v, p, g; SST; AQU; Ez 810 m		Formation de Tourelle L: GRE g-v, PEL g Ez 1000 m	
Ordovicien inférieur	Aréngien	Formation de Lauzon L: MSL g, v, r; SAR; CST; SST CAR: MST CAL Ez 1300 m		Formation de Kamouraska L: AQR, SAR, CON CAL E= 850 m		Formation de Kamouraska L: AQU, CON CAL E= 175 - 365 m		Formation de Rivière-Ouelle L: MSL g-v, g, v, r, p; SST, GRE, CAL SST E= 800 m		Formation de Lévis L: Sh v, g CON CAL, CAR, CAR, CST, MST DOL v E= 1000 m
	Trématocien	Formation de Saint-Damase L: SAR g E= 450 - 700 m		Formation de Saint-Damase L: SAR g E= 450 - 700 m		Formation de Saint-Anne L: SAR, g E= 335 m		Formation de Kamouraska L: AQU, CON CAL E= 200 - 425 m		Formation de Lauzon L: Sh v, g, r, GRE CAL; CON CAL; SST; CAR; CST E= 800 m
Cambrien	Supérieur	Formation de L'Anse Maranda L: GRE GL, OLIS, MSL r, v E= 500 m			Formation de Rosaire	Membre de La Pocatière L: AQU, CON CAL E= 125 - 215 m		Formation de Rivière-du-Loup L: MSL g, SST g, GRE E= 200 m		
	Moyen	Formation de Saint-Roch L: WAR g-v; MSL r; MSL v; SST, CON POL E= 2500 m		Formation de Saint-Roch L: WAR v, g, r, r&v E= ±3000 m	Formation de d'Armagh L: WAR v, g, r, r&v E= ±3000 m	Membre des Aulnaies L: ARK, g E= 335 m		Formation de Saint-Damase L: GF, CON POL, PEL g B= 130 - 380 m		
	Inférieur				Formation de Saint-Roch L: MST ou SH v, r, g; ARK v, g; SST; CON CAL E= 305 - 1220 m	Formation de d'Armagh L: ARK v, r E= 1525 - 3050 m		Formation de l'Original L: MST g-v, r, g; SST E= 150-275 m		Formation de Breakeyville L: GRE, MST r, v, g; GRE, CON E= 2900 m
Pré-Hadrymien							Unité des grès verts L: GRE g-v Ez 1000 m		Formation de Saint-Nicholas L: GRE, MST r, v, g; CON CAL E= 3825 m	
							Formation de la Montagne de St-Anselme L: BAS E= 400m**		Formation de Sainte-Foy L: SH g-v, r E= 1275 m	

* Unité structurale définie par Vallières (1984).

** La Formation de la Montagne St-Anselme n'est reconnue dans cette région que dans la Nappe Richardson sous la surface.

- | | | | | |
|--|----------------------------------|-------------------------------|----------------------|------------|
| E: Épaisseur stratigraphique en mètres | CAL SST: calcaire silteux | GF: grès feldspathique | PEL: pélite | r: rouge |
| L: Lithologies | CAR: calcarénite | GL: glauconieux | SAR: subarkose | g: gris |
| AQU: arénite quartzitique | CON: conglomérat | GRE: grès | SH: shale | v: vert |
| ARK: arkose | CON CAL: conglomérat calcaire | MSL: mudslate | SST: silstone | p: pourpre |
| BAS: basalte | CON POL: conglomérat polygénique | MST DOL: mudstone dolomitique | WAR: wacke arkosique | n: noir |
| | CST: calcisilite | OLIS: olistostrome | | |

TABLEAU 2 – Corrélations stratigraphiques entre les unités du domaine allochtone de la région de Saint-Malachie et celles des régions adjacentes.

les formations géologiques adjacentes aux schistes des monts Notre-Dame. Nous désignons donc ces schistes sous le vocable de Suite métamorphique de Bennett, qui se divise en trois unités lithodémiques, les deux premières étant équivalentes à la Formation de Rosaire et l'autre équivalente aux formations d'Armagh ou de Caldwell (assignation incertaine). Deux unités ont été cartographiées par Granger (1973) selon des critères qui nous permettent aujourd'hui de les corrélérer avec ces deux divisions. L'unité I de Granger est composée presque exclusivement de schistes verts alors que son unité II est constituée d'un lithodème de métaquartzites schisteux blancs et de schistes gris, interlité de schistes verts.

Il faut donc entendre ici formation d'Armagh ou de Caldwell lorsque nous citons l'unité I de Granger (1973) et Formation de Rosaire lorsque nous citons son unité II.

Lithodème de schistes verts [(CObar ; unité I de Granger (1973)]

Distribution et contacts

Nous reprenons ici l'essentiel des descriptions de Granger (1973).

«Les schistes de l'unité I forment dans leur ensemble, une bande qui traverse la région du NE au SW. Au centre, elle mesure environ 6.5 km (4 milles) de largeur. Dans le secteur SW, les affleurements de cette unité tracent des patrons en forme de croissant dont le côté SW montre une forte convexité vers le SW tandis que le côté NE laisse voir une légère convexité vers le NE. Les schistes de l'unité I disparaissent éventuellement dans l'angle SE de la carte car ils sont recouverts en concordance par les couches de l'unité II.

«Dans le secteur NW, ils réapparaissent à l'intérieur d'une série de blocs faillés. À l'intérieur de ces blocs, orientés NE – SW, ils tracent des patrons en forme de cascade à relais dextres. Dans le secteur E, la zone d'affleurements rétrécit. Elle mesure environ 5 km (3 milles) de largeur à la bordure N-S de la région de Saint-Malachie.

«Dans l'angle NE, l'unité I réapparaît à la base de deux blocs faillés. Dans le bloc N, elle forme une bande, orientée NE – SW, qui s'élargit rapidement vers le NE. La bande mesure environ 1 km (.6 mille) de largeur à l'extrémité SW et environ 2 km (1.2 mille) à la limite NS de la carte. Dans le bloc S, l'unité I E-W réduite à une lisière orientée E-W et d'environ 125 m (400 pieds) de largeur.»

Structure et stratigraphie interne

«Nous montrerons plus loin en décrivant les éléments structuraux de dimension mégascopique, que les schistes de l'unité I et les couches de l'unité II forment une grande structure antiforme qui plonge faiblement vers le SW. Les schistes de l'unité I occupent le coeur de cette structure. Les patrons en forme de croissant et de

cascade mentionnés plus haut résultant de la superposition de la structure antiforme sur des plis déjetés vers le NE.

«Étant donné l'absence de polarité primaire, nous ne savons pas si cette unité est en position normale ou inverse. Le contact inférieur n'a pas été observé dans notre région. Le contact supérieur est net et indique une concordance entre les unités I et II.»

Description lithologique des schistes verts

«Les schistes qui composent l'unité I montrent peu de variétés lithologiques. Ce sont presque exclusivement des *schistes verts* caractérisés par une alternance de lamelles micacées vert foncé et de lamelles quartzofeldspathiques blanches (voir photos 9 à 18). Seuls quelques banes de méta-arénites verdâtres, d'une épaisseur variant entre 5 et 30 cm brisent la monotonie de la séquence.

«L'analyse microscopique de ces schistes nous indique que l'orientation préférentielle des micas et des chlorites définit à la fois la schistosité S_1 et le clivage S_2 . La schistosité S_1 est accompagnée d'une lamination produite par l'alternance des minéraux schisteux (mica et chlorite) et des minéraux grenus (quartz et feldspath) (voir photo 1). Le clivage S_2 est aussi accompagné d'une lamination lorsque l'angle dièdre entre S_1 et S_2 est grand. Dans ce dernier cas, le clivage S_2 a l'aspect d'une schistosité. Le diamètre moyen des grains de quartz et de feldspath est de 0.2 mm. Ces grains sont faiblement allongés suivant les plans S_1 et S_2 et parfois constituent une mosaïque. Les plus gros grains sont formés de porphyroblastes de feldspath qui peuvent atteindre 4 mm de diamètre. Ces feldspaths montrent généralement une granulation à la périphérie. Certains échantillons contiennent des porphyroblastes de magnétite qui recourent S_1 et S_2 indiquant une croissance postérieure à S_2 .

«La composition minéralogique des schistes verts est assez uniforme (...). L'échantillon type contient entre 65 et 70 % de quartz, 15 à 25 % de muscovite, environ 5 % de feldspath, 3 % de chlorite, 1 % d'épidote et 1 % de minéraux opaques. Les minéraux accessoires sont le stilpnomélan, le sphène, l'apatite, le zircon et la tourmaline.

«Tous les feldspaths sont de l'albite (An_0 - An_5)¹. Les grains d'albite sont fréquemment mâclés (mâcle de l'albite) et les clivages (001) et (010) sont généralement bien apparents. La plupart de ces grains contiennent des inclusions d'épidote. Sur certains d'entre eux, l'épidote forme une plage extrêmement réfringente qui cache pratiquement tout le grain.

«La chlorite se reconnaît par son pléochroïsme intense qui passe d'incolore à jaune, à vert foncé, et par sa forte

1. Déterminé par les méthodes de migration des axes de mâcles, et des zones de Rittman.

réfringence ainsi que par ses teintes de polarisation souvent anormales, violacées avec tendance au rougeâtre. Un patron de diffraction X de ces chlorites indique une variété riche en Fe.

«La muscovite se présente en feuillets orientés suivant S_1 et S_2 . Elle est légèrement verdâtre en lumière naturelle.

«Le stilpnomélane, identifié à l'aide d'un patron de diffraction X, se présente généralement en feuillets orientés suivant S_1 et S_2 . Il arrive aussi que les feuillets de stilpnomélane recoupent S_1 et S_2 indiquant ainsi une croissance post- S_2 (voir photo 1). C'est un minéral brun avec pléochroïsme intense qui passe de jaune pâle au brun rougeâtre. Les couleurs de biréfringence sont affectées par la forte coloration de ce minéral. Le stilpnomélane croît aux dépens de la muscovite et de la chlorite.

«Dans un affleurement de ces schistes verts, il est fréquent d'observer de petits amas de chlorite orientés suivant le plan de schistosité S_1 . Parfois ces amas forment des bandes continues dont la largeur atteint jusqu'à 1 m (3 pieds). Les veines de quartz sont également très abondantes dans les schistes. La plupart d'entre elles sont concordantes à la schistosité S_1 . Ces veines lorsqu'elles sont plissées, forment des lentilles allongées (quartzrods) dont le grand axe correspond généralement à la linéation L_2^1 de la fabrique. On rencontre aussi des veines subverticales généralement orientées nord-est – sud-ouest. Ces veines mesurent jusqu'à 30 cm (1 pied) de largeur.

«Les amas de chlorite sont constitués de feuillets de chlorite qui ne montrent aucune orientation préférentielle. Ces amas contiennent parfois des porphyroblastes d'albite et/ou de sphène ainsi que des grains d'épidote. Les grains d'albite ne montrent aucune évidence de distorsion. Toutefois, ces grains ont une texture hélicitique produite par des lignes d'inclusions «trails». Ces lignes prolongent dans le grain d'albite les plans S_1 et S_2 . Les porphyroblastes de sphène sont idiomorphes et ne montrent aucune évidence de distorsion; les textures indiquent une croissance post- S_2 .

«Les bancs de méta-arénites massives sont composés d'environ 75 % de quartz, 5 % d'albite, 15 % d'épidote, 3 % de chlorite et d'un peu de muscovite et de minéraux opaques. Le diamètre moyen des grains est de 2 mm; les plus gros grains sont 4 mm de diamètre. Les grains de quartz montrent une texture de mosaïque.»

Lithodème de métaquartzite et de schistes gris et vert [(CObrs; unité II de Granger(1973))]

Distribution

«L'unité II affleure de part et d'autre de l'antiforme des Monts Notre-Dame. Sur le flanc NW, elle s'étale sur une largeur de 1 km (0.8 mille) pour former une lisière à l'intérieur de laquelle les couches sont orientées

NE – SW avec un pendage général vers le NW. Ces couches tracent en plan une légère convexité vers le NW. Au flanc SE de l'antiforme, l'unité II forme une bande de 3 km de largeur (2.5 milles). Dans cette partie de la région, les couches sont orientées EW et possèdent un pendage général vers le S. Elles tracent en plan une légère convexité vers le S. Les deux bandes (flancs NW et SE) se rejoignent dans l'angle SW de la carte.

«Dans le secteur SW de la région, le long de la zone axiale de l'antiforme des Monts Notre-Dame ainsi que sur le flanc NW de cette structure, les couches de l'unité II apparaissent localement à l'intérieur de la zone d'affleurements de l'unité I. Dans cette zone les couches de l'unité II sont orientées NW – SE et possèdent un pendage général vers le SW. Ces roches tracent en plan des patrons de distribution en forme de croissant et de cascade.»

Structure et stratigraphie internes

«Les patrons de distributions en forme de croissant et de cascade que tracent les couches de l'unité II dans le secteur SW de la région, sont le résultat de la superposition d'un(e) antiforme orienté(e) NE – SW sur des plis déjetés, orientés NW – SE. Étant donné l'absence de structure primaire polaire à l'intérieur de cette unité, nous ne savons pas si l'unité II occupe une position stratigraphique normale ou inverse. Structuralement parlant, les couches de l'unité II sont toujours plus élevées que les schistes de l'unité I. Le contact unité II-unité I est net et concordant; le contact supérieur n'est pas observé dans notre région.»

Description lithologique

«Les roches de l'unité II regroupent dans un même assemblage des schistes gris et noirs interstratifiés avec des bancs de métaquartzites schisteux blancs et gris et un interlit de schistes verts.

«Les veines de quartz abondent dans cette unité. Elles sont généralement parallèles à S_1 . Lorsqu'elles sont plissées, elles forment des lentilles allongées (quartzrods) dont le grand axe correspond généralement à L_2^1 . On rencontre aussi des veines subverticales qui mesurent jusqu'à 3 mètres d'épaisseur (10 pieds), et sont généralement orientées NE – SW.

«Les schistes gris et noirs semblent constituer la principale lithologie de cette unité. Toutefois, vu leur faible résistance à l'érosion, ces roches n'affleurent que dans les coupes profondes des ruisseaux. Elles sont formées d'une alternance de lamelles grenues claires et de lamelles schisteuses gris foncé. Au microscope les lamelles grenues sont composées en grande partie de quartz; les minéraux accessoires sont représentés par la pyrite, l'albite, le graphite, l'épidote, le zircon, le sphène et l'apatite. Les lamelles schisteuses sont composées presque exclusivement de séricite. Localement,

la pyrite constitue un élément important de la roche ; parfois elle forme des lamelles parallèles à S_1 . Les arêtes de certains grains idiomorphes de pyrite mesurent jusqu'à 5 mm.

«Près du contact entre l'unité I et l'unité II, on observe localement dans les schistes gris des porphyroblastes d'albite et/ou de carbonate. En section mince on remarque que ces minéraux recoupent S_1 et S_2 ; l'albite montre une texture hélicitique produite par des lignes d'inclusions. Dans ces roches, on observe également des porphyroblastes de muscovite qui recoupent S_1 et S_2 . La texture indique une cristallisation post- S_1 et S_2 . La texture indique une cristallisation post- S_1 et S_2 .

«Les bancs de métaquartzites schisteux blancs et gris, à cause de leur résistance à l'érosion, constituent la majorité des affleurements de l'unité. Ils forment des buttes allongées, discontinues, parallèles aux couches de schistes. Certains bancs, riches en carbonate sont devenus très friables. D'autres, riches en pyrite, montrent un picotement rouille sur la surface S_1 et s'effritent facilement.

«L'analyse des métaquartzites au microscope révèle une composition en majeure partie de quartz et de carbonate ; les minéraux accessoires sont par ordre d'importance : la muscovite, la pyrite, l'épidote, une matière carbonneuse, l'apatite, le zircon et le sphène. Le diamètre moyen des grains de quartz est de 0.2 mm. Ces grains montrent une texture en mosaïque.

«Les schistes verts de l'unité II affleurent exclusivement dans l'angle sud-est de la région où ils forment une bande d'une largeur approximative de 125 m (400 pieds). Ils sont formés d'une alternance de lamelles schisteuses vertes et de lamelles grenues blanches. Les sections minces révèlent une composition en majeure partie de quartz, d'albite, de muscovite et de chlorite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le sphène, l'apatite, le stilpnomélane, le zircon, la tourmaline et un carbonate.»

Lithodème de roches ultramafiques (COum)

Distribution et forme

Granger (1973) utilise le terme ultrabasique pour désigner les roches ultramafiques.

«Les roches ultrabasiques sont exclusivement associées aux schistes verts de l'unité I. Au centre de la région ces roches forment des massifs nettement lenticulaires dont le grand axe est parallèle à la schistosité S_1 . Dans la partie NE de la région, elles forment un massif tabulaire que nous avons tracé jusqu'à la limite E de la région. Les roches ultrabasiques réapparaissent dans l'angle NE de la région à l'intérieur d'un bloc de faille.»

Structure et relation interne

«Les roches ultrabasiques forment un horizon concordant, semi-continu qui apparaît à un niveau stratigraphique déterminé à l'intérieur de l'unité I. Cet horizon est absent dans le secteur SW de la région. Les massifs lenticulaires (ceux au centre) forment les charnières et/ou les flancs courts des plis orientés NW – SE et déjetés vers le NE. Le massif tabulaire (celui au NE) forme généralement le flanc long d'un pli orienté NW – SE et déjeté vers le NE. Cet horizon est replissé en un(e) antiforme orienté(e) NE – SW.»

Description

«Les massifs de roches ultrabasiques ont des épaisseurs qui varient de quelques mètres à une centaine de mètres (10 à 300 pieds). En général, les massifs dont l'épaisseur à l'affleurement dépasse 10 m (30 pieds) ont un noyau de serpentinite massive au centre entouré de serpentinite schisteuse à la périphérie. Ce noyau de serpentinite est recouvert vers l'extérieur d'une enveloppe de schiste à talc-dolomite d'une épaisseur variant de 1 à 3 m (3 à 10 pieds), suivi parfois d'une seconde enveloppe de dolomite-actinote d'une épaisseur pouvant atteindre 3 m (10 pieds). On observe également dans certains affleurements une troisième enveloppe d'actinolite d'une épaisseur variant de 2 à 30 cm (1 à 12 pouces). Dans les massifs plus petits, ceux dont l'épaisseur à l'affleurement ne dépasse pas 10 mètres (30 pieds), le noyau de serpentinite est généralement absent. Seul (*sic*) demeure une zone à talc-dolomite suivie parfois d'une enveloppe de dolomite-actinote et localement d'une seconde enveloppe d'actinolite.

«Dans l'angle NE de la région, les roches ultrabasiques passent latéralement à une dolomie schisteuse. L'épaisseur de ce niveau dolomitique est d'environ 6 m (20 pieds). Dans un affleurement situé près de la limite E de la région, nous avons observé une zone de brèche au contact entre la serpentinite massive et la serpentinite schisteuse. Cette brèche est formée de fragments anguleux de serpentinite massive baignant dans une matrice de serpentinite schisteuse. Les fragments ont jusqu'à 15 cm de diamètre (6 pouces).»

«Composition et texture»

«L'examen des plaques minces au microscope provenant d'échantillons prélevés dans le noyau de serpentinite révèle que ces roches sont formées en grande partie d'antigorite et de dolomite. On y observe également un peu de minéraux d'opacités (magnétite et chromite ?) ainsi que des veines de serpentine fibreuse chrysotile.»

«L'antigorite est généralement le constituant majeur de la roche (jusqu'à 98 % de l'échantillon). En lumière polarisée ce minéral se présente en plaques lamelleuses à faible biréfringence et à structure maillée caractéristique.

«La dolomie est présente dans la plupart des échantillons examinés. Elle forme parfois le constituant majeur de la roche et remplace l'antigorite.

«Les veines de serpentinite sont de deux types : le premier est caractérisé par des fibres transversales (cross fibre) dont la longueur varie de quelques millimètres à 5 cm. Il est exclusif à la partie massive du noyau de serpentinite. Le deuxième type est constitué de fibres longitudinales et légèrement obliques (slip fibre) dont la longueur peut atteindre jusqu'à 1 m (3 pied). Ces dernières veines sont observées dans la partie schisteuse du noyau de serpentinite ainsi que dans les zones broyées de serpentinite massive.

«En lame mince, les roches provenant de l'enveloppe à talc-dolomite, laissent voir une texture schisteuse produite par l'orientation préférentielle des feuillet de talc. Souvent on observe dans cette enveloppe de petites bandes de dolomie rose massive, orientées parallèlement à la schistosité dominante.

«De 2 à 10 cm d'épaisseur elles sont fréquemment boudinées. L'actinote et les minéraux opaques sont des constituants mineurs dans cette zone.

«L'enveloppe dolomite-actinote est caractérisée par une dolomie rose massive contenant de 5 à 15 % de bâtonnets d'actinote verte. À l'affleurement cette zone se reconnaît (*sic*) facilement par l'altération, limon, de la dolomie. On observe également dans cette zone un peu de chlorite, du talc, ainsi que de la magnétite.

«L'enveloppe d'actinolite monominérale est formée d'actinote vert foncé. Les bâtonnets d'actinote ne possèdent aucune orientation préférentielle.

«Le niveau de dolomite schisteuse observé dans l'angle NE de la région est constitué en majeure partie de dolomie (70 à 90 %). On y observe aussi en proportions variables, du talc, de l'actinote, de la chlorite et de la magnétite. La texture schisteuse est produite par l'orientation préférentielle des feuillet de talc et de chlorite.

«Ces roches ultrabasiques composées de serpentinite, de serpentinite carbonatée et d'enveloppes de talc-dolomite, dolomite-actinote et d'actinote ainsi que les dolomies schisteuses se rattachent aux roches ultrabasiques de «type alpin» (Turner and Werhoogen pp. 307–316). Nous n'avons pas l'intention de discuter la pétrogenèse de ces roches. Notons toutefois qu'elles sont intimement associées aux sédiments eugéosynclinaux des chaînes orogéniques et que leur minéralogie est le résultat de phénomènes métasomatiques de serpentinitisation, de stéatitisation et de dolomitisation de roches qui initialement étaient des dunites et/ou des

péridotites (Turner and Werhoogen pp. 316–321 ; 578–581).»

Zone d'altération au contact avec les roches ultrabasiques

«Généralement au contact avec les roches ultrabasiques, il se produit dans les roches encaissantes un enrichissement en talc. Dans un affleurement situé au centre de la région, nous avons également observé une bande d'épidolite localisée entre les roches ultrabasiques et la roche encaissante. Cette bande mesure environ 3 m de largeur (10 pieds). Elle est formée d'environ 80 % de pistachite, 10 % de muscovite et 10 % de chlorite. La pistachite (*est reconnaissable*) au microscope à ses teintes de polarisations vives et variées donnant un «manteau d'arlequin» caractéristique. Il semble donc que les roches encaissantes aient été le siège de processus métasomatique favorisant la formation de ces minéraux.

«Aucun minéral typique d'un métamorphisme de contact à haute température n'est observé dans ces roches. L'absence de métamorphisme de contact dans les roches encaissantes suggère un mécanisme d'intrusion à froid tel que l'a proposé Bowen (1928).»

Nappe Richardson

Cette section ne porte que sur les formations d'Armagh et de Rosaire, seules unités stratigraphiques formelles reconnues dans la nappe Richardson.

FORMATION D'ARMAGH (Car)

Nomenclature

Béland (1957) a introduit le terme «Groupe d'Armagh» dans la région de Saint-Pamphile située à l'est. Lebel et Hubert (1994) ont discuté de l'usage de ce terme et ont choisi d'utiliser le terme «Formation d'Armagh» dans la région de Saint-Raphaël (immédiatement au nord). C'est cet usage qui est continué ici.

Distribution, coupe type, nature et contacts

La Formation d'Armagh est composée de plusieurs lithologies exposées au SE de la faille Richardson, dans la nappe du même nom. Les failles de Saint-Nérée, des Abénaquis et de Saint-Malachie découpent la nappe Richardson en quatre écailles qui répètent la séquence stratigraphique de l'écaille de base. Ces répétitions constituent les écailles de Saint-Nérée, des Abénaquis et de Saint-Malachie, tandis que la première située immédiatement au-dessus de la faille Richardson est appelée simplement «écaille de base» (figures 1 et 4). On retrouve la Formation de Rosaire susjacent à la Formation d'Armagh dans chacune des quatre écailles. La puissance de la Formation d'Armagh dans les deux premières écailles est

comparable et est de l'ordre de 8 000 m d'après nos coupes structurales, tandis que seule la partie supérieure de cette unité est présente dans les deux écailles situées au SE (figures 1 et 4).

L'Armagh affleure relativement bien dans la région mais les affleurements sont généralement de faible qualité. Les meilleures coupes sont observées le long de la rivière du Sud, où l'unité affleure de façon quasi continue. Toutefois, les nombreux plis présents nous ont empêché de mesurer de bonnes coupes.

Nous avons tout de même établi, dans Lebel et Hubert (1994), une coupe de référence de la Formation d'Armagh le long de la rivière du Sud à partir du confluent avec la rivière Noire. Cette coupe s'étend de la rivière Noire aux environs de la municipalité d'Armagh où la formation est en contact avec la Formation de Rosaire dans l'écaille de Saint-Nérée. La coupe chevauche les feuilles SNRC 21 L/15 et 21 L/10 (Saint-Raphaël et Saint-Malachie).

Nos levés indiquent une puissance d'environ 5 000 m de l'Armagh dans cette coupe de l'écaille de Saint-Nérée, mais une puissance supplémentaire de près de 3 000 m sous-jacente à cette coupe se retrouve dans le secteur situé entre la faille de Saint-Nérée et la rivière Noire.

Dans nos travaux antérieurs (Lebel et Hubert, 1994), nous avons montré que les deux premières colonnes stratigraphiques de la Formation d'Armagh dans la région se caractérisent par une séquence cyclique de niveaux gréseux verts, rouges ou gris, passant d'unités très grossières ou conglomératiques à la base des cycles jusqu'à des bandes relativement minces de mudrock rouge à leur sommet. Le wacke arkosique vert constitue la majorité des lithologies observées, tandis que le wacke arkosique rouge représente environ le tiers des lithologies de l'écaille de base et de l'écaille de Saint-Nérée. Chacun des cycles s'observe à une échelle variant d'une centaine de mètres à plus d'un millier de mètres. On observe aussi une variation progressive de la composition de la formation. Ainsi, des grès immatures, riches en matrice et en feldspaths (wackes arkosiques), sont largement dominants dans la partie inférieure de la formation. En montant, on observe l'apparition, puis des proportions comparables ou une légère dominance d'unités d'arénites avec peu de matrice et de feldspaths (subarkoses) près du sommet. De même, la proportion relative des mudrocks augmente vers le haut de la séquence où ils se présentent occasionnellement sous forme de bandes d'une centaine de mètres d'épaisseur de mudslate rouge. On retrouve ainsi, au sommet de la Formation d'Armagh de chacune des quatre écailles de la nappe Richardson, un rapport d'environ 1:3,5 de mudrocks par rapport aux sédiments plus grossiers, alors que dans la partie inférieure de la même formation ce rapport est plutôt d'environ 1:15. De minces lits de carbonates (calcisiltites) sont parfois associés à ces mudrocks. Le pourcentage de grès vert a tendance à augmenter aux dépens des grès rouges vers le haut de la séquence, et ce, jusqu'à l'apparition des subarkoses.

Enfin, nous avons noté antérieurement, dans la région de Saint-Raphaël, que la proportion de mudrock rouge augmente aussi aux dépens du grès rouge; constatation qui demeure vraie dans la région de Saint-Malachie. La Formation d'Armagh représente donc une séquence sédimentaire s'affinant en granulométrie vers le haut.

Dans la région, la base de la Formation d'Armagh est tronquée par la faille Richardson ou la faille de Saint-Nérée. Dans la partie ouest de la région de Saint-Malachie, la Formation de la Montagne de Saint-Anselme est observée sous la Formation d'Armagh, toutefois apparemment en contact de faille. Ailleurs, dans la région de Rivière-du-Loup, des roches volcaniques assignées à la Formation de la Montagne de Saint-Anselme par Vallières (1984) ont été reconnues par forage sous les grès équivalents à la Formation d'Armagh.

Dans chacune des écailles de la nappe Richardson, le contact supérieur de la Formation d'Armagh avec la Formation de Rosaire est normal et la transition entre les lithofaciès respectifs est progressive.

Lithostratigraphie

En tout, six assemblages lithologiques différents ont été décrits dans la région de Saint-Raphaël (Lebel et Hubert, 1994). Ces assemblages identifiés par les symboles Car1 à Car6 n'ont pas été tous reconnus dans la région de Saint-Malachie, mais la même nomenclature a été utilisée ici en vue de conserver une certaine uniformité des légendes. Ainsi les lithofaciès portant les symboles Car1 et Car3² n'ont pas été notés dans la région de Saint-Malachie. Nous avons choisi de tracer sur la carte une série d'unités informelles (lithofaciès Car2, Car4, Car5 et Car6) à l'intérieur de la Formation d'Armagh, car il s'agissait de la façon la plus flexible d'illustrer la distribution des lithologies en carte.

La pétrographie détaillée de chacune des lithologies des différents lithofaciès est traitée à la suite de la description systématique de chacun des lithofaciès.

Lithofaciès de wacke vert et rouge à lits massifs et granoclassés (Car2)

Dans la région de Saint-Raphaël, ce lithofaciès domine la Formation d'Armagh. Dans la région de Saint-Malachie, il est restreint à des bandes étroites. On le retrouve dans la moitié inférieure de la séquence, dans les écailles de base et de Saint-Nérée de la nappe Richardson.

Le lithofaciès Car2 est un wacke arkosique interlité de mudrock. On observe deux types de wacke, de couleur vert ou rouge, présents en proportions relativement égales. Ces lithologies se présentent sous forme d'une alternance de lits minces à épais de wacke arkosique avec des interlits minces de mudrock. Ces interlits observés sont, pour la plupart, du mudslate rouge et plus rarement

2. Les sigles des unités sont précédés de lettres majuscules désignant leur âge. Ex.: = COur1 (Cambro-ordovicien).

du siltstone vert. Très rarement, le mudslate rouge peut former des bandes décamétriques.

Les wackes arkosiques partagent tous la même composition si on excepte leur couleur héritée d'un pourcentage différent d'argile rouge dans leur matrice. On observe fréquemment, à l'intérieur d'un même lit, une zonation de couleur alors que la base grossière verte passe subitement ou graduellement au rouge. Parfois même, l'échantillon est tacheté de couleur rouge et vert. Ce phénomène semble être un effet de la bioturbation où les terriers apparaissent en vert. Les feldspaths roses sont présents dans la plupart des échantillons en faible pourcentage, mais certains niveaux en montrent jusqu'à 15 %. Les lits varient de 1 cm à 2 m d'épaisseur et sont pour la plupart massifs. La granulométrie des grès varie généralement de moyenne à grossière quoique environ 1 % des lits montrent des bases conglomératiques. Des niveaux distincts, plus grossiers ou montrant des lits granoclassés, sont parfois observés localement mais sont discontinus et difficiles à cartographier.

Lithofaciès de wacke vert conglomératique (Car4)

Ce lithofaciès est marqué par la prédominance de wacke arkosique vert qui représente plus de 65 % des lithologies observées. On observe aussi entre 15 % et 20 % de wacke arkosique rouge. Le lithofaciès Car4 se distingue aussi par la proportion élevée de conglomérat et de lits de grès conglomératiques, relativement aux autres lithofaciès de la Formation d'Armagh. Près du tiers des lits de grès relevés sont granoclassés alors que la moitié de ces grès ne montrait aucune structure sédimentaire. Ce lithofaciès représente la base d'un cycle de sédimentation dont la granulométrie passe graduellement de conglomératique à fine, dans la partie supérieure de la Formation d'Armagh.

Lithofaciès à wacke, subarkose et mudslate (Car5)

Le lithofaciès Car5 à wacke, subarkose et mudslate est caractérisé par une alternance de bandes décamétriques, de wacke arkosique vert, d'arénite feldspathique grise (subarkose) et de mudslate rouge. Ce lithofaciès se retrouve dans la partie supérieure de la formation, au-dessus du lithofaciès Car4 et sous le faciès Car6. Les arénites et wacke comptent pour 80 % des lithologies alors que le mudslate rouge représente environ 15 %, tandis qu'on observe plus rarement du mudslate vert et du conglomérat arkosique. Ce lithofaciès se distingue aussi par la proportion élevée de conglomérat et de lits de grès conglomératique, relativement aux autres lithofaciès de la formation. Les structures sédimentaires observées sont sensiblement les mêmes que celles observées dans les autres lithofaciès.

Lithofaciès à mudslate (Car6)

Le lithofaciès à mudslate est situé au-dessus du lithofaciès Car5 et il constitue le sommet de la Formation

d'Armagh. Le lithofaciès Car6 est dominé par des mudslates rouges (33 % des lithologies observées), alors que les wackes verts et les subarkoses grises sont observés en plus faible quantité dans des proportions égales (environ 20 % chacun). La proportion totale des grès est comparable à celle des mudrocks (40 %). Les grès rouges ou rougeâtres n'ont été observés que rarement (< 1 %); les conglomérats et les lits de grès conglomératiques, pas du tout. Fait notable, on y observe aussi, bien que rarement, de minces lits de calcisiltites, ce qui n'a pas été vu ailleurs dans la Formation d'Armagh.

Comme dans le lithofaciès Car5, les différentes lithologies se présentent habituellement en bandes décamétriques de lits minces à épais. La base de chacun des niveaux cartographiés est composée de mudslate rouge, sur une épaisseur d'une centaine de mètres.

Pétrographie

Une description pétrographique détaillée de la Formation d'Armagh peut être trouvée dans Lebel et Hubert (1994).

Âge et corrélation

L'âge de la Formation d'Armagh n'est pas déterminé avec précision. Les levés de Hubert (1965, 1973), Béland (1957), Vallières (1984), Lebel et Hubert (1994) et nos travaux n'ont pas permis d'y trouver des fossiles. Cependant, ces auteurs s'accordent tous pour corréler l'Armagh avec les formations de Saint-Roch et de l'Original du Bas-Saint-Laurent et avec le Groupe de Sillery de la région de Québec. L'âge de la Formation d'Armagh est donc présumé être le même que celui de la Formation de Saint-Roch, à savoir Cambrien inférieur (Hubert, 1965). Dans la région de Saint-Malachie, la présence de roches comparables au Groupe de Trois-Pistoles au-dessus de la Formation d'Armagh supporte aussi cette corrélation. Cette observation indique en outre que la Formation d'Armagh n'est pas plus jeune que le Cambrien supérieur (âge de la Formation de Saint-Damase de la partie inférieure du Groupe de Trois-Pistoles). Dans la région de Saint-Malachie, la base de la Formation d'Armagh n'est pas observée, mais la présence sporadique de volcanites et d'un copeau de socle grenvillien à la semelle de la faille Richardson suggère que la Formation d'Armagh s'est probablement développée près du socle grenvillien sur les volcanites de la Montagne de Saint-Anselme. Des volcanites similaires ont été reconnues dans la région de Rivière-du-Loup par les puits Great Plains Noel Shell n° 1, Parke et SOQUIP Parke n° 1 (Scott, 1972 et Denis et Tessier, 1979) sous la nappe Richardson. Le contact entre ces roches et les sédiments de la Formation d'Armagh est concordant (Vallières, 1984). De plus, une ceinture d'anomalies magnétiques qui apparaît reliée à la présence de ces volcanites s'étire sous la nappe Richardson, de la région de Rivière-du-Loup à la région type de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme.

Béland (1957), Hubert (1965) et Vallières (1984) ont aussi proposé une corrélation entre la Formation d'Armagh de la nappe Richardson et les grès et volcanites du Groupe de Caldwell observés sur le flanc SE de l'anticlinorium des Monts Notre-Dame, au SE de la région de Saint-Malachie.

En résumé, l'âge de la Formation d'Armagh, établi en tenant compte des relations stratigraphiques avec les unités fossilifères adjacentes, se situe entre l'Hadrymien et le Cambrien supérieur, ce qui correspond à la phase de rift continental ayant précédé l'ouverture de l'océan Iapetus.

Résumé des observations concernant la sédimentologie de la Formation d'Armagh

La Formation d'Armagh avait pour source de sédiments des terrains sédimentaires, ignés et métamorphiques précambriens. On peut résumer comme suit la pétrographie de la Formation d'Armagh telle qu'elle a été observée dans la région de Saint-Malachie, qui est essentiellement la même que celle décrite dans la région de Saint-Raphaël (Lebel et Hubert, 1994):

1. La Formation d'Armagh est composée d'une séquence sédimentaire subdivisée en six lithofaciès reconnaissables et qui forment des niveaux stratigraphiques pouvant être corrélés entre deux échelles de failles: l'échelle de base et celle de Saint-Nérée. Ces lithofaciès sont également identiques dans leur plus grande partie à ceux décrits par Lebel et Hubert (1994) dans la région adjacente de Saint-Raphaël.
2. La Formation d'Armagh est dominée à près de 85 % par des grès de granulométrie moyenne à très grossière, le reste étant constitué par des mudrocks et des conglomérats arkosiques.
3. Des 85 % de grès, 80 % sont des wackes arkosiques, le reste, des subarkoses grises.
4. Les 2/3 des wackes sont de couleur vert ou gris-vert, l'autre tiers étant rouge ou gris-rouge et plus rarement gris.
5. Le pourcentage de mudrocks augmente vers le haut de la séquence pour atteindre 20 % au sommet. Ces mudrocks sont dominés par la couleur rouge. Cette augmentation est un phénomène qui se produit en parallèle avec une disparition des lits conglomératiques vers le haut de la séquence.
6. Le rapport grès sur conglomérat varie vers le haut de la séquence. Il est généralement moins élevé dans l'échelle de Saint-Nérée que dans l'échelle de base de la nappe Richardson, indiquant apparemment que la première montre des faciès plus proximaux de la source que la deuxième.
7. Le rapport wacke sur arénite diminue vers le haut de la séquence.
8. De rares lits carbonatés sont observés, seulement au sommet de la séquence.

Ces observations s'ajoutent à celles de Hubert (1965) dans le secteur de l'Islet Kamouraska.

1. Les fragments de roches quartzofeldspathiques, des grains de quartz allongés et une suite de minéraux provenant des conglomérats de la Formation d'Armagh, des grès et des siltstones indiquent un détritisme sédimentaire primaire provenant d'un terrain de composition et de texture semblable aux roches des hautes-terres du Bouclier canadien.
2. Quelques grains volcaniques furent incorporés aux grès et conglomérats dans un état semi-plastique et sont probablement dérivés de volcans.
3. Les fragments de grès, de siltstone et de shale, la glauconie et les boulettes d'argile sont dérivés de roches ou d'agrégats situés à l'intérieur du bassin de sédimentation.
4. Les particules grenues, le cortège très varié des minéraux, la nature subarrondie mais anguleuse des grains et le tri pauvre suggèrent un transport court et une sédimentation rapide provenant d'une source de haut relief, où l'altération mécanique et chimique était efficace.

Tel qu'il a été proposé par Folk (1974), un sédiment généralement arkosique, grossier et argileux très monotone et épais dénote une source sédimentaire proche et/ou une activité tectonique importante. Les lits de grès observés sont analogues à ceux mis en place par des courants de turbidité. Les différents types de lits de grès observés dans l'Armagh peuvent être classés selon quatre des cinq faciès de turbidite définis par Walker (1976):

1. «Massive sandstones»: faciès à lits massifs et amalgamés de grès, lithofaciès Car2 et Car5.
2. «Pebbly sandstones»: grès conglomératiques granoclassés ne montrant peu d'autres structures sédimentaires et d'interlits argileux, lithofaciès Car4.
3. «Conglomerates»: conglomérats arkosiques du lithofaciès Car4.
4. «Classical turbidites»: lits de grès montrant les structures sédimentaires de la séquence de Bouma interlités d'argilites, lithofaciès Car5 et Car6.

L'ensemble de la séquence observée montre plusieurs cycles débutant par des apports de sédiments plus grossiers, suivis de grès qui le sont moins. L'absence de bonnes coupes ne nous permet pas de dire si chacun de ces cycles correspond à des épisodes positifs ou négatifs d'affinement granulométrique («fining» ou «coarsening upward sequence»). Par contre, comme noté plus haut, l'ensemble du développement de la Formation d'Armagh correspond à une séquence positive, s'affinant vers le haut de la séquence.

Les différents modèles de sédimentation actuels suggèrent que des sédiments comparables sont mis en place sur des cônes de déjection sous-marins à une position très proximale, ce qui est conforme avec nos conclusions. Toutefois, étant donné que nous n'avons pas observé les

cycles individuels formant la mégaséquence, il est difficile de faire l'analogie avec les cycles positifs décrits dans la littérature et qui font référence à la position relative des sédiments sur l'éventail sous-marin.

Selon nous, l'Armagh s'est déposé dans un rift suite à une activité tectonique importante provoquée par l'élévation substantielle de blocs crustaux. Cette mise en relief d'un socle granitique, possiblement recouvert d'une couche latéritique importante, expliquerait la considérable épaisseur de sédiments grossiers montrée par l'Armagh.

FORMATION DE ROSAIRE (COrs)

Nous reprenons ici une description de la Formation de Rosaire telle que faite par Bériault (1975) dans le secteur s'étendant de Saint-Damien-de-Buckland à la rivière Etchemin dans la partie la plus au SE de la nappe Richardson.

La Formation de Rosaire est similaire en terme lithologique au Groupe de Trois-Pistoles bien qu'elle montre des caractères distincts, dont celui de ne pas montrer de conglomérats calcaires.

Distribution, nature et contacts

La Formation de Rosaire est reconnue dans les quatre écailles de la nappe Richardson en des volumes variables. On la retrouve ainsi au sommet de l'écaille de base, près de Saint-Nérée et dans la partie la plus haute de l'écaille de Saint-Nérée entre Armagh et Saint-Damien-de-Buckland. Dans l'étroite écaille des Abénaquis, la formation est aussi large en carte que celle d'Armagh alors que dans la dernière écaille (celle de Saint-Malachie), le Rosaire est largement dominant (figures 1 et 4). Dans les écailles les plus au NW, la formation est essentiellement composée de grès gris, parfois gris-vert, et de mudrocks gris à gris-vert. Dans les écailles des Abénaquis et de Saint-Malachie, on constate un accroissement du grade métamorphique qui se reflète par la présence de métaquartzites et de phyllades graphitiques. L'écaille de Saint-Malachie expose le Rosaire dans ce qui apparaît comme une structure synclinale déversée vers le SE et plongeant vers le SW, bien que nous pensons qu'étant donné la répartition des affleurements et la difficulté de trouver des indicateurs de polarité stratigraphique, les caractéristiques de cette structure demeurent des hypothèses probables.

La base de la Formation de Rosaire est définie comme étant située au-dessus de la dernière bande de mudrock rouge relevée dans la Formation d'Armagh. Le sommet de la Formation de Rosaire n'est pas observé dans la nappe Richardson, ni ailleurs dans les Appalaches jusqu'à présent.

Lithostratigraphie

Béland (1957) a défini la Formation de Rosaire dans la région immédiatement à l'est de la région de Saint-Malachie (Saint-Magloire). Il le décrit comme suit (Béland, 1957, pages 15-17) :

«Ces roches comprennent des quartzites blancs, gris, noirs et chamois interstratifiés avec des schistes ardoisiers noirs, gris et verts et des microgrès gris ou blancs. Les quartzites, les microgrès et les schistes ardoisiers sont, par endroits, légèrement calcaires et, dans les schistes ardoisiers, des lits calcaires alternent parfois avec des lits non calcaires. Il semble que les quartzites constituent l'élément principal du groupe ; ils affleurent généralement en séries de lits de 5 à 50 pieds d'épaisseur [...]. L'épaisseur des entrelits, faits de schistes ardoisiers, dépasse rarement cinq pieds bien que nous ayons rencontré des zones de puissance de 200 pieds ou plus. L'épaisseur des lits de schistes ardoisiers calcaires ne dépasse pas généralement quelques pouces

«D'habitude les quartzites laissent voir un faible et mince rubanement qui ressemble à une stratification. Par endroits, ils renferment de petits disques de schistes argileux et de rares cubes de pyrite disséminés. [...], les quartzites se composent surtout de quartz et de quantités moindres de feldspaths, de matériel argileux et de carbonate. Les stockwerks de filons de quartz sont communs. [...] Le diamètre des grains dans la plupart des quartzites est d'environ 0,3 mm ; les grains sont bien arrondis et bien calibrés. La pâte est habituellement microgréseuse et légèrement argileuse ou calcaireuse. Dans les faciès fortement plissés, les grains de quartz montrent une texture en mosaïque avec contacts suturés ; la pâte argileuse est recristallisée en micas et chlorite. Le carbonate est en grande partie secondaire et probablement lié aux nombreux filons de quartz et de carbonate qui recourent ces roches. La couleur foncée des quartzites semble provenir d'une mince pellicule de matériel charbonneux qui recouvre les grains. La biotite, d'origine clastique, l'épidote, la tourmaline, l'apatite, le zircon, les sulfures et l'oxyde de fer se trouvent en petite quantité.

«Les microgrès associés aux quartzites et aux schistes ardoisiers sont généralement en minces couches et rarement montrent une stratification entrecroisée. Leur composition semble s'approcher sensiblement de celle des quartzites. Les schistes ardoisiers laissent généralement voir un bon clivage ardoisier. Quelques-uns de ces schistes sont sablonneux et les schistes noirs sont localement graphitiques».

Nous avons peu à ajouter à cette description qui correspond bien à nos observations et à celles de Bériault (1975) pour la région de Saint-Malachie. Ajoutons simplement qu'une gradation du niveau métamorphique est observée

dans la nappe Richardson: les quartzites passent de simples arénites quartzitiques au NW à des métaquartzites schisteuses au SE. Il est aussi à noter que pour fin de standardisation de la nomenclature, certains termes utilisés par Béland (1957) et Bériault (1975) ont été remplacés par des équivalents conformes à la légende géologique du MER (Sharma *et al.*, 1991). Ainsi, les «schistes ardoisiers» sont ici décrits comme des «mudslates», les «schistes noirs» comme des «phyllades noires», et les «microgrès» comme des «siltstones».

Nous avons essentiellement gardé les mêmes contacts que Bériault (1975), bien que nous ayons regroupé les lithofaciès qui étaient essentiellement de même composition. Ainsi, les unités 1, 3 et 5 de Bériault (1975) ont été regroupées sous le lithofaciès CO_{rs}1, alors que l'unité 2 correspond à notre lithofaciès CO_{rs}2 et qu'enfin, son unité 4 correspond à notre lithofaciès CO_{rs}3. Les lithofaciès assignés ici à la Formation de Rosaire sont tous restreints à la nappe Richardson et surtout concentrés dans sa partie SE. Le symbole CO_{rs} seul désigne la Formation de Rosaire non différenciée.

Bériault décrit ainsi ces trois lithofaciès; nous mentionnons la nomenclature utilisée ici :

Lithofaciès de métaquartzite schisteux et de phyllades noires (CO_{rs}1):

«Métaquartzites schisteux interstratifiés avec des schistes graphitiques noirs et des schistes à séricite renfermant des intercalations de lits de métaquartzites noirs; des lentilles de métaquartzite massif gris argenté sont également présentes dans ces lithologies.»

Lithofaciès de méta-subarkoses grises et vertes (CO_{rs}2):

«des bancs de méta-arénites feldspathiques grises et vertes avec des intercalations de schistes ardoisiers verts, noirs et gris verdâtre contenant quelques bancs de calcaire dolomitique brunâtre.»

Lithofaciès de métaquartzite schisteux, de mudrocks noirs et de calcaires (CO_{rs}3):

«métaquartzites schisteux interstratifiés avec des séquences de schistes ardoisiers noirs, gris et verts contenant des calcaires finement lités et des lits de siltstone quartzueux.»

Pétrographie

Bériault (1975) a fait une étude pétrographique détaillée des composants des différents lithofaciès de la Formation de Rosaire. Nous en reprenons ici l'essentiel.

Les métaquartzites schisteux :

«Les métaquartzites schisteux composent environ 70 % des unités stratigraphiques 1, 3, 4, 5 (*i.e. ici les*

lithofaciès CO_{rs}1 et CO_{rs}3) (...). Les grains des métaquartzites sont parfois arrondis; leur diamètre moyen est de 0,5 mm, toutefois certains grains ont plus de 1 mm de diamètre. Ces roches sont constituées de grains à extinction roulante, dont environ 5 % sont des fragments de quartz polycristallin. Les grains de quartz sont limités par des filets de phyllosilicates, séricite et chlorite ferrugineuse. Localement comme dans la partie SE de la région, ces phyllosilicates sont disposés en lamelles alternant avec d'autres composés de quartz et de feldspath, produisant ainsi des laminations métamorphiques, parallèles à S₁ [...]. Parmi les autres constituants, on rencontre des plagioclases mâclés (moins de 5 %) et des carbonates d'origine secondaire, calcite et un peu de dolomite.» (Bériault, 1975, page 22).

Les métaquartzites massifs gris argenté :

«Les métaquartzites massifs [...] se caractérisent par la multiplicité de leurs textures. Certains métaquartzites ont une texture en mosaïque avec des contacts suturés; les grains sont alors uniformes, 0,2 mm de diamètre, ne montrant qu'un léger allongement parallèle à la schistosité S₁. D'autres métaquartzites présentent des vestiges de texture sédimentaire; ceux-ci ont une granulométrie moyenne de 0,45 mm. Enfin, d'autres ont une texture imprécise car une calcite d'origine secondaire remplace le quartz et modifie considérablement le contour original des grains.

«Le quartz représente l'élément dominant de la roche et compte en général plus de 80 % des constituants sauf lorsqu'il y a présence d'un ciment carbonaté, cas où le quartz est en quantité moindre. Les plagioclases sont mâclés; leur pourcentage est inférieur à 5 %. La muscovite et les carbonates diagénétiques (calcite et dolomite) complètent la gamme des principaux constituants. Les minéraux lourds les plus fréquents sont: l'apatite, le zircon, la chlorite et les opaques.» (Bériault, 1975, pages 22-24).

Les métaquartzites noirs :

«Les lits de métaquartzite noir [...] sont constitués presque exclusivement de quartz (plus de 95 % de la roche). On retrouve des quantités mineures de plagioclases et de muscovite. La couleur noire est probablement due aux traces de carbone nettement visibles à la périphérie des grains de quartz.»

Les méta-arénites feldspathiques :

«[...] Ces grès ont une granulométrie moyenne de 0,5 mm, les grains sont parfois bien arrondis. Comparativement à l'Armagh, ces méta-arénites contiennent peu ou pas de microcline; le pourcentage total de feldspaths est plus faible, soit moins de 20 %.

«Les grains de quartz sont à extinction roulante et le rapport des quartz polycristallin / monocristallin est 1 : 9. Les feldspaths se composent d'albite non-mâclée (Ab_{90-100}).

«Le contour des grains de plus grande taille est limité par des filets de néo-cristaux de muscovite et de chlorite, disposés parallèles aux plans S_1 et S_2 . Certains échantillons contiennent un pourcentage élevé de carbonates et, dans ces cas, la quantité de quartz diminue en conséquence. Les principaux minéraux lourds sont : l'apatite, le zircon, le sphène, la tourmaline, la biotite, l'épidote et les minéraux opaques. Dans un échantillon, on note une cristallisation post-cinématique de la muscovite en rosettes.» (Bériault, 1975, pages 25–26).

Les schistes ardoisiers, schistes à séricite et phyllades :

«Les schistes ardoisiers [...] sont composés de minéraux argileux, de séricite, de quartz et de feldspaths.

«Les phyllades et les schistes à séricite [...] sont constitués surtout de micas de néo-cristallisation, muscovite et chlorite, englobant des grains de quartz et de feldspath.» (Bériault, 1975, page 27).

Mélange de la rivière Boyer

COMPLEXE DE SAINTE-MARGUERITE (PCsm)

Le Complexe de Sainte-Marguerite a d'abord été défini par Vallières (1971) :

«Il existe, entre Sainte-Claire et Sainte-Marguerite, des roches métamorphiques dont la présence n'avait jamais été mentionnée auparavant, probablement à cause de leur éloignement des rivières et des routes. Ce sont des granites-gneiss associés à des amphibolites, et de la métaquartzite massive. Pour cet ensemble de roches métamorphiques, nous proposons le terme de Complexe de Sainte-Marguerite.

«Les roches du Complexe de Sainte-Marguerite sont situées dans le prolongement S de la zone de failles de Sainte-Claire (*i.e. ici la faille Richardson*) où elles se substituent aux roches de la Formation de Sainte-Caroline; elles sont en outre disposées en trois copeaux de compositions différentes.

«Le 1^{er} copeau est composé de bancs d'amphibolite et de granite-gneiss et le second de métaquartzite; ils forment des affleurements considérables au N de Sainte-Marguerite, entre le rang de la Grande Ligne et celui de Sainte-Suzanne. Le troisième copeau est constitué de roches granitiques semblables à celles qui sont interstratifiées avec les amphibolites; ces roches affleurent massivement dans une région dépressive.» (Vallières, 1971, pages 12–13).

Cette description a été reprise par Vallières, Hubert et Brooks (1978) qui ont pour leur part regroupé les volcanites interstratifiées de grès de la Formation de Sainte-Caroline sous le vocable de «Formation de la

Montagne de Saint-Anselme». Suite aux travaux plus récents de cartographie géologique régionale et à l'analyse géochimique des laves basaltiques interstratifiées d'arkoses, que l'on retrouve à la fois associées aux copeaux décrits plus haut et sous la forme d'une klippe aux environs de Saint-Anselme, nous croyons ici qu'il serait opportun de redéfinir certains termes stratigraphiques et structuraux.

Nous incluons ici les sédiments et volcanites de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme, toujours comprise dans des copeaux de failles associées à la faille Richardson, dans le Mélange de la rivière Boyer avec les copeaux de failles du Complexe de Sainte-Marguerite.

Le Complexe de Sainte-Marguerite comprend plusieurs copeaux coïncés entre la faille Richardson et d'autres failles secondaires produites par le chevauchement de la Formation d'Armagh. Ces copeaux se retrouvent dans cette zone de faille qui forme une bande d'environ 500 m de largeur, s'étirant de Sainte-Marguerite au SW jusqu'à Saint-Lazare au NE, et qui s'incurve vers le NW jusqu'aux environs de Saint-Gervais. La Formation de la Montagne de Saint-Anselme est limitée à la klippe de la même montagne.

Nous reprenons ci-après les descriptions faites par Vallières (1971) des différents copeaux du Complexe de Sainte-Marguerite. Des additions nouvelles faites dans Vallières *et al.*, 1978 et concernant en particulier les âges des copeaux amphibolitiques sont aussi citées.

Stratigraphie et structure interne

«Le 1^{er} copeau constitué de granite et d'amphibolite, mesure 3 km [...] de longueur. Les deux bancs d'amphibolite qui s'y trouvent ont une épaisseur d'environ 70 mètres chacun et sont orientés NE – SW. Ces bancs sont formés d'une interstratification de lits d'amphibolites de 1 cm à 15 m d'épaisseur et de couches granitiques [...]. Les lits d'amphibolite possèdent une foliation produite par l'alternance de minces couches vertes et noires. Cette foliation est subverticale (90° à 65° NW) et de direction NE; elle montre parfois de petits plis à axes verticaux. Dans les bancs d'amphibolite, on observe localement des veinules d'épidote et des concentrations d'hématite. À certains endroits, les bancs d'amphibolite sont traversés par des dykes de diabase (?) qui recoupent les lits d'amphibolite et de granite à des angles divers, généralement d'environ 15 degrés, en direction ou pendage. Ces dykes sont noirs, altérés et à grain très fin; ils mesurent de 10 cm à 1 m d'épaisseur. Ils sont exclusifs à cette unité du Complexe de Sainte-Marguerite; il n'en a pas été observé ailleurs.

«Le granite qui se trouve entre les bancs et les lits d'amphibolite est généralement massif mais il peut avoir aussi une faible gneissosité produite par une concentration de minéraux «chloriteux», surtout lorsqu'il est puissant. Localement, les granites deviennent

pegmatitiques, rosés ou blanchâtres; mais généralement, ils ont une texture saccharoïde, sont gris verdâtre et ont l'allure de grès; l'illusion est plus forte lorsque s'ajoute un pseudolitage gneissique.

«Le 2^e copeau, constitué de métaquartzite, forme un escarpement allongé que les gens de la région nomment le «cap blanc». Cette métaquartzite semble séparée de la première unité d'amphibolite et de granite par une faille. La roche est massive et composée presque exclusivement de quartz.

«Le 3^e copeau est constitué de roches granitiques très semblables à celles qui sont interstratifiées avec les amphibolites dans la première unité. Cette roche granitique est également difficile à différencier des grès, sauf lorsqu'elle est pegmatitique. Elle montre aussi localement une structure gneissique produite par une concentration de minéraux «chloriteux» subverticaux et de direction NE; ailleurs la roche est massive. Au centre-est du copeau, on observe un grès feldspathique grossier en discordance d'érosion avec le granite: le contact est net et oblique au litage du grès.»

Pétrographie

«Les granites du premier et du troisième copeau sont très semblables. Ce granite est gris pâle et composé surtout de quartz et de feldspath avec quelques paillettes de biotite délavée (avec exudation de fer) et quelques grains d'ilménite, de magnétite et d'hématite; la muscovite est absente ou très rare.

«Le quartz compte pour environ 45 % des minéraux leucocrates, les feldspaths potassiques (surtout la microcline) pour environ 30 % et les plagioclases (An0-8) pour environ 15 %. Dans les pegmatites, les proportions sont les suivantes: quartz 12 %; feldspaths potassiques, 55 %; plagioclases, 23 %.

«Les grains de feldspaths sont souvent altérés en «chlorite» et «séricite»; cette altération est parfois poussée au point que les quartz semblent flotter dans une matrice, comme s'il s'agissait de grès. La roche est alors gris verdâtre.

«Accessoirement, on trouve aussi de l'apatite, de la chlorite (secondaire), du sphène, du leucoxène, de l'épidote, de la calcite, de la tourmaline et du grenat.

«Lorsque la roche n'est pas altérée, les grains de quartz et de feldspaths sont engrenés; il ne semble pas y avoir d'allongement préférentiel, sauf près de la faille où l'on observe un début de texture cataclastique. Cette dernière est particulièrement évidente à l'W de l'unité de granite et d'amphibolite, près de la zone de chevauchement; sur le terrain, les roches de cet endroit sont nettement cisailées. Au microscope on voit une texture cataclastique constituée de grains de quartz très allongés et de minéraux opaques (hématite et magnétite) baignant dans une matrice altérée à grain fin....

«Le quartzite est presque pur et ne renferme que quelques feuillettes de chlorite (1-2 %) et très peu de biotite (délavée), d'hématite, d'ilménite et de zircon. L'altération est très faible et se produit à la bordure où dans les craquelures des grains de quartz. Le contact entre les grains est généralement dentelé et on y voit parfois des micro-stylolites; le diamètre moyen des grains est d'environ 5 mm et plusieurs mesurent plus de 20 mm. La plupart des plages de quartz ont une forte extinction ondulante; de plus, plusieurs grains sont subdivisés en lamelles sub-parallèles ayant chacune une extinction légèrement différente, ce qui leur donne une apparence maclée; et les plages de quartz sont légèrement allongées parallèlement à cette direction de déformations internes [...]. Ces caractères sont probablement reliés aux fortes contraintes que ces roches ont subies.

«L'amphibolite possède une foliation produite par l'alternance de minces couches vertes et noires. Les couches vertes sont composées d'un mélange de «chlorite», de quartz, d'apatite, de «séricite», d'épidote, de sphène et de leucoxène, qui a complètement remplacé les plagioclases qui devaient s'y trouver. Il est donc impossible de vérifier par la calcite du plagioclase le faciès métamorphique de cette amphibolite. Les couches noires sont composées de hornblendes brunes [...] et d'un peu d'apatite. Cette hornblende n'est pas altérée, sauf dans le banc W d'amphibolite où elle disparaît graduellement à mesure qu'on s'approche de la faille; à cet endroit, elle n'existe plus qu'à l'état de relique, remplacée par de la biotite très pléochroïque (brun rouge) (*sic*) et un mélange de «chlorite» de quartz et de grenat.

«Les dykes qui recoupent les lits de granite et d'amphibolite ont une puissance inférieure à 1 m et, de ce fait, sont à grain fin. Au microscope, on ne voit qu'un mélange de produits d'altération. Leur couleur noire indique qu'ils ont probablement une composition basique.» (Vallières, 1971, pages 13-17).

Faciès métamorphique de l'amphibolite, du gneiss granitique et de la pegmatite du Complexe de Sainte-Marguerite

Vallières *et al.* (1978) ont produit l'étude métamorphique la plus détaillée du Complexe de Sainte-Marguerite. Ils ont conclu que les amphibolites du Complexe ont été métamorphosées au faciès granulite avant d'être rétrogradées. Les granites gneissiques et les pegmatites sont trop altérées pour montrer un métamorphisme au faciès granulite et apparaissent comme un assemblage rétrograde au faciès schiste vert supérieur. L'amphibole et la biotite datée par K-Ar et Rb-Sr ont donné des âges concordant à 900-950 Ma, ce qui suggère qu'il s'agit d'une valeur minimum fidèle du dernier épisode métamorphique.

Vallières *et al.* (1978) ont également noté que les événements métamorphiques appalachiens n'ont pas remis à zéro les âges observés malgré que les roches soient situées près de failles importantes, ce qui implique que le rétométamorphisme du Complexe de Sainte-Marguerite est d'âge grenvillien.

FORMATION DE LA MONTAGNE DE SAINT-ANSELME (PCCms)

Description, nature et contacts

Les laves et arkoses de la klippe de la montagne de Saint-Anselme ont été assignées à la «Formation de la Montagne de Saint-Anselme» par Vallières *et al.*, (1978). Des copeaux de mêmes lithologies sertis par la zone de faille Richardson ont aussi été assignés à cette formation qui est incluse dans le Mélange de la rivière Boyer avec les copeaux granitiques amphibolitiques et quartzitiques du Complexe de Sainte-Marguerite décrits plus haut.

Vallières (1971) a séparé la Formation de la Montagne de Saint-Anselme (qu'il désigne à l'époque comme Formation de Sainte-Caroline) en huit segments, distincts par leur lithologie et structure.

- A – Segment de la route 279: situé parallèlement à la route 279 entre Saint-Gervais et Saint-Lazare.
- B – Segment de Saint-Lazare: situé au S de la route 279, entre Saint-Lazare et Sainte-Claire.
- C – Segment du rang Saint-André: situé entre Sainte-Claire et le rang Saint-André au S.
- D – Segment de la route de Saint-Joseph: situé entre le rang Saint-André et l'extrémité SW de la route Saint-Joseph.
- E – Segment du rang Sainte-Suzanne: situé de part et d'autre du rang Sainte-Suzanne.
- F – Segment du ruisseau le Bras: situé immédiatement au S du précédent, entre le rang Sainte-Suzanne et le ruisseau le Bras.
- G – Segment de Sainte-Marguerite: représenté par un seul affleurement situé dans le village de Sainte-Marguerite.
- H – Segment de la Montagne de Saint-Anselme: situé à environ 3 km au nord de Saint-Anselme.

Stratigraphie interne

«Chacun des segments de la Formation (*de la Montagne de Saint-Anselme*) de Sainte-Caroline est formé d'une interstratification de coulées de laves et de bancs de grès dans des proportions variables. En général l'épaisseur des laves est de 20 à 100 m et celle des grès de 20 à 130 m. Sauf pour une partie du segment de la route (279) où il est difficile de relier les affleurements les uns aux autres, les bancs de lave et de grès se prolongent presque sans discontinuité à l'intérieur d'un même segment. C'est justement l'interruption latérale

brusque de chaque séquence homogène qui met en lumière l'existence de copeaux coincés dans une zone de failles. Il est remarquable aussi de constater que la séquence stratigraphique d'un copeau particulier est pratiquement incorrélable avec celle des copeaux adjacents; l'absence d'horizons marqueurs ne permet pas de reconnaître des lits particuliers dans les différents copeaux bien qu'il soit probable que les mêmes lits apparaissent en des séquences tronquées différemment, dans chacun des copeaux.

«Deux segments présentent des séquences plus épaisses; ce sont ceux de la Montagne de Saint-Anselme et du rang Sainte-Suzanne. Dans le premier cas, on observe 16 bancs de lave et de grès, et dans le second 18. La puissance totale dans les deux cas est d'environ 630 m. Bien qu'on ne soit pas justifié de corréler ces deux segments isolés et séparés de plus de 12 km (8 milles), on ne peut qu'être frappé par leur ressemblance.

«À la Montagne de Saint-Anselme, les plus beaux affleurements sont situés du côté E du rang de la Montagne, entre les deux embranchements du rang S de la Montagne. On y trouve des escarpements d'une trentaine de mètres de hauteur constitués de strates très légèrement inclinées vers l'E (10° à 30°). Quelques stratifications entrecroisées apparaissent dans les grès, et les laves, surtout à leur sommet sont amygdalaires et vacuolaires. On voit des cristaux d'olivine à la base des coulées et la teinte de la roche passe du vert au brun rougeâtre vers le haut.

«Au rang Sainte-Suzanne, la séquence est fortement inclinée vers le NW (60° à 85°) et la polarité indiquée par les amygdales est au SE. Certaines coulées atteignent plus de 100 mètres d'épaisseur ...

«Nous avons choisi une section représentative dans le segment du Rang Saint-André, plus précisément à 150 mètres (500 pieds) à l'E de l'intersection des rangs Saint-André et Sainte-Caroline.

«Vers le S-E, la séquence de ce segment est brusquement interrompue par des failles entre lesquelles se trouvent des grès légèrement différents et appartenant à la Formation d'Armagh; ces derniers sont déformés et montrent deux schistosités. ...

«Vers le N-E du segment du rang Saint-André, les roches de la Formation de (*la Montagne de Saint-Anselme*) Sainte-Caroline ne réapparaissent que 2.2 km au N du village de Sainte-Claire. Leur absence à la rivière Etchemin explique pourquoi Logan, qui a remonté les rivières de la région, ne les a pas mentionnées dans son rapport.

«Dans le segment de Saint-Lazare, on peut suivre un banc de lave d'une épaisseur de 20 à 30 m sur une distance de 1½ km. À un endroit, on trouve des fragments de grès (...) incorporés dans la coulée. Des grès feldspathiques granoclassés à l'E et localement conglomératiques surmontent ces laves. Immédiatement

au-dessous des laves, on trouve un horizon de grès feldspathique rosé et anguleux ressemblant quelque peu à un granite ou à un «<granite wash>>».

Structures volcaniques et sédimentaires

«Les roches volcaniques qui affleurent au N de la route 25A (*c.-à-d. maintenant route 279*), plus spécialement tout juste au N de cette route, à moins de 800 mètres à l'W de l'intersection du 6^e rang de Saint-Lazare avec la route 25A montrent des coussinets ovoïdes dont on ne peut déduire de polarité. Les coussinets mesurent jusqu'à 1 mètre dans leur plus grand diamètre visible sur le terrain mais leurs dimensions normales sont de l'ordre de 40 X 30 cm. Les formes sont individualisées par une mince croûte brunâtre (...) et par des vacuoles qui sont concentrées vers la périphérie dans un arrangement radial (...) montrant bien qu'il s'agit là de coussinets et non de bombes volcaniques; on remarque aussi que les coussinets se touchent les uns les autres ce qui n'aurait pas été le cas pour des bombes....

«Un affleurement situé en bordure de la route 25A, du côté N, à mi-chemin entre le deuxième et le troisième rang de Saint-Gervais, montre une brèche volcanique au sommet d'une coulée de lave. La stratification, telle qu'indiquée par la concentration d'amygdales au sommet de la coulée, est horizontale. On y remarque des fragments de la pélite verte contenant quelques vacuoles, incorporés dans une matrice rougeâtre très vacuolaire. Il ne s'agit pas de brèche d'éjecta puisque la matrice est volcanique mais plutôt d'une brèche de coulée causée probablement par la rupture de la croûte supérieure partiellement refroidie comme semblent en plus l'indiquer des fragments de lave légèrement séparés comme sous l'effet d'une remobilisation de la coulée

«On trouve cependant une brèche volcanique de type pyroclastique à la partie la plus au N de la Formation (*de la Montagne de Saint-Anselme*), sur le côté E du 4^e rang de Saint-Lazare. Ici, les fragments anguleux de roches volcaniques de toutes granulométries (jusqu'à 10 cm) sont disposés d'une façon stratiforme sur environ 30 cm d'épaisseur à l'intérieur d'un banc de grès [...]. Il s'agit probablement d'une brèche d'éjecta. Ce type de brèche est rare dans la région.

«À quelques rares endroits à l'intérieur de bancs de lave situés dans le segment de Saint-Lazare et à l'extrémité W du segment de la route 25A, on trouve des blocs de grès sub-arrondis mesurant jusqu'à 1 mètre de diamètre [...]. Ces blocs ont probablement été entraînés par la coulée. On trouve aussi des fragments de lave dans une matrice schisteuse dans les segments de Saint-Lazare et du rang Petit José, là où il y a un pli en Z.

«Sans qu'elles constituent à proprement parler des structures volcaniques, il convient de noter ici la présence de vacuoles et d'amygdales au sein de plusieurs coulées volcaniques. On les rencontre parfois à la base

des coulées, rarement au centre, et surtout au sommet où elles peuvent constituer près de 50 % de volume de la roche. Au centre des coulées, les vacuoles sont fréquemment remplies de chlorite tandis qu'aux bordures on trouve surtout de la calcite et un peu de quartz. La présence de ces vacuoles et amygdales en bordure des coulées est très utile, parce qu'elles servent à indiquer la polarité.

«Dans aucun des affleurements visités il n'a été vu d'apophyses pénétrant dans les formations terrigènes adjacentes; au contraire, même lorsque les coulées sont dépourvues d'amygdales, leurs contacts avec les roches adjacentes sont parfaitement concordants ou, tout au plus, montrent de légères ondulations. Il n'y a pas d'évidence d'intrusion (filons-couches) comme le soutient Melihercsik (1952).

«Au contraire, la présence de coussinets, de brèches d'écoulement et d'amygdales concentrées (sic) aux parties extérieures des bancs, surtout au sommet, témoignent du caractère effusif de ces roches. La brèche d'éjecta décrite précédemment concourt à cette conclusion.

«Les roches sédimentaires de la Formation (*de la Montagne de Saint-Anselme*) montrent quelques structures qui confirment les polarités tirées des structures volcaniques. Ce sont des granoclassesments qui apparaissent soit au contact avec un banc de lave [...], soit dans des lits laminés. Des stratifications entrecroisées [...] et qui mesurent de 30 cm à 1 mètre de hauteur se trouvent dans les grès fins. Il existe aussi, à un endroit au N de la route 25A près du 1^{er} rang de Saint-Gervais, des chenaux d'érosion à la base d'un lit de grès gris très fin. Au-dessus apparaissent des laminations parallèles

«Du côté S de la route 25A, à mi-chemin entre les 5^e et 6^e rangs de Saint-Lazare un affleurement montre des formes échevelées dessinées par un matériau rouge très fin à l'intérieur d'un grès vert [...]. Ceci laisse supposer des sédiments fluides en écoulement.

«Au segment du rang Saint-André, à quelques mètres au-dessus d'une coulée de lave, on observe des fragments rougeâtres disposés parallèlement au litage du grès [...]. Leurs formes effilées indiquent qu'ils n'ont été que peu ou pas transportés. Au microscope on voit qu'ils sont composés de verre légèrement dévitrifié et hématisé. Ils témoignent donc d'un apport volcanique ou plus probablement pyroclastique.

«La formation des structures sédimentaires ci-haut décrites indique un milieu aqueux, et probablement marin comme en témoignent les coussinets des coulées de lave associées.»

Composition

«La lave de la Formation (*de la Montagne de Saint-Anselme*) est de composition basaltique. En lames-minces, on voit que les laves sont composées de plagioclase (60 à 80 %), de pyroxènes (10 à 20 %), d'olivine (0 à 5 %), de magnétite, d'ilménite (0 à 5 %),

de sphène (accessoire), d'apatite (rare) et d'amygdales remplies de chlorite (0 à 10 %). Le tout montre une texture subophitique. Les minéraux, sauf l'olivine et la magnétite, sont souvent idiomorphes; le pyroxène, qui l'est presque toujours, est souvent mâclé et parfois en sablier. Les olivines sont complètement altérées en «chlorite» et serpentine, les sphènes partiellement en leucoxène, et les plagioclases en «séricite» et épidote. De la chlorite en rosettes avec des teintes de polarisation bleu anormal remplit les cavités ovoïdes; on note de nombreuses veinules d'épidote, de quartz et de calcite. Dans certaines laves altérées des plagioclases diffus baignent dans une matrice hématitique et chloritique.

«La calcicité des plagioclases, telle que déterminée par la méthode des zones de Rittmann, se situe entre An_0 et An_{10} . Le pyroxène, tel que déterminé à la platine universelle par la méthode de Conrad Burri, est une augite magnésienne ($2V_z$: 44 à 50°; $Z_{\wedge C}$: 37° à 40°; plan optique parallèle à 010). L'olivine est trop altérée pour pouvoir être déterminée.

«Certains échantillons prélevés près de la route 25A entre le 2^{ième} et le 3^{ième} rang de Saint-Gervais montrent au microscope une texture fluidale [...]. Ils sont légèrement dévitrifiés et hématisés dans une pâte de «chlorite», de plagioclase et de sphène altérés.

«Ces laves basaltiques composées de plagioclase sodique, d'augite et de rares pseudomorphes d'olivine se rattachent aux spilites (Turner et Verhoogen, 1960, p. 258). L'analyse chimique révèle des teneurs faibles en CaO et fort en Na_2O) comparativement aux basaltes normaux. ...»

«Les grès de la (*Formation de la Montagne de Saint-Anselme*) peuvent être divisés en deux types principaux: les arénites arkosiques à gros grain contenant de 30 à 35 % de feldspaths, et les wackes arkosiques à grain fin. Ces derniers contiennent parfois des lamines violacées montrant des structures d'écoulement; parfois ils sont parcourus par des veinules d'épidote et, lorsqu'ils sont massifs, ils peuvent ressembler à des laves. Ils sont constitués de quartz et de feldspaths anguleux de sphéricité faible à moyenne flottant dans une matrice «chloriteuse» verte qui donne à la roche sa couleur. La matrice compte pour 50 % du volume total. Les grains de granulométrie des silts et des grès très fins (0.2 mm) sont parfois disposés en fines laminations, visibles au microscope. Typiquement, ils contiennent environ 25 % de quartz, 10 % de plagioclase albite, 3 % de feldspaths orthose et microcline, 5 % de sphène altéré en leucoxène, 5 % d'opacés, quelques grains d'apatite et de grenat, et entre 30 et 55 % de matrice «chloriteuse».

«Les arénites arkosiques ont une couleur «chair» donnée par la grande abondance de feldspaths qui constituent entre 25 et 40 % de la fraction granulométrique principale. Les feldspaths potassiques et les plagioclases (An_5 à An_{30}) sont en proportions relativement égales.

Les quartz comptent pour environ 40 à 60 % de la fraction principale dont les autres constituants sont des minéraux opaques (magnétite, ilménite, hématite), du sphène et du leucoxène, ainsi que du grenat (variétés almandin-pyrope et uvarovite) tels que déterminés aux rayons-X; on trouve aussi de rares fragments de lave cristalline, de verre chloritisé et d'augite. Dans certains échantillons, les grains de magnétite forment des lamines et comptent pour près de 15 % de la roche. Ces grès arkosiques ont donc une maturité minéralogique faible. Le tri est mauvais (granulométrie de 0,1 mm à 4 mm), la sphéricité est faible (Riley) et les grains sont sub-arrondis à sub-anguleux (Powers); la compaction est très élevée comme en témoignent le faible pourcentage de liant (environ 5 %, constituée de chlorite), les grains de plagioclases et de biotites (délavées) tordus, et les microstylolites. La présence de fragments de verre chloritisés, typiques par leurs formes en tessons de bouteille, de grains de pyroxène, de fragments allongés de lave cristalline témoignent tous d'un très faible transport.

«Les grès grossiers peuvent être appelés des arénites arkosiques, étant donné qu'ils contiennent moins de 10 % de matrice et plus de 25 % de feldspaths. Ce sont aussi des arkoses parce qu'ils contiennent moins de 10 % de fragments de roche (d'après Gilbert in Williams, Turner and Gilbert, 1954, pp. 310–311); les grès verts fins sont des wackes feldspathiques suivant leur contenu élevé en argile et leur pourcentage en feldspaths lequel se situe entre 10 et 25 % (Gilbert, in Williams, Turner and Gilbert, 1954, p. 316).»

Âge et corrélation

«Les copeaux de la Formation (*de la Montagne de Saint-Anselme*) de même que ceux du Complexe de Sainte-Marguerite et de la Formation d'Armagh avec lesquels ils sont imbriqués, sont situés à la base d'une zone de failles de chevauchement qui les ont transportés vers le NW, sur les blocs central (*de la Montagne de Saint-Anselme*) et NW. Il est probable que les roches de ces premières unités proviennent d'un même lieu. Il est possible que les grès grossiers et feldspathiques et les laves de la Formation (*de la Montagne de Saint-Anselme*) furent les premiers dépôts appalachiens à recouvrir le socle précambrien en subsidence et ici représenté par le Complexe de Sainte-Marguerite. Dans cet optique, les roches de la Formation (*de la Montagne de Saint-Anselme*) seraient d'âge Cambrien inférieur ou Précambrien tout à fait supérieur.

«Les grès et les laves de la Formation de (*la Montagne de Saint-Anselme*) constituent un assemblage lithologique très particulier dans cette région des Appalaches. Vers l'E, dans les régions de Saint-Magloire et de Rosaire – Saint-Pamphile, un tel assemblage a été décrit par Béland (1957) au sein du Groupe de Caldwell, présumé d'âge Cambrien, et auquel la Formation

d'Armagh ressemble beaucoup. Cette région est cependant distante de la nôtre de plus de 50 km [...] et les relations à l'W sont confuses de sorte qu'il serait osé de vouloir relier la Formation de (*la Montagne de Saint-Anselme*) au Groupe de Caldwell.»

Résumé des caractères de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme

«La Formation de (*la Montagne de Saint-Anselme*) se présente en une longue bande discontinue correspondant aux anomalies magnétiques de la carte aéromagnétique (149G) de Saint-Malachie. Cette bande, d'environ 500 mètres [...] de largeur, affleure de Saint-Anselme à Saint-Lazare et de là jusqu'à Sainte-Marguerite, sous forme de coteaux disposés le long de la zone de failles de Sainte-Claire (*c.-à-d. ici la faille Richardson*). ...

«Les roches ignées contiennent des structures les identifiant comme des laves épanchées en milieu marin et leur composition est celle des spilites de géosynclinaux.

«Les grès interstratifiés montrent aussi des structures indiquant la nature effusive des roches auxquelles elles sont associées.

«La composition et la texture indiquent une source granitique et volcanique, et peu de transport.

«Les roches de la Formation de (*la Montagne de Saint-Anselme*) se sont formées dans un milieu instable propre au début d'un géosynclinal, et nous croyons qu'elles peuvent représenter les premiers dépôts appalachiens qui ont recouvert le socle précambrien.» (Vallières, 1971, pages 22-42).

ÉTUDE LITHOCHIMIQUE DE LA FORMATION DE LA MONTAGNE DE SAINT-ANSELME

Il ressort de l'étude de Vallières (1971) que les basaltes de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme sont spilitisés (*c.-à-d. enrichis en Na et appauvris en Ca par une altération postformationnelle*), ce qui fait que toute tentative de définir leur origine par une analyse lithochimique comparative devrait en tenir compte. Une première tentative en ce sens a été faite par Vallières *et al.* (1978). Nous référons le lecteur à cet article pour obtenir les résultats de leurs analyses. Ces analyses sont les mêmes que celles trouvées dans Vallières (1971), mais revues et corrigées. Malgré les limites propres à l'utilisation des éléments majeurs pour déterminer l'origine magmatique d'une lave basaltique, les conclusions de Vallières *et al.*, (1978) restent valides dans leur majorité pour la Montagne de Saint-Anselme à la lumière des nouvelles analyses faites et présentées plus bas dans ce rapport. Ainsi, ces auteurs ont observé que les basaltes de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme étaient sous-saturés, de composition relativement uniforme et

peu différenciés. Ils ont aussi conclu que le Montagne de Saint-Anselme était d'affinité alcaline ou tout au moins de nature transitionnelle entre les tholéiites et les basaltes alcalins. Ils suggèrent aussi qu'une analyse précise des éléments en traces devrait être faite avant de conclure formellement quant à l'origine de ces laves.

Daniel Lamothe a préparé pour nous une telle étude lithochimique des laves de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme. Nous citons ici cette étude qui fait suite à une visite sur le terrain et l'analyse d'une série d'échantillons prélevés par lui-même au cours de l'été 1991 (Lamothe, communication personnelle, 1991).

«L'unité se compose de coulées basaltiques interlitées avec des horizons de wackes arkosiques, de siltstones et de grès feldspathiques. Les coulées d'épaisseur variant de 3 à 12 mètres environ, se superposent en horizons pouvant atteindre 200 mètres de puissance.

«Les coulées sont de type aa, donc massives et couramment coiffées d'un horizon de brèche autoclastique. La lave est généralement porphyrique et amygdalaire. Certaines coulées présentent une texture trachytique, alors que d'autres montrent plutôt des évidences d'accumulation basale. Les phénocristaux se composent de plagioclase, d'augite et d'olivine, en proportions décroissantes. La partie supérieure des coulées est partiellement oxydée, une altération résultant peut-être d'une exposition à l'air libre avant le dépôt de l'horizon supérieur.

«En l'absence de toute datation, le contexte structural et stratigraphique suggère que ce volcanisme représenterait les premiers épanchements magmatiques suite à l'amorce de l'ouverture du rift proto-Iapetus. Par conséquent, le Saint-Anselme pourrait être un équivalent latéral du Tibbit Hill, dont la nature intra-rift continental a été démontrée (Coish *et al.*, 1985).

«Les diagrammes (figure 5) présentent une étude lithochimique comparative de basaltes du Rift éthiopien principal (Hart *et al.*, 1989), de basaltes de l'île de Maui (Hawaii) (Chen *et al.*, 1990) et des basaltes de Saint-Anselme et de Tibbit Hill. Parmi les principales observations que cette étude met en relief, nous soulignons :

- 1) D'après la classification lithochimique des divers groupes, le Saint-Anselme présente une signature plutôt alcaline ou subalcaline relativement semblable aux basaltes africains ou au Tibbit Hill, sauf pour le diagramme AFM, où la différenciation du Saint-Anselme pourrait être le résultat d'une fractionation en titanomagnétite. L'alcalinité du Saint-Anselme est le résultat d'un enrichissement significatif en K₂O, dont la teneur moyenne est supérieure à 2 %.
- 2) D'après la classification lithotectonique, le Saint-Anselme possède indéniablement une signature intracontinentale qui se distingue toutefois des autres groupes par une tendance assez marquée vers les basaltes de dorsales océaniques (MORB).

3) D'après la pétrogenèse évolutive, on constate que la composition du Saint-Anselme est sensiblement plus proche du manteau primitif par rapport aux autres groupes. De plus, la forme du champ dans le diagramme de Pearce (1983), les faibles teneurs en thorium et la pente faible au niveau des terres rares légères dans les diagrammes voisins rendent l'hypothèse d'une contamination crustale sialique peu probable. En outre, le fort enrichissement en K, Rb et Ba (éléments mobiles) révèle un métasomatisme important. Le comportement distinct du Sr, aussi un élément mobile, est probablement dû au fractionnement du plagioclase dans la chambre magmatique.

«En conclusion, il semble 1) que la Formation de la Montagne de Saint-Anselme soit le produit d'une fusion partielle ou d'un fractionnement cristallin plus poussé du manteau en comparaison aux autres groupes ; 2) que l'environnement tectonique de l'unité corresponde à un milieu intracontinental au stade de rift plus avancé que celui de la Formation de Tibbit Hill. Toutefois, la présence de sédiments détritiques peu évolués en interlits et le type de coulées suggèrent plutôt un milieu de rift primitif.»

Les analyses faites pour cette étude sont données à l'annexe A-1. Cette étude est généralement concordante avec les observations et les conclusions de Vallières (1971)

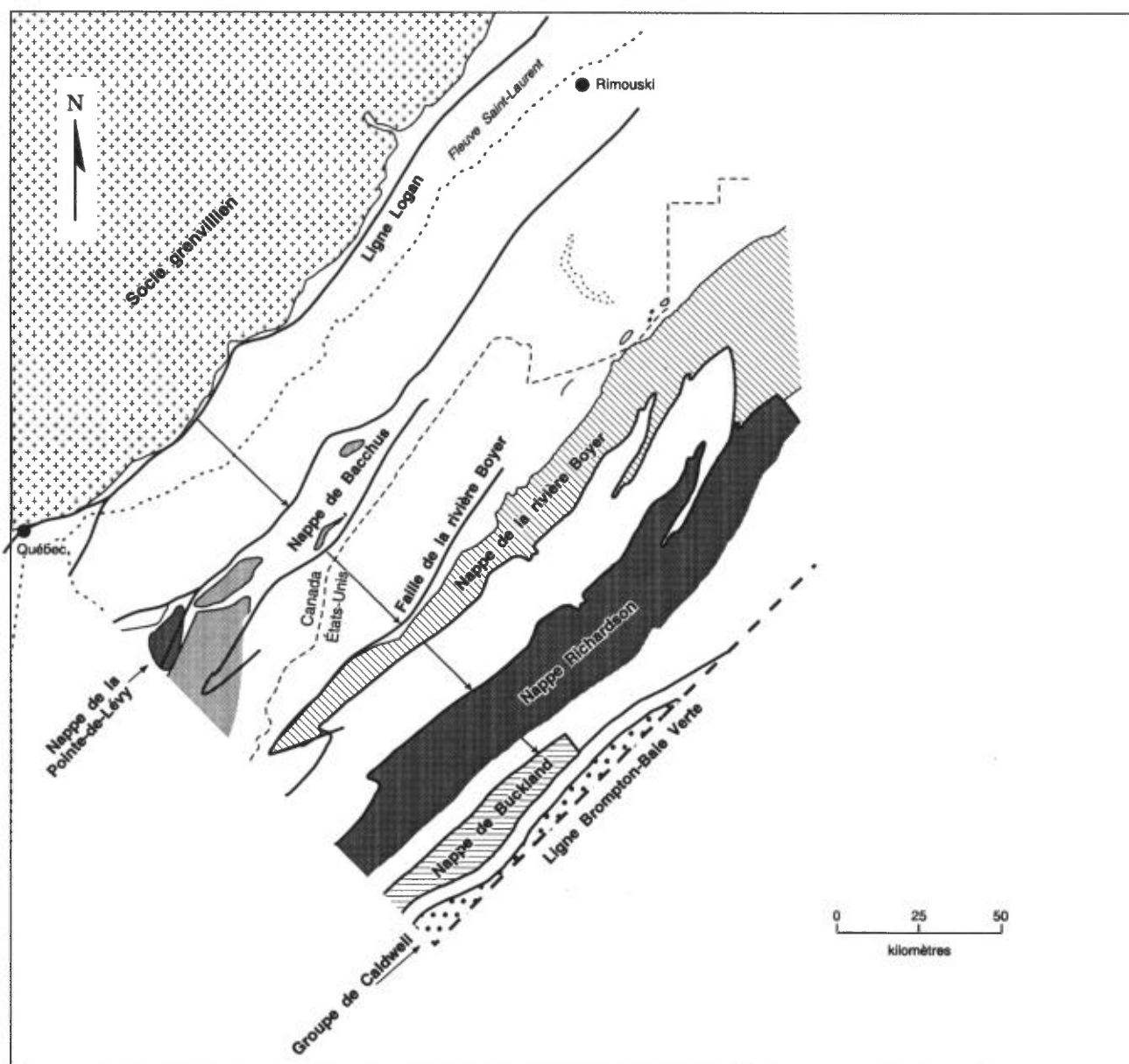


FIGURE 5 – Carte montrant les distributions actuelles et paléogéographiques des nappes allochtones de la zone de Humber. La reconstruction se base sur les travaux de géologie régionale et les résultats de levés sismiques récents.

et Vallières *et al.* (1978) pour expliquer l'origine de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme.

Nappe de la rivière Boyer

Cette section décrit les unités reconnues dans la nappe de la rivière Boyer, c'est-à-dire de la base au sommet, la Formation de Saint-Roch, le Groupe de Trois-Pistoles qui comprend les formations de Saint-Damase et de Kamouraska et enfin la Formation de Rivière Ouelle. La nappe de la rivière Boyer correspond, dans sa plus grande partie, au «Bloc nord-ouest» de Vallières (1971) si on excepte une bande de terrain au NW de la rivière Boyer, qui est maintenant intégrée à la nappe de Bacchus en raison du nouveau tracé que nous faisons ici de la faille de la rivière Boyer. Selon nous, cette faille est située un peu plus au SE de l'endroit où Vallières (1971) l'avait localisée. Une faille de chevauchement secondaire située à l'intérieur de la nappe de la rivière Boyer répète les formations de Saint-Roch, de Saint-Damase et de Kamouraska.

FORMATION DE SAINT-ROCH (Csr)

Nomenclature

Nous référons le lecteur au rapport géologique de la région de Saint-Raphaël (Lebel et Hubert, 1994) pour une discussion de l'usage antérieur et présent du terme «Saint-Roch». Néanmoins, il convient de noter ici que notre Formation de Saint-Roch est identique à celle de Hubert (1973).

Distribution, nature, contacts et puissance

La Formation de Saint-Roch s'étend exclusivement dans la partie inférieure de la nappe de la rivière Boyer dans l'extrémité NW de la région. La limite nord d'affleurement correspond à la faille de la rivière Boyer. La limite sud correspond au contact normal et transitionnel avec la Formation de Saint-Damase ou à la faille de la rivière Boyer (parce que cette dernière est plissée). Vers le SE, la faille de la rivière Boyer coupe progressivement la séquence stratigraphique vers le haut. Les régions de Saint-Malachie et de Saint-Raphaël correspondent à la limite ouest de l'aire d'affleurement de la Formation de Saint-Roch dans les Appalaches. Dans la région de Saint-Malachie, la qualité et la densité des affleurements relevés est faible; ceux-ci ne se retrouvent que dans les cours d'eau. La discontinuité des affleurements de la formation n'a pas permis de mesurer des coupes stratigraphiques utiles à l'échelle régionale.

Vallières (1971) n'a fait qu'une description succincte de la Formation de Saint-Roch. Nous nous référons donc aux quelques observations que nous avons faites sur des affleurements notés par cet auteur et à notre étude plus détaillée produite pour la région voisine de Saint-Raphaël (Lebel et Hubert, 1994).

À l'intérieur de la Formation de Saint-Roch, on retrouve surtout et par ordre d'importance décroissant, du grès vert ou gris vert, du mudrock rouge, du grès gris (à la limite du wacke et de l'arénite), un peu de siltstone, de mudrock gris foncé à noir, de subarkose grise à gris verdâtre, de mudrock vert grisâtre, de conglomérat polygénique à granules arkosiques et/ou calcaires, de rares carbonates et enfin de rares grès rouges.

La Formation de Saint-Roch se caractérise par une séquence cyclique de niveaux pélitiques et de niveaux gréseux, interprétée comme faciès de cône sous-marin en eau profonde déposé sur un glacis continental (Lajoie *et al.*, 1974). La base de la formation n'a pas été observée.

Lithostratigraphie

Dans la région adjacente de Saint-Raphaël, cinq lithofaciès différents ont été reconnus dans la Formation de Saint-Roch et identifiés par les sigles SR1 à SR5 (Lebel et Hubert, 1994). La répétition à plusieurs niveaux stratigraphiques de ces assemblages, composés de plusieurs lithologies, a permis de cartographier plusieurs unités stratigraphiques informelles, la plupart d'extension restreinte mais quelques-unes pouvant être tracées à travers toute la région. Dans la région de Saint-Malachie, trois de ces lithofaciès ont été retrouvés. Nous les avons désigné par les mêmes sigles que ceux utilisés pour la carte de Saint-Raphaël, mais précédé d'un «C» pour Cambrien: Csr1, Csr2, Csr3. Les contacts informels des lithofaciès, tels qu'ils ont été mis en carte, sont en grande partie recopiés de la carte de Vallières (1971) qui ne décrit pas les différentes unités cartographiées. L'assignation des différents lithofaciès aux bandes non identifiées de Vallières (1971) provient donc de nos propres descriptions d'affleurements relevés par cet auteur.

Les répétitions de lithofaciès sont considérées ici comme résultant d'une sédimentation cyclique plutôt que d'une répétition tectonique, car nous n'avons pas observé de failles.

Lithofaciès à grès conglomératique et conglomérat polygénique arkosique (Csr1)

Ce lithofaciès forme la bande la plus basse de la Formation de Saint-Roch, près de la faille de la rivière Boyer, dans la rivière du même nom. À cet endroit, l'unité est subaffleurante; seule la présence d'énormes blocs ayant été relevée. Dans la région située au nord (Saint-Raphaël), ce lithofaciès se présente en unités lenticulaires dont l'épaisseur stratigraphique varie de quelques mètres jusqu'à une centaine de mètres. Ce lithofaciès s'apparente au lithofaciès Csr3, dont il se distingue par sa granulométrie plus grossière. La lithologie dominante est un conglomérat polygénique arkosique à granules, passant parfois graduellement à un wacke arkosique. Les lits de grès et conglomérats sont habituellement amalgamés, sans interlit argileux, et montrent occasionnellement un granoclassement normal, des empreintes de charge

et des laminations diffuses qui permettent de déterminer l'orientation du plan de litage. Ce lithofaciès est habituellement situé à l'intérieur d'une séquence du lithofaciès Csr3 (dominé par du wacke arkosique).

Lithofaciès de mudrock rouge (Csr2)

Ce lithofaciès, défini par la prédominance de mudrock rouge, est rencontré à plusieurs niveaux différents dans la Formation de Saint-Roch. Chacun de ces niveaux recouvre presque toujours un niveau représentant un épisode de sédimentation à prédominance gréseuse. Le contact avec un autre lithofaciès est tracé là où les mudrocks rouges forment moins de 50 % de l'assemblage.

Les mudrocks rouges dominent le lithofaciès Csr2. Une faible proportion du lithofaciès Csr2 correspond à des mudslates verts ou noirs en lits minces. L'appellation mudrock regroupe un mudslate, un mudstone, un siltslate et un siltshale rouge dans les niveaux Csr2; le mudslate est parfois dominant. Ces mudrocks sont généralement massifs et interstratifiés avec des lits de siltstone et de grès très fin.

Les siltstones et les grès très fins gris vert sont de composition feldspathique. Ils se présentent généralement en lits minces intercalés entre des intervalles argileux épais. Ces lits représentent à peine plus de 10 % du lithofaciès Csr2. Les lits sont massifs et vont de quelques millimètres à 20 cm d'épaisseur. Ils montrent occasionnellement des laminations parallèles, obliques ou ondulantes. Les structures sédimentaires observées sont typiques des intervalles a, b et c de la séquence de Bouma (1962).

Des grès à grain moyen à très grossier représentent 5 à 10 % des lithologies du lithofaciès Csr2. Au contraire des lits de siltstone, qui sont habituellement séparés par des passées argileuses, les lits de grès sont fréquemment amalgamés et forment ainsi des crêtes rocheuses résistantes, faciles à suivre sur de grandes distances. Ces niveaux de quelques mètres d'épaisseur s'interstratifient avec les bandes de mudrock rouge. Ces grès sont des wackes qui sont identiques à ceux du lithofaciès Csr3.

Lithofaciès à wacke arkosique (Csr3)

Ce lithofaciès est caractérisé par la prédominance de grès immature. Il s'agit essentiellement de lits minces à épais, de wacke arkosique vert ou gris verdâtre, fréquemment glauconitique, qui présente jusqu'à 15 % de feldspaths roses. Ces wackes alternent avec des siltstones feldspathiques et des mudslates rouges, verts et noirs. La proportion de wacke varie d'une bande à l'autre. Certaines bandes montrent des grès, des siltstones et des mudrocks en proportions relativement égales. Ce lithofaciès varie rapidement d'épaisseur et passe latéralement au lithofaciès de mudrock rouge (Csr2).

Le lithofaciès Csr3 est constitué entre 70 à 90 % de grès, 5 et 10 % de siltstone et 5 à 25 % de mudrocks. On

distingue plusieurs niveaux stratigraphiques de ce lithofaciès.

Les grès du lithofaciès Csr3 forment généralement des lits massifs et amalgamés parfois granoclassés. Le granoclassement normal débute souvent par une base de lit microconglomératique. Les lits sont généralement minces à épais, souvent lenticulaires et montrent parfois de grandes stratifications obliques planes. On observe communément des empreintes de charge à la base des lits épais de grès et parfois des marques de semelles telles que des flûtes ou des cannelures. Les niveaux conglomératiques atteignent parfois plusieurs dizaines de centimètre d'épaisseur mais ne peuvent être cartographiés sur de grandes distances. Ces niveaux sont identiques à ceux décrits pour le lithofaciès Csr1. Les grès sont de granulométrie fine à très grossière et sont généralement des wackes arkosiques, et plus rarement, des arénites de type subarkose.

Les siltstones se présentent en lits de 3 mm à 60 cm, de couleur gris verdâtre à vert grisâtre, mais aussi, plus rarement, noirs et rouge grisâtre, donnant ainsi un aspect rubané à l'affleurement. On observe surtout des lamines parallèles dans les lits mais ceux-ci peuvent aussi être massifs et montrer des empreintes de semelle.

On rencontre occasionnellement des niveaux de mudrocks rouges de quelques mètres d'épaisseur mais latéralement discontinus. Ces mudrocks montrent essentiellement les mêmes caractères que ceux décrits dans le lithofaciès de mudrock rouge (Csr2).

Âge et corrélations

Nos travaux n'ont pas permis de trouver des fossiles pour dater la Formation de Saint-Roch. Dans la région de Kamouraska, des fragments de trilobites trouvés par Hubert (1965) indiquent un âge Cambrien inférieur. Des fossiles contenus dans des fragments de calcaires, dans des conglomérats calcaires provenant de l'unité susjacent de la Formation de Saint-Damase, confèrent à celle-ci un âge maximum Franconien (étage moyen du Cambrien supérieur). Comme il a été discuté dans la section portant sur l'âge de la Formation d'Armagh, il est possible qu'une partie du Saint-Roch soit d'âge Protérozoïque supérieur (Hadrymien).

Nous référons le lecteur à la section traitant de la Formation d'Armagh pour une discussion plus détaillée des corrélations régionales du Précambrien-Cambrien.

Dans la région de Saint-Raphaël, un lithofaciès très similaire (SR4) à la Formation de Saint-Damase est reconnu dans la partie supérieure du Saint-Roch. Dans la région de Saint-Malachie, la transition entre ces deux formations est plus nette, passant clairement des lithofaciès de wacke arkosique et de mudrock rouge à ceux de la Formation de Saint-Damase. Le mudrock rouge interstratifié avec les grès du Saint-Roch est observé jusqu'au contact avec la Formation de Saint-Damase. La

Formation de Saint-Roch, de la région de Saint-Malachie, est apparentée au lithofaciès décrits par St-Julien (1989) dans les deux unités inférieures du Groupe de Sillery, soit les formations de Sainte-Foy et de Saint-Nicolas. Récemment, des fossiles trouvés dans la partie inférieure du Groupe de Sillery ont permis d'y assigner un âge Cambrien inférieur (Guy Narbonne, communication personnelle, 1993), concordant avec l'âge de la Formation de Saint-Roch.

Résumé des observations concernant la sédimentologie de la Formation de Saint-Roch

Étant donné le peu d'affleurements de la Formation de Saint-Roch dans la région de Saint-Malachie, nous faisons ici un résumé de nos observations et conclusions faites pour la même formation dans la région de Saint-Raphaël. Ainsi, le Saint-Roch avait pour source des terrains sédimentaires, ignés et métamorphiques. On peut résumer comme suit les caractères sédimentologiques du Saint-Roch:

1. Il existe cinq lithofaciès distincts dont la distribution relative dans la formation varie dans l'espace.
2. La Formation de Saint-Roch est constituée à parts égales de mudrocks et de grès, et est de ce fait distincte de la Formation d'Armagh, laquelle est dominée par les grès à près de 85 %.
3. La plus grande partie des grès sont des wackes arkosiques mais la partie supérieure de la formation se distingue souvent par la prédominance de subarkose.
4. La plus grande partie des mudrocks sont des mudslates rouges mais la partie supérieure de la formation, dans la portion NE de la région de Saint-Raphaël, montre un lithofaciès à dominante de mudrock gris (lithofaciès SR5). Ce dernier lithofaciès n'a pas été relevé dans la région de Saint-Malachie.
5. La compilation des pourcentages lithologiques observés dans chacun des niveaux de la Formation de Saint-Roch de la région de St-Raphaël, montre la présence de trois mégarythmes cycliques, chacun représentant une arrivée massive de turbidite grossière au départ, suivie d'un appauvrissement graduel faisant place à des lithologies pélitiques.
6. À l'intérieur de chacun de ces mégarythmes, au moins deux cycles de sédimentation sont observés. Chacun de ces cycles est caractérisé par l'arrivée massive de turbidite grossière formant des lithofaciès à prédominance gréseuse. À la fin de chaque cycle, l'apport en sédiments gréseux diminue et un lithofaciès dominé par des mudrocks rouges apparaît, (lithofaciès Csr2).
7. Une évolution est également observée dans la maturité texturale de la séquence: le pourcentage de matrice et de feldspath des grès diminue vers le sommet du Saint-Roch. De même, la glauconie observée en abondance à la base du groupe disparaît graduellement vers le haut et est quasi absente du Groupe de

Trois-Pistoles susjacent. L'arrivée de sédiments calcaireux n'est observée qu'au début du troisième mégarythme de la formation, représentée par les lithofaciès SR4 et SR5, dans la région de Saint-Raphaël. Ce dernier mégarythme n'a pas été reconnu dans la région de Saint-Malachie.

GRUPE DE TROIS-PISTOLES

Le Groupe de Trois-Pistoles (Vallières, 1984) se situe au-dessus de la Formation de Saint-Roch et comprend les formations de Saint-Damase et de Kamouraska, que l'on observe seulement dans la nappe de la rivière Boyer dans la région de Saint-Malachie. Les roches du groupe affleurent le long d'une zone montrant de nombreux plis immédiatement au NW de la faille Richardson. Une faille de chevauchement subsidiaire répète les unités de ce groupe à l'intérieur de cette zone.

Formation de Saint-Damase (COdm)

Nomenclature

La Formation de Saint-Damase a été définie par Hubert (1973) dans la région de L'Islet – Kamouraska. Hubert (1973) y a également défini trois membres, lesquels n'ont pu être reconnus dans la région de Saint-Malachie. La Formation de Saint-Damase est dominée par une subarkose en lits occasionnellement granoclassés, interlitée de mudrock gris ou gris-vert et et sans mudrock rouge.

Distribution, nature, contacts et puissance

Le contact inférieur entre la Formation de Saint-Damase et la Formation de Saint-Roch est établi à la base de la première unité de subarkose au-dessus de la dernière unité de mudrock rouge. Le contact supérieur avec la formation de Kamouraska est graduel. La limite est située où l'on observe le caractère plus massif et plus quartzeux de cette dernière formation. La Formation de Saint-Damase forme deux bandes séparées par une faille de chevauchement pour former ainsi deux bandes. Dans la région, la meilleure coupe de cette formation est observée le long de la rivière Boyer, près de la montagne de Saint-Anselme.

Lithostratigraphie et pétrographie

La Formation de Saint-Damase consiste à environ 75 % en des subarkoses granoclassées de couleur grise, interlitées de mudslates vert foncé ou noirâtres dans les affleurements que nous avons relevés. Ces grès montrent de 10 à 20 % de feldspath, mais on retrouve aussi occasionnellement des lits plus matures montrant moins de 5 % de feldspath. Les lits vont de 1 cm à 2 m d'épaisseur, souvent amalgamés et granoclassés; un niveau de conglomérat à granules est aussi souvent présent à la base des lits. La granulométrie des subarkoses est en général moyenne. D'autre part, les mudrocks se présentent en général en minces interlits.

Formation de Kamouraska (Okm)

Nomenclature

La Formation de Kamouraska a été définie par Hubert (1973). Auparavant, Dresser (1912) avait utilisé le terme «Kamouraska» pour toutes les unités d'arénites et de conglomérats calcaires dans le Bas-Saint-Laurent. Hubert a montré que deux niveaux stratigraphiques distincts montrent des arénites, le Saint-Damase et le Kamouraska, mais que ce dernier est dominé par des arénites quartzieuses alors que le Saint-Damase l'est plutôt par des subarkoses. Néanmoins, Hubert (1973) a aussi suggéré que le lithofaciès d'arénite quartzieuses se retrouve aussi localement dans la partie médiane de la Formation de Saint-Damase ; lithofaciès qu'il nomme membre de La Pocatière. Dans la région de Saint-Malachie, seule la Formation de Kamouraska montre ce lithofaciès ; elle est composée dans sa plus grande partie d'arénite quartzieuse mais aussi de subarkose et de rares niveaux de conglomérat polygénique calcaire.

Distribution et contacts

La formation affleure dans les deux bandes du Groupe de Trois-Pistoles dans la région. La bande la plus au nord est biseauté par la faille de Saint-Raphaël ; celle située plus au sud est très plissée et disparaît sous la nappe Richardson aux abords de Saint-Gervais.

Lithostratigraphie

Nous référons ici à la description succincte de Vallières (1971). Une description plus étayée apparaît dans Hubert (1973) et Lebel et Hubert (1994) qui ont décrit cette unité dans les régions adjacentes. Nos travaux de révision confirment les observations de Vallières (1971) :

«La Formation de Kamouraska est caractérisée par ses bancs épais de quartzite massive qui forment des buttes blanches bien arrondies. À l'intérieur de ces quartzites, on peut tracer des horizons de conglomérats à cailloux surtout calcaires.

«Le long des ruisseaux importants, on voit que les quartzites et les conglomérats sont interstratifiés avec des siltstones laminés et des shales gris, verts et rouges qui comptent pour environ 50 % de la séquence laquelle est puissante d'environ 240 mètres

«[...] La polarité de ces strates vers le S-E est indiquée par des granoclassements dans les conglomérats calcaires ou par de rares «figures d'écoulement.»» (Vallières, 1971, page 51).

Corrélations

La corrélation entre les unités du Groupe de Trois-Pistoles de la région de Saint-Malachie et les unités des régions situées plus au NE pose peu de problèmes car la Formation de Kamouraska est un horizon marqueur relativement fiable. Slivitzky et St-Julien (1987) ont proposé

que la Formation de Lauzon du Groupe de l'Île d'Orléans serait équivalente au Groupe de Trois-Pistoles et nous pensons de même. L'âge attribué aux formations du Groupe de Trois-Pistoles dans le tableau 2 est tiré de Vallières (1984). Aucune nouvelle collection fossilifère n'a été recueillie lors de nos travaux.

FORMATION DE RIVIÈRE OUELLE (Oro)

Nomenclature

Nous conservons ici l'usage de la Formation de Rivière Ouelle fait par Hubert (1973) et Lebel et Hubert (1994) pour désigner la séquence de mudrocks de couleur variée située au-dessus de la Formation de Kamouraska. La coupe type de la formation est située hors de la région étudiée sur les berges de la rivière Ouelle, en amont de Saint-Pacôme.

Distribution et contacts

Dans la région, la Formation de Rivière Ouelle se trouve au sommet de la séquence stratigraphique au SE de la faille de Saint-Raphaël dans une zone étroite située au nord de la faille Richardson. Le contact entre le Kamouraska et le Rivière Ouelle semble graduel.

Lithostratigraphie

La formation est à prédominance pélitique. Elle se compose de mudslate gris et gris-vert alternant avec quelques niveaux de quelques dizaines de mètres de mudslate rouge, violet et noir. De minces lits de siltstone ou de grès plus ou moins calcaires alternent avec les niveaux argileux.

Étant donné le peu d'affleurements observés dans la région de Saint-Malachie, nous référons le lecteur à nos observations faites dans la région voisine de Saint-Raphaël. Là, les mudslates et siltslates se présentent en minces interlits allant de 1 mm à 30 cm d'épaisseur. Ils sont massifs ou finement laminés. Leur couleur varie de gris foncé à vert foncé grisâtre ou noirâtre en cassure fraîche, de couleur similaire en surface altérée où ils sont teintés en brun. Des grès se présentent en lits minces de 1 cm à 30 cm, interlités avec les mudrocks. Ils présentent généralement de fines lamines parallèles, obliques ou entrecroisées ou en volutes et montrent souvent des empreintes de charge ou d'érosion à la semelle des lits. De plus, les lits sont fréquemment bioturbés, parsemés de terriers.

Âge et corrélations

Les lithologies comprises dans la Formation de Rivière Ouelle de la région de Saint-Malachie sont facilement corrélables avec celles observées pour la même formation dans les régions de Saint-Raphaël et de L'Islet Kamouraska. Dans cette dernière région, Hubert (1973) n'a pu recueillir de fossiles qui dateraient cette formation. Dans la région de Rivière-du-Loup, Vallières (1984) a

recueilli des graptolites qui donnent un âge Arénigien inférieur à supérieur (Ordovicien inférieur) à cette formation. Quelques crustacés ont été recueillis au sud de Montmagny; ces fossiles suggèrent un âge Ordovicien. Récemment, Slivitzky et St-Julien (1987) ont corrélié la Formation de Lévis et celle de la Pointe de La Martinière avec la Formation de Rivière Ouelle. Nos travaux permettent d'observer une similitude frappante de lithofaciès entre la Formation de Pointe de La Martinière et la Formation de Rivière Ouelle. De même, les collections fossilifères dans la Formation de Pointe de La Martinière donne des âges identiques à ceux reconnus par Vallières (1984) pour le Rivière Ouelle.

Nappe de Bacchus et nappe de Sainte-Hénédine

Pour des raisons de corrélations lithostratigraphiques, nous décrivons ici ensemble les nappes de Bacchus et de Sainte-Hénédine qui contiennent les mêmes lithofaciès. Dans la région de Saint-Malachie, ces lithofaciès appartiennent au Groupe de l'Île d'Orléans. Les roches de la nappe de Bacchus sont restreintes à une zone limitée à l'extrémité NW de la région, tandis que la nappe de Sainte-Hénédine forme le soubassement de la région située entre la faille de la rivière Boyer et la faille Richardson.

GRUPE DE L'ÎLE D'ORLÉANS (COio)

Nomenclature

Le terme «Groupe de l'Île d'Orléans» a été introduit par Slivitzky et St-Julien (1987) dans leur synthèse de la géologie de l'Estrie – Beauce pour regrouper trois formations exposées sur l'île d'Orléans. Ces trois unités sont, de bas en haut; la Formation de l'Anse Maranda, la Formation de Lauzon (anciennement Formation de Trou Saint-Patrice) et la Formation de Pointe de La Martinière. Nous maintenons cet usage, aussi utilisé dans Lebel et Hubert (1994).

Description, nature et contact

Bien que plus déformées que celles de la nappe de Bacchus, les roches de la nappe de Sainte-Hénédine montrent essentiellement les mêmes lithologies. Lebel et Hubert (1994) ont décrit en détail la composition du Groupe de l'Île d'Orléans dans la région de Saint-Raphaël et nous y référons le lecteur qui veut en savoir davantage. Vallières (1971) a résumé les caractères du Groupe de l'Île d'Orléans de la nappe de Sainte-Hénédine qu'il désignait alors sous le terme de «pélites ordoviciennes»:

«Lithologiquement, ces «pélites ordoviciennes» sont constituées de deux assemblages différents: le premier comprend des mudstones rouges et verts et, en quantité moindre, des siltstones calcareux et du calcaire et le

second des pélites gris foncé ou noires dans lesquelles on peut trouver quelques lits de grès, de calcaire et de conglomérat calcaire.

«Ces deux assemblages sont coupés par de nombreuses failles. Les roches qui les constituent sont fortement plissées et traversées par deux schistosités. À quelques endroits près de la faille de Sainte-Claire, elles sont très déformées.

«Il est difficile d'y établir une stratigraphie à cause du manque d'affleurements et d'horizons marqueurs; à un endroit situé à l'W de la faille de Sainte-Claire (*i.e. ici la faille Richardson*) et au sud de la rivière Etchemin, nous avons tracé un horizon de grès quartzeux et de conglomérat calcaire intraformationnel d'orientation N-E.

«Il n'a pas été trouvé de fossiles dans les pélites de notre région mais on en a recueillis à quelques endroits à l'W de Saint-Anselme et sur la rivière Chaudière, dans des régions cartographiées par St-Julien (1968–1969) (communication personnelle, 1970). Ces fossiles ont été identifiés par John Riva de l'université Laval, ce qui a permis de dater le premier assemblage que nous avons mentionné plus haut comme étant Arenig (Ordovicien inférieur), et le deuxième Caradoc supérieur (Ordovicien moyen).» (Vallières, 1971, pages 54–55).

Nos observations concordent en général avec celles de Vallières, mais ajoutons ici celles faites lors du levé récent de deux excellentes coupes exposées le long de la rivière Etchemin aux environs de Saint-Anselme et le long de la rivière Boyer au nord-ouest de Honfleur.

La coupe de la rivière Boyer est fortement déformée, au point où pratiquement tous les lits sont démembrés en copeaux sigmoïdaux, rarement plus grands que quelques mètres, qui donnent un aspect de mélange tectonique à la roche observée à cet endroit. Les différents copeaux sont composés de mudslates versicolores tels qu'ils ont été décrits ci-haut par Vallières (1971) et aussi localement, de blocs sigmoïdaux formés de bouts de lits étirés de conglomérat calcaire. Ce mélange est inclus dans le Mélange de la rivière Boyer et est décrit plus loin dans la section traitant de la géologie structurale.

La coupe de la rivière Etchemin est beaucoup moins déformée. Les copeaux de failles repérés sont généralement de taille hectométrique. Bien que les lithofaciès observés soient en général facilement comparables à ceux des formations de Lauzon ou de Pointe de La Martinière, tels qu'ils ont été observés dans la région de Saint-Raphaël, il nous a été impossible de trouver une coupe montrant le contact entre ces deux formations. Comme il a été montré dans Lebel et Hubert (1994), la discrimination entre les différentes formations est difficile en l'absence d'une coupe continue de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur ou de fossiles caractéristiques, car plusieurs lithofaciès sont communs aux trois formations du Groupe de l'Île d'Orléans.

La coupe montre des séquences décamétriques de mudslate rouge qui s'interlitent en proportions égales ou variables avec des lits de mudslate vert ; l'une de ces deux lithologies peut éclipser ou dominer l'autre. Occasionnellement, quelques minces lits de siltstone gris verdâtre finement laminés, parfois calcareux ou glauconieux, ou de mudslate pourpre sont observés. Plus rarement, on observe des lits moyens de conglomérat polygénique à fragments de calcaire, de shale et de quartzite ou des bancs de subarkose calcareuse et glauconieuse, interlités de mudslate gris foncé comme on en observe souvent dans la Formation de Lauzon de la région de Saint-Raphaël.

Ainsi, des portions de la coupe pourraient être assimilées aux différents lithofaciès décrits dans la région de Saint-Raphaël, comme par exemple au lithofaciès de mudslate rouge et de siltstone de la Formation de Pointe de La Martinière (PM3 de Saint-Raphaël), mais malheureusement, celui-ci peut facilement être confondu avec un autre dans la Formation de l'Anse Maranda. De la même façon, des conglomérats calcaires, tels que ceux observés aux abords du pont sud de Saint-Anselme, peuvent être alternativement associés à la Formation de Lauzon ou à celle de Pointe de La Martinière.

Malgré plusieurs recherches, nous n'avons pu trouver de fossiles ; en raison de cela, et aussi parce que des failles répètent souvent les différents lithofaciès, toute tentative d'assignation d'une partie ou de toute la coupe à quelque formation que ce soit du Groupe de l'Île d'Orléans est rendue impossible. On peut faire le même commentaire en ce qui a trait à toutes les roches de la nappe de Sainte-Hénédine qui sont généralement mal exposées.

RÉSUMÉ DES OBSERVATIONS CONCERNANT LA SÉDIMENTOLOGIE DU GROUPE DE L'ÎLE D'ORLÉANS

Les observations suivantes faites pour les roches du Groupe de l'Île d'Orléans dans la région de Saint-Raphaël (Lebel et Hubert, 1994) s'appliquent également à la région de Saint-Malachie. Le Groupe de l'Île d'Orléans, d'âge Ordovicien inférieur à moyen, avait pour source de sédiments des terrains sédimentaires, ignés et métamorphiques. La provenance sédimentaire était fort probablement un milieu de plate-forme peu profond et oxydant, signalé par des fragments d'algues vertes, et la présence d'oolites qui suggère une certaine énergie du milieu (Héroux, 1970). La suite des minéraux accessoires et l'abondance de feldspath dans les grès de la Formation de Lauzon indique une source ignée et métamorphique. La provenance ultime de ces minéraux pourrait très vraisemblablement être la province de Grenville, mais la localisation exacte de cette source ne peut être déterminée en n'utilisant que la composition du sédiment.

CORRÉLATIONS

La partie médiane du Groupe de l'Île d'Orléans (Formation de Lauzon) est du même âge que la partie

supérieure du Groupe de Trois-Pistoles. Les unités du Groupe de Trois-Pistoles, qui devraient être le plus facilement corrélables avec la Formation de Lauzon, sont celles que l'on retrouve directement au SE de la nappe de Bacchus, c'est-à-dire dans la nappe de la rivière Boyer.

La Formation de Saint-Damase (base de Trois-Pistoles) montre une composition comparable à la Formation de Lauzon, mais elle a été datée ailleurs comme d'âge Cambrien supérieur. Nous n'avons pu la dater dans la région de Saint-Malachie mais il serait vraisemblable de la corréler avec une bonne partie de la Formation de Lauzon.

Dans le cas de la Formation de Pointe de La Martinière, la corrélation est évidente. Une parenté lithologique est facile à reconnaître avec la Formation de Rivière Ouelle présente aussi dans la région et plus au NE dans tout le Bas-Saint-Laurent. La corrélation en âge est aussi facile à faire bien que la Formation de Rivière Ouelle soit mal datée dans la région de l'Islet - Kamouraska. Par contre, Vallières (1984) y a recueilli des graptolites dans la région de Rivière-du-Loup. Ces fossiles, et d'autres recueillis par d'autres auteurs, donnent un âge Arénigien inférieur à supérieur (Ordovicien inférieur) à cette formation, identique à celui de la Formation de Pointe de La Martinière. Récemment, St-Julien (1989) a corrélé la Formation de Lévis et celle de la Pointe de La Martinière avec la Formation de Rivière Ouelle sur des bases chronostratigraphiques.

Les collections citées par Vallières (1971) et provenant de la nappe de Sainte-Hénédine sont compatibles en âge avec celui de la Formation de Pointe de La Martinière dans la région de Saint-Raphaël (fin Trémadocien à début Landvirnien). Une collection que nous avons recueillie sur l'Île aux Grues, en face de Montmagny, dans un lithofaciès du Groupe de l'Île d'Orléans est attribuée à l'Ordovicien moyen (zone à *Nemagraptus gracillis*, Riva, communication personnelle, 1990). La nappe de Sainte-Hénédine regroupe donc des roches d'âges variés juxtaposées de façon tectonique ; toutefois ces roches appartiennent à un ensemble lithologique caractérisé par des sédiments similaires. La même observation pourrait s'appliquer selon nous au wildflysch reconnu par St-Julien et Osborne (1973), à quelques kilomètres en aval de Saint-Anselme de la rivière Etchemin ; ce wildflysch montre des roches similaires à celles des nappes de Bacchus et de Sainte-Hénédine. Il nous apparaît ainsi fort convenable d'assigner la plupart des roches du fameux wildflysch à un équivalent démembré tectoniquement du Groupe de l'Île d'Orléans, tout comme nous le faisons ici pour les roches de la nappe de Sainte-Hénédine. Nous croyons que le terme «Groupe de l'Île d'Orléans» convient pour décrire les roches de la nappe de Sainte-Hénédine. Nous proposons donc d'abandonner le terme de «Formation de Sainte-Hénédine», tel qu'il a été proposé par St-Julien et Hubert (1975) et repris par Slivitzky et St-Julien (1987) et St-Julien (1989), pour décrire les roches de la nappe de Sainte-Hénédine à l'ouest

de la région de Saint-Malachie. Cette simplification a pour bénéfice de rendre plus compréhensible la stratigraphie régionale.

Sédiments quaternaires (Qd) et tourbières (Qt)

La dernière glaciation a laissé de nombreuses traces de son passage dans la région sous la forme de marques d'érosion glaciaire et de dépôts sédimentaires. En général, l'épaisseur de la couverture de sédiments meubles est mince, à l'exception de quelques zones étroites. La cartographie systématique de ces sédiments existe déjà (LaSalle *et al.*, 1976 et MER, 1984b) et est résumée sur la carte, (adaptation de la carte du MER, 1984b).

Seuls des sédiments reliés à la dernière glaciation d'âge Wisconsin ou plus récents (Holocène) ont été notés par LaSalle *et al.* (1976). On peut trouver dans Chauvin *et al.* (1985), un excellent sommaire de l'histoire de la déglaciation du Bas Saint-Laurent, dont une mention des phénomènes observés dans la région de Saint-Malachie. Nous référons le lecteur à ces auteurs pour une description plus complète des sédiments mais nous en faisons un sommaire ici.

Du till se retrouve sur la quasi-totalité de la région en une couche de moins de un mètre. Localement, l'épais-

seur du till excède 10 m. Un grand volume de sédiments fluvio-glaciaires se situe entre Saint-Damien-de-Buckland et Armagh, le long des vallées de trois cours d'eau, c'est-à-dire à la tête de la rivière aux Billots (près de Saint-Damien) et tout au long des vallées du ruisseau du Sud et de la rivière Armagh (aussi appelée rivière à la Fourche sur les cartes 1 : 20 000). En direction NE à partir de Saint-Damien, on observe ainsi une crête sableuse qui a été décrite par Chauvin *et al.* (1985) en conjonction avec d'autres dépôts voisins comme le complexe morainique de Saint-Damien. Cette moraine a été interprétée par ces auteurs comme représentant une série d'accumulations de sédiments glacio-fluviatiles et de contact de glace, mis en place par les masses stagnantes de glace situées dans les hautes-terres des Appalaches, pendant la dernière phase de la dernière déglaciation, il y a environ 13 000 ans.

Des sédiments marins sont aussi observés dans le quart NW de la région. Ils consistent en une lisière de sable et de gravier littoraux marins s'étendant selon une direction NW-SE au sud du Bras Saint-Michel sur une largeur d'environ 3 km. Au nord de cette bande, une zone d'argile marine est observée. La seule tourbière présente dans la région chevauche l'extrémité NW de la région et se situe sur la zone d'argile marine. On peut trouver dans Buteau (1989) une description de son étendue et de sa composition.

Géologie structurale

La structure de la région de Saint-Malachie est relativement complexe. Une seule phase de déformation affecte la partie NW du territoire alors que jusqu'à cinq générations de structures ont été observées dans la partie SE (Granger, 1973). Les roches de la région ont été déformées par l'orogénèse taconique (St-Julien et Hubert, 1975) et fort possiblement aussi par l'orogénèse acadienne pour ce qui concerne la partie SE. Cinq nappes de chevauchement, d'orientation NE-SW ont été reconnues. Des structures ou des lithologies particulières à chacune des nappes ont été observées et ont servi de base à la définition de ces unités structuro-stratigraphiques. Ce sont du nord-ouest au sud-est : la nappe de Bacchus, la nappe de la rivière Boyer, la nappe de Sainte-Hénédine, la nappe Richardson et la nappe de Buckland. Ces termes ont été définis dans le rapport précédent de Lebel et Hubert (1994) à l'exception des nappes de Sainte-Hénédine et de Buckland. Les contacts entre les nappes correspondent à des zones démembrées qui incluent des copeaux de failles dont le Complexe de Sainte-Marguerite qui représente une série de copeaux de compositions diverses, coincée sous la nappe Richardson. Enfin, à l'intérieur de chacune des nappes, une ou plusieurs failles de chevauchement d'ordre secondaire définissent des écailles; des plis d'amplitudes diverses sont aussi observés.

La schistosité de première phase (S_1) est observée partout. Son attitude est parallèle aux structures régionales. D'autres clivages reprennent la stratification et S_1 . Ces clivages ont été relevés localement. L'étude descriptive et analytique des microstructures et de la mégastructure a été faite de façon détaillée par Vallières (1971), Granger (1973) et Bériault (1975); nous en ferons un résumé synthétique en y ajoutant les résultats de nos propres travaux.

Les failles de chevauchement et les nappes

Les cinq nappes de chevauchement reconnues dans la région de Saint-Malachie sont séparées par la faille de la rivière Boyer, la faille Richardson et la faille de Buckland (figure 1). Une coupe structurographique (figure 4) permet de visualiser en trois dimensions la géométrie de ces nappes.

NAPPE DE BACCHUS

La nappe de Bacchus est l'unité structurale la plus basse observée dans la région. Nous avons montré (Lebel et Hubert, 1994) que cette nappe est constituée de lithologies assignées au Groupe de l'Île d'Orléans et

répétées plusieurs fois par une série de failles de chevauchement d'ordre secondaire. Étant donné la faible étendue de la portion de la nappe de Bacchus qui affleure dans la région et la pauvreté des affleurements, aucune nouvelle faille n'y a été relevée. Cette nappe s'étend du coin NW de la région jusqu'à la faille de la rivière Boyer.

NAPPE DE LA RIVIÈRE BOYER

La nappe de la rivière Boyer s'étend au SE de la faille de la rivière Boyer et chevauche la nappe de Bacchus au NW et la nappe de Sainte-Hénédine au SE (figures 1 et 4). Dans la région immédiatement à l'ouest, la faille de la rivière Boyer est plissée selon un axe synclinal plongeant abruptement vers le NE (St-Julien et Osborne, 1973). Dans la région de Saint-Malachie, la nappe semble peu affectée par ce plissement, les roches qui y sont observées à l'échelle régionale étant orientées NE-SW selon une séquence quasi homoclinale pentée vers le SE. La nappe Richardson recouvre la nappe de Sainte-Hénédine et la nappe de la rivière Boyer.

On observe aussi à l'intérieur de la nappe de la rivière Boyer, le prolongement SW d'une faille d'ordre secondaire appelée «faille de Saint-Raphaël» par Lebel et Hubert (1994). Cette faille répète la partie supérieure de la séquence stratigraphique par le biais d'une écaille appelée «écaille de Saint-Raphaël», qui constitue la partie SE de la nappe de la rivière Boyer.

NAPPE DE SAINTE-HÉNÉDINE

La nappe de Sainte-Hénédine est exposée au coeur de la structure anticlinoriale affectant aussi la nappe Richardson. Elle a été définie pour la première fois par St-Julien et Osborne (1973) dans la région voisine et étendue dans la région de Saint-Malachie par St-Julien et Hubert (1975). St-Julien (1989) a séparé cette nappe en deux nappes appelées «nappe de Coulombe» et «nappe de Saint-Maxime» dans la région voisine à l'ouest. Nous n'avons pas trouvé d'évidence claire dans notre région qui justifie cette distinction et c'est pourquoi nous préférons utiliser une seule unité structuro-stratigraphique pour décrire ce secteur, bien que nous convenions qu'il existe un grand nombre de failles de second ordre à l'intérieur de la nappe de Sainte-Hénédine. Ainsi, dans la région, il a été impossible de cartographier dans cette nappe quelques unités que ce soit sur de grandes distances. À l'ouest de la région de Saint-Malachie, St-Julien (1989) montre des structures en dômes et bassins, caractéristiques d'une déformation montrant au moins deux phases de plissement. Un clivage de deuxième phase a aussi été relevé

dans cette nappe par Vallières (1971), orienté NE-SW et penté modérément vers le NW.

Mélange de la rivière Boyer

Une zone complexe d'unités intensément cisailées et délamainées a été observée sous les failles de la rivière Boyer et Richardson, affectant les lithologies du Groupe de l'Île d'Orléans dans la nappe de Sainte-Hénédine, et imbriquant les copeaux du Complexe de Sainte-Marguerite et de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme. Au contact avec la nappe de Sainte-Hénédine, ce mélange ne montre pas de contact franc, mais une transition graduelle entre des unités démembrées et le reste de la nappe, peu démembrée (figures 1 et 4). Dans cette zone, les copeaux montrent des dimensions variables, qui vont de quelques millimètres à plusieurs dizaines de mètres. Ce mélange est observé suivant une bande d'environ 2 à 3 km de large sous les failles Richardson et de la rivière Boyer.

Copeaux du Complexe de Sainte-Marguerite et de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme

Les copeaux de faille du Complexe de Sainte-Marguerite sont considérés comme liés à la mise en place des nappes Richardson et de la rivière Boyer. Ces différents copeaux sont limités par des failles de chevauchement. La plupart de ces failles ne sont pas visibles sur le terrain et ont été tracées approximativement par Vallières (1971). La structure interne de chacun de ces copeaux a été décrite en détail par ce dernier. En résumé, citons ici quelques passages de son travail :

«À l'intérieur de chacun des segments (...), les relations structurales sont simples. Les strates y sont sub-verticales, sauf aux charnières de plis et dans la partie N du segment de Saint-Lazare où les pendages sont faibles.

«Des plis peuvent être observés dans le segment de Saint-Lazare où ils sont en forme de S, ouverts et à faibles plongées (30°) vers le N-E. Dans le segment du Petit José, un pli en Z plonge à 40° vers le S. À cet endroit, des grès fins montrent deux schistosités dont la première, S₁, orientée N-S avec un pendage vers l'W d'environ 80°, semble correspondre au plan axial du pli : son intersection avec le litage donne une linéation concordante (34° et 64°S) avec la plongée du pli, ce qui impliquerait un lien génétique avec le plissement. La deuxième schistosité, S₂, est aussi orientée vers le N-E et son pendage est très faible, de l'ordre de 20° vers le N-W ; cette orientation est la même que celle de la schistosité S₂ qui traverse les roches des formations adjacentes (pélites ordoviciennes et Formation d'Armagh). Deux flexures peuvent être cartographiées, l'une dans le segment du rang Saint-André, l'autre dans celui du rang Sainte-Suzanne. Dans ces deux cas, de même que pour le pli du rang Petit José, on voit

particulièrement bien que les charnières de plis sont le lieu d'affleurements importants.

«Sauf au pli du rang Petit José, on n'observe qu'une schistosité d'ailleurs rare, développée localement dans les grès fins et restreinte aux segments situés au S de Saint-Lazare [...]. La polarité qu'elle indique concorde avec celles des structures sédimentaires.

«Dans le segment de la route 25A, les strates sont beaucoup moins inclinées [...]. À cause de cela, il est très difficile de relier les affleurements les uns aux autres ; [...] près de Saint-Gervais, où les pendages deviennent plus abrupts, il est de nouveau possible de tracer des horizons de lave et de grès qui semblent là coupés par des failles ; mais ailleurs, au N de la route 25A, on ne peut rien dire de la structure sinon que les dépôts semblent être sub-horizontaux. Il n'y a aucune schistosité.

«À la montagne de Saint-Anselme, entre les deux routes, les strates forment un synclinal ouvert plongeant généralement de 15 à 25 degrés vers le N-E ; mais, localement, ces plongées peuvent être nulles (surtout dans la partie N-E) ou très abruptes. Les flancs du synclinal sont plissés. Ils ne montrent cependant aucune schistosité.» (Vallières, 1971, pages 25-26).

NAPPE RICHARDSON

La nappe Richardson représente l'unité structurale dominante de la région de Saint-Malachie couvrant plus de la moitié du territoire. Elle comprend les formations d'Armagh et de Rosaire. La faille Richardson sépare la nappe Richardson des nappes de la rivière Boyer et de Sainte-Hénédine. Cette faille montre en carte une trace sigmoïdale en «S» (figure 1) indiquant qu'elle est plissée selon un axe plongeant vers le NE. Près de Saint-Gervais, la faille Richardson se divise en deux embranchements : le premier se dirige vers le SW et représente la faille de la rivière Boyer, le second se dirige vers le nord-est et représente la continuité de la faille Richardson. Une coupe, établie avec l'aide des informations de surfaces disponibles et sur la base d'autres travaux faits dans les régions adjacentes, indique que le rejet de la faille Richardson a un minimum de 15 km.

La faille Richardson constitue un linéament structural important facilement identifiable à l'échelle régionale tant sur une image Landsat que sur des photos aériennes de grande échelle. Cette faille est un élément majeur des Appalaches, prenant son origine à l'ouest de la rivière Chaudière et se poursuivant vers le NE jusque dans la région de Rivière-du-Loup. Jusqu'à présent, la limite SE de cette nappe n'a jamais été clairement définie et ce, pour plusieurs raisons. Ainsi, le contact entre la Formation de Rosaire et celle d'Armagh a été souvent interprété comme un contact de faille et parfois même, comme la limite de la nappe Richardson (Vallières, 1984 ; Slivitzky et St-Julien, 1987), ce qui restreignait considérablement

l'étendue de cette nappe. Béland (1957) n'avait pas noté de faille importante entre ces deux unités et considérait qu'elles étaient probablement en contact normal, le Rosaire étant superposé à l'Armagh de façon stratigraphique. Le contact entre le Rosaire et l'Armagh a ainsi été interprété de différentes façons, ce qui fait qu'il a été considéré parfois plus jeune que l'Armagh (Béland, 1957; Vallières, 1984), ou plus vieux que celui-ci (Ells, 1889, St-Julien et Hubert, 1975). Ainsi, on a considéré que la nappe Richardson avait chevauché la zone montrant du Rosaire [nappe d'Armagh de Vallières (1984)] ou que le Rosaire, en se superposant au schistes de la Suite de Bennett, constituait le centre d'une mégastucture anticlinoriale, tandis que l'Armagh était possiblement plus jeune que le Rosaire car situé au sommet de cette structure (Hubert, 1967). Vallières (1984) a consacré une discussion détaillée à ces questions mais nous croyons que ses conclusions quant à la mégastucture régionale sont à revoir. L'étude précise de la stratigraphie et de la structure de la région de Saint-Malachie permet selon nous d'éclaircir notre compréhension de la tectonostratigraphie.

Nous proposons d'étendre la nappe Richardson jusqu'à la faille de Buckland. La nappe Richardson ainsi définie comprend à la fois les formations d'Armagh et de Rosaire. La limite entre la Suite de Bennett située au SE et les unités de la nappe Richardson n'est pas marquée par un changement clair et abrupt; il s'agit plutôt d'une transition graduelle dans le grade métamorphique. Seule la faille de Buckland semble représenter une structure de nature importante pouvant être utilisée pour marquer la limite SE de la nappe Richardson. La stratigraphie interne de la nappe Richardson est demeurée plutôt obscure jusqu'à nos récents travaux (Lebel et Hubert, 1994), ce qui empêchait de reconnaître des répétitions de failles importantes. Dans la région de Saint-Malachie, de nombreuses failles d'ordre secondaire découpent ainsi la nappe en une série d'écailles que l'on peut délimiter grâce à une meilleure connaissance de la stratigraphie. Le prolongement de ces failles et de ces écailles dans les secteurs voisins demeure à définir, à l'exception du secteur de Saint-Raphaël où certaines de ces structures ont été reconnues initialement.

Quatre écailles de chevauchement ont été définies dans la nappe Richardson. Il s'agit du NW au SE de: l'écaille de base, l'écaille de Saint-Nérée, l'écaille des Abénaquis et l'écaille de Saint-Malachie (figures 1 et 4). Ces écailles sont amenées par les failles de chevauchement du même nom (à l'exception de l'écaille de base).

L'écaille de base a été définie au départ dans la région de Saint-Raphaël (Lebel et Hubert, 1994). Comme toutes les écailles de la nappe Richardson, elle montre à sa base la Formation d'Armagh suivie de celle de Rosaire en continuité stratigraphique. La stratification orientée NE-SW est fortement pentée vers le SE. Des plis P_1 subparallèles à la stratification et à double plongement ont été relevés. Il s'agit de plis droits dont la longueur

d'onde est de l'ordre du kilomètre. Aux abords de la faille Richardson les plis sont plus rapprochés et déjetés vers le NW. Au nord de Saint-Lazare, près du segment NW-SE de la faille Richardson, les axes de plis et les strates sont orientés N-S ou NW-SE, reflétant en cela l'attitude plissée de la nappe Richardson dans ce secteur. L'écaille de base est limitée au SE par la faille de Saint-Nérée.

La faille de Saint-Nérée est une faille subsidiaire de la faille Richardson: elle s'en sépare en surface aux environs de Sainte-Marguerite. Nous l'avons repérée sur le terrain grâce à une répétition de la Formation d'Armagh chevauchant la Formation de Rosaire et par quelques affleurements où la faille est elle-même bien exposée. Ainsi, la zone de faille affleure en bordure du 4^e Rang Est, à moins d'un kilomètre au NE de l'église de Saint-Nérée. On y observe une protomylonite montrant une schistosité bien développée et pentée abruptement vers le SE (070°). La matrice est une ardoise rouge qui montre des copeaux sigmoïdaux de grès arkosique chloriteux, étirés subparallèlement au pendage de la schistosité et d'une longueur de quelques millimètres à quelques centimètres de longueur (axe le plus long). La zone de faille exposée à cet endroit est épaisse d'une vingtaine de mètres, à partir de la faille elle-même qui a été tracée le long du ruisseau du Quatre. Un autre affleurement montrant la zone de faille, de moindre qualité mais qui présente un caractère semblable, a été repéré à environ 1,5 km à l'est de Saint-Lazare. Dans la région de Saint-Raphaël, où la zone de faille a d'abord été reconnue (Lebel et Hubert, 1994), elle est bien exposée au ruisseau Noir et dans la rivière du Sud. Nous avons suivi la faille de Saint-Nérée à travers toute cette dernière région et présumons qu'elle doit se poursuivre sur une distance considérable vers le nord-est (parallèlement à la faille Richardson), étant donné l'ampleur du rejet stratigraphique observé.

L'attitude des strates observées dans l'écaille de Saint-Nérée passe, du NW au SE, d'abruptement pentée vers le SE à déversée au SE. Ce déversement graduel des strates vers le SE, en se dirigeant vers le SE, est observé pour l'ensemble de la nappe Richardson (figure 4). Il traduit possiblement un effet de rotation des écailles anciennes situées dans la zone la plus interne («hinterland») par l'accrétion d'écailles plus jeunes («piggyback thrusting») dans l'avant-pays («foreland»). Un phénomène similaire a été décrit par Mountjoy (1992) dans la chaîne de chevauchement des Rocheuses canadiennes. Selon nous, l'attitude déversée des strates observées dans l'écaille de Saint-Nérée (pentée vers le NW avec polarité au SE), a été faussement interprétée auparavant comme étant le reflet d'une mégastucture synclinoriale. Ainsi, Vallières (1984) a suggéré que la faille Richardson était plissée en profondeur et ressortait au NW de la zone du Rosaire (approximativement ici notre écaille de Saint-Malachie) pour ensuite être de nouveau plissée selon l'axe anticlinorial de la nappe de Buckland (anticlinorium des monts Notre-Dame) et replonger ainsi sous le Groupe de Caldwell. Nos observations, appuyées par celles de Granger (1973)

et Bériault (1975), suggèrent plutôt que la faille qui sépare la Suite de Bennett de la nappe Richardson (faille de Buckland) est un rétrocharriage tardif, distinct de la faille Richardson (figure 4). Ainsi, la reconnaissance de répétitions par chevauchement à l'intérieur de la nappe Richardson apporte un éclairage nouveau quant à la mégastucture de ce segment des Appalaches.

L'attitude générale du clivage ardoisier S_1 dans l'écaïlle de Saint-Nérée est subparallèle à la stratification. Un deuxième clivage (S_2), celui-là de crénulation, fait son apparition à partir de l'écaïlle de Saint-Nérée. Il est présent dans toute la région situé plus au SE. Ce clivage est généralement orienté NE-SW et penté modérément vers le NW. Il est similaire sinon le même que celui observé dans la nappe de Sainte-Hénédine. Bien que l'isograde des schistes verts soit toujours difficile à déterminer clairement, une limite métamorphique coïncide avec la faille de Saint-Nérée, car plus au SE les roches contiennent systématiquement de la chlorite, associée souvent à des réseaux de veines de quartz.

La faille de chevauchement des Abénaquis amène l'écaïlle du même nom en contact avec l'écaïlle de Saint-Nérée au NW (figure 4). Cette faille n'a pas été observée directement sur le terrain, mais elle est postulée pour expliquer la répétition du lithofaciès d'ardoises rouges de la Formation d'Armagh, le long d'une étroite bande s'étendant des environs d'Armagh jusqu'à la rivière Etchemin. Cette faille recoupe et élimine la nécessité de la structure synclinale précédemment cartographiée par Bériault (1975) aux environs de la rivière Etchemin.

La faille de chevauchement de Saint-Malachie amène la dernière écaïlle de la nappe Richardson contre l'écaïlle des Abénaquis. Bien que nous ne l'ayons pas observée directement, cette faille est postulée pour expliquer une nouvelle répétition des faciès sommitaux de la Formation d'Armagh. Une étroite bande de cette formation a en effet été notée au nord de Saint-Damien, jusqu'à la limite NE de la carte. Notre cartographie suggère qu'il s'agit d'une faille importante qui se poursuit fort probablement à l'extérieur du terrain couvert dans ce rapport. L'écaïlle de Saint-Malachie constitue plus de la moitié de la superficie de la nappe Richardson dans la région. Bériault (1975) a montré que la mégastucture de cette écaïlle correspond à une série de plis déversés vers le SE et qui correspond dans son ensemble à une synforme déversée vers le SE. Il a pu parvenir à cette conclusion en cartographiant systématiquement des bandes de métaquartzite à l'intérieur de la Formation de Rosaire. Il a également noté dans cette écaïlle la présence d'un troisième clivage (S_3 que nous désignons ici S_4), lui aussi de crénulation, noté surtout dans les niveaux de grès schisteux et les pélites de la Formation de Rosaire. Ce clivage est orienté NE-SW, tout comme S_1 et S_2 mais présente une attitude faiblement inclinée vers le NW ($< 30^\circ$). Enfin, un quatrième épisode de déformation (D_4 désigné ici D_5) a été noté par Bériault ; il est caractérisé par des microplis en chevron à axe plongeant fortement vers le NW et à plan axiaux

verticaux orientés NNW-SSE. Un clivage ardoisier associé (désigné ici S_5) est observé parallèlement à l'orientation de ces plans axiaux. La troisième phase de déformation D_3 est restreinte à la nappe de Buckland, car elle n'a pas été observée dans la nappe Richardson.

La faille de Saint-Malachie est présumée être une faille de chevauchement vers le NE, maintenant plissée et montrant en surface une attitude parallèle aux strates situées à son voisinage, c'est-à-dire modérément pentée vers le NW et donc déversée vers le SE. Cette attitude est attribuable selon nous au phénomène de rotation expliqué plus haut. Toutes les surfaces S sont aussi coplanaires aux plans axiaux des plis observés à diverses échelles.

L'écaïlle de Saint-Malachie chevaucherait donc la nappe des Abénaquis vers le NW (bien que l'attitude des strates suggère le phénomène contraire), mais serait aussi impliquée dans un rétrocharriage apparemment postérieur vers le sud-est, par-dessus la nappe de Buckland. Bériault (1975) a associé ce rétrocharriage à son événement tectonique D_3 (désigné ici D_4).

NAPPE DE BUCKLAND

La nappe de Buckland comprend la Suite métamorphique de Bennett. La faille de Buckland a été reconnue par Granger (1973) et Bériault (1975) pour expliquer la disparition abrupte de bandes de métaquartzite tracées dans l'écaïlle de Saint-Malachie de la nappe Richardson. Cette faille ne constitue pas toutefois une ligne claire facile à tracer sur le terrain car les lithologies présentes, de part et d'autre, sont très similaires (Formation de Rosaire) et sont affectées des mêmes déformations. La route 216, passant par Buckland, permet d'observer une série d'affleurements remarquablement bien exposés qui correspondent à la zone de faille. Les plaquages minéraux et les nombreuses stries de faille observés le long de cette zone indiquent un chevauchement vers le SE des strates qui sont situées au NW de la route. Ces observations sont conformes avec les observations de Bériault (1975) et de Granger (1973) suggérant un tel mouvement. Bériault (1975) a suggéré que cette faille était probablement un rétrocharriage tardif, lié à l'épisode de déformation D_4 (D_3 de Bériault) parce que les surfaces S_4 (S_3 de Bériault) sont subparallèles à cette faille et que les plis P_2 semblent recoupés obliquement par celle-ci. Des rétrocharriages situés dans un contexte quasi identique ont aussi été notés par Osberg (1965) et Marquis (1991) à l'ouest de l'anticlinorium de Sutton, dans le sud des Appalaches du Québec.

La nappe de Buckland est clairement limitée au SE par la nappe du Caldwell, qui la chevauche par le biais d'une faille. Cette faille est depuis longtemps reconnue (Béland, 1957) car elle est bien marquée par le contact entre les schistes de Bennett et les grès et volcanites du Groupe de Caldwell. Ladite faille traverse la région sise immédiatement au SE de celle de Saint-Malachie.

La structure interne de la nappe de Buckland est complexe. Granger (1973) y a observé cinq épisodes de déformation désignés D_1 à D_5 . Pour l'ensemble, ces déformations correspondent en caractères aux mêmes épisodes que ceux notés par Bériault (1973) dans l'écaille de Saint-Malachie à l'exception d'une phase additionnelle de caractère différent qu'il a désigné D_3 . Ainsi, l'ordre des déformations des phases D_3 à D_5 de Granger (1973) ne correspond pas à celui de Bériault (1975). C'est pourquoi, pour uniformiser la nomenclature à l'échelle de la carte de Saint-Malachie, nous avons retranscrit les symboles désignés D_3 et D_4 par Bériault (1975) en des symboles correspondant à ceux de Granger (1973), c'est-à-dire D_4 et D_5 . Comme signifié plus haut, les structures S_3 et S_4 de Bériault sont ainsi désignées S_4 et S_5 .

À l'échelle régionale, la nappe de Buckland est une structure antiforme où l'on retrouve, telles qu'elles ont été relevées par Granger (1973), deux unités distinctes de schistes. La première unité est située au centre de la structure antiforme. Elle est constituée de schistes cristallins de couleur verte apparentés à la Formation d'Armagh ou au Groupe de Caldwell, alors que celle susjacente montre des phyllades et des schistes à quartz qui sont corrélables avec la Formation de Rosaire.

Plis

Dans l'écaille de Saint-Raphaël (nappe de la rivière Boyer), une série de plis affecte les formations de Kamouraska et de Saint-Damase, immédiatement au NW de la faille Richardson. Les plis se disposent «en échelon». La trace de la surface axiale de ces plis s'oriente suivant une direction ENE-WSW, légèrement oblique par rapport à l'orientation moyenne du litage ailleurs dans l'écaille et dans la nappe de la rivière Boyer, et aussi par rapport à la faille Richardson. La distance entre deux crêtes anticlinales, la longueur d'onde, est d'environ 400 m.

Dans la région voisine à l'ouest, des plis à double plongement ont été observés dans la nappe de Sainte-Hénédiène (St-Julien, 1989). Leur géométrie suggère qu'une déformation régionale polyphasée a affecté cette nappe. Dans la région de Saint-Malachie, il n'a pas été possible d'y suivre des traces axiales ou des contacts lithologiques sur de grandes distances. Néanmoins, un clivage de deuxième phase est bien développé dans plusieurs plis à double plongement tracés dans la nappe Richardson. La trace axiale de ces plis est généralement orientée NE, parallèle à l'orientation régionale de la faille Richardson et des autres failles. Plusieurs de ces plis semblent être le résultat d'un rebroussement car les plus importants sont situés immédiatement sous des failles de chevauchement. C'est le cas du train de plis situé sous la faille de Saint-Nérée, et d'autres plis régionaux observés sous la faille des Abénaquis aux abords d'Armagh. Toutefois, un train de pli synforme relevé dans l'écaille de Saint-Malachie affecte la plus grande partie de cette écaille.

La structure anticlinoriale de la nappe de Buckland a d'abord été reconnue par Ellis (1889). Béland (1957) a montré que cette structure était un anticlinal de schistosité. Granger (1973) a confirmé cette observation mais a aussi montré que les flancs de la structure peuvent être corrélés avec la Formation de Rosaire et qu'une deuxième unité peut être tracée au coeur de la structure qui montre ainsi un double plongement vers le NE et le SW. Cinq phases de plissement mésoscopique et microscopique ont été relevées par cet auteur. Le caractère de ces plis est décrit sommairement dans la section portant sur les éléments structuraux ci-après.

Jointes et veines

Des joints ont été relevés sur la plupart des affleurements, mais leur relevé systématique n'a pas été fait car des réseaux bien définis étaient rarement présents. Des veines perpendiculaires à l'axe des plis sont communément remplies de quartz, de calcite ou de chlorite. Le nombre et la dimension des veines observées augmente au fur et à mesure que l'on se dirige vers le SE à partir de la faille Richardson.

Analyse structurale

DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX ANALYSÉS

Aucune analyse systématique des éléments structuraux n'est présentée dans ce rapport. Nous considérons que cet aspect a largement été couvert par les travaux de Vallières (1971), Granger (1973) et Bériault (1975). Les mesures structurales de ces auteurs ont été compilées dans une banque de données informatisées et additionnées aux mesures prises par nous et aussi numérisées. Les descriptions faites par les auteurs cités ci-haut sont amplement suffisantes pour comprendre la cinématique régionale.

Nous avons dressé ci-après le résultat des analyses de ces auteurs en ce qui a trait à la description des cinq phases de déformation ayant affecté la région.

SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS ET DES ÉTUDES STATISTIQUES

Description de la cinématique régionale

Granger (1973) a fait le sommaire des caractères et de l'effet des cinq phases de déformation (D_1 à D_5) relevées dans la nappe de Buckland, tandis que Bériault (1975) a fait le même exercice pour l'écaille de Saint-Malachie de la nappe Richardson. Leurs conclusions sont résumées ci-après.

Déformation D_1

Les effets de la déformation D_1 sont observés partout dans la région de Saint-Malachie. Les mouvements

initiaux de la faille de la rivière Boyer et des failles Richardson, de Saint-Nérée, des Abénaquis et de Saint-Malachie apparaissent liés à cette déformation, étant donné que la faille Richardson est affectée par un mégapli P_2 .

Dans la partie NW de la région, soit dans les nappes de Bacchus, de Sainte-Hénédine, de la rivière Boyer et dans la partie NW de la nappe Richardson, la déformation D_1 est caractérisée par un clivage ardoisier abruptement penté au NW ou au SE et orienté NE-SW. Les plis montrent des axes à faible plongement et des plans axiaux d'orientations similaires. Un déversement progressif des plis vers le SE se produit au fur et à mesure que l'on se dirige vers le SE à partir de la faille Richardson.

Dans le cas de l'écaille de Saint-Malachie de la nappe Richardson, les plis plongent fortement vers le NW avec des plans axiaux pentés dans la même direction (plis couchés). Un métamorphisme synchronématique au faciès des schistes verts, zone de la chlorite, y a été relevé.

Dans la nappe de Buckland et l'écaille de Saint-Malachie, la première phase de déformation est caractérisée par une schistosité S_1 de plan axial orientée NE-SW et par le développement d'un système de plis asymétriques majeurs, orientés NW-SE et déjetés vers le NE. Une linéation L_1 très fine apparaît généralement sur S_1 . Elle plonge vers le SE sur le flanc SE de l'antiforme des Mont Notre-Dame et vers le NW sur le flanc NW.

Déformation D_2

La déformation D_2 est notée au SE de la faille de Saint-Nérée et dans la nappe de Sainte-Hénédine, par la présence d'un clivage de crénulation orienté NE-SW et penté modérément (30° à 50°) vers le NW. Vallières (1971) a relevé ce clivage dans la nappe de Sainte-Hénédine. Il le considère responsable du plissement de la faille Richardson car ce pli montre un plan axial ayant une attitude voisine de celle du clivage S_2 . Cette deuxième phase semble être la cause du déversement graduel vers les structures sud-est en se dirigeant vers le SE de la nappe Richardson (cas de la faille de chevauchement déversée de Saint-Malachie). Ce clivage est très bien développé à proximité du Mélange de la rivière Boyer.

Dans l'écaille de Saint-Malachie, une synforme majeure P_2 , orientée NE-SW et déversée vers le SE, plonge faiblement (30°) vers le SW. Des plis mineurs en S, Z, M et W ont aussi été relevés, congrus avec la structure. Le plan S_2 est un clivage de crénulation. En lame mince, une néo-cristallisation de la chlorite et de la muscovite a été notée.

Dans la nappe de Buckland, la deuxième phase de déformation est caractérisée par un clivage S_2 de plan axial et par le développement d'un système de plis asymétriques mineurs orientés SSW-NNW et, localement E-W. Le clivage S_2 définit avec S_1 une linéation L_2 très apparente. Celle-ci plonge généralement vers l'ouest dans le secteur NE de la nappe et vers le SW dans le secteur SW.

Déformation D_3

Dans la région de Saint-Malachie, une troisième phase de déformation est restreinte à la nappe de Buckland. Elle est caractérisée par des «kink-bands», un clivage de plan axial et par le développement de la mégastructure antiforme orientée NE-SW. Cette structure antiforme correspond en fait à des antiformes de stratification S_0 , de schistosité S_1 et de clivage S_2 . Les plis de cette antiforme plongent légèrement vers le SW dans le secteur SW de la région et ils culminent dans le secteur NE. Cette phase est aussi caractérisée par des linéations L_3 , orientées NW-SE.

Déformation D_4

La déformation D_4 n'est relevée que dans la partie SE de la région de Saint-Malachie, soit dans la nappe de Buckland et dans l'écaille de Saint-Malachie.

Dans l'écaille de Saint-Malachie de la nappe Richardson, la déformation D_4 est caractérisée par des plis mineurs en chevron, orientés NE-SW et plongeant faiblement vers le SW. Un clivage de crénulation S_4 est relevé mais aucun métamorphisme n'est associé à cette phase. La faille inverse entre cette écaille et la nappe de Buckland est probablement reliée à cette déformation.

Dans la nappe de Buckland, la quatrième phase de déformation est caractérisée par un clivage grossier de plan axial légèrement incliné vers le NW ainsi que par le développement de plis mineurs à orientations variables et à faible plongement vers l'ouest. Cette phase de plissement se manifeste surtout dans le secteur NE de la nappe de Buckland. Selon Granger (1973), il est probable que le système de failles orientées NE-SW et associé à la nappe de Buckland, soit associé à cette phase de déformation.

Déformation D_5

La déformation D_5 a été relevée dans la partie SE de la région de Saint-Malachie, soit dans la nappe de Buckland et dans l'écaille de Saint-Malachie. Elle pourrait aussi avoir affecté une partie des roches situées au NW de la faille de Saint-Malachie. Ainsi, Vallières (1971) a noté la présence rare d'un clivage dans la nappe Richardson, qu'il a désigné S_3 mais dont l'orientation et le type sont apparentés à la déformation D_5 .

Dans la nappe de Buckland, la cinquième phase de déformation est caractérisée par un clivage grossier de plan axial et par des «kink-bands». Cette phase de plissement ne se manifeste que dans le secteur SE de la nappe de Buckland. Le système de failles orientées WNW-ESE est associé à cette phase de déformation.

Dans l'écaille de Saint-Malachie, D_5 est postmétamorphique et est caractérisée par de faibles ondulations et des microplis en chevron ou «kink bands» dans les surfaces S_0 , S_1 , S_2 et S_4 . Ces plis sont orientés NW-SE. Un système de fractures conjuguées a aussi été noté, associé à des failles transversales de mouvement indéterminé, orientées NW-SE.

Le tableau 3 résume les caractères des cinq phases de déformation dans les nappes Richardson et de Buckland dans la région de Saint-Malachie.

Le décollement d'Etchemin : un lien possible pour comprendre la structure des nappes allochtones

Le Mélange de la rivière Boyer est particulier parce qu'il n'existe pas ailleurs de cas aussi frappant d'accrétion de blocs de natures très différentes (copeaux de socle grenvillien, basaltes, grès, mudrock) le long du tracé de la faille Richardson. Par contre ce phénomène a été relevé le long de plusieurs failles dans les Appalaches du Québec. Ainsi, des copeaux de roches volcaniques sont observés à la semelle de la nappe de la Chaudière (Slivitzky et St-Julien, 1987); des copeaux de calcaire particulier se retrouvent coincés le long la ligne Logan (Lebel et Hubert, 1994) et le long de la faille de la Guadeloupe à la bordure NW du synclinorium de Gaspé – Connecticut – Valley. Dans tous ces cas, et il en existe d'autres, les copeaux se retrouvent le long de failles majeures qui ont sans doute eu une activité prolongée durant l'histoire de la construction de la chaîne appalachienne.

Il est difficile d'évaluer la position initiale du copeau de socle grenvillien du Complexe de Sainte-Marguerite et donc d'établir le déplacement le long de la faille Richardson sans connaître l'extension actuelle du socle sous les Appalaches. La connaissance de cette géométrie est critique pour établir une coupe structurale représentative de la chaîne appalachienne du secteur de Saint-Malachie.

Certaines informations acquises récemment sont fondamentales pour résoudre les problèmes soulevés par la construction d'une coupe profonde. En particulier, les profils sismiques interprétés par Spencer *et al.* (1989), peuvent servir de guide pour établir la mégapente et l'étendue maximale du socle grenvillien en profondeur. Ces auteurs ont montré que le socle grenvillien s'étire au moins aussi loin que la frontière canado-américaine aux environs du lac Mégantic en Estrie. À cette endroit, le socle serait à une profondeur d'environ 25 km. Dans la région du golfe du Saint-Laurent, des travaux de même type analysés par Stockmal *et al.* (1990), montrent que le socle grenvillien a une mégapente similaire et qu'il s'étend très loin sous la chaîne appalachienne. Il est donc possible de s'appuyer sur ces deux profils sismiques pour établir la profondeur et la pente du socle grenvillien sous la région de Saint-Malachie.

De plus, au NW de la région de Saint-Malachie, aux environs de l'île d'Orléans, la profondeur du socle sous la ligne Logan est relativement faible et les roches du domaine autochtone, notamment du Trenton et de l'Utica, ne sont pas affectées par des failles de chevauchement comme le démontrent les contours d'isovaleurs des temps de réflexion des marqueurs sismiques compilés dans MER (1984d) et les journaux de sondage de deux puits pétroliers profonds forés par SOQUIP sur l'île d'Orléans. En

utilisant une projection vers le SE de la pente du socle telle qu'elle a été relevée par les profils sous l'île d'Orléans et en projetant la géologie de surface, nous avons tracé la coupe montrée à la figure 4. Les failles sont montrées sur cette coupe avec une géométrie plissée, conséquente d'une déformation ultérieure à leur mouvement. Cette interprétation est appuyée par les nombreuses évidences de plissement de failles en surface, notamment le plissement de la faille Richardson et de la faille de la rivière Boyer ainsi que la position déversée vers le SE de la faille de Saint-Malachie.

Étant donné que cette géométrie est comparable à la plupart des ceintures de chevauchement ayant eu une déformation de type épidermique (*thin-skinned*) et que, dans ces cas, la progression de la déformation s'est le plus souvent faite vers l'avant-pays, c'est-à-dire vers la zone non déformée, il est plausible que, dans le cas des nappes allochtones de la région de Saint-Malachie, la déformation ait progressé dans ce même sens (vers le nord-ouest). Dans ce cas, la nappe Richardson (et ses imbrications) se serait mise en place d'abord sous l'influence d'une poussée horizontale provenant du sud-est. Ensuite la faille de la rivière Boyer se serait développée et enfin les failles de chevauchement situées plus au nord-ouest se seraient successivement développées et ce, jusqu'à la formation de la dernière faille coïncidant avec la ligne Logan.

La nature très différente des lithofaciès juxtaposés par la faille Richardson donne à penser que son rejet est majeur, de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres. Un rejet de cet ordre est compatible avec l'accrétion de différents blocs le long d'une faille majeure faiblement pentée recoupant plusieurs unités lithologiques. La présence d'un copeau de socle grenvillien impose que la faille était située à un certain moment à proximité de ce même socle en profondeur. Tel qu'il a été souligné plus haut et suggéré par les travaux de Spencer *et al.* (1989) et Stockmal *et al.* (1990), le socle grenvillien se poursuit jusqu'à plus d'une centaine de kilomètres au SE de la région de Saint-Malachie. Il existe donc une grande latitude pour positionner l'origine du copeau du Complexe de Sainte-Marguerite.

Il apparaît plausible que l'accrétion des différents blocs de failles du Mélange de la rivière Boyer, à la semelle de la nappe Richardson, soit liée à un phénomène de délamination intensif lié à un décollement majeur qui lierait la faille Richardson, la faille de la rivière Boyer et la faille basale de la nappe de la Chaudière et d'autres failles situées au SE de la faille Richardson (figure 2). Tel qu'il est montré à la figure 4, nous proposons ici d'utiliser le terme de «décollement d'Etchemin» pour désigner cette structure.

Le décollement d'Etchemin est interprété comme une structure précoce ayant permis la mise en place de la nappe Richardson et de la nappe de la rivière Boyer, éventuellement abandonnée au profit d'un autre décollement situé plus profondément. Ainsi, tel qu'il a été noté

DÉFORMATION	PLISSEMENTS		SURFACES «S»	MÉTAMORPHISME	
D ₁	Plis asymétriques majeurs, orientés NW-SE et déjetés vers le NE; flanc inférieur d'une mégastructure synforme fermant vers le SW; mouvement par glissement.	P ₁	Schistosité de plan axial et lamination	S ₁	Métamorphisme syncinématique; zone de la chlorite, faciès des schistes verts
D ₂	Plis mineurs, orientés généralement SSW-NNE et localement E-W; mégastructure faisant face vers le haut sur le flanc SE de l'antiforme des Monts Notre-Dame et faisant face vers le bas sur le flanc NW de cette structure; mouvement par glissement avec localement une composante par flexure.	P ₂	Clivage de crénulation	S ₂	Métamorphisme syncinématique; zone de la chlorite, faciès des schistes verts
D ₃	Plis antiformes de direction NE-SW, ouverts, plongeant légèrement vers le SW: correspond à la fois à des antiformes dans S ₁ et dans S ₂ ; mouvement par flexure avec composante par glissement.	P ₃	Clivage de crénulation et «kink bands»	S ₃	Absent
D ₄	Plis mineurs, à orientations très variables et faible plongement; mouvement par glissement avec composante par flexure.	P ₄	Clivage de crénulation	S ₄	Zone de la chlorite, faciès des schistes verts
D ₅	Plis mineurs orientés WNW-ESE; mouvement par flexure avec composante par glissement discordant.	P ₅	Clivage de fracture et «kink bands»	S ₅	Absent

TABLEAU 3 – Résumé de la tectonique affectant la Suite métamorphique de Bennett et la Formation de Rosaire dans les nappes Richardson et de Buckland de la région de Saint-Malachie (tiré et adapté de Granger, 1973).

plus haut, la faille de la rivière Boyer se sépare de la faille Richardson en surface près de Saint-Gervais. On qualifie habituellement d'imbrications, des structures liées de telle manière à une surface de décollement (Dahlstrom, 1970; Boyer et Elliott, 1982). L'observation de failles plissées en surface est symptomatique d'un plissement du décollement d'Etchemin provoqué par l'emplacement ou le plissement d'une structure sous-jacente.

Un ordre présumé d'empilement des nappes de chevauchement et le concept de décollements successifs sont utiles pour expliquer la structure régionale de la région de Saint-Malachie. Bien que la géométrie observée dans cette région ne permet pas de déterminer directement l'ordre d'empilement des écailles de chevauchement,

les coupes structurographiques que nous avons construites (Lebel et Hubert, 1993b) nous forcent à constater qu'au moins deux surfaces de décollement lient toutes les failles de chevauchement du domaine allochtone. Il apparaît plausible d'après différentes observations que le décollement le plus profond (décollement basal) lierait les failles de chevauchement situées sous la nappe de la Chaudière, la nappe de la rivière Boyer et la nappe Richardson (figures 2 et 4). Ainsi, la ligne Logan coïncide selon nous avec la limite d'érosion du dernier décollement. La géométrie listrique des failles de chevauchement montrées en coupe (figure 4) est nécessaire pour éviter que les failles de chevauchement n'aboutissent dans le socle.



Métamorphisme

Le métamorphisme régional augmente graduellement en se dirigeant vers le SE. Les premières veines qui contiennent de la chlorite sont observées aux environs de la faille de Saint-Nérée et il est clair que les roches observées au SE de la faille des Abénaquis peuvent être souvent qualifiées de «schistes». À partir de cette dernière faille, la présence de chlorite dans les lits devient évidente lorsque des lithofaciès arkosiques sont rencontrés.

Granger (1973) a fait une description pétrographique détaillée des assemblages métamorphiques des roches de la nappe de Buckland. Nous reprenons son exposé ici car il n'y a pas pour l'instant d'équivalent à l'échelle régionale.

«Nous avons montré précédemment lors de la description des unités lithologiques que les roches ultrabasiques n'ont pas produit au moment de leur mise en place, de transformation minéralogique typique du métamorphisme de contact à haute température. Nous pensons que seul le métamorphisme régional est responsable des transformations minéralogiques observées dans les roches qui composent le sous-sol de la région étudiée».

Schistes pélitiques

«La plupart des échantillons provenant des schistes des unités I et II contiennent l'assemblage suivant : quartz, albite, épidote, muscovite et chlorite. Cet assemblage est caractéristique du faciès métamorphique des schistes verts (Winkler, 1967, p. 22). L'absence de la biotite dans ces schistes indique que l'intensité du métamorphisme régional n'a pas dépassé la zone de la chlorite du faciès des schistes verts (Turner & Verhoogen, 1960, p. 535).

«Le stilpnomélane est observé dans 22 échantillons. Ce minéral est caractéristique du faciès des schistes verts dans les assemblages riches en FeO et MgO (Turner, 1968, p. 270). Le stilpnomélane, nous l'avons déjà mentionné, est abondant dans le secteur N-E de la région et plus particulièrement au voisinage des massifs de roches ultrabasiques. Ces relations suggèrent que le fer et le magnésium proviennent des roches ultrabasiques. Ce processus métagénétique a eu pour effet de favoriser la croissance du stilpnomélane dans les schistes avoisinants».

Schistes magnésiens

«Les principaux assemblages métamorphiques observés dans les roches magnésiennes sont :

- Serpentine – minéraux opaques ;
- serpentine – carbonate – minéraux opaques ;

- talc – carbonate – minéraux opaques ;
- talc – carbonate – actinote – minéraux opaques ;
- talc – carbonate – actinote – chlorite – minéraux opaques.»

«Ces assemblages sont typiques du faciès des schistes verts du métamorphisme régional pour les schistes magnésiens (Turner and Verhoogen, 1960, p. 536–537)».

Relations entre le métamorphisme et les déformations

«Le métamorphisme régional a débuté avec la phase D₁ de déformation. Cette phase précoce de métamorphisme est caractérisée par le développement de la schistosité S₁ et d'une lamination métamorphique. Les roches, initialement des graywackes, des pélites et des orthoquartzites, subissent une différenciation métamorphique (metamorphic lamination) (Turner & Weiss, 1963, p. 99 et 100 ; Spray, 1969, p. 356). Ce processus a eu pour effet, dans le cas des métagraywackes de l'unité I, d'oblitérer toutes structures primaires. La croissance de feuillets de chlorite et de muscovite montre que le métamorphisme a atteint la zone de la chlorite lors de la première déformation.

«Cette phase initiale syncinématique s'est poursuivie au cours de D₂, caractérisée par le développement d'un clivage S₂. La croissance de feuillets de muscovite et de chlorite, suivant S₂ montre que le métamorphisme qui prévalait au moment de D₂, était tout aussi élevé que pour D₁.

«Un métamorphisme régional tardif caractérisé par le stilpnomélane s'est aussi manifesté après les deux premières phases de déformation. En effet, nous avons montré que ce minéral croît indistinctement dans et au travers les plans de schistosités S₁ et S₂ d'où l'on peut déduire que le développement de ce minéral est postérieur aux phases D₁ et D₂ de déformations. Nous avons également relevé la présence de minéraux tels que l'albite, la muscovite, la chlorite, le sphène, le carbonate et la magnétite, qui montraient eux aussi des textures post-D₁ et D₂. L'intensité de cette phase aurait donc atteint elle aussi la zone de la chlorite du faciès des schistes verts. Nous croyons que cette phase tardive du métamorphisme régional est reliée à la phase D₄ de déformation. Les principaux arguments en faveur d'une telle hypothèse sont basés sur la géométrie des plis P₃, P₄ et P₅. En effet, la géométrie des plis P₃ et P₅ résulte d'une déformation en grande partie par flexure jouant plus facilement en absence de métamorphisme. Par contre, la géométrie des plis P₄ résulte d'une déformation surtout par fluage qui est facilitée par la recristallisation métamorphique. De plus, on soulignera

que l'aire de distribution des plis P_4 coïncide grosso-modo avec l'aire de distribution des minéraux post- D_2 . Il est donc probable que cette phase tardive de métamorphisme régional soit associée à D_4 .

«En résumé, au moins deux phases de métamorphisme régional ont affecté les roches de la région. La première phase a débuté avec les déformations D_1 et

elle s'est poursuivie pendant la déformation D_2 ; elle a atteint la zone de la chlorite du faciès des schistes verts du métamorphisme régional. La deuxième phase, probablement associée à la déformation D_4 , a atteint également la zone de la chlorite du faciès des schistes verts du métamorphisme régional». (Granger, 1973, pages 72–75).

Histoire géologique : modèle paléogéographique, sédimentation et tectonique

Nous avons établi la chronologie des événements et la paléogéographie de la région de Saint-Malachie afin de présenter un sommaire de l'histoire géologique de ce secteur de la zone de Humber.

Reconstruction palinspastique

L'ensemble des observations faites dans ce rapport et dans celui portant sur la région de Saint-Raphaël, notamment les coupes structurographiques que nous avons construites, ont servi à une reconstruction palinspastique du bassin sédimentaire qui a été découpé en segments imbriqués durant la déformation tectonique. Nous avons également utilisé les travaux de Cousineau (1990), Spencer *et al.* (1989), Vallières (1984), Strong et Walker (1981), Lajoie (1979), St-Julien et Hubert (1975), Lajoie *et al.* (1974), Hubert (1973), Héroux (1970) pour en arriver à un modèle paléogéographique de sédimentation régionale divisé en trois étapes. Ce modèle a déjà été présenté dans Lebel et Hubert (1994). Nous n'en ferons donc, qu'un résumé en l'enrichissant des nouvelles données acquises dans la région de Saint-Malachie.

On peut décrire les épisodes successifs de sédimentation comme suit :

- 1- période du rift (épisode de distension continentale).
- 2- ouverture océanique (drift) et marge continentale passive instable ;
- 3- démembrement de la marge continentale et construction de la chaîne tectonique.

Le modèle paléogéographique suggéré est construit à partir de certaines prémisses. Ainsi, nous posons comme condition que l'on restaure la position des écailles de chevauchement, le long des plans de failles qui sont à leur semelle et pentées vers le SE dans une direction perpendiculaire à l'orientation de ces plans et selon un mouvement ayant un sens opposé au chevauchement. On devra alors s'attendre à ce que ces écailles soient disposées de façon similaire l'une par rapport à l'autre c'est-à-dire étalées en succession semblable lorsque mises à leur position originale, alors sensiblement plus au SE que leur position actuelle (figure 5).

Cette prémisses implique que la séquence d'imbrication se conforme à la géométrie normale observées dans la plupart des chaînes de montagnes. Elle s'appuie aussi sur le fait que la plupart des phénomènes tectoniques observés dans la région favorisent un transport vers le NW des

nappes. Ces observations et prémisses sont identiques à celles de Hubert (1965) et de Vallières (1984). La reconstruction ainsi faite est donnée à la figure 5. Elle se fonde, entre autres, sur les travaux récents de Spencer *et al.* (1989) qui situent la limite actuelle du socle grenvillien à près de 200 km au SE de la ville de Québec. La figure 6 montre le modèle d'évolution du rift Précambrien-Cambrien.

Période du rift (Précambrien - Cambrien inférieur (?))

Les roches les plus anciennes connues dans les régions environnantes de la région de Saint-Malachie appartiennent au même ensemble tectonostratigraphique et sont le plus probablement d'âge Précambrien ; ce sont les volcanites interstratifiées de grès de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme, observées dans la région de Saint-Malachie. Il est vraisemblable que ces volcanites aient été déposées directement sur le socle grenvillien. Selon Vallières (1984), ces volcanites se retrouveraient à la base ou très près de la base stratigraphique d'une bonne partie de l'orogène tectonique québécois. Selon ce même auteur, ces roches représenteraient l'épisode de distension dans le socle grenvillien et la distension (« rifting ») ayant donné lieu à l'ouverture de l'océan Iapetus.

À la fin du Précambrien, la mer a envahi la zone du rift et la sédimentation d'une marge continentale passive de type Atlantique a débuté (Vallières, 1984). Les séquences cycliques et positives, observées dans la région de Saint-Malachie et ailleurs dans le domaine des nappes externes des Appalaches du Québec, correspondent à un faciès de cône sous-marin en eau profonde, associées à des phases de progradation (Lajoie, 1979). Les séquences correspondantes dans la région de Saint-Malachie, soit les formations de Saint-Roch, et d'Armagh et la base du Groupe de l'Île d'Orléans (Formation de l'Anse Maranda), sont composées de grès arkosiques et de mudrocks ; elles sont interprétées alternativement comme dépôts de marge passive sur la pente continentale et son glacis (Ogunyomi *et al.*, 1980), sur le glacis ou au pied du glacis (Strong et Walker, 1981), ou simplement de base du talus sur le glacis continental (Tawadros, 1977).

Nous avons proposé (Lebel et Hubert, 1994) que la source des sédiments de la Formation d'Armagh était un socle granitique latéritisé montrant un relief important au SE de la position actuelle de la nappe Richardson. Cette

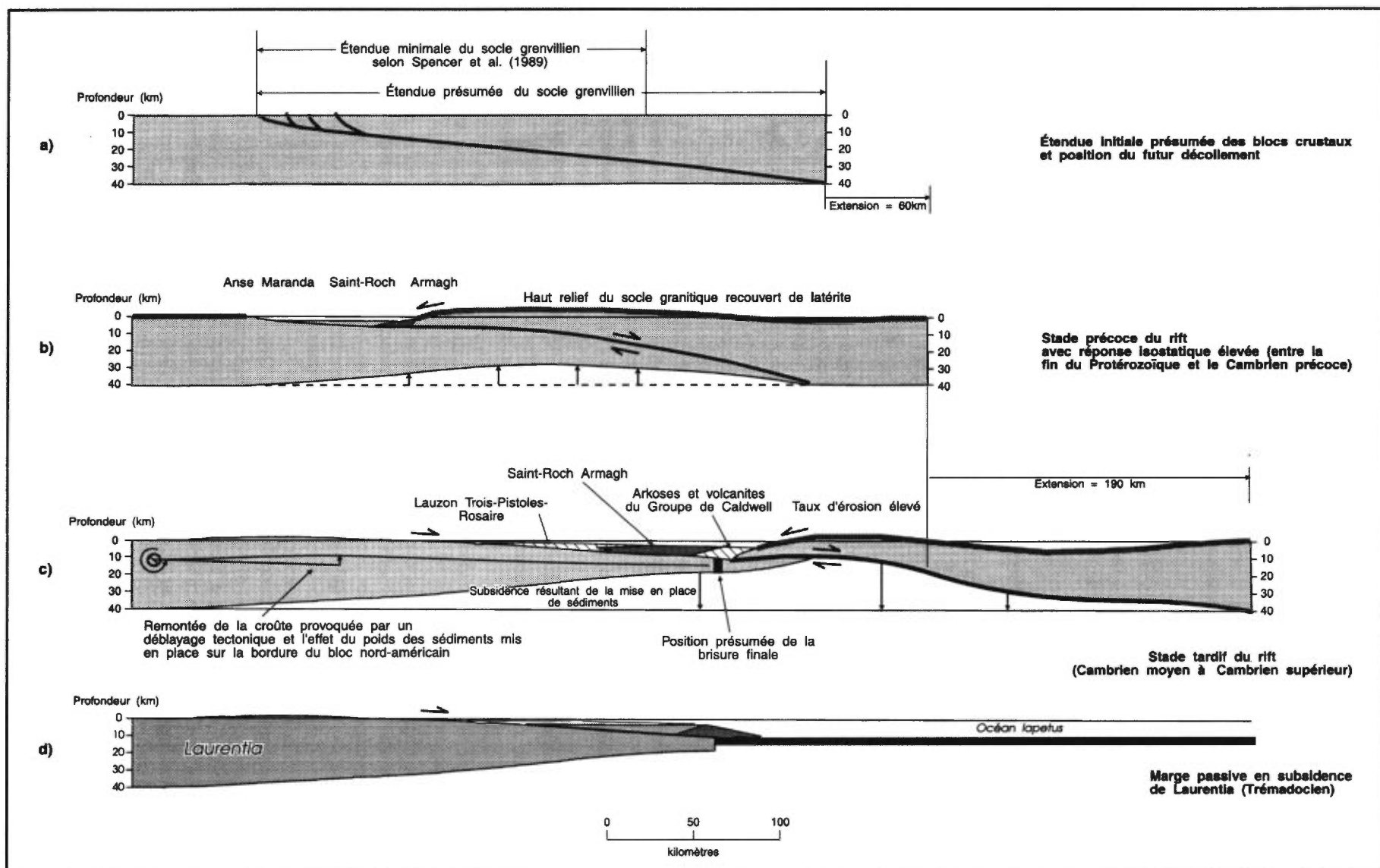


FIGURE 6 – Modèle d'évolution paléogéographique du rift précambrien-cambrien ayant précédé l'ouverture de l'océan Iapetus, suggéré par la géologie et la reconstruction palinspastique des lithofaciès du Bas-Saint-Laurent.

source a été assimilée au bloc continental qui s'éloigna progressivement de Laurentia durant la phase du rift. Nous avons aussi proposé une géométrie asymétrique des blocs continentaux du rift, selon le modèle mis de l'avant par Wernecke (1985) pour le Basin and Range et enrichi par Lister *et al.* (1991). Durant une distension asymétrique, une surface de décollement unique traverse la lithosphère et permet la séparation des blocs continentaux. Des blocs du socle montrant une géométrie en horst et graben peuvent être observés à la surface mais les failles qui les bordent sont épidermiques et se joignent au décollement basal. L'éloignement du bloc qui forme le toit du décollement provoque l'amincissement graduel de la croûte continentale et donc la remontée du manteau, lui-même entraînant la remontée isostatique du bloc qui forme le toit du rift par effet thermique. Par analogie avec les roches de la région, on peut facilement imaginer un bloc crustal de composition similaire à celui du craton laurentien actuel et d'un relief élevé au Précambrien – Cambrien, qui s'éloigne du continent Laurentia durant la distension ayant précédé l'ouverture de l'océan Iapetus.

La géométrie du socle, que nous avons montrée sur notre modèle (figure 6), est aussi conforme aux observations faites lors des levés sismiques récents à proximité de la région de Saint-Malachie (Spencer *et al.*, 1989) et (Stockmal *et al.*, 1990), dans la région du golfe du Saint-Laurent. Ces travaux montrent que la surface du socle grenvillien est relativement plane et que l'épaisseur du socle s'amincit jusqu'à de moins de 10 km dans le secteur situé à environ 200 km au SE de la ligne Logan.

Des épisodes brusques de remontée isostatique auraient favorisé la formation des cycles sédimentaires observés dans l'Armagh et le Saint-Roch. La marge NW aurait essentiellement réagi passivement à la distension, sans générer de relief substantiel au NW. Dans ce cas, l'absence ou la faible arrivée de sédiments clastiques provenant du NW durant toute la période du rift expliquerait l'évolution de la composition de la Formation d'Armagh. Ainsi, la marge nord-ouest, relativement stable, aurait d'abord permis la formation de sédiments quartzeux et calcaires peu remobilisés durant la distension. La remontée graduelle et passive de la marge NW, provoquée par la rotation vers le haut de son extrémité amincie, aurait ensuite donné lieu à une période d'émergence de la plate-forme cambrienne. Cette émergence aurait atteint son maximum dans les derniers temps ayant précédé la séparation finale des plaques continentales et la formation de la croûte océanique de Iapetus et aurait alors provoqué l'érosion de la plate-forme et l'apport de sédiments relativement propres (arénites) observés à la fin de la période Armagh. La disparition progressive des sédiments rouges qui correspond au sommet de l'Armagh serait due à la séparation et à l'éloignement du bloc continental SE à partir de la brisure finale et à la formation de la croûte océanique. Dans ce contexte, la position de l'Armagh serait immédiatement au NW du Groupe de

Caldwell, qui lui, se serait établi sur la partie la plus mince de la croûte continentale de Laurentia.

Les directions de paléocourants mesurées dans l'Armagh et le St-Roch sont variables. Celles recueillies par Hubert (1973) dans la région voisine de Kamouraska indiquent que la source sédimentaire du Saint-Roch aurait été située principalement au NW de la région d'étude quoique plusieurs paléocourants montrent une orientation opposée. Nos propres mesures dans la région de Saint-Raphaël montrent des paléocourants provenant du SW pour la partie inférieure du Saint-Roch, tandis que Strong et Walker (1981) ont trouvé des directions de paléocourants provenant du NE et du N. Ces directions contradictoires semblent indiquer une conformité complexe du bassin de sédimentation Précambrien – Cambrien durant l'évolution du rift ayant précédé l'ouverture de l'océan Iapetus. Des travaux plus élaborés seront nécessaires pour dégager une image claire de l'évolution du bassin et de la source des sédiments. Toutefois, la nature bimodale des sédiments du Saint-Roch par rapport à la Formation d'Armagh appuie le modèle élaboré plus haut.

La figure 7 est une carte paléogéographique qui localise les faciès sédimentaires tels qu'ils étaient répartis à la fin du Cambrien selon notre modèle.

Ouverture de l'océan Iapetus et marge continentale passive instable de Laurentia en bordure de Iapetus (Cambrien supérieur – Arénigien)

Selon nous, le changement graduel de la nature des sédiments déposés à la fin de l'époque représentée par la Formation d'Armagh et la Formation de Saint-Roch correspond à la transition entre l'épisode du rift et l'ouverture de l'océan Iapetus. Telle qu'elle est montrée sur notre modèle (figure 6, phase c), la dernière phase du rift a probablement engendré les volcanites et arkoses du Groupe de Caldwell. La brisure continentale a dû se produire quelque part durant l'épanchement des basaltes du Groupe de Caldwell. Selon nous, cette brisure a eu lieu au Cambrien supérieur ou au début de l'Ordovicien car les sédiments de cet âge sont remarquablement différents de ceux qui sont plus vieux. Ainsi, on note la présence importante d'arénite quartzitique, de turbidite calcaireuse dans le Groupe de Trois-Pistoles et la Formation de Lauzon. Ces sédiments (par l'absence de mudrocks rouges) sont aussi très distincts de ceux du Saint-Roch. Les paléocourants recueillis dans ces unités indiquent que la source sédimentaire était située à l'W ou au NW du bassin de sédimentation. La fin de la distension du rift précambrien a été suivie par un épisode de relèvement isostatique de la plate-forme cambrienne qui s'est alors érodée de façon épisodique, au gré des soubresauts isostatiques. Ces épisodes correspondent, dans la séquence stratigraphique, aux arrivées massives de sédiments calcaires (conglomérats calcaires et autres) et aux lits

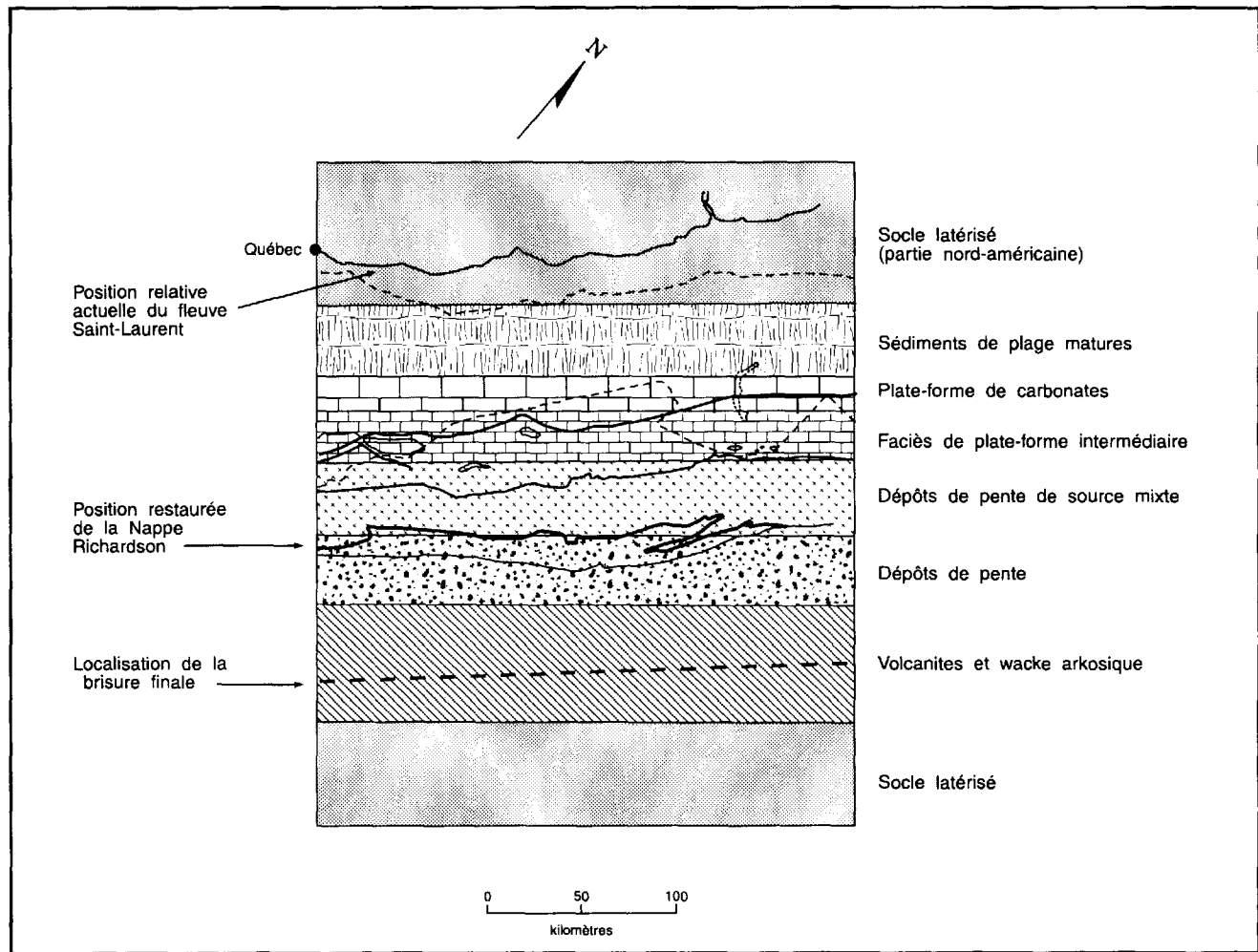


FIGURE 7 – Reconstruction paléogéographique du Cambrien et de l’Ordovicien faite à partir de l’information fournie par la stratigraphie, nos profils structuraux et les profils sismiques voisins de notre région. L’extrémité du bloc de socle grenvillien de Laurentia est estimée être située à environ 250 km au SE de la position actuelle de la Ligne Logan dans la région de Saint-Raphaël. On trouvera à la figure 5 l’explication des lignes irrégulières utilisées dans cette figure.

épais, massifs et amalgamés d’arénites quartzitiques observés dans les formations de Saint-Damasc et de Kamouraska. Entre ces épisodes tectoniques, des périodes plus calmes de sédimentation ont pu avoir cours, qui correspondent aux mudrocks gris et verts si communs dans la Formation de Lauzon (Groupe de l’Île d’Orléans). La limite entre la Formation de Saint-Roch et le Groupe de Trois-Pistoles est donc interprétée ici comme un horizon marqueur de la limite entre les strates déposées en période de rift et celles mises en place pendant le drift (pendant l’ouverture de l’océan Iapétus). Les corrélations stratigraphiques exposées plus haut amènent aussi à corréliser cet horizon marqueur (figure 4) avec la base de la formation de Lauzon (nappe de Bacchus) et la base de la formation de Rosaire (nappe Richardson et nappe de Buckland par extension avec l’unité CObrs).

Le début de l’Arénigien correspond à la Formation de Pointe de La Martinière (Groupe de l’Île d’Orléans) et à celle de Rivière Ouelle ; il montre une continuation de ces épisodes tectoniques mais aussi l’apparition de mudrock rouge. Nous pensons que ces mudrocks rouges pourraient

être dérivés de la resédimentation des sédiments rouges mis en place au Cambrien inférieur dans la Formation de l’Anse Maranda. Ainsi, une remontée du bloc laurentien aurait causé l’émergence de la partie la plus proximale de la marge continentale antérieurement immergée. Alternativement, on peut concevoir que cette remontée isostatique correspond à l’apparition d’une bosse périphérique («peripheral bulge», cf. Quinlan et Beaumont, 1984), consécutive à la convergence continentale durant la subduction de Iapetus et l’approche du bloc continental ayant provoqué la formation de la chaîne Taconique.

Démembrement de la marge continentale de Iapetus et bassin d’avant-pays (Foreland Basin) – (Ordovicien moyen – Ordovicien supérieur)

Dans la région voisine de Québec, la Formation de la Ville de Québec montre des conglomérats calcaires

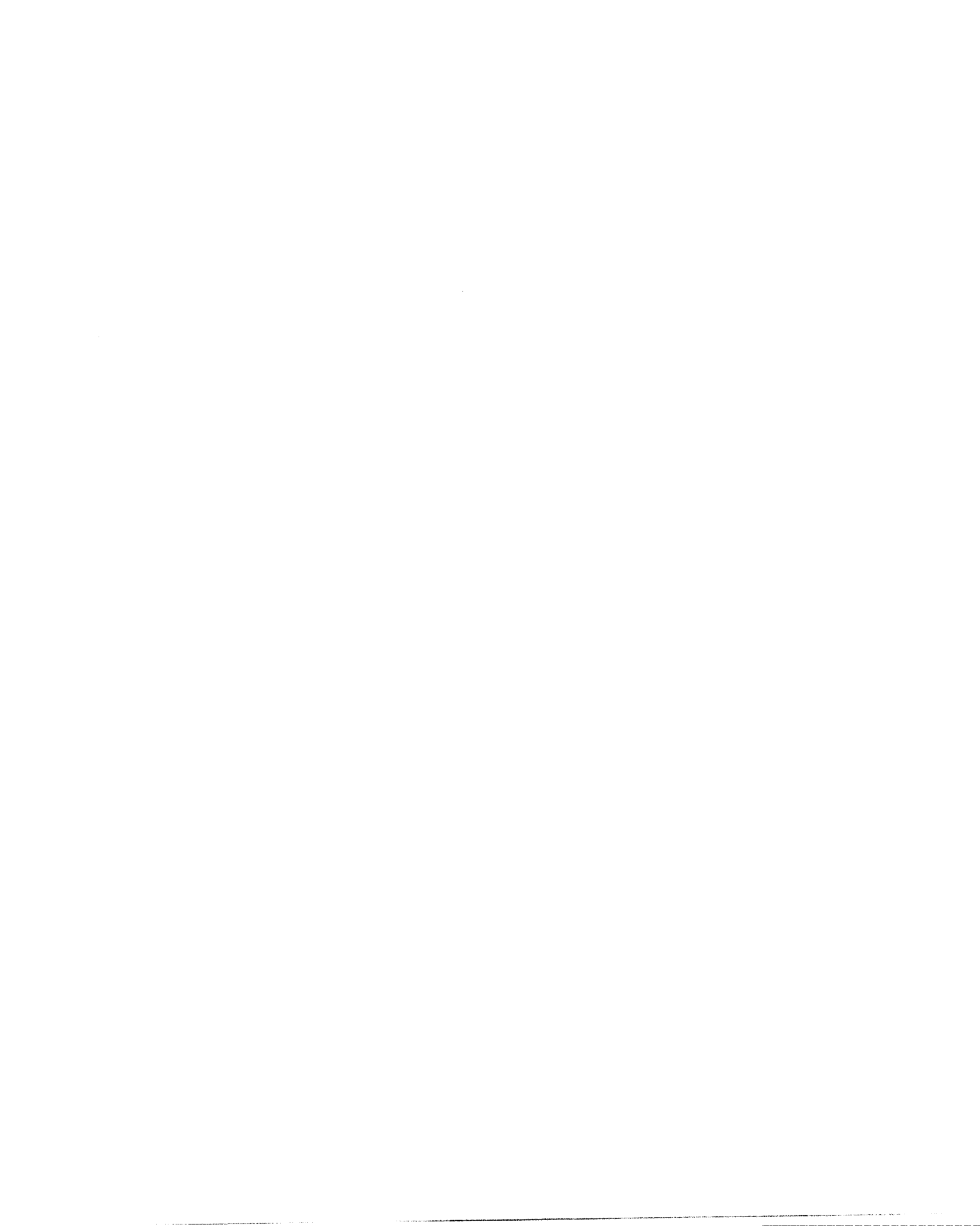
représentant parfois d'énormes olistostromes, notamment dans les falaises de la haute-ville de Québec (St-Julien, 1989). Ces olistostromes apparaissent vraisemblablement comme le résultat de l'érosion de la plate-forme durant la convergence continentale. Une lacune stratigraphique importante existe entre la Formation de Pointe de La Martinière et celle de la Ville de Québec, c'est-à-dire entre le début du Llanvirnien (sommet de la première formation) et le début du Caradocien (base de la Formation de la Ville de Québec); cette lacune est aussi nommée ailleurs en Amérique du Nord comme étant la discordance Knox (Riva, communication personnelle, 1991).

Nous pensons que cette discordance est le résultat de la remontée locale de la plate-forme laurentienne consécutive à la convergence continentale ayant provoqué la formation de la chaîne taconique. Durant cette convergence, la partie la plus mince du craton laurentien s'est trouvée enfoncée sous le poids de la chaîne appalachienne. Cet enfoncement a permis la formation d'un bassin d'avant-pays («Foreland Basin» – Quinlan et Beaumont, 1984) vers la fin du Caradocien où se sont accumulés les sédiments de la Formation de Lotbinière observés au NW de la ligne Logan dans la région de Saint-Raphaël. La chaîne appalachienne s'est développé au moins jusqu'après la fin du Caradocien car les sédiments de la Formation de Lotbinière sont eux-mêmes faillés et déformés (domaine parautochtone). C'est l'âge le plus vieux que l'on peut assigner aux derniers soubresauts de la déformation taconique. Il est toutefois possible que ces dernières failles, ou que d'autres plus au SE telle la faille maîtresse de la ligne Logan, aient une histoire tectonique plus compliquée impliquant leur réactivation lors de l'orogénèse acadienne (Dévonien). À Terre-Neuve, des travaux

récents montrent que la zone de Humber a été imbriquée et déplacée vers le NW lors de l'orogénèse acadienne (Stockmal et Waldron, 1993).

En résumé, la déformation des roches de la région de Saint-Malachie implique cinq nappes de chevauchement majeures constituées de roches d'âges équivalents mais de compositions différentes. Ce sont du NW vers le SE : la nappe de Bacchus, la nappe de Sainte-Hénédine, la nappe de la rivière Boyer, la nappe Richardson et la nappe de Buckland. Les roches des nappes ont été sujettes à plusieurs épisodes de déformation interne dont le nombre augmente en se dirigeant vers le SE (une phase dans la nappe de Bacchus, cinq phases dans la nappe de Buckland). Ces différentes déformations ont produit des plis et des microstructures planaires et linéaires caractéristiques. La progression de la déformation semble s'être effectuée du SE vers le NW; la nappe de Bacchus s'étant mise en place en dernier. Au moins deux surfaces majeures de décollement sont observées : la première a permis la mise en place de la nappe Richardson et de la nappe de la rivière Boyer, alors que la deuxième surface de décollement a provoqué le plissement de ces deux nappes et l'emplacement des nappes de Sainte-Hénédine et de Bacchus. Le Complexe de Sainte-Marguerite est une série d'écailles disposées par accréation à la semelle du premier décollement. Enfin, la faille de Buckland apparaît comme un rétrocharriage tardif lié à la quatrième phase de déformation.

La mise en place de la nappe de Bacchus a nécessairement eu lieu après ou pendant l'Ordovicien moyen; la Formation de Lotbinière d'un âge Caradocien supérieur étant chevauchée par cette nappe par l'intermédiaire de la faille de Bacchus au nord de l'île d'Orléans.



Minéralisations métalliques

Aucune minéralisation métallique économique n'a été repérée dans la région au cours de nos travaux sur le terrain. La pyrite en nodules de quelques centimètres de diamètre a été occasionnellement observée dans les niveaux pélitiques de la Formation de Rosaire. De la pyrite disséminée a aussi été notée, associée à des veines de quartz dans le canton de Mailloux. (Voir aussi la section ci-bas sur le potentiel minéral)

Minéraux industriels

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION

Un certain nombre de sablières et de gravières sont en exploitation dans la région, particulièrement aux environs de Saint-Damien-de-Buckland où des dépôts d'épandage marin et un front morainique sont préservés. La recherche de granulats est particulièrement active sur la rive sud du Saint-Laurent en raison de la rareté des matériaux meubles, ce qui fait que l'industrie se montre actuellement intéressée à la roche de fond comme granulats quand ce matériau possède les propriétés physiques requises pour des ouvrages de génie. Ainsi, pour parer à cette rareté, il est de plus en plus courant d'utiliser des granulats artificiels qui résultent du concassage de roches propres à ces travaux. Les grès de la Formation de Saint-Roch et du Groupe de Trois-Pistoles forment des crêtes qui peuvent être facilement exploitées comme matériau de construction. Des grès provenant de la partie supérieure de la Formation de Saint-Roch ont d'ailleurs été exploités dans la région de Montmagny pour faire du concassé. La Formation de Saint-Damase et certains niveaux de la Formation de Rosaire (lithofaciès CO_{rs}2) seraient également appropriés. La Formation de Kamouraska serait plutôt à éviter étant donné la trop grande dureté des arénites quartzitiques. Les unités à prédominance pélitique de la nappe de la rivière Boyer présentent un certain intérêt pour l'industrie de la brique quand on retrouve un faible pourcentage de siltstone et de grès. Une étude plus approfondie devrait être faite pour relever les niveaux favorables à cet usage, mais il est à noter que les niveaux les plus susceptibles d'être intéressants sont ceux du lithofaciès Csr2 de la Formation de Saint-Roch.

SILICE

Dans la région adjacente de Saint-Raphaël, des analyses de la composition totale de divers échantillons d'arénite quartzitique ont été faites (Lebel et Hubert, 1994) en vue d'évaluer leur potentiel pour un usage

industriel. Les résultats montrent des pourcentages de silice élevés. Certains échantillons contiennent près de 98 % de SiO₂ (tableau B-1, annexe 2, Lebel et Hubert, 1994), ce qui est en deça de la valeur exigée pour un usage industriel. Des analyses restent à faire pour évaluer le potentiel des métaquartzites de la Formation de Rosaire.

TOURBE

La seule tourbière connue dans la région est montrée sur la carte géologique. Elle est située dans la portion qui se trouve à l'extrémité NW de la région, aux environs des lacs Saint-Charles et Beaumont. Elle fait actuellement l'objet d'une exploitation commerciale. Cette tourbière est décrite dans le GM-6559. L'évaluation du volume de tourbe est donnée dans Buteau (1989).

TRÉMOLITE

La fiche de gîte 21 L/10-1 000 décrit un indice de trémolite situé dans le canton de Standon. Cet indice a fait l'objet d'une exploitation artisanale dans les années 1940. On peut trouver une description détaillée de cet indice dans les GM-517, GM-1905 et GM-516. On y rapporte que la trémolite est associée à des schistes à talc. Nous avons retrouvé quelques échantillons de trémolite dans la zone d'altération des feuillets de roches ultramafiques. La trémolite se présente en fibres blanchâtres à jaunâtres souvent de plus d'une dizaine de centimètres de longueur. Bien que cette substance ait été parfois prospectée comme amiante, elle est aujourd'hui délaissée au profit de fibres moins cassantes. Durant la deuxième guerre mondiale, la trémolite était utilisée comme filtre pour produits chimiques. Granger (1973) a décrit des minéraux en grandes fibres dans le même secteur comme étant de l'antigorite. Il semble toutefois qu'il ait confondu ce minéral avec la trémolite.

Potentiel minéral

Des sulfures disséminés ont été souvent notés dans des affleurements des schistes de Sutton – Bennett. D'après Gauthier *et al.* (1989), l'anticlinorium des monts Sutton – Notre-Dame (structure à laquelle appartient la nappe de Buckland) est un contexte géologique qui, à cause de sa complexité, est favorable à la prospection de gîtes de cuivre, de plomb, de molybdène, d'or, d'argent, d'uranium, d'arsenic, de manganèse et de fer.

Ces auteurs ont ainsi classifié trois familles de gîtes pouvant se retrouver dans cette zone, soit :

- 1- disséminations (Mn – Fe – Cu – Pb – Zn – U – Mo – Au – Ag – As – Sb) dans des schistes à séricite, chlorite, carbonates et localement ottrelite avec ou sans association de serpentinite.
- 2- disséminations cuprifères et argentifères le long de niveaux ferrifères
- 3- remobilisation en filons de quartz et carbonates à Cu – Mo – U – Mn et Pb – Ag.

La première et troisième famille de gîtes sont particulièrement intéressantes. Dans la région située immédiatement à l'est de la nôtre, un indice de Pb sous forme de galène disséminée (indice Mailloux – fiche de gîte 21 L/09-005) est connu depuis longtemps dans le canton de Mailloux (Béland, 1957, Marquis, 1992). Marquis (1992) a noté plusieurs indices sur sa carte de compilation de la région voisine à l'est dans les schistes à quartz-mica-chlorite de la Suite métamorphique de Bennett, notamment un indice d'or et un autre de Cu, Zn, Pb à moins de 3 km de la bordure est de notre carte, et plus à l'est des indices de Ni. Ces derniers indices se situent l'un, près de l'indice Mailloux et l'autre, près de l'axe anticlinorial des monts Notre-Dame au sud de Saint-Paul-de-Montminy (indice Montminy, pyrite nickelifère – fiche de gîte 21 L/09-1).

Quoique nous ayons peu de renseignements sur ces indices, il apparaît plausible qu'il s'agisse de minéralisations associées à des roches ultramafiques altérées. Gauthier *et al.* (1989) ont décrit les caractères de ces gîtes ailleurs en Estrie, gîtes qu'ils classent sous la famille des «amas de substitution dans les serpentinites (litswaenites)». Le gîte Eastern Metals, qui fait partie de cette famille, est situé à proximité de la ligne Brompton – Baie-Verte dans la région immédiatement à l'est (Saint-Fabien-de-Panet). Ces gîtes sont souvent situés à proximité de failles de

chevauchement qui ont permis à la fois la mise en place de copeaux de serpentinite et leur altération par des solutions hydrothermales. La litswaenite est une roche résultant de la carbonatation d'ultramafites en un assemblage à carbonates de Mg – Fe – Ca et de quartz avec comme minéraux accessoires de la serpentinite, du talc, des chlorites magnésiennes, de la fuschite et des minéraux métalliques tels l'hématite, la magnétite, des sulfures et des sulfo-arséniures de Fe – Ni et Fe – Cu et des grains reliques de chromite (Buisson et Leblanc, 1986). C'est donc un terme qui s'applique bien aux zones d'altérations décrites par Granger (1973) autour des copeaux ultramafiques de la nappe de Buckland. Une prospection plus poussée de ces amas pourrait conduire à la découverte d'indices de Cu tels ceux inventoriés dans un contexte (fiches de gîte 21 L/6-16, 21 L/6-10, 21 L/3-104) où de la chalcoppyrite, de la bornite, de la malachite, de l'hématite ou de la magnétite ont été relevées dans des schistes à talc-carbonate (Gauthier *et al.*, 1989, p. 357).

La région de Saint-Malachie présente donc un intérêt certain pour l'exploration des métaux de base surtout dans les secteurs où la nature des roches exposées est favorable. Il est peu probable que des indices intéressants soient découverts dans la Formation d'Armagh et dans les roches situées plus au nord-ouest.

D'autres minéraux non inventoriés jusqu'à présent pourraient être présents dans la région de Saint-Malachie. En effet, Hubert (1973) a noté la présence de veines de barytine dans la région voisine de Kamouraska. Dans la région de Rimouski, des indices de minéralisations en Pb – Zn ont été relevés, associées à des veines de barytine, calcite ou sous forme disséminée dans la Formation de Saint-Damase et la Formation de Saint-Roch (Shrijver *et al.*, 1989).

Références

- AVRAMTCHEV, L. – ST-JULIEN, P – SLIVITZKY, A – VALLIÈRES, A – GLOBENSKY, Y, 1989 – Cartes des gîtes minéraux du Québec: Région des Appalaches (Basses-Terres du Saint-Laurent et Estrie – Beauce), 64 pages, carte 2060 (échelle 1 : 250 000).
- BÉLAND, J., 1957 – Régions de Saint-Magloire et de Rosaire – Saint-Pamphile. Districts électoraux de Dorchester, Bellechasse, Saint-Malachie et de l'Islet. Ministère des Mines, Québec. RG-76, 58 pages.
- , 1962 – Région de Sainte-Perpétue. Ministère des Mines, Québec, RG-98, 22 pages.
- BENOÎT, F.W., 1958 – Geology of the Saint-Sylvestre and Saint-Joseph west half areas. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 116 pages.
- BÉRIault, A., 1975 – Analyse tectonique et stratigraphique des groupes d'Armagh et de Rosaire, (Cambrien), région de Saint-Malachie, Appalaches du Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Québec, 76 pages
- BOSTOCK, H.S., 1969 – Physiographic regions of Canada. Commission géologique du Canada; carte 1254A (1 : 500 000).
- BOUMA, A.H., 1962 Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 168 pages.
- BOYER S.E. – Elliot, D., 1982 – Thrust systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, volume 66, pp. 1196-1230.
- BUISSON, G. ET LEBLANC, M., 1986 – Gold bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from Ophiolite Complexes *in* Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (textes réunis par Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. et Prichard, H. M.). The institution of Mining and Metallurgy, pages 121 à 131.
- BUTEAU, P., 1989 – Atlas des tourbières du Québec méridional. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 89-02, 304 pages.
- CHAUVIN, L. – MARTINEAU, G., – LASALLE P., 1985 – Deglaciation of the Lower St. Lawrence, Québec. *In*: Late Pleistocene History of Northeastern New England and adjacent Quebec. (Textes réunis par Burns, H.W.Jr, LaSalle, P. et Thomson, W.B.). Geological Society of America, Special Paper 197, pages 111-123.
- CHEN, C.Y. – FREY, F.A. – GARCIA, M.O., 1990 – Evolution of alkalic lavas at Haleakala Volcano, east Maui, Hawaii-Major, trace element and isotopic constraints. Contributions to Mineralogy and Petrology, volume 105, pages 197-218.
- COISH, R.A. – FLEMING, F.S. – LARSEN, M. – POYNER, R. – SERBERT, J., 1985 – Early rift history of the Proto Atlantic Ocean: Geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont. American Journal of Science, volume 285, pages 351-378.
- COLPRON, M., 1994 – Géologie de la région de Sutton. Ministère des Ressources naturelles, Québec. ET 92-05, 94 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA ET MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES DU QUÉBEC, 1964 – Orléans. Carte 1950G. Série des cartes aéromagnétiques. 21 L/15. Échelle 1 : 63 360.
- COUSINEAU, P.A., 1990 – Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre Saint-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 87-02, 165 pages.
- DAHLSTROM, C.D., 1970 – Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, volume 18, pages 332-406.
- DENIS, C. – TESSIER, Y., 1979 – Rapport de fin de forage, SOQUIP Parke No 1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-35447.
- DOTT, R.A., 1964 – Wacke-Grauwacke and matrix. What approach to immature sandstone classification. Journal of Sedimentary Petrology, volume 34, pages 625-632.
- DRESSER, J.A., 1912 – Reconnaissance along the National Transcontinental Railway in Southern Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir n° 35, 40 pages.
- ELLS, R.W., 1889 – Second report on the geology of a portion of the Province of Quebec. Geological and Natural history Survey of Canada, Annual Report 1887-88, volume 3, part 2, report K, pages 6-116.
- FOLK, R., 1974 – Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182 pages.
- GAUTHIER, M. – AUCLAIR, M. – BARDOUX, M. – BLAIN, M. – BOISVERT, D. – BRASSARD, B. – CHARTRAND, F. – DARIMONT, A. – DUPUIS, L. – DUROCHER, M. – GARIÉPY, C. – GODUE, R. – JEBRAK, M. – TROTTIER, J, 1989 – Synthèse géologique de l'Estrie et de la Beauce, MB 89-20, 681 pages.
- GORMAN, W.A., 1955 – Région de Saint-Georges et de Saint-Zacharie. Ministère des Mines, Québec, RP-314. 5 pages.
- , 1977 (1957) – Saint-Pâcome – Estcourt area (Comté de Kamouraska). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-471, 32 pages.
- GRANGER, B., 1970 – Géochimie des sédiments de ruisseau : région de Saint-Malachie (comté de Dorchester),

- Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-412, 6 pages.
- _____, 1973 – Analyse tectonique et stratigraphique des schistes des groupes de Bennett et de Rosaire, région de Saint-Malachie, Appalaches du Québec. Mémoire de maîtrise Université de Montréal, Montréal, Québec, 85 pages.
- HÉROUX, Y., 1970 – Provenance des composants terrigènes des grès de la région de Beaumont – Saint-Michel, Comté de Bellechasse. Mémoire de maîtrise non publié, Département de géologie, Université de Montréal 72 pages.
- HUBERT, C., 1967 – Région de Rosaire (moitié ouest). Rapport intérimaire, Ministère des Richesses naturelles, Québec, non publié, 41 pages.
- _____, 1965 – Stratigraphy of the Quebec Complex in the L'Islet – Kamouraska area, Quebec. Thèse de doctorat non publiée, Université McGill, Montréal, Québec, 192 pages.
- _____, 1969 – Géochimie des sédiments de ruisseau : régions de Saint-Raphaël et de Saint-Malachie (comté de Bellechasse et de Dorchester). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP-408, 19 pages.
- _____, 1973 – Région de Kamouraska, La Pocatière, Saint-Jean-Port-Joli. Ministère des Richesses naturelles, Québec. RG-151, 205 pages.
- INGRAM, R.L., 1953 – Fissibility of mudrocks. Bulletin of the Geological Society of America, volume 64, pages 869-878.
- LAJOIE, J., 1972 – Géologie des régions de Rimouski et de Lac-des-Baies (Moitié Ouest), Comtés Rimouski et Rivière-du-Loup. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-64, 40 pages.
- _____, 1979 – Origin of megarhythms in flysch sequences of the Quebec Appalachians. Journal canadien des sciences de la Terre, volume 16, pages 1518-1523.
- LAJOIE, J. – HÉROUX, Y. – MATHEY, B., 1974 – The Precambrian shield and the Lower Paleozoic shelf: The unstable provenance of the Lower Paleozoic flysch sandstones and conglomerates. Journal canadien des sciences de la Terre, volume 11, pages 951-963.
- LASALLE, P. – MARTINEAU, G. – CHAUVIN, L., 1976 – Géologie des sédiments meubles d'une partie de la Beauce et du Bas-Saint-Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-438, 13 pages.
- _____, 1977 – Dépôts morainiques et stries glaciaires dans la région de Beauce – Monts Notre-Dame – Parc des Laurentides. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-515, 24 pages.
- LEBEL, D., 1991 – Géologie de la région de Saint-Malachie, *In* Rapport d'activité 1991. Direction de la recherche géologique, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 91-25, pages 21-22.
- LEBEL, D. – HUBERT, C., 1994 – Géologie de la région de Saint-Raphaël. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 93-02.
- _____, 1993a – Carte géologique de la région de Saint-Malachie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 93-23
- LEBEL, D. – HUBERT, C., 1993b – Carte géologique de la région de Saint-Raphaël. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DV 93-23.
- LE ROUZÈS, G., 1971 – Géomorphologie de la région de Saint-Anselme/Saint-Gervais, Québec. Mémoire de maîtrise, département de géographie, Université Laval, Québec.
- LISTER, G.S. – Etheridge, M.A. – Symonds, P.A., 1991 – Detachment models for the formation of passive continental margins. Tectonics, volume 10, pages 1038-1064.
- LOGAN, W.E., 1863 – The Quebec Group. Geological Survey of Canada, Report of Progress from his commencement to 1863, Chapter XI, pages 225-295. (édition française en 1864).
- LORTIE, G. – MARTINEAU, G., 1987 – Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 85-10. 45 pages.
- MARQUIS, R., 1991 – Géologie de l'anticlinorium des monts Sutton (région de Richmond). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 89-02, 86 pages
- _____, 1992 – Compilation géologique et métallogénique du feuillet de Saint-Magloire (21L/09). Édition préliminaire, MB 92-03. 1 carte (échelle 1 : 50 000).
- MELIHERCSIK S.J., 1952 – Petrology of the Charny Formation. Thèse de doctorat, Université Laval, 130 pages.
- MER, 1984a – Aires d'intérêt géochimique et géologie du quaternaire – Estrie, Beauce et Appalaches. Feuillet 21 L/15. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DV 84-11.
- MER, 1984b – Compilation de la géologie du Quaternaire – région des Appalaches. Feuillet 21 L/15. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DV 84-10.
- MER, 1984c – Compilation gravimétrique des anomalies de Bouguer – Basses-Terres du Saint-Laurent. Feuillet 21 L/15. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 84-30, 58 pages.
- MER, 1984d – Carte structurale du socle (Basses Terres du Saint-Laurent) par Soquip. Feuillet 21 L/15. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 84-32, 58 pages.
- MORIN, R., 1985 – Région de Saint-Honoré, Kamouraska – Témiscouata. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 83-15, 40 pages.

- MOUNTJOY, E. W. 1992 – Significance of rotated folds and thrust faults, Alberta Rocky Mountains. *In* Structural Geology of Fold and Thrust Belts (Textes réunis par G. Mitra et G. W. Fisher), John Hopkins University Press, pages 207-223.
- OGUNYOMI, O. – HESSE, R. – HÉROUX, Y., 1980 – Pre-orogenic and synorogenic diagenesis and anchi-metamorphism in Lower Paleozoic continental margin sequences of the northern Appalachians in and around Quebec City, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, volume 28, pages 559-577.
- OSBERG, P.H., 1965 – Structural Geology of the Knowlton-Richmond area, Quebec. *Bulletin of the Geological Society of America*, volume 76, pages 223-250.
- PEARCE, J.A., 1983 – Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* Continental basalts and mantle xenoliths (textes réunis par Hawkesworth, C.J. et Norry J.). Shiva Geology Series, pages 230-272.
- PETTIJOHN, F.T. – POTTER, P.E. – SIEVER, R., 1972 – Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York, NY, 618 pages.
- QUINLAN, G., – BEAUMONT, C., 1984 – Appalachian thrusting, lithospheric flexure and Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America, *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 21, pages 973-996.
- RELEVÉS GÉOPHYSIQUES INC., 1978 – Interprétation des données aéromagnétiques dans la région de Beauce – Charlevoix. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-557, 78 pages.
- RICHARDSON, J., 1870 – Report of Mr James Richardson on the South Shore below Quebec. Geological Survey of Canada, Report of progress from 1866 to 1869, Chapter IV, pages 119-141.
- RONDOT, J., 1969 – Géologie de la région de la rivière Malbaie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, RP-576, 31 pages.
- _____, 1989 – Géologie de Charlevoix. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 89-21, 2 volumes, 605 pages.
- ST-JULIEN, P., 1989 – Région de la Ville de Québec. Rapport géologique; manuscrit soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 174 pages.
- ST-JULIEN, P. – SLIVITZKY, A – FEININGER, T., 1983 – A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec. *Geological Society of America Memoir* 158, pages 103-111.
- ST-JULIEN, P., – HUBERT, C., 1975 – Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, 275-A, pages 337-362.
- ST-JULIEN, P. – OSBORNE, F.F., 1973 – Géologie de la région de la ville de Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-205, 32 pages.
- SCHRIJVER, K. – MARCOUX, E. – BEAUDOIN, G. – CALVEZ, J.Y., 1989 – Pb-Zn occurrences and their Pb-isotopic signatures bearing on metallogeny and mineral exploration – Paleozoic sedimentary rocks, northern Appalachians, Quebec. *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 25, pages 1777-1790.
- SCOTT, J.M., 1972 – Drilling and abandonment report of Great Plains Noel Shell No 1, Parke. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-28163.
- SELWYN, A.R.C., 1879 – Report of observations on the stratigraphy of the Quebec Group. Geological Survey of Canada ; Report of Progress 1877-1878.
- SHARMA, K. ET COLLABORATEURS, 1991 – Légende générale de la carte géologique. Édition revue et augmentée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MB 87-11, 68 pages.
- SLIVITZKY, A. – ST-JULIEN, P., 1987 – Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-04, 48 pages.
- SPENCER, C. – GREEN, A. – MOREL-À-L'HUISSIER, P. – MILKEREIT, B. – LUETGERT, J. – STEWART, D. – UNGER, J. – PHILLIPS, J., 1989 – The extension of Grenville basement beneath the northern Appalachians: Results from the Quebec Maine seismic reflection and refraction surveys. *Tectonics*, volume 8, pages 677-696.
- SPRAY, A., 1969 – *Metamorphic Textures*: Pergamon Press Ltd., Première édition, London.
- STOCKMAL, G.S. – COLMAN – SADD, S.P. – KEEN, C.E. – MARILLIER, F. – O'BRIEN, S.J. – QUINLAN, G.M., 1990 – Deep seismic structure and plate tectonic evolution of the Canadian Appalachians. *Tectonics*, volume 9, pages 45-62.
- STOCKMAL, G.S. – WALDRON, J.W.F., 1993 – Relative magnitudes of Taconian versus Acadian subsidence, Anticosti Basin, Canadian Appalachians: Evidence for substantial transport of overthrust sheets during the Acadian Orogeny. Résumé, Association géologique du Canada / Association minéralogique du Canada, Congrès annuel, Edmonton, 1993.
- STRONG, P.G. – WALKER, R.G., 1981 – Deposition of the Cambrian continental rise: the St. Roch Formation near St. Jean-Port-Joli, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, volume 18, pages 1320-1335.
- TAWADROS, E., 1977 – Étude pétrographique des grès du Groupe de Caldwell de la région du lac Etchemin, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal.
- TOLMAN, C., 1936 – Lake Etchemin Map-area. Commission géologique du Canada, mémoire 199, 20 pages.
- TURNER, F.J. – VERHOOGEN, J., 1960 – *Igneous and metamorphic petrology*: McGraw-Hill Book Co., New-York.

- TURNER F.J. – WEISS, L.E., 1963 – Structural Analysis of Metamorphic Tectonites: McGraw-Hill Book Co., New-York.
- VALLIÈRES, A., 1971 – Relations stratigraphiques et structurales du Super Groupe de Québec dans la région de Saint-Malachie. Mémoire de maîtrise non publié, Université de Montréal, 100 pages.
- , 1984 – Stratigraphie et structure de l'orogénèse Taconique de la région de Rivière-du-Loup, Québec. Thèse de doctorat non publiée, Université Laval. 317 pages.
- VALLIÈRES, A – HUBERT, C. – BROOKS, C., 1978 – A slice of basement in the western margin of the Appalachian orogen, Saint-Malachie, Quebec. Journal canadien des sciences de la Terre, volume 15, pages 1242-1249.
- WALKER, R.G., 1976 – Faciès Models 2. Turbidites and Associated Coarse Clastic Deposits. Geoscience Canada, volume 3, pages 25-36.
- WERNICKE, B., 1985 – Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Journal canadien des sciences de la Terre, volume 22, pages 108-125.
- WILLIAMS, H., 1979 – Appalachian orogen in Canada. Journal canadien des sciences de la Terre, volume 16, pages 792-807.
- WILLIAMS, H. – TURNER, F.J. – GILBERT, C.M., 1954 – Petrography (an introduction to the study of rocks in thin section); W. H. Freeman and Co., 406 pages.
- WILSON, J.T., 1966 – Did the Atlantic close and then re-open? Nature, volume 211, pages 676-681.
- WINKLER, H.G.F., 1965 – Petrogenesis of Metamorphic Rocks . Springer, New-York.

Annexe I – Analyses chimiques



TABLEAU A-1 – Analyses chimiques des basaltes de la formation de la montagne de Saint-Anselme⁽¹⁾

Échantillon #	1626	1627	1628	1629	1630	1631	1632	1633	1634	1635	1636	1637	1638	1639	1640
Oxydes majeurs (%)															
SiO ₂	49,40	48,30	48,40	49,20	49,00	49,40	46,50	46,80	49,30	47,70	50,20	47,90	48,40	48,70	47,30
TiO ₂	2,32	2,14	2,40	2,01	2,40	2,03	2,08	2,27	1,82	1,77	2,05	2,47	2,32	2,29	2,17
Al ₂ O ₃	14,20	14,70	14,10	15,10	13,70	15,70	13,90	14,40	15,10	15,00	14,90	13,40	14,00	13,70	14,20
Fe ₂ O ₃	4,77	7,30	6,70	3,30	3,67	2,68	6,17	5,39	2,69	4,67	5,27	6,29	7,91	5,48	6,17
FeO	7,23	5,58	5,40	7,65	8,04	7,85	5,52	6,94	7,12	6,15	5,52	6,22	4,13	6,77	5,79
MnO	0,21	0,21	0,14	0,17	0,20	0,18	0,18	0,18	0,14	0,14	0,20	0,30	0,27	0,21	0,15
MgO	5,38	4,92	5,42	5,32	5,99	5,14	6,35	6,74	6,19	6,00	5,50	5,97	6,77	6,34	6,28
CaO	7,24	6,99	7,19	7,82	7,05	8,19	7,93	9,29	9,37	9,74	5,44	7,25	5,79	7,40	8,32
Na ₂ O	2,46	3,07	3,50	2,65	3,97	2,43	1,32	2,32	2,53	2,98	3,50	3,04	4,15	4,11	3,15
K ₂ O	3,05	2,56	2,12	2,19	0,87	2,23	4,52	1,61	1,26	0,97	2,75	2,08	1,19	0,44	1,36
P ₂ O ₅	0,30	0,27	0,28	0,24	0,25	0,23	0,22	0,24	0,21	0,18	0,22	0,25	0,25	0,25	0,21
Total	96,56	96,04	95,65	95,65	95,14	96,06	94,69	96,18	95,73	95,3	95,55	95,17	95,18	95,69	95,10
Perte au feu	1,91	2,37	2,53	1,98	2,63	2,02	2,99	2,28	2,34	2,54	2,10	2,42	3,10	2,60	2,93
Mg# ⁽²⁾	45,42	41,92	45,80	47,17	48,48	47,16	50,54	50,46	53,62	50,81	48,85	47,24	51,75	49,12	49,67
Métaux de transition (en ppm)															
Cr	30	67	45	56	312	1 034	1 059	1 082	1 102	1 183	421	460	471	665	20
Ni	54	45	46	50	49	47	68	65	63,0	61	51	58	72	61	76
Co	37	32	34	35	38	33	41	40	40	36	33	43	45	42	44
Sc	32	30	33	29	36	30	34	36	32	33	30	34	35	35	35
V	301	285	287	262	317	253	264	292	251	242	256	308	311	284	291
Cu	39	17	23	18	82	33	130	129	51	51	8	18	8	432	148
Zn	115	103	96	96	122	83	98	90	72	72	107	170	137	150	137
Éléments à bas potentiel d'ionisation (en ppm)															
K	25 319	21 251	17 599	18 180	7 222	18 512	37 522	13 365	10 460	8 052	22 829	17 267	9 879	3 653	11 290
Rb	75	70	32	49	15	43	98	45	23	18	60	48	44	12	27
Cs	0,6	1,2	0,2	0,8	0,4	0,5	1,0	1,4	0,8	0,7	0,4	0,7	0,3	0,2	0,2
Ba	1 000	792	922	563	422	580	5 500	306	286	304	949	1 700	733	286	770
Sr	160	270	110	280	130	300	230	300	340	420	180	170	160	200	120
Ga	23	26	25	22	23	26	23	26	22	24	22	23	23	24	23
Li	16	17	18	20	18	17	23	21	22	24	19	34	47	30	30

(1) Voir la figure 8 pour la localisation des échantillons

(2) Mg # (ou Nombre Mg) = (MgO/Pm de MgO)/[(FeO*/Pm de FeO) + (MgO/Pm de Mg)]

Pm = Poids moléculaire

FeO* (ou FeO recalculé) = FeO + Fe₂O₃

TABLEAU A-1 – Analyses chimiques (suite)

Échantillon #	1626	1627	1628	1629	1630	1631	1632	1633	1634	1635	1636	1637	1638	1639	1640
Éléments à haut potentiel d'ionisation (en ppm)															
Ta	0,8	0,9	0,8	0,7	0,9	0,9	0,6	1,0	0,6	0,5	0,7	0,9	0,7	0,8	0,7
Nb	12	11	13	11	12	10	11	11	9	8,	11	13	12	12	10
Hf	4,9	4,4	5,0	4,1	4,5	4,3	3,6	3,8	3,6	3,4	4,0	4,6	3,7	4,4	3,6
Zr	220	200	210	190	190	180	150	170	160	160	180	190	170	190	160
Ti	13 908	12 829	14 388	12 050	14 388	12 170	12 470	13 609	10 911	10 611	12 290	14 808	13 908	13 729	13 009
Y	37	32	36	31	36	30	28	30	24	25	28	35	31	34	28
Th	1,10	1,0	1,10	1,00	1,10	0,96	0,85	0,87	0,74	0,73	0,97	1,20	0,91	1,10	0,71
U	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Terres rares															
La	717	15	16	14	14	14	11	11	10	11	13	12	9,7	14	11
Ce	40	35	39	33	34	34	27	29	25	26	32	31	25	33	27
Nd	25	23	24	21	19	22	20	19	16	16	22	23	18	19	18
Sm	6,9	6,1	6,8	5,7	6,4	6	5,3	5,7	4,9	4,8	5,7	6,3	5,5	5,9	5,2
Eu	2,1	1,9	2,1	1,7	1,9	1,8	1,8	1,8	1,6	1,6	1,5	2,0	1,8	1,9	1,7
Tb	1,0	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	1,1	0,8	1,0	0,9
Ho	1,8	1,1	1,5	1,3	1,5	1,4	1,0	0,9	1,0	1,5	1,2	1,9	1,5	1,2	1,35
Tm	0,5	0,6	0,5	0,4	0,7	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,7	0,6
Yb	3,1	2,8	2,9	2,8	3,2	2,9	2,4	2,7	2,4	2,3	2,7	2,6	2,3	2,7	2,3
Lu	0,47	0,39	0,45	0,38	0,45	0,44	0,35	0,4	0,35	0,33	0,39	0,45	0,39	0,47	0,39
Densité	2,61	2,60	2,60	2,62	2,63	2,62	2,61	2,66	2,63	2,63	2,57	2,62	2,59	2,63	2,63

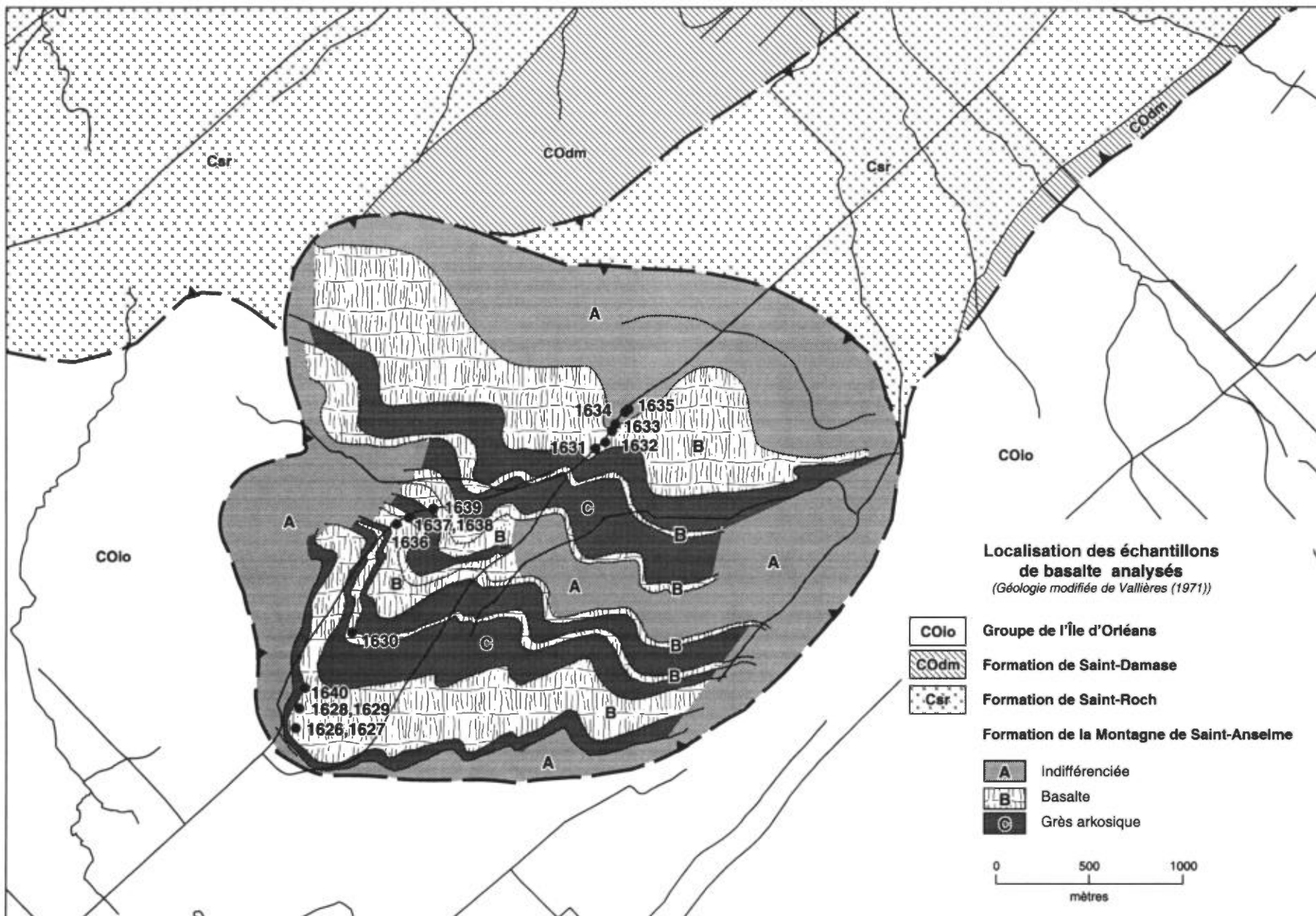


FIGURE 8 – Carte de localisation des échantillons de basalte de la Formation de Saint-Anselme qui ont été soumis à l'analyse chimique (cf. annexe A- tableau A-1).



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines