



**GÉOLOGIE DES RÉGIONS DE SCOTSTOWN ET WOTTONVILLE**  
**- feuillets topographiques SNRC 21E11 et 21E12 -**

par

TREMBLAY, Alain; PERROT, Morgann; MERCIER, Pierre-Étienne  
et SOUCY-de-JOCAS, Benoit

Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère  
Université du Québec à Montréal

Présenté au Ministère des Ressources naturelles

2012-12-13

# **GÉOLOGIE DES RÉGIONS DE SCOTSTOWN ET WOTTONVILLE**

## **- feuillets topographiques SNRC 21E11 et 21E12 –**

TREMBLAY, Alain, PERROT, Morgann, MERCIER, Pierre-Étienne  
et SOUCY-de-JOCAS, Benoit  
Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère  
Université du Québec à Montréal

### **1.0 INTRODUCTION**

Ce rapport fait suite à des travaux de cartographie géologique réalisés pour le compte du Ministère des Ressources naturelles du Québec au cours de l'été 2011. Nous avons effectué la cartographie, à l'échelle de 1 :50,000, de la partie Ouest du feuillet topographique SNRC 21E12 (Wottonville), en parallèle avec la compilation du territoire couvert par ce feuillet et par le feuillet 21E11 (Scotstown).

#### **1.1 Localisation, accès et méthode de travail.**

La région cartographiée et/ou compilée couvre une superficie d'environ 2000 km<sup>2</sup>. Les limites Ouest et Est sont les longitudes 72°00' et 71°00', alors que les latitudes 45°45' et 45°30' sont les limites Nord et Sud, respectivement. Les principales municipalités de la région sont Scotstown et Weedon-Centre sur le feuillet 21E11, et Saint-Adolphe-de-Dudswell, Saint-Camille, Wottonville et Windsor sur le feuillet 21E12.

La région occupe la partie centrale des Hautes-Terres des Appalaches. On y accède depuis Québec par les routes 108, 112 ou 249, alors que l'accès par Montréal se fait via l'autoroute 10Est jusqu'à Sherbrooke, et ensuite par les routes 249, 216, 112 ou 108. Il s'agit d'une région dont le relief est dominé par la chaîne des monts Stoke sur la bordure orientale du feuillet 21E12, qui culmine à plus de 600 mètres au-dessus du niveau marin sur une pénéplaine située à environ 300-400 mètres d'altitude. Sur le feuillet 21E11, le relief est plutôt dominé par des collines arrondies dont les sommets culminent à environ 500 mètres et qui correspondent aux intrusions granitiques de Lac Aylmer et de Scotstown. Un réseau de routes primaires et secondaires permet un accès facile aux zones d'affleurements bien que celles-ci soient relativement éparées. Les principaux plans d'eaux sont le lac Louise et le lac Elgin, tous deux situés sur le feuillet

21E11, et qui sont drainés par la rivière Saint-François qui s'écoulent aussi sur le feuillet 21E12.

Les données géologiques recueillies sur le terrain en 2011 furent compilées sur fonds de carte au 1 :50,000 et transférées sur SIGEOM pour la production des deux cartes géologiques numériques accompagnant ce rapport et correspondant à chacun des feuillets topographiques. Les travaux de terrain ont été sciemment concentrés sur la demie Ouest du feuillet 21E12, un secteur dont la mise en carte remonte aux travaux de Cooke (1950). La géologie de la demie Est de ce même feuillet a été compilée/réinterprétée à partir des travaux de de Romer (1985) et de Bardoux (1993), ainsi que des travaux et analyses en cours de P.E. Mercier et B. Soucy-de-Jocas, étudiants à la maîtrise à l'université du Québec à Montréal (UQAM). La géologie du feuillet 21E11 est basée sur la carte de Tremblay (1996), mais la géologie du Complexe d'Ascot, originellement cartographié par Labbé (1991) a été revisitée et réinterprétée à la lumière des données acquises dans les Monts Stoke (Mercier et al., 2011).

## **1.2 But de l'étude.**

Le feuillet de Wottonville n'a fait l'objet d'aucune cartographie géologique moderne depuis les travaux de Cooke (1950). Le contexte stratigraphique et structural de cette région, surtout dans la partie Ouest, est conséquemment mal connu. On sait que le socle rocheux de cette région appartient au Mélange de St-Daniel et au Groupe de Magog (St-Julien & Slivitsky, 1985), respectivement interprétés comme un mélange tectonique et une série flyschique de bassin avant-arc (Tremblay, 1992; Cousineau & St-Julien, 1992; 1994). Or, des travaux récents dans les régions de la Beauce, de Thetford-Mines et de Lac Brompton suggèrent que le St-Daniel forme une unité sédimentaire discordante sur les ophiolites du sud du Québec et est stratigraphiquement surmonté par le Groupe de Magog; ces deux unités formant les vestiges d'un bassin transporté (*piggyback*) contemporain de l'obduction des ophiolites (Schroetter et al., 2006; de Souza et al., 2008, 2010; Tremblay et al., 2009, 2011). De plus, les travaux de Mercier et Soucy-de-Jocas (en cours) dans les monts Stoke indiquent que le Groupe de Magog reposent quant à lui en discordance sur le Complexe d'Ascot, une unité volcano-sédimentaire représentant un arc volcanique ordovicien (Tremblay & St-Julien, 1990).

Ces relations stratigraphiques plus ou moins discordantes suggèrent que ces unités stratigraphiques sont caractérisées par d'importantes variations latérales et verticales de faciès qui compliquent significativement les corrélations régionales et, conséquemment, la mise en contexte des occurrences minéralisées qui leur sont associées. Les relations stratigraphiques entre l'assemblage «St-Daniel – Magog» et les unités sous-jacentes (ophiolites, Complexe d'Ascot) exposées dans les régions adjacentes fournissent cependant un modèle viable en ce qui concerne l'évolution tectonique de cette partie des Appalaches, de même qu'en ce qui concerne les sources probables de métaux pour les indices/gîtes sédimentaires et/ou volcanogènes du sud du Québec. Le modèle régional demande cependant à être étayé et étalonné par une caractérisation précise du contexte stratigraphique et structural, et c'est précisément cette opportunité qu'offrait la cartographie du feuillet de Wottonville et la compilation/réinterprétation du feuillet adjacent (Scotstown).

### **1.3 Travaux antérieurs.**

Le lecteur intéressé à une description détaillée des travaux de cartographie géologique dans les Appalaches du sud-est du Québec depuis plus d'un siècle, plus particulièrement dans les régions de Scotstown-Wottonville, est prié de consulter le rapport de Tremblay (1996) qui en présente une revue exhaustive. Dans le cadre du présent rapport, seuls les travaux de terrain réalisés entre les années '80 et 2000 sont brièvement présentés.

De Romer (1985) a cartographié une partie des roches de la Formation d'Ascot dans les monts Stoke et des schistes de Weedon, dans la région du même nom, qu'il a incluse dans la Formation d'Ascot-Weedon, et interprétée comme représentant un klippe reposant sur les groupes de Magog et de St-Francis, ainsi que sur la Formation de Lac Aylmer. Dans le cadre d'une compilation des Appalaches du sud du Québec, Slivitzky et St-Julien (1987) ont proposé d'utiliser le nom de Formation d'Ascot pour désigner les roches jusqu'alors incluses dans les formations de Weedon et d'Ascot-Weedon. Sur le feuillet 21 E11 et la région du lac Saint-François, Lavoie (1985) a étudié la sédimentologie et la structure des formations siluriennes de Lac Aylmer et de Lac Lambton, et considère que ces deux unités représentent des équivalents latéraux de faciès.

Dans les années '90, les travaux de Labbé (1991) et de Tremblay (1992a), dans les régions de Weedon et de Sherbrooke, respectivement, ont permis l'acquisition de données géochimiques et structurales pour une meilleure compréhension de la géologie régionale. Ainsi, la Formation d'Ascot a été élevée au rang de Complexe d'Ascot (Tremblay et al., 1989a; Tremblay, 1992a) et interprétée comme le produit du collage tectonique de différents assemblages volcaniques (Tremblay & St-Julien, 1990) dont feraient aussi parties les roches volcaniques affleurant dans la région d'étude. Ces travaux ont aussi démontré que la faille de La Guadeloupe est une importante faille inverse (Tremblay et al., 1989b; Labbé & St-Julien, 1989), et que le Complexe d'Ascot ne forme donc pas un klippe, tel que proposé par de Romer (1985). Bardoux (1993) a réalisé une cartographie détaillée des environs de St-Adolphe-de-Dudswell et du lac Miroir et bonifié la stratigraphie de la Formation de Lac Aylmer introduite par de Romer (1985).

Enfin, les massifs granitiques recoupant les roches du Groupe de St-Francis et du Complexe d'Ascot ont été cartographiées en détail par Danis (1984a, 1984b, 1985) et Bourne (1986); les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ces roches étant synthétisées dans Bourne (1986). Ces plutons ont aussi fait l'objet de datations U-Pb sur zircons (Simonetti & Doig, 1990); les résultats indiquant qu'ils se sont mis en place sur une période d'environ 10 m.a. (384-374 Ma) au cours du Dévonien Moyen, et qu'ils sont donc contemporains du métamorphisme et de la déformation régionale, datés à 380-375 Ma dans les régions de Sherbrooke et de Weedon (Tremblay et al., 2000).

#### **1.4 Géologie régionale.**

Les Appalaches sont le résultat de trois phases orogéniques du Paléozoïque (Williams & Hatcher, 1983) ; les orogénies Taconienne, Acadienne et Alléghanienne. L'orogénie Alléghanienne (Carbonifère-Permien) est essentiellement développée dans les Appalaches du Sud (USA). Les Appalaches du Nord (Canada et Nouvelle-Angleterre) peuvent donc être considérés comme le produit de deux principaux événements orogéniques, soit les orogénies Taconienne de l'Ordovicien Moyen et Supérieur, et Acadienne du Silurien Supérieur-Dévonien Moyen (Osberg, 1978; Williams, 1979; Tremblay & Pinet, 1994).

Dans le sud du Québec, les Appalaches sont formées de trois assemblages lithotectoniques distincts, les zones de (1) Humber et de (2) Dunnage (Williams, 1979), constituées de roches cambro-ordoviciennes, et (3) la Ceinture de Gaspé, constituée de roches siluriennes et dévoniennes reposant en discordance sur, ou en contact faillé avec les unités pré-siluriennes (Bourque et al., 2000). Les zones de Humber et Dunnage sont, respectivement, les vestiges d'une couverture sédimentaire formant la marge continentale de Laurentia et des unités rocheuses d'affinité océanique s'étant formées en bordure de Laurentia durant le Cambrien et l'Ordovicien. La limite entre le Humber et le Dunnage correspond, en surface, à une zone de serpentinite et d'ophiolites démembrées connue sous le nom de «ligne Baie Verte-Brompton» (BBL; Williams & St-Julien, 1982).

Dans la zone de Humber, le métamorphisme régional augmente graduellement vers le SE et culmine dans le faciès schiste vert/amphibolite dans les monts Sutton et Notre-Dame qui correspondent à des dômes structuraux adjacents à la BBL. L'histoire structurale taconienne de la zone de Humber comprend une période de chevauchement dirigé vers le NW ( $D_{1-2}$ ), et un épisode de rétrochevauchement et de plissement déversés vers le SE ( $D_3$ ) (Tremblay & Pinet, 1994; Tremblay & Castonguay, 2002). Des travaux récents ont également mis en lumière d'importantes failles normales siluriennes syn- à post- $D_3$  (i.e. telles que la faille Saint-Joseph; Pinet et al., 1996a, Tremblay & Castonguay, 2002), inclinées vers le SE. La géométrie finale de structures régionales telles que l'anticlinorium des monts Sutton-Notre Dame est attribuée à un plissement tardif ( $D_4$ ) relié à l'orogénie Acadienne (Tremblay & Pinet, 1994). Les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphiboles et micas de la zone de Humber interne varient entre 431 et 410 Ma (Castonguay et al., 2001; Tremblay & Castonguay, 2002). Des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  apparents de haute température à 462-460 Ma suggèrent que l'empreinte thermique du métamorphisme taconien n'est que localement préservée. À l'est de la BBL et de la faille Saint-Joseph, les roches métamorphiques de la marge Laurentienne affleurent au sein de structures antiformes acadiennes (structuralement sous les ophiolites) et ont livré des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ordoviciens (470-460 Ma ; Castonguay et al., 2001, Tremblay et al., 2011).

La zone de Dunnage est située dans le toit de la faille Saint-Joseph et de la BBL, et est constituée d'ophiolites (Thetford-Mines, Asbestos, Lac-Brompton, Mont-Orford), de mélanges (Mélange de Saint-Daniel), de roches volcaniques d'arc (Complexe d'Ascot)

et de flysch syn-orogénique (Groupe de Magog) (Schroetter et al., 2005). Les ophiolites sont des segments de croûte océanique mise en place sur Laurentia au cours des premiers stades de l'orogénie Taconienne (Tremblay et al., 2011). Le Mélange de Saint-Daniel constitue une zone-tampon entre le Groupe de Magog et les ophiolites. Il est interprété comme représentant la base d'un bassin sédimentaire formé en région avant-arc, contemporain de l'obduction des ophiolites (Schroetter et al., 2006; Tremblay et al., 2009; 2011). Le mélange est formé de coulées de débris, de conglomérats et d'argilites laminées et/ou bréchiques qui ont été subdivisés en différents faciès, selon que les unités contiennent ou pas des fragments de roches métamorphiques, de roches intrusives mafiques-ultramafiques et de roches volcaniques, et qu'elles soient associées ou non avec du schiste ardoisier et un assemblage de phyllades grise et verte (Schroetter et al., 2006).

Le Groupe de Magog repose sur le Mélange de Saint-Daniel et comprend des roches incluses dans les formations de Frontière, Etchemin, Beauceville et Saint-Victor (Cousineau, 1990). Ces roches occupent une bande orientée NE-SW. La Formation de Saint-Victor constitue l'unité sommitale du Groupe de Magog et représente plus de 70% de ces roches. Elle est constituée d'une séquence de grès lithique et de schiste ardoisier (turbidites) avec de rares interlits de tuf felsique. En Estrie, les formations de Beauceville et d'Etchemin forment de minces bandes sous le Saint-Victor et sont constituée de schiste ardoisier graphitique, de grès tufacée, de tuf et de chert. Une faune à graptolites (*Nemagraptus gracilis*) trouvées dans les formations de Beauceville et de Saint-Victor indique un âge Ordovicien Moyen (Tremblay, 1992b). Des roches volcaniques, incluses dans le Complexe d'Ascot, affleurent au sud-est du Groupe de Magog. Ce sont des roches métavolcaniques mafiques et felsiques, avec une proportion moindre de grès volcanique interlité avec du schiste ardoisier, le tout recoupé par une intrusion granitique syn-volcanique. Ces roches volcaniques sont interprétées comme les vestiges d'un arc volcanique ordovicien, daté par U-Pb sur zircons à  $460 \pm 3$  Ma (David & Marquis, 1994).

Enfin, les roches siluriennes et dévoniennes de la Ceinture de Gaspé affleurent au cœur de structures synclinales au sein de la zone de Dunnage (i.e. Groupe de Glenbrooke et Formation de Lac Aylmer) et dans un important bassin sédimentaire formant les assises du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley (CVG, Groupe de St-Francis et Formation de Frontenac) qui repose en contact tectonique avec les roches de la zone de

Dunnage le long de la faille de La Guadeloupe. La formation de ces bassins sédimentaires a été attribuée à un épisode d'extension tardi-orogénique (tardi-Taconien) lié à la délamination de la zone de subduction génétiquement reliée à l'orogénie Taconienne (Tremblay & Pinet, 2005).

Dans le sud du Québec, la déformation et le métamorphisme régional au sein de la zone de Dunnage et de la Ceinture de Gaspé sont tributaires de l'orogénie Acadienne du Dévonien Moyen (Cousineau & Tremblay, 1993). Le grade métamorphique varie du faciès schiste vert dans la région de Sherbrooke, à celui de prehnite-pumpellyite dans la région de la Beauce. Les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur micas des roches métamorphiques du Complexe d'Ascot ont livré des âges variant entre 380 et 375 Ma (Tremblay et al., 2000). Le Groupe de Magog est caractérisé par des plis régionaux serrés, généralement déversés vers le NW. Le Complexe d'Ascot est en contact tectonique avec le Groupe de Magog au NW le long de la faille de la Rivière-Magog, et avec les roches siluro-dévonniennes de la Ceinture de Gaspé au SE le long de la faille de La Guadeloupe.

## **2.0 STRATIGRAPHIE**

Les travaux de terrain ont été concentrés sur la stratigraphie et la structure des roches affleurant dans les parties centrale et occidentale du feuillet 21E12, une région dont la cartographie géologique remonte aux travaux de Cooke (1950). Nous avons compilé/intégré les données des travaux de maîtrise en cours de Mercier et Soucy-de-Jocas, et compilé (tout en la révisant) la géologie du feuillet 21E11. Ce chapitre présente une brève description des principales unités lithologiques affleurant sur ces deux feuillets, avec un accent particulier sur le Groupe de Magog de la région de Wottonville.

### **2.1 Complexe ophiolitique d'Asbestos**

La ceinture ophiolitique, qui constitue la base stratigraphique de la zone de Dunnage dans le sud du Québec, est constituée de quatre principaux massifs ; du NE vers le SW, les complexes ophiolitiques de Thetford-Mines (COTM), d'Asbestos (COA), de Lac-Bromton et du Mont-Orford (COMO). Le COA occupe une position intermédiaire entre le COTM et le COMO, et constitue une bande d'environ 1000 à 1500 mètres d'épaisseur, bordée au nord par la marge laurentienne via une faille normale (i.e. la



BBL), et au sud par le Mélange de Saint-Daniel. Cette ophiolite fut d'abord cartographiée par Cooke (1950), puis en détail par Lamarche (1973) et Hébert (1980). Seule la partie sommitale de l'ophiolite affleure dans le coin NW du feuillet 21E12; il s'agit essentiellement de péridotite (unité Oasb1) et de gabbro leucocrate (unité Oasb2) qui sont recouvert par un mince horizon de basalte en coussins et de brèche volcanique basaltique (Oasb3).

## **2.2 Le Mélange de St-Daniel**

Les roches du Mélange de Saint-Daniel occupent une étroite bande dans le secteur NW du feuillet 21E12, et réapparaissent à la faveur d'une structure anticlinale au Centre-Est du même feuillet. Le contact avec le COA n'est pas exposé mais, sur la base des données stratigraphiques des régions de Thetford-Mines (Schroetter et al., 2006) et de Lac-Brompton (de Souza et al., 2008), il est interprété comme une discordance.

Dans le sud du Québec, le Saint-Daniel forme une unité continue sur plusieurs centaines de kilomètres, et est considéré comme le résultat de complexités stratigraphiques et structurales liées à des processus sédimentaires et tectoniques (Cousineau, 1990). Cousineau et St-Julien (1992), l'interprètent comme un complexe d'accrétion, incorporant au fur et à mesure de sa formation les divers épisodes tectoniques de l'orogénie Taconienne, expliquant ainsi les divers assemblages lithologiques (assemblages à fragments autant ophiolitiques, que du Groupe de Magog ou de la marge continentale). Sur la base de similitudes lithologiques et structurales, Cousineau et St-Julien (1992) ont décomposé le Saint-Daniel en quatre assemblages lithologiques distincts, chacun séparés par une faille, et disposés de la base au sommet en: (1) un assemblage à argilites vertes et noires, (2) un assemblage à argilites noires à cailloux, (3) un assemblage à fragments du Groupe de Magog, et (4) un assemblage à fragments de roches de la marge (du Groupe de Caldwell). Dans la région d'étude, nous n'avons observé que les faciès (1) et (2) que nous avons inclus dans l'unité Osda2.

## **2.3 Le Complexe d'Ascot**

Dans la région de Scotstown, Tremblay (1996) a divisé le Complexe d'Ascot en 7 unités informelles, les unités A1 à A7. Dans le cadre de ce rapport, un effort de synthèse

et de réflexion a été fait afin de proposer les corrélations les plus probables entre les roches plutoniques, volcaniques et sédimentaires incluse dans l'Ascot par Labbé (1991) et Tremblay (1996) dans la région de Weedon (feuille 21E11) avec celles affleurant dans les monts Stoke (feuille 21E12). Nous avons identifié 6 assemblages lithologiques distincts au sein du Complexe d'Ascot; l'unité A7, initialement reconnue dans la région de Weedon (Tremblay, 1996), est incluse dans le Groupe de Magog dans ce rapport (voir ci-dessous).

**Unité Oascp.** Il s'agit d'un assemblage de roches ultramafiques, de serpentinite, de serpentinite carbonatisée et de schiste à talc-carbonate affleurant sous forme d'écaillés dans la région de Weedon. Les roches ultramafiques sont essentiellement des werhlites et pyroxénites préservant localement des textures à cumulat (Labbé, 1991). Ces roches font quelques centaines de mètres d'épaisseur et sont fréquemment altérées en serpentinite et schistes à talc-carbonate.

**Unité Oasc6.** Cette unité est typiquement constituée de gabbro de composition mafique à intermédiaire; gabbro, gabbro à hornblende, gabbro à quartz, diorite, granodiorite. Ces roches sont localement altérées en rodingites, une altération pénécotemporaine de la serpentinisation des roches ultramafiques adjacentes. Ces roches affleurent au sein d'une structure antiforme dans la région de Weedon et sont absentes dans les monts Stoke. La nature précise du contact avec les unités adjacentes est inconnue mais du gabbro du même type recoupe les roches de l'unité précédente.

**Unité Oasc1.** Il s'agit d'un assemblage de metabasalte et de schiste à chlorite localement recoupés par du diabase et de la granodiorite, qui affleurent principalement sur le flanc occidental et la terminaison nord-est des monts Stoke et forment une large bande de roches volcaniques mafiques dans la région de Weedon. Le metabasalte est généralement dépourvu de structures primaires si ce n'est la préservation locale de structures en coussins. Dans le présent rapport, cette unité est une combinaison des unités A3 et A6 de Tremblay (1996), toutes deux constituées de basaltes et essentiellement différenciées par le fait que les structures en coussins semblaient mieux préservées dans l'unité A6. L'unité OAc1 inclut aussi les roches mafiques de l'unité 1e de Labbé (1991), ainsi qu'une grande partie des roches d'un assemblage non-différencié (unité 1f) de roches vertes, laves mafiques à intermédiaires «granitisées» (correspondant

probablement aux brèches basaltiques à quartz de l'unité A3 de Labbé, 1991) et granite «contaminé» mis en carte par de Romer (1985) dans les monts Stoke.

**Unité Oasc2.** Cette unité affleure au cœur des monts Stoke, où elle est encaissée par le granite Oasc4, ainsi que sur le flanc NW des monts Stoke, en étroite association avec l'unité précédente. Les roches de cette unité sont de la rhyolite, de la rhyolite porphyrique à quartz-feldspath et de la brèche rhyolitique, ainsi que les équivalents métamorphiques de ces roches, essentiellement représentés par du schiste à quartz-séricite. Bien que ces roches rhyolitiques soient pratiquement dépourvues de structures primaires, si ce n'est de rares structures d'écoulement, nous croyons qu'elles reposent en contact normal sur l'unité Oasc1. Nous n'avons pas identifié de faciès appartenant à cette unité dans la région de Weedon.

**Unité Oasc3.** Dans la région de Weedon, cette unité de roches volcaniques felsiques forme deux bandes distinctes situées de part et d'autre de l'unité Oasc1. Sur le feuillet de Wottonville, elle affleure sur le flanc NW des monts Stoke. Il s'agit d'une unité constituant probablement la partie sommitale du Complexe d'Ascot. Elle est constituée de tuf felsique à intermédiaire de composition et texture variables; tuf à cristaux, à cendres, à lapillis et/ou à blocs qui, selon Tremblay (1996), reposent en contact normal sur les roches basaltiques de l'unité Oasc1.

**Unité Oasc4.** Il s'agit des roches granitiques affleurant au cœur des monts Stoke. De Romer (1985) décrit ces roches comme du granite à albite, de la granodiorite (*sensu stricto*) et de la granodiorite «contaminée» par des enclaves de roches vertes et de tufs rhyolitiques, et curieusement, il inclut ces roches dans le Groupe de Magog. Dans la région de Weedon, cette unité est constituée d'une tonalite massive à porphyrique intrusive dans les basaltes et/ou schistes à chlorite, et est considérée comme étant plus ou moins contemporaine du volcanisme associé au Complexe d'Ascot. De fait, ces roches granitiques appartiennent à une intrusion syn-volcanique et sont corrélatives du granite recoupant les roches volcaniques du Complexe d'Ascot dans la région de Sherbrooke (Tremblay et al., 1989a, 1995), plus spécifiquement celles du domaine de Stoke (Tremblay, 1992a).

### **2.3.1 Corrélation.**

Dans la région de Sherbrooke, le Complexe d'Ascot a été divisé en trois domaines lithotectoniques distincts; les domaines de Sherbrooke, Eustis et Stoke (Tremblay, 1992a). Les roches du Complexe d'Ascot affleurant dans les monts Stoke appartiennent au domaine de Stoke, dont ils sont la continuité vers le nord. Celles affleurant dans la région de Weedon sont aussi très semblables aux lithologies du domaine de Stoke; dans chaque cas, les roches volcaniques sont lithologiquement semblables et de composition bimodale, bien que la proportion de roches mafiques soit nettement plus élevée dans la région de Weedon. La présence de roches intrusives granitiques à tonalitiques est aussi une caractéristique commune. Dans la région de Sherbrooke, le Complexe d'Ascot inclus cependant une unité de phyllades noirâtres bréchiques et laminées attribuée au Mélange de Saint-Daniel et séparant les différents domaines de roches volcaniques. Ces roches sédimentaires sont absentes dans la région d'étude, possiblement due à la présence d'une discordance d'érosion à la base du Groupe de Magog (voir ci-dessous).

Nous ne croyons pas que les similitudes lithologiques entre les roches volcaniques et plutoniques formant les monts Stoke et celles de la région de Weedon soient suffisantes pour justifier une corrélation directe, bien que les différences soient relativement mineures et ne remettent pas en question une corrélation probable, telle qu'initialement proposée par St-Julien et Hubert (1975). Cependant, jusqu'à ce que la démonstration de la corrélation effective de ces roches soit établie (par datation isotopique et/ou caractérisation géochimie), nous recommandons d'utiliser le terme «domaine de Weedon» pour désigner les roches appartenant au Complexe d'Ascot sur le feuillet de Scotstown.

### **2.4 Le Groupe de Magog.**

Le Groupe de Magog est constitué de roches sédimentaires et volcanoclastiques, dans une moindre proportion. Ces roches affleurent principalement dans la partie centrale du feuillet 21E12, seule une très faible proportion (<5 %) du Magog étant présente sur le feuillet 21E11. Nous avons reconnu 7 unités lithologiques distinctes qui sont brièvement décrites ci-dessous, selon un ordre stratigraphique ascendant présumé. Dans la section qui suit, les unités Oebe, Oebe1, 2 et 3 sont tentativement attribuée à la Formation de

Beauceville, bien que l'unité Oebe3 possède de grandes affinités lithologiques avec la Formation d'Etchemin telle que décrite par Cousineau (1990) en Beauce. Les unités Ovt1, 5 et 6 sont incluses dans la Formation de St-Victor.

**Unité Oebel.** Cette unité repose en discordance sur le Complexe d'Ascot dans les monts Stoke et dans la région de Weedon. Le contact avec l'Ascot, bien que difficilement accessible, est exposé sur le flanc occidental des monts Stoke, tout près du sommet du mont Chapman. Sur ce site, les roches volcaniques felsiques, localement bréchiques (Figure 1A), et les tufs du Complexe d'Ascot sont recouverts par du siltstone brunâtre laminé (Figure 1B) et du conglomérat à blocs de rhyolite et de chert à hématite (unité Oebel1a) provenant des roches volcaniques sous-jacentes.

Les fragments du faciès conglomératique sont des roches volcaniques ou volcanoclastiques felsiques, de couleur gris à gris-bleu, qui peuvent être à texture aphanitique ou porphyrique à quartz-feldspath. On retrouve également, en moindre proportion, des clastes de granitoïde, granite, granodiorite, tonalite et, plus rarement, diorite, ainsi que des clastes de chert gris aphanitique parfois hématisé adoptant alors une teinte rouge vif (Figure 1B). Ce faciès conglomératique est supporté par la matrice et contient de 10 à 50% de fragments arrondis à sub-anguleux. La matrice est un wacke lithique impur, parfois très grenue et riches en feldspaths. Vers le nord-ouest, les conglomérats et wackes associés évoluent vers une série de grès volcanique, de tuf lithique et de clayslate et siltstone feldspathique. Les clayslates sont à patine brun-rouille et montrent de fines laminations silteuses. Lorsque la proportion de siltstone augmente, la roche se présente comme une alternance centimétrique de mudslate et siltstone feldspathique. Dans la région de Weedon, ces roches forment l'unité A7 de Tremblay (1996), originellement incluse dans le Complexe d'Ascot, que nous réinterprétons ici comme appartenant au Groupe de Magog sur la base de la similitude lithologique avec celles des monts Stoke.

De Romer (1985) a inclus ces roches dans un complexe indifférencié de roches sédimentaires variées, collectivement attribuées à la Formation de Lambton d'âge Siluro-Dévonien. Nous croyons qu'il s'agit d'une erreur car, dans la partie nord du feuillet topographique 21E5 (Sherbrooke), la même unité est incluse dans le Groupe de Magog et représente une alternance d'ordre décimétrique de conglomérats et grès volcaniques,



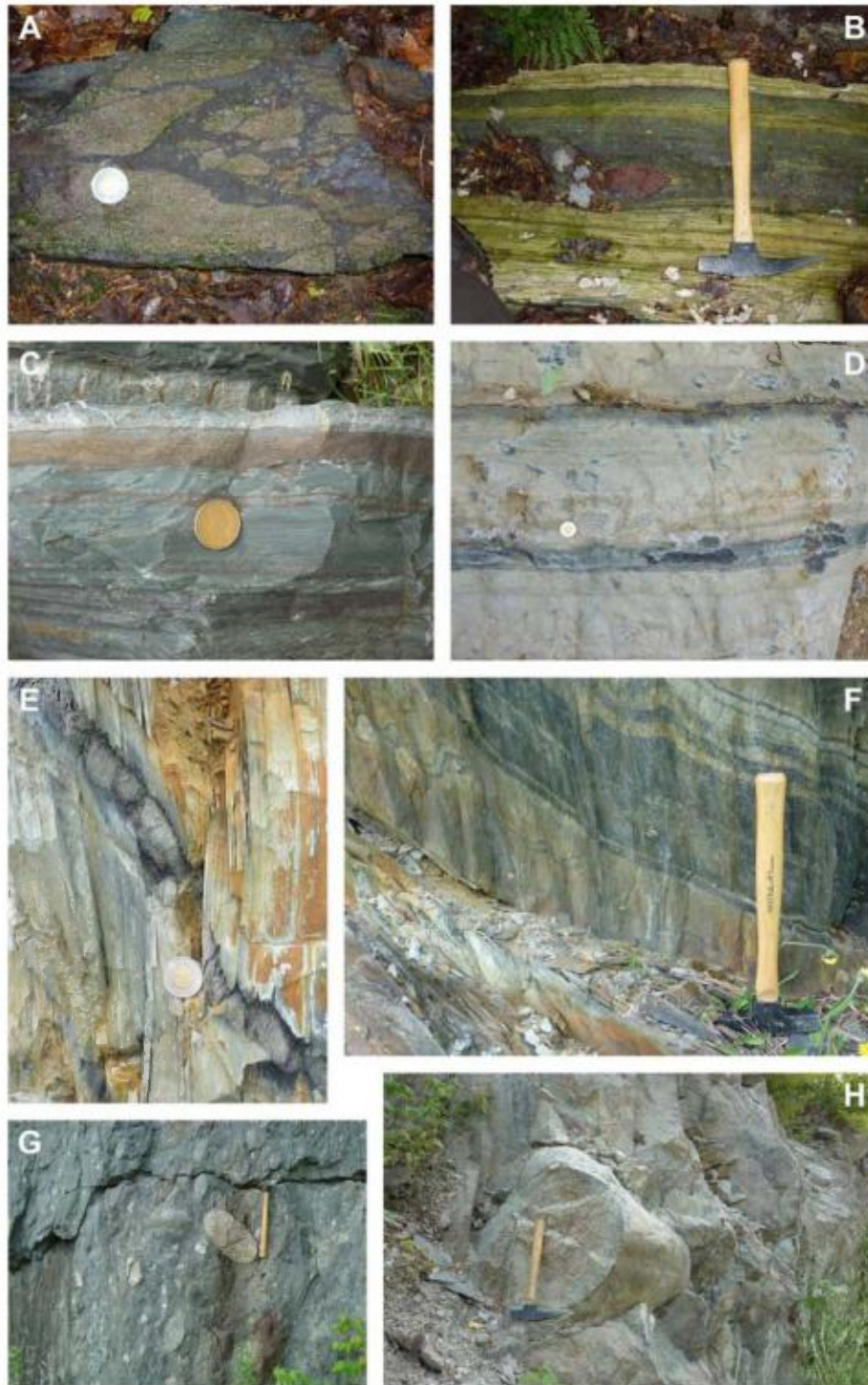


Figure 1. Exemples de différents faciès lithologiques des régions de Wottonville et Scotstown. A) Brèche volcanique à matrice chloriteuse du Complexe d'Ascot. B) Siltstone brunâtre de la base du Groupe de Magog (unité Oebe1). Noter la présence d'un claste de chert à hématite. C) Tuf verdâtre et siltstone de l'unité Oebe3. D) Grès-siltstone tuffacé bien stratifié de l'unité Oebe3. E) Lits de sulfures syngénétiques dans les siltslates/mudslates de l'unité Obe. F) Mudslate noire et siltstone brunâtre de l'unité Ovt1. G) Conglomérat de l'unité Ovt6. H) Conglomérat de la base de la Formation de Lac Aylmer, unité SDly1.

dont la fraction conglomératique constitue près de 75%, et qui a été interprétée comme des dépôts de type «coulées de débris volcaniques» formés dans un environnement d'arc insulaire (Tremblay, 1992a). Dans la région de Sherbrooke, ces roches appartiennent aux unités M1 et M3 de Tremblay (1992a), formant la base de l'unité M1 dont le contact inférieur a d'ailleurs été interprété comme une discordance.

**Unité Oebe2.** Cette unité forme une mince lentille qui affleure dans le secteur du lac Stoke, en contact présumé normal avec les roches de l'unité Oebe1 du côté sud-est, mais chevauchant sur celles de la Formation de Lac Aylmer au nord-ouest. Il s'agit de conglomérat à blocs et de grès arkosique, le conglomérat contenant de 30 à 70% de fragments sub-anguleux à arrondis. Ce second conglomérat se distingue de celui de l'unité précédente par une proportion plus importante de clastes de granitoïdes. On y observe aussi des blocs de grès et de roches volcaniques felsiques et mafiques. Ces derniers sont de plus petite taille, à texture aphanitique et fortement chloritisés. Le conglomérat est interlité avec des bancs de grès d'épaisseur décimétrique à métrique, de même composition que la matrice du faciès conglomératique.

Cette unité affleure très bien dans la région de Sherbrooke où elle forme un niveau-repère régional de 50 à 150 mètres d'épaisseur (Tremblay, 1992a), appartenant à l'unité M5 de Tremblay (1992a); une série historiquement interprétée comme formant la base de la Formation de Sherbrooke (St-Julien, 1963), ayant été depuis incluse dans la Formation de St-Victor (Tremblay, 1992a).

**Unité Oebe3.** Cette unité affleure sur la bordure occidentale et la partie centre-nord du feuillet 21E12. Elle forme un niveau-repère qui souligne le style de plissement régional. Les roches de cette unité sont des grès fins, des tufs laminés et cherteux, et des grès moyens d'une teinte verdâtre caractéristique. Les aires d'affleurements exposant les lithologiques typiques de cette unité sont situées dans la ville de Windsor et dans le lit de la rivière St-François. La lithologie dominante est un mudrock siliceux vert qui varie de stratifié à massif. De minces niveaux de siltstone et de grès (volcanoclastites) sont parfois présents (Figure 1C). Les affleurements du lit de la rivière St-François près de Windsor montrent une séquence bien stratifiée en bancs de 30 à 50 cm d'épaisseur. Bien que la granulométrie soit relativement homogène, la roche est parfois granoclassée ou montre

des figures de charge permettant de déduire la polarité sédimentaire (Figure 1D). La lithologie affleurant au cœur de la municipalité de Windsor est un mudrock plutôt massif qui contient parfois des niveaux «conglomératiques» discontinus caractérisés par des fragments pélitiques noirâtres qui sont probablement des «*rip-up clasts*». Ailleurs dans la région, notamment dans la partie nord du feuillet 21E12, des bancs décimétriques à métriques de grès verts sont présents.

Sur la carte géologique de l'Estrie-Beauce de St-Julien et Slivitsky (1985), les roches de cette unité sont compilées comme «trachyte», une appellation erronée héritée de la cartographie de Cooke (1950). De fait, les roches de cette unité possèdent des caractéristiques similaires à celles des formations d'Etchemin et de Beauceville en Beauce (Cousineau, 1990). Des roches semblables ont d'ailleurs été attribuées à la Formation de Beauceville dans la région de Thetford-Mines (St-Julien, 1987). À ce jour, nous ne sommes pas certains de l'assignation stratigraphique appropriée, c'est la raison pour laquelle cette unité est indistinctement attribuée aux formations de Beauceville ou d'Etchemin.

**Unité Obe.** Il s'agit d'une mince unité, située immédiatement au-dessus de l'unité précédente, qui affleure dans le coin SW du feuillet 21E12. Il s'agit d'un assemblage de siltslate et mudslate grisâtre à noirâtre à patine brun-rouille contenant des lits centimétriques de pyrite cryptocristalline ou en petits cubes d'environ 1 mm d'arête (Figure 1E). Sur l'affleurement exposant cette unité, nous avons compté plus d'une trentaine de lits de pyrite dont l'épaisseur cumulée représente environ 1 mètre de sulfures massifs. La présence de lits de sulfures syngénétiques encaissés par des mudslates et mudstone noirs étant caractéristique, et considérant sa position stratigraphique, nous avons attribué cette unité à la Formation de Beauceville.

**Unité Ovt1.** Cette séquence sédimentaire forme le socle rocheux de plus de 50% de la superficie du feuillet 21E12. Elle est constituée d'ardoise et de mudslate noirâtre avec des interlits centimétriques à décimétriques de grès et de siltstone grisâtres, de rythmites de mudslate/siltslate, et de rares bancs de grès massif noirâtre (**unité Ovt1a**), parfois à grains très grossiers, qui forment un horizon-repère local. Les lits de siltstone/grès sont de 2 à 5 cm d'épaisseur, et forment parfois une séquence régulière de



strates bien ordonnées, Les structures sédimentaires dominantes sont du granoclassement normal et des laminations parallèles ou obliques (Figure 1F).

Dans la région de Sherbrooke, ces roches appartiennent à l'unité M6 de Tremblay (1992a) et ont été incluses dans la Formation de St-Victor. Selon Cousineau et St-Julien (1994), la Formation de St-Victor constitue plus de 70% du Groupe de Magog.

**Unité Ovt5.** Cette unité forme une bande orientée NE-SW, large d'environ 1 à 2 km, et affleure principalement dans la partie nord-est du feuillet 21E12. Il s'agit d'un assemblage de grès lithique grisâtre avec des interlits de mudslate/ardoise noirâtre et de siltstone brunâtre parfois légèrement dolomitique. Les bancs de grès constituent environ 70% de la séquence et font généralement plus de 50 cm d'épaisseur, alors que les siltstones sont à texture laminée et montrent d'abondantes figures sédimentaires telles que des laminations parallèles et obliques, des convolutes et du granoclassement. Ces roches affleurent directement sous la Formation de Lac Aylmer. Il n'est pas exclu que cette unité représente en fait un faciès riche en grès de l'unité précédente.

**Unité Ovt6.** Cette série forme la partie sommitale des roches sédimentaires incluses dans le Groupe de Magog sur le feuillet 21E12. Elle affleure au cœur d'un synclinal orienté NE-SW, légèrement déversé vers le NW et plongeant faiblement vers le NE ou le SW. Elle est constituée de conglomérat à interlits de grès et de siltstone. Ce troisième horizon de conglomérat du Groupe de Magog est verdâtre en surface altérée et constitué de blocs (jusqu'à 50 cm de diamètre; Figure 1G) et de cailloux centimétriques et généralement arrondis de roches volcaniques felsiques, de roches sédimentaires et de granitoïdes. La matrice est un grès grossier. D'un point de vue pétrographique, il est difficile de distinguer ce conglomérat de celui de l'unité Oebe2 décrit ci-dessus; on y observe essentiellement les mêmes types de clastes, de taille comparable, baignant dans une matrice de composition similaire. Les principales distinctions entre ces deux horizons de conglomérat sont leur position stratigraphique clairement distincte et la nature des roches qui leur sont associées. Le conglomérat de l'unité Ovt6 affleure avec des grès verdâtres grossiers à microconglomératiques. De minces horizons de mudslate vert foncé, parfois démembrés dans le faciès conglomératique, sont aussi présents. Les relations de terrain indiquent que les bancs de conglomérat forment des chenaux et des lentilles discontinues, recyclant localement les lits sous-jacents de grès et siltstone.

De Romer (1985) a attribué ces roches à la Formation de Lambton. Nous les attribuons plutôt à la partie sommitale de la Formation de St-Victor parce que les conglomérats sont très semblables à ceux de l'unité Oebe2 qui, dans la région de Sherbrooke, appartient clairement au Groupe de Magog (Tremblay, 1992a). De plus, les roches de l'unité Ovt-6 reposent de façon conforme sur les rythmites de l'unité Ovt1, le passage entre les deux unités rocheuses étant marqué par l'apparition progressive d'une teinte verdâtre dans les mudslates et siltstones du sommet de Ovt1.

#### **2.4.1 Âge et corrélation.**

Dans les Appalaches du Québec, le Groupe de Magog est une unité fossilifère discordante sur le Mélange de Saint-Daniel sur le flanc ouest du synclinorium de St-Victor (Schroetter et al., 2006), mais discordante sur le Complexe d'Ascot sur le flanc est de ce synclinorium (cette étude). Les graptolites recueillis dans les formations de Beauceville et de St-Victor (St-Julien, 1987; Cousineau, 1990) indiquent un âge Ordovicien moyen à supérieur. Des âges U/Pb sur zircons détritiques de ca. 426 Ma, récemment obtenus par de Souza (2012) sur des grès du Magog «sommital» de la région de Sherbrooke, suggèrent que les roches du Saint-Victor sont possiblement plus jeunes que l'on croit et s'étendent peut-être jusque dans le Silurien inférieur. Dans les régions de Scotstown et de Wottonville, les roches attribuées au Groupe de Magog appartiennent donc aux formations de St-Victor et de Beauceville, possiblement à la Formation d'Etchemin.

#### **2.5 La Formation de Lac Aylmer**

La Formation de Lac Aylmer, d'âge Silurien Supérieur, forme une bande large d'environ 5 km affleurant entre les monts Stoke au SW et le lac Louise au NE. Les roches de cette unité affleurent aussi à l'ouest des monts Stoke, le long de la route 216. DeRomer (1985) attribua ces lithologies à la Formation de Lac Lambton mais, à l'instar de St-Julien et Slivitsky (1985), nous croyons qu'elles appartiennent plutôt à la Formation de Lac Aylmer, et que le terme Formation de Lac Lambton est restreint à des lithologies corrélatives affleurant dans la région du lac St-François et incluses dans le Groupe de St-Francis (Lavoie, 1985).

De Romer (1985) et Bardoux (1993) ont reconnu 10 et 9 faciès lithologiques, respectivement, au sein de la Formation de Lac Aylmer. Nous croyons cependant que les unités 4a à 4c de de Romer (1985) ainsi que le membre inférieur de la Formation de Lac Aylmer proposé par Bardoux (1993), appartiennent au Groupe de Magog, plus spécifiquement à l'unité OEBe-1 décrite ci-dessus. Nos travaux de cartographie et de compilation ont permis de reconnaître 5 assemblages lithologiques distincts au sein de la Formation de Lac Aylmer qui sont brièvement décrits ci-dessous.

**Unité SDly1.** Au nord-est des monts Stoke, la base de la Formation du Lac Aylmer repose en discordance sur l'unité OEBe1 du Groupe de Magog ou sur le Complexe d'Ascot et témoigne d'une importante période d'érosion pré-silurienne. Cette discordance n'est cependant pas visible sur le terrain. La base de la Formation de Lac Aylmer est constituée d'un conglomérat polygénique dont la matrice est un wacke quartzo-feldspathique dolomitique. Au nord-est du lac d'Argent, la base de cette formation est plutôt constituée d'une mince bande de conglomérat polygénique, de grès et de siltstone (unité SDly1a) . Les fragments présents dans les conglomérat de l'unité SDly1 sont parfois de taille imposante (Figure 1H). Ils sont essentiellement de même nature que ceux des conglomérats de la Formation de St-Victor, sauf que le faciès conglomératique de l'unité SDly1 possède une matrice d'une teinte jaunâtre caractéristique, soulignant une forte proportion de ciment dolomitique dans la matrice. Les fragments sont de forme ovale à arrondie et varie en taille depuis celle de cailloux jusqu'à celle de blocs de 30 cm de diamètre. La majorité de ces fragments est constituée de rhyolite porphyrique, granodiorite, granite, grès et quartzite. Ce conglomérat est associé à des lits décimétriques de grès quartzo-feldspathique et de wacke lithique possédant également un ciment dolomitique. On retrouve aussi fréquemment du grès moyen et du wacke dolomitique gris montrant des teintes d'altération de surface orangé, qui sont interstratifiés avec du siltstone gris à rougeâtre très faiblement carbonaté. L'unité SDly1 est latéralement discontinue, probablement due à l'existence de chenaux.

**Unité SDly2.** Par-dessus cette unité basale se trouve un assemblage de dolomie cristalline massive et finement laminée, ainsi que de grès/siltstone dolomitique et calcareux avec de rares niveaux de conglomérat à blocs du même type que celui décrit ci-dessus. On reconnaît facilement le faciès dolomitique grâce à sa couleur d'altération

orangée et à l'abondance des laminations parallèles; ce faciès est localement porteur de tapis algaires typique d'un environnement marin transgressif. En plusieurs endroits, la lithologie dominante est une alternance de siltstone dolomitique et de dolomie massive de 30 cm à 3 mètres d'épaisseur. Cette unité est uniquement présente au nord-est des monts Stoke et n'a pas été reconnue sur les affleurements situés le long de la route 216.

**Unité SDly3.** Cette unité forme la base d'un petit synclinal affleurant en bordure de la route 216 dans la vallée de la rivière Stoke. Le contact occidental est interprété comme une discordance au contact avec le Groupe de Magog. La limite orientale de ce bassin est marqué par la faille de Stoke (voir ci-dessous). Il s'agit d'un assemblage de siltstone calcaire brunâtre et de grès lithique avec de minces horizons de conglomérat calcaire. Cette unité montre de spectaculaires structures de glissements syn-sédimentaires marqués par des brèches intraformationnelles en bordure de la route 216. Elle contient des bandes de conglomérat (SDly3a) caractérisées par la présence de clastes de calcaire corallien grisâtre et de grès lithique, ainsi que des fragments arrondis de granoïde et de roches volcaniques felsiques, baignant dans une matrice silteuse carbonatée. Les siltstones calcaires sont similaires à ceux de l'unité SDly5 avec lesquels ils ont d'ailleurs été corrélés (Bardoux, 1993). Bien que les unités SDly3 et SDly5 soient similaires, la cartographie de la région de Wottonville indique cependant qu'elles occupent un niveau stratigraphique différent, de part et d'autre de l'unité SDly4.

**Unité SDly4.** Surmontant directement les dolomies massives et grès dolomitiques de l'unité SDly2 dans la région du lac Miroir mais directement par-dessus les siltstones calcaires de SDly3 dans la vallée de la rivière Stoke, on retrouve une unité de calcaire massif, localement très fossilifère (jusqu'à 70 à 80% de fossiles). Cette unité de calcaire comporte des faciès aphanitiques et homogènes de type micrite, parfois recristallisés en sparite, et des calcilithites à fragments de coraux, baignant dans une matrice micritique et donnant un aspect conglomératique à la roche. Ce faciès «conglomératique» est relativement continu le long de la route 216 à la hauteur de la municipalité de Stoke. L'unité SDly4 occupe la vallée de la rivière St-François au sud du lac Louise. Des sections représentatives du faciès fossilifère, interprété comme une séquence bioclastique associée à un massif récifal, sont exposées dans la carrière ouest de la municipalité de Lime-Ridge.

**Unité SDly5.** Cette unité forme la partie sommitale de la Formation de Lac Aylmer dans la région. Elle contient un large éventail de lithologies mais la plus abondante est un siltstone dolomitique souvent finement laminé avec une patine d'altération de couleur brun orangé à gris-verdâtre. De temps à autre, on y retrouve de minces horizons de grès et/ou de wacke dolomitique. Un horizon relativement continu de conglomérat polygénique est aussi présent, mais il est trop mince pour être mis en carte au 1:50,000. Ce conglomérat possède une matrice carbonatée sur la plupart des affleurements visités. La nature des fragments dominants varie cependant selon l'endroit; roches sédimentaires (micrites, calcaire fossilifère, grès, pélites) ou ignées (granitoïdes, roches volcaniques et volcanoclastiques). L'angulosité des fragments est aussi très variable, témoignant de variations latérales significatives dans la quantité de transport des particules détritiques et dans la nature des roches-sources.

### **2.5.1 Âge et corrélation.**

L'âge précis des strates de la base et du sommet de la Formation de Lac Aylmer demeure incertain; les fossiles récoltés par Boucot et Drapeau (1968) proviennent de la partie médiane de la formation et indiquent un âge Silurien tardif. Boucot et Drapeau (1968) ainsi que Hugson et Stearn (1989) ont corrélié la Formation de Lac Aylmer avec le Groupe de Glenbrooke affleurant dans la région du lac Memphrémagog.

Labbé (1991) souligne qu'il n'y a aucune évidence de discordance angulaire entre le Groupe de Magog et les roches siluriennes de la région des monts Stoke. Or, l'âge des strates du sommet du Groupe de Magog est aussi imprécis; il est donc possible que, dans la zone d'étude, les roches de la Formation de Lac Aylmer reposent en contact normal sur le Magog, comme c'est le cas dans d'autres secteurs des Appalaches, notamment dans la région de Témiscouata (Bourque et al., 2000). Une autre interprétation serait que la Formation de Lac Aylmer repose en discordance stratigraphique sur le Groupe de Magog et que la transition Magog-Lac Aylmer représente un hiatus sédimentaire correspondant au Silurien précoce (Tremblay et al., 1995; Bourque et al., 2000).

## 2.6 Le Groupe de St-Francis

Dans la région du lac St-François, St-Julien (1970) a divisé le Groupe de St-Francis en 3 unités (unités A, B et C); les unités A et C furent désignées sous le nom de formations de Lac Lambton et de Compton, respectivement. Par la suite, de Romer (1980) utilisa le nom de Formation d'Ayers Cliff, introduit par Doll (1951), pour désigner des roches calcaires affleurant dans la région du lac Massawippi et corrélatives de l'unité B de St-Julien (1970). Dans la région de Scotstown, Labbé (1991) a reconnu les formations de Lac Lambton, d'Ayers Cliff et de Compton et les a incluses dans le Groupe de St-Francis. La Formation de Lac Lambton forme de minces lambeaux d'érosion (<100 mètres) reposant en discordance sur le Complexe d'Ascot (Labbé, 1991). Ces lambeaux ne sont cependant pas représentés sur les cartes 1 :50,000 accompagnant ce rapport et nous les avons inclus dans la Formation d'Ayers Cliff. Sur les feuillets topographiques 21E11 et 21E12, le Groupe de St-Francis forme une bande NE-SW affleurant sur plus de 30 km, limitée au NW par les failles de La Guadeloupe et du Lac Brochet (voir ci-dessous). L'extrémité SE de cette bande de roches fût auparavant incluse dans la Formation de Frontenac (Tremblay, 1996) mais les travaux de Lebel et Tremblay (1993) dans la région de Lac-Mégantic indiquent que ces roches appartiennent plutôt au membre de Lac-Drolet de la Formation de Compton.

La **Formation d'Ayers Cliff** (unité SDay1) affleure sur 1 à 3 km de largeur au SE de la faille de La Guadeloupe. Cette épaisseur apparente est moins grande dans la région de Scotstown que dans celle de Sherbrooke, une variation vraisemblablement attribuable à des troncatures lithologiques reliées aux failles inverses de la région (Tremblay et al., 1989b), bien que des variations latérales de faciès ou d'épaisseur ne soient pas exclues. L'Ayers Cliff consiste en une interstratification de calcaire arénacé gris foncé à noirâtre et de mudstone/mudslate calcaireux noirâtre. Des laminations parallèles, parfois obliques, sont abondantes dans le calcaire bien que certaines de ces laminations soient probablement d'origine tectonique, surtout dans les faciès affleurant en bordure de la faille de La Guadeloupe (Tremblay, 1992a). Ces calcaires gréseux peuvent être granoclassés et des déformations syn-sédimentaires sont parfois préservées. Ces roches sont dépourvues de fossiles et généralement très déformées. Entre les plutons d'Aylmer et de Winslow, ces roches sédimentaires sont transformées en cornéennes et alors

caractérisées par la présence de chloritoïdes, d'injections de pegmatite blanchâtre et de plis isoclinaux.

La **Formation de Compton** repose en contact stratigraphique sur l'Ayers Cliff et occupe la majeure partie du bassin sédimentaire formé par le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley. Dans la région de Scotstown, il n'y a aucune évidence que le contact avec l'Ayers Cliff sous-jacent soit faillé, contrairement à ce qui est indiqué par Labbé (1991) qui situe la faille de La Guadeloupe le long de ce contact. La Formation de Compton est constituée de deux membres distincts (Lebel et Tremblay, 1993; Lafrance, 1995), soit le **membre de Milan** à la base et le **membre de Lac-Drolet** au sommet.

Le **membre de Milan** (unité SDil) est une alternance de grès fins à moyens, de clayslate/mudslate noirâtre, et de rares bancs de calcaire similaire à ceux de la Formation d'Ayers Cliff. Au sein du Milan, les affleurements sont généralement de piètre qualité à cause d'un recouvrement glaciaire important. Tremblay (1996) a cependant localisé quelques coupes de bonne qualité le long de la route 214 entre Milan et Scotstown. La couleur d'altération des grès du Milan varie de gris moyen à brunâtre. L'épaisseur des strates de grès grisâtre varie de 10 cm à plus de 2 mètres. Ils sont généralement granoclassés et contiennent souvent des clastes pélitiques noirâtres. Ces grès sont de composition homogène et montrent peu de structures sédimentaires internes si ce n'est du granoclassement, des empreintes de charge et des laminations parallèles. À la base de certains bancs, on observe parfois des traces fossiles. Les grès brunâtres sont caractérisés par des structures sédimentaires très variées; granoclassement normal, laminations parallèles, obliques, entrecroisées, convolutes, figures de charge (flûtes), slumps. Leur épaisseur varie de quelques cm à plus de 1 mètre. La foliation régionale y est souvent mieux développée que dans les grès grisâtres. Les interlits de mudslate varient de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces roches sont noirâtres et non calcareuses. La proportion de mudslate dans le membre de Milan est de 20 à 40%. Localement, notamment à proximité du contact avec l'Ayers Cliff, des bancs centimétriques de calcaire arénitique sont interlités dans la séquence de grès et mudslate.

Le **membre de Lac-Drolet** (unité SDdl) affleure dans le coin SE du feuillet 21E11. Cette unité est constituée d'une alternance de grès feldspathique à matrice argileuse et de mudstone noirâtre. Les grès montrent une patine gris moyen brunâtre à

noirâtre. En cassure fraîche, ils sont noirâtres et montrent une texture «poivre-et-sel» typique, caractérisée par la présence de mouchetures blanchâtres constituées de granules millimétriques de feldpaths et de quartz dans une matrice argileuse de couleur sombre. La séquence contient aussi de rares bancs de grès quartzitique et dolomitique à patine brunâtre identique à ceux du membre de Milan. Les grès «poivre-et-sel» affleurent avec des rythmites de mudstone et de siltstone noirâtres. Les mudstones sont finement laminés ou massifs. Les lits sont d'épaisseur centimétrique et les laminations silteuses au sein des mudstones sont d'épaisseur millimétrique.

### **2.6.1 Âge et corrélation.**

Aux États-Unis, la Formation d'Ayers Cliff constitue un membre de la Formation de Waits River (Doll, 1951). Boucot et Drapeau (1968) soulignent que cette dernière est probablement d'âge Dévonien dans sa partie supérieure mais pourrait être d'âge Silurien à la base. La Formation de Compton est un équivalent de la Formation de Gile Mountain affleurant dans la partie nord du Vermont, au sud de la frontière internationale (Hatch, 1988). On attribue un âge Silurien tardif ou Dévonien précoce à ces roches mais il existe encore aujourd'hui une importante controverse sur l'âge exact de cette séquence. Plus récemment, Hueber et al. (1990) ont décrit des plantes fossiles d'âge Dévonien préservées dans le membre de Milan dans la région de Scotstown.

## **2.7 Les plutons granitiques dévoniens**

Trois plutons de roches granitiques recoupent les roches du Groupe de St-Francis et du Complexe d'Ascot : les plutons de Scotstown, de Winslow, et d'Aylmer. Les données géochronologiques disponibles (U/Pb sur zircons) indiquent que ces intrusions sont d'âge Dévonien moyen et à peu près synchrones du métamorphisme régional (Simonetti & Doig, 1990; Tremblay et al., 2000).

Le **pluton de Scotstown** affleure immédiatement au nord de la municipalité du même nom et couvre une superficie d'environ 50 km<sup>2</sup>. Il recoupe les strates du membre de Milan de la Formation de Compton et a été daté à 384 ± 2 Ma (Simonetti & Doig, 1990). Bourne (1986) y a identifié 4 différentes lithologies; (1) un faciès de granodiorite massive (faciès Dsco2) constituant la phase dominante du pluton, (2) un faciès mafique



de diorite et diorite à hornblende (faciès Dsco1), le tout recoupé par (3) un faciès de tonalite (faciès Dsco3) et (4) un faciès granitique (faciès Dsco4), ce dernier occupant le cœur de l'intrusion. Des dykes de pegmatite et d'aplite ainsi que certains faciès de roches ignées «exotiques» (mélanges, brèches) constituent des lithologies mineures (Bourne, 1986). Le pluton est associé à une auréole métamorphique d'environ 1,5 km d'épaisseur au sein de laquelle les grès du Milan sont transformés en cornéenne à biotite-andalousite-muscovite.

Le **pluton de Winslow** forme une masse en relief négatif affleurant entre les routes 108 et 161 à l'extrémité nord du feuillet 21E11. Tout comme le pluton de Scotstown, il recoupe les strates du membre de Milan de la Formation de Compton. Selon Bourne (1986), ce pluton constitue l'intrusion la plus mafique des intrusions dévoniennes de l'Estrée. Il a été daté à  $377 \pm 6$  Ma (Simonetti & Doig, 1990). Il est essentiellement constitué de diorite (faciès DWin1) et de granodiorite (faciès DWin2), ce dernier faciès formant la lithologie dominante de l'intrusion. La granodiorite est généralement massive et caractérisée par une texture poécilitique. La diorite contient jusqu'à 40% de minéraux mafiques (pyroxène, hornblende) et moins de 5% de quartz (Bourne, 1986). L'auréole métamorphique associée au pluton fait de 1,5 à 2 km d'épaisseur et est bien exposée le long des routes 108 et 161. Les grès du Milan y sont fortement recristallisés et se présentent sous forme de quartzite caractérisée par une texture saccharoïde et porphyroblastique avec andalousite et biotite. Les mudslates sont recristallisés en cornéennes à andalousite-cordiérite-biotite. Les évidences de déformation, contemporaine de l'emplacement de l'intrusion, sont abondantes et se traduisent par la réorientation des plis régionaux et le développement de zones de cisaillement parallèles aux contacts.

Le **pluton d'Aylmer** couvre une superficie d'environ 70 km<sup>2</sup> dans la partie nord-ouest du feuillet 21E11. Il recoupe les roches du Complexe d'Ascot et de la Formation d'Ayers Cliff. Ce pluton a livré un âge U/Pb sur zircon de  $375 \pm 3$  Ma (Simonetti & Doig, 1990). Bourne (1986) souligne que cette intrusion est en grande partie constituée de granite (faciès Day1) avec une proportion négligeable de granodiorite et de tonalite, surtout dans la partie orientale du pluton. On retrouve aussi un faciès gabbroïque (faciès Day2) affleurant sur les bordures orientale et septentrionale de l'intrusion. Le granite est à texture porphyrique ou équigranulaire et est constitué de quartz, plagioclase, feldspath

potassique, biotite, muscovite, grenats et autres minéraux accessoires. L'intrusion est aussi caractérisée par la présence de nombreuses enclaves de roches encaissantes, certaines d'entre elles atteignant une superficie de 1 km<sup>2</sup>. À cause du manque d'affleurements, la limite de l'auréole métamorphique du pluton demeure indéterminée.

### **2.7.1 Âge et corrélation.**

Les données géochronologiques de Simonetti et Doig (1990) indiquent que ces plutons granitiques *lato sensu* se sont mis en place sur un intervalle de 10 m.a. (384 à 374 Ma) au cours du Dévonien moyen. Simonetti et Doig (1990) ont attribué ce plutonisme à la fusion partielle d'une croûte inférieure «grenvillienne» en réponse à un épaissement lithosphérique lors de l'orogénie Acadienne. Plus récemment, Tremblay et al. (2000) ont démontré, sur la base de datations <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, que ce plutonisme est pénécemporain du métamorphisme régional dans les roches encaissantes. Les plutons dévoniens de l'Estrée forment l'extrémité occidentale d'une importante zone de magmatisme acadien affectant principalement les Appalaches de la Nouvelle-Angleterre et des provinces maritimes du Canada. Ce magmatisme est contemporain et de même nature que le massif granitique des monts McGarrigle en Gaspésie (Whalen & Gariépy, 1986) auxquels sont spatialement associées les minéralisations cuprifères de la région de Murdochville.

## **3.0 GÉOLOGIE STRUCTURALE**

Dans ce chapitre, l'accent est mis sur les structures des unités rocheuses affleurant sur le feuillet 21E12. Les données structurales concernant le feuillet 21E11 ont été présentées par Labbé (1991) et Tremblay (1996) et ne seront que brièvement discutées. Les roches de la région ont enregistré trois phases de déformation mais seul le Complexe d'Ascot préserve les évidences d'une déformation polyphasée D<sub>1</sub>/D<sub>2</sub> (Labbé, 1991). Tel que suggéré par Labbé et St-Julien (1989), il est probable que ces déformations D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub> résultent d'une même phase de déformation progressive centrée sur la faille de La Guadeloupe et associée à la formation d'écaillés tectoniques dans les unités adjacentes. Il est aussi bien établi que la déformation régionale, D<sub>2</sub>, est tributaire de l'orogénie Acadienne (Tremblay & St-Julien, 1990; Cousineau & Tremblay, 1993; Tremblay et al., 2000).

Sur le feuillet 21E12, le Groupe de Magog et la Formation de Lac Aylmer forment les assises du synclinorium de St-Victor, alors que sur le feuillet 21E11, le Groupe de St-Francis forme une séquence homoclinale sur le flanc NW du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley. Entre ces deux synclinoria, le Complexe d'Ascot représente une structure antiforme, découpée par une série de failles inverses imbriquées dans la région de Weedon (Labbé, 1991). Les déformations  $D_3$  s'expriment sous la forme d'un clivage de crénulation présent dans le Complexe d'Ascot, la Formation de Lac Aylmer et le Groupe de St-Francis à proximité de la faille de La Guadeloupe, suggérant une relation génétique probable entre  $S_3$  et les zones de faille syn- $D_2$ . Finalement, Tremblay (1996) a décrit une série de déformations ductiles associées au magmatisme dévonien, à proximité des plutons de Scotstown et de Winslow.

### 3.1 Éléments structuraux

Les surfaces de **stratification** ( $S_0$ ) sont bien développées dans toutes les unités lithologiques, à l'exception des séries volcaniques du Complexe d'Ascot où  $S_0$  n'est que localement préservé et généralement fortement transposée parallèlement à la foliation régionale (de Romer, 1985; Labbé, 1991; Bardoux, 1993). Au sein du synclinorium de St-Victor, l'analyse stéréographique de  $S_0$  suggère une orientation moyenne NE-SW et un pendage sub-vertical (Figure 2A et 2B). Dans le détail, les pôles de stratification définissent une couronne grossière suggérant une plongée subhorizontale du plissement régional.

Trois générations de **foliation** ont été identifiées dans la région. Dans les roches du domaine de Weedon du Complexe d'Ascot, deux schistosités sont présentes (Labbé, 1991); la schistosité  $S_1$  et les structures associées ne sont cependant que très rarement visibles sur le terrain (Labbé, 1991),  $S_1$  et  $S_2$  formant une schistosité composite  $S_{1-2}$ . Dans les monts Stoke, de Romer (1985) a proposé l'existence de trois ensembles de clivage dont le plus ancien ( $S_1$ ) serait une foliation pénétrative à pendage abrupt vers le SE ou vertical. De Romer (1985) souligne que cette foliation  $S_1$  est localement plissée par un clivage tardif ( $S_2$ ) subvertical qui représente, selon lui, la foliation dominante. Bardoux (1993) arrive aux mêmes conclusions en ce qui concerne les caractéristiques structurales de l'extrémité nord-est des monts Stoke et de la Formation de Lac Aylmer, à savoir que

la foliation dominante est une schistosité ou un clivage de deuxième génération ( $S_2$ ). Selon nos observations structurales, il existe effectivement plusieurs générations de foliation dans la région et que la déformation régionale est tributaire d'une phase  $D_2$ , tel que documenté dans la région de Sherbrooke (Tremblay, 1992a et 1992b; Tremblay & St-Julien, 1990). Il est donc tout à fait juste de référer la foliation régionale comme une fabrique composite  $S_{1-2}$ . Il n'est cependant pas exclu que la foliation régionale soit  $S_1$  et non pas  $S_2$ , et qu'en fait, la schistosité  $S_2$  soit restreinte à un corridor de déformation de quelques centaines de mètres associé à la faille de La Guadeloupe. Les figures 2C et 2D présentent les données d'orientation de la schistosité régionale au sein des roches du Groupe de Magog affleurant sur le feuillet de Wottonville; on constate que cette schistosité est orientée NNE à ENE (i.e. N020 à N070) avec un pendage sub-vertical ou abrupt vers le NW.

Différents types de **linéations** sont associées aux structures planaires. Les linéations d'intersection  $S_0$ - $S_1$  (linéations  $L_{0-1}$ ) sont absentes dans le Complexe d'Ascot mais abondantes dans les roches du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer. Dans le Groupe de Magog, ces linéations  $L_{0-1}$  se distribuent selon une couronne (Figure 2<sup>E</sup> et 2F) parallèle à la schistosité régionale, suggérant que la plongée axiale des plis régionaux varie de façon à peu près homogène entre le NE et le SW, avec une concentration-point suggérant une plongée moyenne de ca. 45° vers le SW (Figure 2F). Des linéations d'intersection  $S_1$ - $S_2$  ont été localement mesurées dans le Complexe d'Ascot mais en quantité insuffisante pour une analyse stéréographique significative. Enfin, des linéations minérales et d'étirement sont localement visibles dans les roches affleurant de part et d'autre de la faille de La Guadeloupe, ces linéations sont généralement portées par  $S_2$  et leur plongée est aval-pendage (*down-dip*).

### 3.2 Plissements

Les plis dominants dans le Complexe d'Ascot sont associés à  $D_2$  alors que dans les groupes de Magog et de St-Francis, les plis  $P_1$  dominant. Les plis  $P_2$  du Complexe d'Ascot sont contemporains des plis  $P_1$  dans les unités adjacentes. Sur le feuillet 21E12, le Complexe d'Ascot forme les assises d'une structure antiforme, «l'anticlinal de Stoke» reconnu depuis Cady (1960). De Romer (1985) souligne cependant qu'aucun pli

d'entraînement susceptible d'indiquer le flanc d'un pli majeur n'y a été observé, bien que de multiples plis  $P_2$ , au plongement abrupt vers le NE ou sub-vertical soient présents dans les monts Stoke. Dans la région de Weedon, Labbé (1991) a interprété le Complexe d'Ascot comme formant une série d'écailles tectoniques pincées entre les failles de La Guadeloupe au sud-est et de Weedon au nord-ouest. Nous croyons qu'il n'existe que deux de ces écailles encaissant des roches fortement plissées de l'Ascot et des groupes de Magog et de St-Francis, la discordance entre l'Ayers Cliff et l'Ascot étant d'ailleurs préservée au sein de l'une de ces écailles (i.e. celle du sud-est).

Dans le Groupe de St-Francis, la trace axiale d'une série d'anticlinaux et de synclinaux a été mise en carte. L'amplitude des plis est généralement décamétrique, ils sont interprétés comme des plissements subsidiaires d'une structure majeure située au sud-est de la région de Scotstown. Tremblay (1996) a localisé certaines de ces traces axiales sur plus de 4 km, tout en soulignant qu'à cause du manque d'affleurements, il est cependant rare d'observer des charnières de plis sur le terrain.

Le Groupe de Magog forme les assises du synclinorium de St-Victor dont les flancs NW et SE affleurent sur le territoire du feuillet 21E12, la zone axiale de ce synclinorium étant occupée par les roches de l'unité Ovt-6. Les plis affectant les strates du Magog sont droits et possèdent une surface axiale sub-verticale à légèrement déjetée vers le SE (Figure 2D). Leur plongée axiale varie de subhorizontale à sub-verticale (Figure 2E). Il est à noter que la coexistence de  $L_{0-1}$  à plongée abrupte ( $>60^\circ$ ; Figure 2F) et subhorizontale ne peut être uniquement attribuable au développement de plis en goussets (i.e. à double plongée) associés à une seule phase de plissement. De telles variations de plongée axiale suggèrent l'existence d'un épisode de plis «anciens» ayant préalablement basculé les strates du Magog. Nous pensons que cette phase précoce correspond probablement à un épisode de déformation «rétrochevauchante», documenté dans les roches de la zone de Humber (i.e. Tremblay & Pinet, 1994; Pinet et al., 1996b; Tremblay & Castonguay, 2002) de même que dans les unités océaniques basales de la zone de Dunnage, plus spécifiquement dans les régions de Thetford-Mines et du lac Brompton où elle est cependant moins pénétrative et dépourvue d'un clivage de plan axial (Schroetter et al., 2005; de Souza & Tremblay, 2010; Tremblay et al., 2011). Au NE des monts Stoke, la Formation de Lac Aylmer dessine un synclinal dont le flanc SE

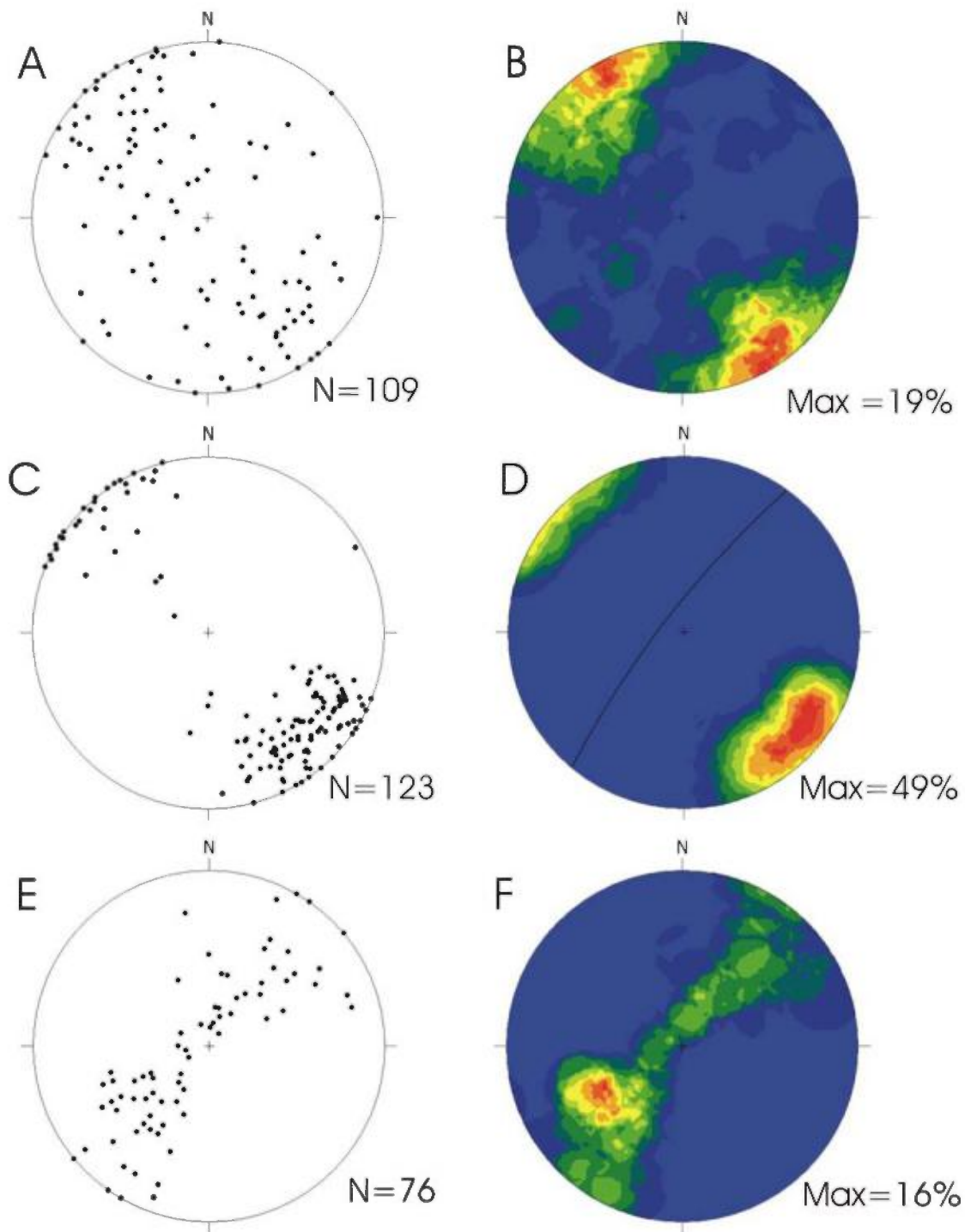


Figure 2. Analyse stéréographique des structures du feuillet 21E12. A) et B) Distribution et analyse densimétrique des surfaces de stratification,  $S_0$  C) et D) Distribution et analyse densimétrique de la schistosité régional. E) et F) Distribution et analyse densimétrique des linéations L0-1 F. Analyse densimétrique des linéations  $L_{0-1}$ . N, le nombre de données pour chaque projection, Max, la valeur du maximum de densité des données stéréographiques.

est tronqué par la faille de La Guadeloupe. Labbé (1991) souligne la présence de rares plis parasitiques d'échelle métrique dans ce secteur. Le plan axial de ces plis est subparallèle à la schistosité régionale, sub-vertical ou fortement incliné vers le SE. Les plis sont faiblement déjetés vers le NW et plongent généralement vers le SW, excepté à la terminaison NE des monts Stoke où les plongées axiales sont modérées à fortes vers le NE (de Romer, 1985; Bardoux, 1993).

### 3.3 Failles

Les principales failles et zones de cisaillement répertoriées dans la région sont tributaires de la phase de déformation régionale,  $D_2$ , et caractérisées par un transport tectonique inverse, du SE vers le NW. Les principales structures faillées sont la faille de La Guadeloupe, la faille du Lac-Brochet (nouveau nom), et la faille de Stoke.

La **faille de La Guadeloupe** est un terme introduit par St-Julien et al. (1983) pour désigner une importante zone de cisaillement marquant le contact entre les roches siluro-dévonienues du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley et les roches cambro-ordoviciennes du synclinorium de St-Victor. Dans la région de Sherbooke et dans les monts Stoke, elle marque la limite SE du Complexe d'Ascot (Tremblay, 1992a), et est soulignée par des zones de cisaillement ductile affectant les roches volcaniques et intrusives de l'Ascot du mur et les roches sédimentaires de la Formation d'Ayers Cliff du toit (Tremblay et al., 1989b; Tremblay & St-Julien, 1990; Tremblay et al., 2000). Une superbe zone de cisaillement ductile associée à la faille de La Guadeloupe, soulignée par des mylonites granitiques ayant fait l'objet de datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Tremblay et al., 2000), est exposée dans le lit du ruisseau Big Hollow à 1 km à l'ouest de Westbury. Dans la région de Weedon, Labbé (1991) situe la faille de La Guadeloupe au contact entre les formations d'Ayers Cliff et de Compton, alors que Tremblay (1996) a suggéré qu'elle serait plutôt située au contact Ascot - St-Francis. Dans ce rapport, nous proposons une interprétation alternative selon laquelle, dans la région de Weedon, la faille de La Guadeloupe marque plutôt le contact faillé entre les roches du Complexe d'Ascot et du Groupe de Magog au NW (i.e. dans le toit) avec celles de la Formation de Lac Aylmer au SE (i.e. dans le mur), cette faille correspondant à la «faille de Weedon» de Tremblay (1996). Il est à noter que le tracé de la faille de La Guadeloupe est très difficile à localiser



précisément entre les secteurs du lac Miroir (feuille 21E12) et de Sainte-Marguerite-de-Lingwick (feuille 21E11), une région à peu près dépourvue d'affleurement. Le tracé alternatif que nous proposons dans ce rapport implique que le Complexe d'Ascot affleure dans le mur de la faille de La Guadeloupe dans les monts Stoke, mais dans le toit de cette faille dans la région de Weedon.

La **faille du Lac Brochet** (nouveau nom) est située dans la région de Weedon. Elle correspond au tracé de la faille de La Guadeloupe de Tremblay (1996), et marque le contact entre le Complexe d'Ascot au NW et le Groupe de St-Francis au SE. Des roches mylonitiques, dont les protolithes sont les calcaires de la Formation d'Ayers Cliff, soulignent le tracé de cette faille et sont bien exposées dans le lit de la rivière au Saumon et d'un petit ruisseau tributaire situé à environ 2,5 km au NW de Gould. La foliation mylonitique accuse un fort pendage ( $60^{\circ}$ ) vers le SE et est porteuse de linéations d'étirement aval-pendage bien développées. Vers le SW, la faille du Lac Brochet rejoint probablement la faille de La Guadeloupe dans les environs de Bishopton, et représente une structure subsidiaire de celle-ci.

La **faille de Stoke** est un terme introduit par Bardoux (1993) pour désigner la limite NW de l'unité SDly3 de la Formation de Lac Aylmer, qui forme une lentille de quelques km de long en bordure de la route 216 et dont le contact NW correspondrait, selon lui, à une faille normale. Nous croyons que la limite NW de cette unité correspond plutôt à une discordance avec le Groupe de Magog. Nous proposons de situer la faille de Stoke le long du contact SE de l'unité SDly3, un contact faillé (de nature inconnue) originellement proposé par de Romer (1985). Sur le terrain, il n'y a pas d'évidence structurale à l'appui de cette faille, si ce n'est la troncature des lithologies du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer affleurant de part et d'autre. Nous pensons qu'il s'agit d'une faille inverse contemporaine du plissement régional, de la formation de la faille de La Guadeloupe et des structures associées.

### 3.4 Sommaire et discussion

Dans les régions de Wottonville et de Scotstown, la déformation régionale montre un style structural relativement simple, qui est schématiquement illustré sur les coupes structurales de la figure 3. Ces coupes sont orientées NW-SE et traversent chacun des



feuillet topographique de la zone d'étude. Pour le feuillet 21E11, la coupe de la figure 3A reprend, à part quelques modifications, l'interprétation de Tremblay (1996). Pour des raisons de clarté, les effets des déformations tardives et syn-plutoniques ont été minimisés. Sur ces coupes, le Complexe d'Ascot apparaît comme une zone ayant été plus ou moins profondément érodée avant la sédimentation du Groupe de Magog durant l'Ordovicien dans un premier temps, et de celle des unités siluriennes de la Formation de Lac Aylmer et du Groupe de St-Francis dans un second temps.

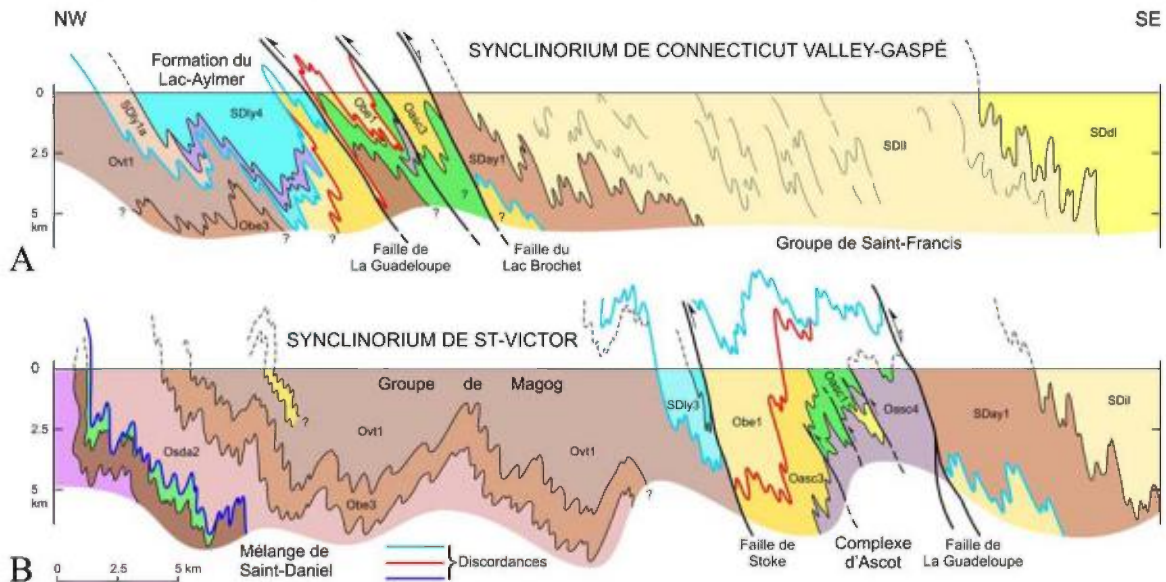


Figure 3. Coupes structurales schématiques orientées NW-SE pour chacune des cartes géologiques présentées dans ce rapport, illustrant le style structural régional : A) Feuillet SNRC 21E11 et B) Feuillet SNRC 21E12. Chaque coupe est située entre les extrémités NW et SW de chacune des cartes. Les codes stratigraphiques sont les mêmes que ceux utilisés sur les cartes géologiques (hors-texte).

L'analyse structurale régionale indique que la formation des synclinoria de Saint-Victor et de Gaspé-Connecticut Valley s'est effectuée de façon simultanée, et que le Complexe d'Ascot occupe une position structurale distincte par rapport à la faille de La Guadeloupe dans les secteurs de Weedon et des monts Stoke, c'est-à-dire, dans le toit de la faille de La Guadeloupe dans le secteur de Weedon, mais dans le mur de cette même faille dans les monts Stoke (comparer les coupes A et B de la figure 3). Cette géométrie particulière, et le fait que cette faille est localement soulignée (dans les monts Stoke et en Beauce, par exemple) par le transport tectonique de roches jeunes sur des roches vieilles (une géométrie non-conventionnelle pour une faille inverse) peuvent être attribués à un

jeu en faille normale «précoce». Dans les Appalaches du sud du Québec, Tremblay & Pinet (2005) ont proposé l'existence d'un épisode d'extension crustale au Silurien supérieur, une extension qui aurait été accommodée par un jeu normal sur la faille de St-Joseph (Pinet et al., 1996a), la BBL (Schroetter et al., 2005) et la faille de La Guadeloupe, cette dernière structure ayant été structurellement inversée lors de la compression orogénique reliée à l'orogénie Acadienne du Dévonien Moyen (Tremblay & Pinet, 2005).

#### 4.0 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les seules minéralisations métallifères connues de la région se trouvent au sein des roches volcaniques du Complexe d'Ascot bien que le potentiel du Groupe de Magog en minéralisations aurifères de type exhalatif en milieu sédimentaire soit connu depuis de nombreuses années (voir Godue (1988) pour une synthèse). Ce type de minéralisation aurifère fait d'ailleurs actuellement l'objet d'une campagne de prospection minière de la compagnie Bowmore Exploration Limited sur le territoire du feuillet de Wottonville (voir le site <http://bowmoreexploration.com/news/>). Dans la région de Weedon, les minéralisations métallifères appartiennent au district de Stratford-Weedon (Gauthier et al., 1989) et sont représentées par des concentrations variables de sulfures (massifs à semi-massifs) de Fe-Cu-Zn généralement stratiformes et encaissées par les roches volcaniques felsiques. La mine Weedon, le gisement le plus important de la région, fut exploitée pour le Cu et le Zn et est maintenant fermée depuis 1973 (Gauthier, 1985). Dans les monts Stoke, de Romer (1985) souligne le fait que, malgré un potentiel métallifère favorable clairement reconnu dans les régions de Weedon et de Sherbrooke (Gauthier et al., 1989; Tremblay, 1992a), on n'y a documenté que très peu d'occurrences de minéralisations sulfurées dans les roches du Complexe d'Ascot. Bardoux (1993) souligne par contre la présence de siltstones manganésifères et ferrugineux et de jaspes à hématite (i.e. appartenant à l'unité OEBe-1 décrite ci-dessus), d'origine exhalative probable, marquant le contact entre le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog sur le flanc occidental des monts Stoke. Dans la région de Sherbrooke, ce type de faciès lithologiques, affleurant au contact entre des roches volcaniques felsiques et les phyllades du Saint-Daniel, sont latéralement associés à des horizons stratoïdes de sulfures massifs,

par exemple, l'horizon minéralisé des mines Suffield et King (Tremblay, 1992a). De plus, malgré l'imposante production historique de cuivre à travers l'ensemble du Complexe d'Ascot, il n'y a, à ce jour, que quelques disséminations minéralisées dans les roches silicoclastiques du Groupe de Magog et de la Formation de Lac Aylmer, pourtant toutes deux dérivées de l'érosion de l'Ascot.

Bardoux (1993) a identifié deux principaux indices de minéralisations épithermales dans le secteur de Dudswell; (1) l'indice polymétallique du lac d'Argent, un réseau de veines de quartz-pyrite-galène recoupant des conglomérats polymictes de la Formation de Lac Aylmer, et (2) l'indice de réalgar-orpiment de la carrière no. 4 de Graybec, une minéralisation associée à un réseau de veines de quartz-carbonate qui sont encaissées par une zone de cisaillement recoupant les faciès récifaux (unité SDLy4) de la Formation de Lac Aylmer.

Les intrusions dévoniennes et les cornéennes associées offrent un certain potentiel économique pour des minéralisations granitophiles à W-Mo-Cu, ou pour des minéraux industriels Selon Bourne (1989), le pluton de Winslow est l'intrusion possédant le plus intéressant potentiel économique de la région. Ce pluton est effectivement beaucoup plus magnétique que les autres intrusions; les anomalies magnétiques sont attribuables à une altération hydrothermale magmatique qui, sur la base des teneurs en éléments en traces du pluton, pourrait être porteuse de minéralisations zincifères. Pour le pluton d'Aylmer, il existe un potentiel de minéralisations W-Mo dans les termes de composition felsique, et à Cu-Mo dans les termes de composition intermédiaire (Bourne, 1989).

## **RÉFÉRENCES**

- Bardoux, M. 1993. Géologie de la région de Dudswell : Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, MB 93-65, 88 pages.
- Boucot, A. J. & Drapeau, G., 1968. Roches siluro-dévonniennes du Lac Memphrémagog et roches équivalentes des Cantons de l'est: Québec, Ministère des Richesses Naturelles, ES-1, 46 pages.
- Bourne, J. H. 1986. Géologie du complexe granitique d'Aylmer, Estrie: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 86-40, 54 pages.
- Bourne, J.H. 1989. Pétrographie et géochimie des plutons granitiques d'âge Dévonien et Crétacé de l'Estrie: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 88-07, 119 pages.
- Bourque, P.-A., Malo, M. & Kirkwood, D. 2000. Paleogeography and tectono-sedimentary history at the margin of Laurentia during Silurian-earliest Devonian

- time: the Gaspé Belt, Québec: *Geological Society of America Bulletin* 112, p. 4–20.
- Cady, W.M. 1960. Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 531-576.
- Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A. & Féraud, G. 2001. Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for Ordovician crustal thickening and Silurian exhumation of the internal Humber zone. *Geological Society of America Bulletin* 113, p.144-160.
- Cooke, M. H.-C. 1950. Geology of the southwestern part of the Eastern Townships of Quebec: *Geological Survey of Canada Memoir* 257, 142 pages.
- Cousineau, P.A. 1990. Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre St-Joseph-de-Beauce et Ste-Sabine: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 87-02, 165 pages.
- Cousineau, P.A. & Tremblay, A. 1993. Acadian deformations in the southwestern Québec Appalachians. In Roy, D.C. and Skehan, J.W., eds., The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime, Canada and the Autochthonous Foreland; *Geological Society of America Special Paper* 275, p. 85-99.
- Cousineau, P. A. & St-Julien, P. 1992. The Saint-Daniel Mélange: Evolution of an accretionary complex in the Dunnage terrane of the Québec Appalachians: *Tectonics*, 11, p. 898 – 909.
- Cousineau, P. A. & St-Julien, P. 1994. Stratigraphie et paléogéographie d'un bassin d'avant-arc Ordovicien, Estrie-Beauce, Appalaches du Québec : *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 31, p. 435 – 446.
- Danis, D. 1984a. Géologie du complexe granitique de Scotstown : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 84-21, 102 pages.
- Danis, D. 1984b. Géologie du complexe granitique de Winslow : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-06, 23 pages.
- Danis, D. 1985. Géologie du complexe granitique de Winslow : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-31, 69 pages.
- David, J. & Marquis, R. 1994. Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec: Application aux roches de la zone de Dunnage : *La Revue géologique du Québec*, 1, p. 16 – 20.
- De Romer, H.S. 1985. Géologie des monts Stoke : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 85-03, 57 pages.
- De Romer, H.S. 1980. Géologie de Baie Fitch-Lac Massawippi : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, RG-196, 59 pages.
- De Souza, S. 2012. Évolution tectono-stratigraphique du domaine océanique des Appalaches du sud du Québec dans son contexte péri-Laurentien. Thèse de doctorat, UQAM.
- De Souza, S., & Tremblay, A., 2010. The Rivière-des-Plante ultramafic Complex, southern Québec: Stratigraphy, structure, and implications for the Chain Lakes massif, in Tollo, R.P., Bartholomew, M.J., Hibbard, J.P., & Karabinos, P.M., eds., From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region: *Geological Society of America Memoir* 206, p. 1–17.



- De Souza, S., Tremblay, A., Daoust, C. & Gauthier, M. 2008. Stratigraphy and geochemistry of the Lac-Brompton ophiolite Complex and evolution of SSZ magmatism in the southern Québec Dunnage Zone, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, p. 1-16.
- Doll, C.C. 1951. Geology of the Memphremagog quadrangle and the southeastern portion of the Irasburg quadrangle, Vermont: *Vermont Geological Survey Bulletin* 3, 43 pages.
- Gauthier, M. 1985. Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur Sud): Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB 85-20, 186 pages.
- Gauthier, M., Auclair, M., Bardoux, M., Blain, M., Boisvert, M., Brassard, B., Chartrand, F., Darimont, A., Dupuis, L., Durocher, M., Gariépy, C., Godue, R., Jébrak, M. & Trottier, J. 1989. Synthèse gîtologique de l'Estrie et de la Beauce : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 89-20, 633 pages.
- Dodue, R. 1988. Étude métallogénique et lithogéochimique du Groupe de Magog, Estrie et Beauce, Québec. Mémoire de maîtrise, UQAM.
- Hatch, N. L., Jr., 1988. Some revisions to the stratigraphy and structure of the Connecticut Valley trough, eastern Vermont: *American Journal of Science*, 288, p. 1041–1059.
- Hueber, F.M., Bothner, W.A., Hatch, N.L., Finney, S.C. & Aleinikoff, J.N. 1990. Devonian plants from southern Quebec and the age of the Connecticut Valley trough: *American Journal of Science*, 290,p. 360-395.
- Hugson, R.C. & Stearn, C.W. 1989. Upper Silurian reefal facies of the Memphremagog-Marbleton area, Eastern Townships, Quebec Appalachians: *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 13,p. 306-315.
- Labbé, J.-Y. 1991. Géologie de la région de Weedon (Estrie): Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 88–05, 44 pages.
- Labbé, J.-Y. & St-Julien, P. 1989. Evidences de failles de chevauchement Acadiennes dans la région de Weedon: *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 26, p. 2268–2277.
- Lafrance, B. 1995. Nouvelles données stratigraphiques et structurales dans la partie sud-est du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, Appalaches du sud du Québec : *Mémoire de maîtrise, INRS/Université Laval*.
- Lavoie, D. 1985. Stratigraphie, géologie structurale, sédimentologie et paléo-milieux de la bande silurienne supérieure des lacs Aylmer et Saint-François : *Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec*.
- Lebel, D. & Tremblay, A. 1993. Géologie de la région de Lac-Mégantic (Estrie) : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 93-04 (carte géologique au 1 :50,000).
- Mercier, P.-E., Soucy-de-Jocas, B. & Tremblay, A. 2011. Bedrock geology of the Stoke Mountains area, southern Quebec Appalachians – stratigraphic implications for the Dunnage Zone: *GAC-MAC meeting*, Ottawa.
- Osberg, P. H., 1978. Synthesis of the geology of northeastern Appalachians, U.S.A., in Tozer, E. T., and Schenk, P. E., eds., Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic region: *Geological Survey of Canada Paper* 78–13, p. 137–147.

- Pinet, N., Tremblay, A. & Sosson, M. 1996a. Extension versus shortening models for hinterland-directed motions in the southern Québec Appalachians: *Tectonophysics* 267, p. 239-256.
- Pinet, N., Castonguay, S. & Tremblay, A. 1996b. Thrusting and backthrusting in the Taconian internal zone, southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33, p. 1283-1293.
- Schroetter, J.-M., Tremblay, A. & Bédard, J.H. 2005. Structural evolution of the Thetford-Mines ophiolitic Complex, Canada: implications for the Southern Quebec Ophiolitic Belt. *Tectonics* 24, 20 pages.
- Schroetter, J.-M., Tremblay, A., Bédard, J.H. & Villeneuve, M. 2006. Syncollisional basin development in the Appalachian orogen: the Saint-Daniel mélange, southern Québec, Canada: *Geological Society of America Bulletin*, 118, p. 109-125.
- Simonetti, A. & Doig, R. 1990. U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage zone of the southeastern Quebec Appalachians: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, p. 881–892.
- Slivitzky, A. & St-Julien, P. 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 85-04, 40 pages.
- St-Julien, P. 1970. Région d'Orford-Sherbrooke: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, carte no. 1619, échelle 1 :50,000.
- St-Julien, P. & Slivitzky, A. 1985. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, carte no. 2030, échelle 1 :250,000.
- St-Julien, P., Slivitzky, A. & Feininger, T. 1983. A deep structural profile across the Appalachians of southern Québec. *Geological Society of America Memoir* 158, p.103-111.
- Tremblay, A. 1992a. Géologie de la région de Sherbrooke (Estrie). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 90-02, 71 pages.
- Tremblay, A. 1992b. Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Québec Appalachians : *American Journal of Science* 292, p. 229-252.
- Tremblay, A. 1996. Géologie de la région de Scotstown. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 96-12, 66 pages.
- Tremblay, A. & Castonguay, S. 2002. The structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec): implications for the Salinian Orogeny and Appalachian successor basins: *Geology* 30, p. 79-82.
- Tremblay, A. and Pinet, N., 1994. Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Quebec Appalachians: *Geological Society of America Bulletin* 106, p. 1172-1181.
- Tremblay, A. & Pinet, N. 2005. Diachronous supracrustal extension in an intraplate setting and the origin of the Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack troughs, Northern Appalachians: *Geological Magazine*.142 (1),p. 7-22.
- Tremblay, A. & St-Julien, P. 1990. Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from the Quebec Appalachians and its tectonic implications: *Geological Society of America Bulletin* 102, p. 1218-1229.

- Tremblay, A., Hébert, R. et Bergeron, M. 1989a. Le Complexe d'Ascot des Appalaches du sud du Québec: pétrologie et géochimie : *Journal Canadien des Sciences de la Terre* 26, p. 2407-2420.
- Tremblay, A., St-Julien, P. et Labbé, J.-Y. 1989b. Mise à l'évidence et cinématique de la faille de La Guadeloupe, Appalaches du sud du Québec : *Journal Canadien des Sciences de la Terre* 26, p. 1932-1943.
- Tremblay, A., Malo, M. & St-Julien, P. 1995. Dunnage Zone - Québec; Canadian Appalachians Region. In Chapter 3 of Geology of the Appalachian/Caledonian Orogen in Canada and Greenland, Harold Williams, (co-ord.); *Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6*, p. 179-197 (aussi *Geological Society of America, The Geology of North America, vol. F-1*).
- Tremblay, A., Ruffet, G. and Castonguay, S. 2000. Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Québec, Northern Appalachians:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for collision diachronism: *Geological Society of America Bulletin* 112, p. 136-146.
- Tremblay, A., Meshi, A. & Bédard, J.H. 2009. Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere – insights from Iapetan and Tehyan ophiolites (Canada and Albania): *Tectonophysics* 473, p. 36-52.
- Tremblay, A., Ruffet, G. & Bédard, J.H. 2011. Obduction of Tethyan-type ophiolites – a case-study from the Thetford-Mines ophiolitic Complex, Québec Appalachians, Canada: *Lithos* 125, p. 10-26.
- Whalen, J.B. & Gariépy, C. 1986. Petrogenesis of the McGerrigle plutonic complex, Gaspé, Québec – a preliminary report: *Geological Survey of Canada, Current Research, Part A, paper 86-1A*, p. 265-290.
- Williams, H. (1979). Appalachian Orogen in Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, p. 792 – 807.
- Williams, H., & Hatcher, R.D. Jr. 1983. Appalachian suspect terranes, in Geophysics of Mountains Chains: edited by R. D. Hatcher Jr., H. Williams, and I. Zietz, *Geological Society of America Memoir* 158, p. 33 – 53.
- Williams, H. & St-Julien, P. 1982. The Baie Verte-Brompton Line: Early Palaeozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians, in Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians, edited by P. St-Julien and J. Béland, *Geological Association of Canada Special Paper* 24, p. 177 – 207.