

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

ELISABETH TREMBLAY

B. Sc.

SÉDIMENTOLOGIE DES VOLCANOCLASTITES DE

LA FORMATION DE BEAUCEVILLE, APPALACHES DU QUÉBEC

SEPTEMBRE 1997



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

La Formation de Beauceville, du Groupe de Magog, est principalement constituée de mudslate graphiteux à graptolites qui constituent des sédiments de fond et des roches volcanoclastiques déposés dans un bassin avant arc durant l'Ordovicien. Les roches volcanoclastiques, de la région de Beauceville, leur transport et leurs mécanismes de dépôt sont encore mal connus globalement.

En se basant sur les structures sédimentaires, la composition, la granulométrie et les textures délicates, quatre faciès distincts ont été identifiés. Le faciès A de tuf-tuf à lapilli massif se divise en deux sous-faciès: i) le tuf à lapilli massif (TLM) mesure entre 2-5 m, est pauvre en particules fines et est massif ou granoclassé et ii) le tuf riche en cristaux massif (TCM) mesure entre 1-11 m, est pauvre en particules fines et possède un granoclasement normal ou inverse. Le faciès B de tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé se divise en deux sous-faciès: i) le tuf à lapilli rubanné (TLR) mesure entre 0,5-1 m, est pauvre en particules fines et est composé de rubans de 5-40 cm d'épais avec un granoclasement normal mal développé et, ii) le tuf riche en cristaux rubanné et laminé (TCRL) mesure entre 1-10 m, est pauvre en particules fines et montre des rubans de 5-10 cm avec un granoclasement normal et des laminations parallèles. Le faciès C de tuf à grains plus fins massif (TFM) est composé de lits de 0,4-5 m d'épaisseur qui sont riches en échardes de verre. Le faciès D de tuf à grains plus fins laminé (TFL) forme des lits de 1-7 m et est composé de laminations parallèles grisâtres et blanchâtres de 2 mm-6 cm d'épaisseur riches en échardes de verre.

Les quatre lithofaciès sont organisés en deux assemblages de faciès distincts qui montrent une séquence à double classement bien définie. L'assemblage 1 comprend TCM->TCRL->TFM->TFL et mesure 28 m alors que l'assemblage 2 comprend TLM->TLR->TCM->TCRL->TFL et mesure 24 m. Ces deux assemblages reposent sur les sédiments de fond. Ils pourraient être des équivalents latéraux ou verticaux. En se basant sur la distribution de la granulométrie des deux assemblages, l'assemblage 1 aurait un caractère plus distal que l'assemblage 2.

L'abondance des constituants à textures délicates, comme les échardes de verre et les ponces, dans les deux assemblages, le bon tri des constituants et l'absence d'interlits de sédiments de fond ainsi que le double classement des séquences indiquent une sédimentation directe à partir d'une colonne d'éruption explosive qui était probablement sous-marine de type phréatomagmatique ou phréatoplinien. Des écoulements partiellement laminaires auraient produit le tuf-tuf à lapilli massif (faciès A), tandis qu'un écoulement plus turbulent aurait produit le tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé (faciès B). Les tufs massifs et laminés (faciès C et D) se formeraient au stade final de l'éruption à partir soit de retombées pyroclastiques, soit de turbidites de cendres résultant du vannage des particules fines de coulées initiales à forte concentration.

ABSTRACT

The Beauceville Formation of the Magog Group is mainly composed of graptolite-bearing pelagic mudstone and volcanoclastic rocks, which were deposited in a fore-arc basin during the Ordovician. The volcanoclastic rocks of the Beauceville area, their transport and depositional mechanisms are not well known.

On the basis of sedimentary structures, composition, grain size and delicate textures of debris, four distinct lithofacies were identified. The massive lapilli tuff-tuff facies A is composed of: i) 2-5m-thick, fines-poor, massive lapilli tuffs (MLT) that are either massive or graded and ii) 1-11m-thick, fines-poor, massive crystal-rich tuffs (MCT) with normal or inverse grading. Facies B, represented by the stratified and laminated lapilli tuff-tuff facies, is divided in two subfacies: i) 0,5-1m-thick, fines-poor, stratified lapilli-tuffs (SLT) are composed of 5-40cm-thick, poorly graded layers and ii) 1-10m-thick, fines-poor, stratified and laminated crystal-rich tuffs (SLCT) show 5-10cm-thick parallel stratified layers with normal grading and parallel laminae. Facies C is characterized by the massive finer-grained tuff facies (MFT) composed of 0,4-5m-thick beds rich en shards. Facies D, a laminated finer-grained tuff facies (LFT) is 1-7m-thick shard-rich unit composed of 2 mm-6 cm-thick laminae and beds.

The four lithofacies are organized into two distinct facies associations that each display a well defined doubly graded sequence. Facies association 1 with the assemblage MCT->SLCT->MFT->LFT is 28m-thick, whereas facies association 2 characterized by the assemblage MLT->SLT->MCT->SLCT->LFT is 24m-thick. Both facies associations rest on pelagic mudstone suggesting that they could be either lateral or downslope equivalents. Based on the grain size distribution, facies association 1 is probably the downslope or lateral (distal ?) equivalent of facies association 2.

Abundance of delicate shards and pumice in these two facies associations, the good sorting of the framework constituents and the absence of pelagic sedimentary interbeds as well as the doubly graded sequence favour direct sedimentation from an explosive phreatomagmatic or phreatoplinian eruption that was probably subaqueous due to the bounding pelagic sedimentary facies. Facies A is interpreted as partially laminar flow deposits, whereas facies B reflects a more turbulent flow deposition. The facies C and facies D are either subaqueous fallout deposits related to waning eruptive stages or ash-turbidites produced by elutriating fine ash from initially high-concentration flows.

REMERCIEMENTS

Je voudrais souligner que sans le soutien et l'encouragement de mon directeur de recherche, M. Pierre Cousineau, ce mémoire aurait difficilement été achevé. Je remercie chaleureusement MM. Wulf Mueller (UQAC) pour sa patience, ses disponibilités, ses lectures critiques, ses commentaires et ses encouragements, ainsi que Robert Marquis (MER), pour ses commentaires, ses visites sur le terrain et pour le soutien et l'intérêt qu'il m'a accordé au tout début de cette recherche. Je dois également remercier le Ministère des Ressources naturelles sans qui ce travail n'aurait pu être réalisé. De plus, il me faut mentionner le support de ma famille qu'ils m'ont accordé tout au long de ce projet. Enfin, merci à tous ceux qui ont contribué à leur façon au mémoire.

TABLE DES MATIÈRES

	page
RÉSUMÉ	ii
ABSTRACT	iii
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	vii
LISTE DES PLANCHES	vii
LISTE DES ANNEXES	ix
 CHAPITRE 1: INTRODUCTION	 1
1.1- Problématique	1
1.2- Méthodologie	4
1.3- Cadre géologique	6
1.3.1- Cadre général	6
1.3.2- Formation de Beauceville	12
 CHAPITRE 2: LES VOLCANOCLASTITES	 15
2.1- Introduction	15
2.2- Terminologie et caractéristiques	16
2.3- Critères d'identification des dépôts pyroclastiques	17
2.4- Types d'éruption volcanique	20
2.5- Types de dépôts pyroclastiques	22
2.6- Dépôts primaires versus dépôts resédimentés et les transformations d'écoulement	25
 CHAPITRE 3: LES FACIÈS VOLCANOCLASTIQUES	 28
3.1- Introduction	28
3.1.1- Les composants	28
3.2- Les faciès des volcanoclastiques	41
3.2.1- Faciès de tuf-tuf à lapilli massif	41
3.2.1.1- Interprétation	49
3.2.2- Faciès de tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé	54
3.2.2.1- Interprétation	58

3.2.3- Faciès de tuf à grains plus fins massif	59
3.2.3.1- Interprétation	60
3.2.4- Faciès de tuf à grains plus fins laminé	63
3.2.4.1- Interprétation	66
3.2.5- Roches non-volcaniques (sédiments de fond)	67
3.2.5.1- Interprétation	68
 CHAPITRE 4: MÉCANISMES D'ÉRUPTION ET ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT	 69
4.1- Introduction	69
4.2- Assemblages de faciès de la Formation de Beauceville	77
4.2.1- Assemblage 1 (TCM->TCRL->TFM->TFL) et ses variantes	77
4.2.1.1- Interprétation	81
4.2.2- Assemblage 2 (TLM->TLR->TCM->TCRL->TFL)	82
4.2.2.1- Interprétation	86
4.3- Comparaison des deux assemblages et des variantes de la Formation de Beauceville avec d'autres dépôts pyroclastiques sous-marins	87
4.3.1- Comparaison de l'assemblage 1	87
4.3.2- Comparaison de l'assemblage 2	91
4.4- Les faciès isolés	92
4.4.1- Description	92
4.4.2- Interprétation	93
4.5 Modèle de mise en place des volcanoclastites du Beauceville	95
4.5.1- Présentation	95
4.5.2- Discussion du modèle	99
 CHAPITRE 5: CONCLUSIONS	 105
 LISTE DES RÉFÉRENCES	 109
 ANNEXES	 116

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de localisation de la région d'étude	3
Figure 2 : Colonne stratigraphique du Groupe de Magog	10
Figure 3 : Répartition des faciès volcanoclastiques de la Formation de Beauceville sur le diagramme ternaire des tufs de Schmidt (1981)	45
Figure 4 : Séquence idéale des divisions déposées par un courant de turbidité de haute densité	53
Figure 5 : Colonne schématique de l'assemblage 1	72
Figure 6 : Colonne schématique de l'assemblage 2	73
Figure 7 : Comparaison des séquences à double classement	75
Figure 8 : Modèle éruptif de Cousineau (1994)	100
Figure 9 : Modèle éruptif du faciès TFM	103

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Inventaire des unités ordoviciennes des Appalaches du Québec avec dépôts potentiels de pyroclastites secondaires ou primaires	8
Tableau 2 : Tableau des critères des pyroclastites primaires et secondaires	18
Tableau 3 : Caractéristiques des trois principaux dépôts pyroclastiques	23
Tableau 4 : Description des faciès de la Formation de Beauceville	29
Tableau 5 : Constituants des volcanoclastites de la Formation de Beauceville	30
Tableau 6 : Les caractéristiques des assemblages de faciès de la Formation de Beauceville	70
Tableau 7 : Composition pétrographique en % des assemblages de faciès et des faciès individuels de tous les niveaux stratigraphiques de la Formation de Beauceville	71
Tableau 8 : Descriptions et types d'éruption des exemples de séquences à double classement	76

LISTE DES PLANCHES

<u>Planche 1:</u>	33
Planche 1A: Microphotographie d'un fragment de ponce avec des vésicules allongées	
Planche 1B: Microphotographie d'un fragment de ponce avec des vésicules allongées	
Planche 1C: Microphotographie d'un fragment de ponce avec des vésicules ovoïdes	
Planche 1D: Microphotographie d'un fragment de ponce avec des vésicules ovoïdes	

<u>Planche 2:</u>	35
Planche 2A: Microphotographie d'échardes de verre avec une paroi mince	
Planche 2B: Microphotographie d'échardes de verre avec une paroi épaisse	
Planche 2C: Microphotographie d'échardes de verre avec des parois minces et épaisses	
<u>Planche 3:</u>	38
Planche 3A: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique felsique	
Planche 3B: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique felsique en lumière polarisée	
Planche 3C: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique intermédiaire	
Planche 3D: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique intermédiaire	
<u>Planche 4:</u>	40
Planche 4A: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique mafique avec des microlites	
Planche 4B: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique mafique à intermédiaire porphyrique	
Planche 4C: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique mafique	
Planche 4D: Microphotographie d'un fragment de mudstone	
<u>Planche 5:</u>	43
Planche 5A: Fragment de cristal de quartz subidiomorphe avec une texture de résorption typique au quartz volcanique	
Planche 5B: Microphotographie de cristaux de feldspath	
Planche 5C: Microphotographie de cristaux de feldspath altérés en lumière polarisée	
<u>Planche 6:</u>	47
Planche 6A: Microphotographie à la base du faciès TLM	
Planche 6B: Microphotographie à la base du faciès TLM	
Planche 6C: Microphotographie au sommet du faciès TLM	
Planche 6D: Microphotographie au sommet du faciès TLM	

<u>Planche 7:</u>	51
Planche 7A: Microphotographie au sommet du faciès TCM	
Planche 7B: Microphotographie à la base du faciès TCM	
Planche 7C: Microphotographie au milieu du faciès TCM	
Planche 7D: Microphotographie au milieu du faciès TCM	
<u>Planche 8:</u>	57
Planche 8A: Microphotographie au sommet du faciès TCRL	
Planche 8B: Microphotographie au sommet du faciès TCRL	
Planche 8C: Microphotographie à la base du faciès TCRL	
Planche 8D: Microphotographie à la base du faciès TCRL	
<u>Planche 9:</u>	62
Planche 9A: Microphotographie à la base du faciès TFM	
Planche 9B: Microphotographie à la base du faciès TFM	
Planche 9C: Microphotographie au sommet du faciès TFM	
Planche 9D: Microphotographie au sommet du faciès TFM	
<u>Planche 10:</u>	65
Planche 10A: Microphotographie au milieu du faciès TFL	
Planche 10B: Microphotographie à la base du faciès TFL	
Planche 10C: Microphotographie au sommet du faciès TFL	
Planche 10D: Microphotographie au sommet du faciès TFL	
<u>Planche 11:</u>	80
Planche 11A: Photo de la division 1 (TCM) de l'assemblage 1	
Planche 11B: Photo de la division 2 (TCRL) de l'assemblage 1	
Planche 11C: Photo de la division 3 (TFM) de l'assemblage 1	
Planche 11D: Photo de la division 3 (TFL) de l'assemblage 1	
<u>Planche 12:</u>	85
Planche 12A: Photo de la division 1 (TLM) de l'assemblage 2	
Planche 12B: Photo de la division 2 (TCRL) de l'assemblage 2	
Planche 12C: Photo de la division 3 (TFL) de l'assemblage 2	
Planche 12D: Photo de la division 3 (TFL) de l'assemblage 2	
LISTE DES ANNEXES	
Annexe 1: Caractéristiques des quatres formations du Groupe de Magog	117
Annexe 2: Colonnes stratigraphiques 1, 2 et 3 avec les différents faciès	118

<u>Annexe 3:</u>	119
Annexe 3A: Tableau des données pétrographiques des comptages de points	
Annexe 3B: Tableau des données pétrographiques en % pour le diagramme ternaire de Schmidt (1981); Figure 3	
Annexe 3C: Tableau des moyennes en % des données pétrographiques pour le diagramme ternaire de Schmidt (1981); Figure 3	
Annexe 4: Colonne stratigraphique 4, Carrière de Beauceville Est	120
Annexe 5: Colonne stratigraphique 5, École Mgr de Laval	121
Annexe 6: Colonne stratigraphique 6, Beauceville Ouest	122
Annexe 7: Colonne stratigraphique 7, Saint-Benjamin	123
Annexe 8: Colonne stratigraphique 1, 2 et 3 avec les divisions de l'assemblage 2	124
Annexe 9: Tableau des faciès volcanoclastiques et des lames minces	125
Annexe 10: Assemblage 1 avec la position des lames minces	126
Annexe 11: Assemblage 2 avec la position des lames minces	127
Annexe 12: Descriptions plus détaillées des autres coulées pyroclastiques pour les différents cas de la section 4.3	128
Annexe 13: Réseau de concept des relations entre les divers faciès volcanoclastiques de la Formation de Beauceville	132

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 PROBLÉMATIQUE

L'origine et le mode d'emplacement des roches pyroclastiques en milieu marin profond sont difficiles à déterminer car peu d'équivalents récents sont accessibles. Les dépôts de pyroclastites sous-marines semblent posséder des caractéristiques particulières comme des structures différentes (voir Stix, 1991). Ils sont composés d'une séquence à double classement qui possède une division inférieure massive pauvrement granoclassée et une division supérieure doublement granoclassée. Dans les bassins marins profonds, le remaniement est limité et les dépôts d'éruptions sous-marines sont resédimentés et présentent alors les mêmes structures que les dépôts épicalastiques (*sediment gravity flows*). De plus, la distinction entre les dépôts primaires et resédimentés est difficile car, la plupart des structures sédimentaires et des constituants de ces dépôts sont les mêmes (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987; Stix, 1991).

Une séquence à double classement se définit comme étant une séquence qui possède deux sortes de granoclassement (*doubly graded*; Fiske et Matsuda, 1964); chacun des lits sont granoclassés (de taille ou de densité) et la séquence entière montre une

granodécroissance (*upward fining and thinning sequence*; Cas et Wright, 1987). La division inférieure massive forme 50 pourcent ou plus du total de la séquence (Fiske et Matsuda, 1964; Niem, 1977). La séquence à double classement se formerait lors de la décroissance d'une éruption qui était initialement volumineuse (Fiske et Matsuda, 1964). Elle est interprétée comme le produit d'une éruption verticale sous-marine (Fiske et Matsuda, 1964; Fisher, 1984; Stix, 1991). L'importance de ces séquences est l'implication qu'il s'agit de dépôts pyroclastiques primaires dérivés d'une seule éruption (Fiske et Matsuda, 1964; Stix, 1991).

Fiske et Matsuda (1964) ont été les premiers à documenter ce qu'ils interprètent comme des dépôts sous-marins pyroclastiques primaires, représentant une séquence à double classement, produits directement à partir d'éruptions pyroclastiques verticales sous-marines. Leur travail fut critiqué par plusieurs (Cas et Wright, 1987) mais a depuis servi fréquemment de modèle.

La qualité et la diversité des volcanoclastites, les bonnes contraintes sur le milieu de dépôt, les études antérieures existantes, les autres volcanoclastites de même âge et dans les environs ainsi que le contexte favorable (à l'Ordovicien et dans un bassin avant arc) dans la région de Beauceville (figure 1) ont permis une étude qui contribue à la reconnaissance de dépôts volcanoclastiques sous-marins. Dans cette région,

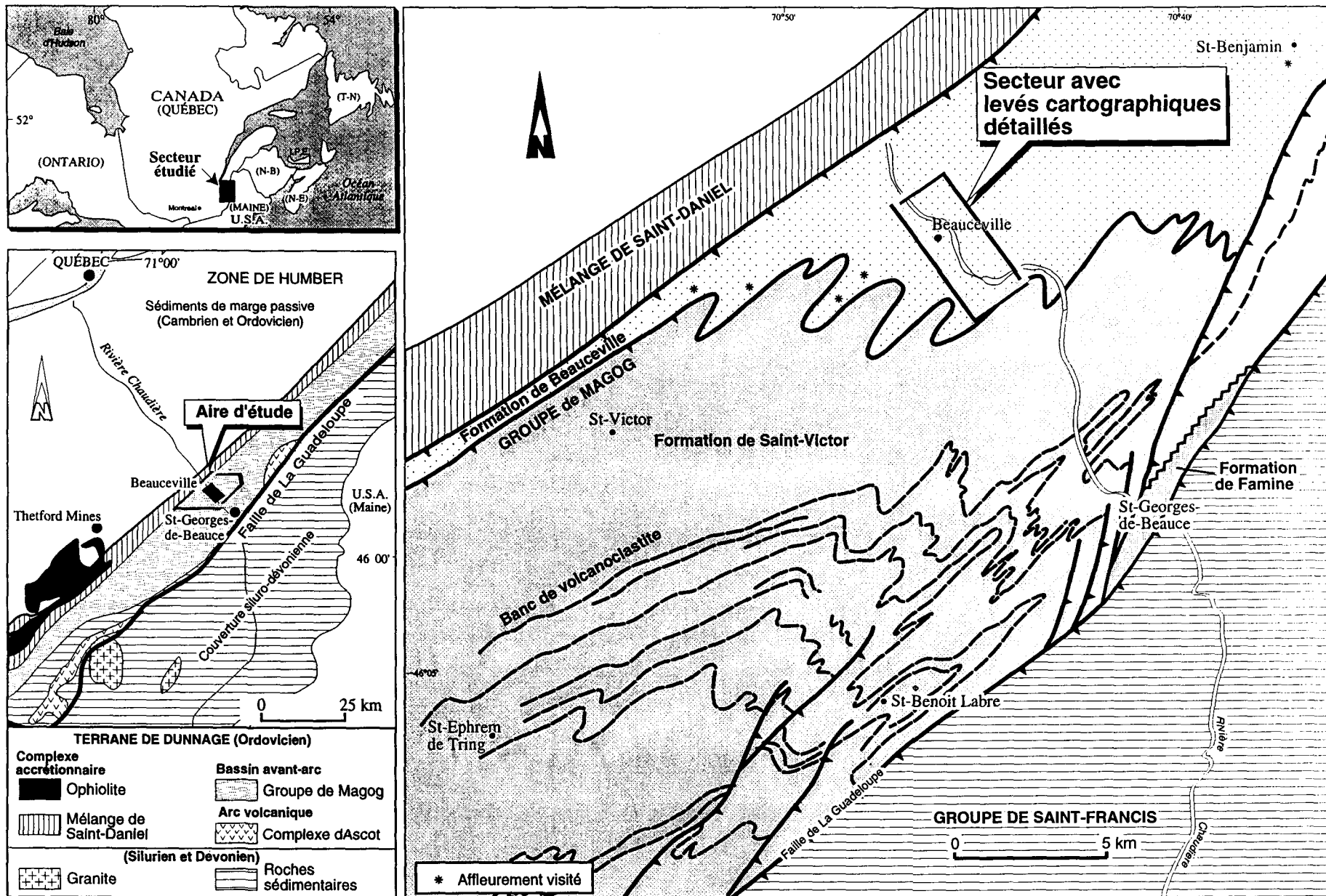


Figure 1: Carte de localisation de la région d'étude

la Formation de Beauceville renferme une abondance relative de dépôts volcanoclastiques felsiques sous-marins et n'a pas fait l'objet de travaux détaillés à ce jour. La discussion, ci incluse, compare ces dépôts avec la littérature moderne.

1.2 MÉTHODOLOGIE

L'identification de ces dépôts a été basée sur des analyses pétrographiques et de faciès afin d'expliquer leurs processus de transport de ces dépôts. L'utilisation de ces données a permis par la suite de proposer un modèle éruptif pour ces roches.

Les données nécessaires à la présente étude ont été recueillies au cours de l'été 1995. Les cartes des rapports géologiques antérieurs de St-Julien (1987) et de Cousineau (1990) de même que plusieurs photographies aériennes ont servi à reconnaître et cartographier les volcanoclastites de la Formation de Beauceville.

Dans cette étude, les travaux comprennent une cartographie d'un secteur des Appalaches du Québec centré sur Beauceville. Afin de compléter les données et les observations recueillies et de voir les changements latéraux, la visite d'affleurements ponctuels dans les prolongements au NE (Saint-Benjamin) et au SW a été effectuée. Une sélection des meilleures aires d'affleurements rocheux a été faite et des colonnes stratigraphiques détaillées ont aussi été levées.

L'étude sédimentologique a consisté à documenter la nature des contacts basaux et sommitaux des lits, les structures et les textures des volcanoclastites de la Formation de Beauceville. L'étude fut poursuivie par des travaux pétrographiques détaillés. Ceci a permis de reconnaître un certain nombre de faciès et d'assemblage de faciès, lesquels ont servi à élaborer un modèle éruptif.

Le travail de laboratoire a porté sur l'analyse pétrographique de 63 lames minces, complété d'un comptage de 400 points, selon la méthode Gazzi-Dickinson (Dickinson et Suczek, 1979), sur 13 lames minces. Ce travail a permis de bonifier les observations de terrain et de classer pétrographiquement ces roches en utilisant la classification de Schmidt (1981). Vingt-deux échantillons ont été colorés par la méthode utilisant le cobaltinitrite de sodium afin d'identifier la présence de feldspath potassique. À part une teinte jaune très pâle sur quelques feldspath, aucun n'a présenté la coloration caractéristique des feldspaths potassiques. L'identification pétrographique est basée sur les critères de composition et de texture de Stix (1991), Fisher et Schmincke (1984) et Cas et Wright (1987) qui en font une bonne revue. Ces critères permettent de différencier l'origine primaire ou secondaire des volcanoclastites.

De plus, dans le but de différencier les types de dépôts volcanoclastiques retrouvés dans cette formation, ces dépôts ont été séparés en faciès. Le terme faciès est utilisé ici au sens de Moore (1949) et signifie toute partie d'une unité stratigraphique montrant des

caractéristiques différentes des autres parties de cette unité. Cette définition suppose que chaque faciès possède un ensemble de caractéristiques propres comme la texture, la composition et le groupement de structures sédimentaires. Chaque faciès peut ainsi se répéter verticalement et passer latéralement de l'un à l'autre.

Les relations mutuelles entre les divers faciès ont été précisées selon la méthode de la chaîne de Markov (Carr, 1982). La présence d'un empilement de faciès ordonnés et cycliques permet d'identifier des associations de faciès. Ceux-ci servent à déterminer un modèle de faciès qui facilitent l'interprétation, notamment par comparaison avec un modèle déjà établi en guise de norme, et permet de reconstituer l'histoire sédimentologique des roches étudiées (Walker, 1976, 1984).

1.3 CADRE GÉOLOGIQUE

1.3.1 Cadre général

Durant l'Ordovicien, le niveau eustatique de la mer est généralement élevé (Legett, 1978; Fortey, 1984). Du volcanisme felsique se produit le long des marges de l'océan Iapetus et de grandes quantités de roches volcanoclastiques felsiques se déposent dans un milieu sous-marin (Howell et al., 1986; Kokelaar et al., 1985). Du volcanisme relié à la subduction est présent le long de ce qui est maintenant la côte est de l'Amérique du Nord

(Williams, 1984), où une collision arc-continent produit l'orogénèse Taconienne ordovicienne (St-Julien et Hubert, 1975).

Les évidences d'éruptions explosives felsiques ordoviciennes dans les Appalaches du sud-ouest du Québec incluent: (1) les roches pyroclastiques à l'intérieur de séquences d'arc (Tremblay et al., 1989), et (2) les roches volcanoclastiques dans le Groupe de Magog (Cousineau, 1990; Cousineau et St-Julien, 1994). Il y a aussi des bentonites potassiques, indicatrices de volcanisme, déposées dans des séquences de plate-forme de Laurentia (Brun et Chagnon, 1979; Huff et al., 1988; tableau 1).

Au Québec, les roches cambro-ordoviciennes sont réparties entre deux zones tectonostratigraphiques: celle de Humber et celle de Dunnage (Williams, 1979; figure 1). La limite mutuelle entre ces deux zones est la ligne Baie Verte-Brompton, (Williams et St-Julien, 1982) Au sud-ouest du Québec, la zone de Dunnage est composée de trois unités distinctes; le Mélange de Saint-Daniel, le Complexe d'Ascot et le Groupe de Magog (Tremblay et St-Julien, 1990). Cousineau et St-Julien (1992) ont défini le Mélange de Saint-Daniel comme formant une partie d'un prisme accréionnaire avec des écaillés ophiolitiques. Le Complexe d'Ascot est une unité volcano-sédimentaire interprétée comme un vestige d'un arc volcanique Ordovicien (St-Julien et Hubert, 1975; Tremblay et al., 1989). Le Groupe de Magog représente une séquence sédimentaire interprétée comme un

**Tableau 1. Inventaire des volcanoclastites ordoviciennes du sud-ouest
des Appalaches du Québec**

RÉGION	COMPOSITION	PÉRIODE	INTERPRÉTATION ET LIEN POTENTIEL AVEC LES VOLCANOCLASTITES DE LA FORMATION DE BEAUCEVILLE
BENTONITE Basses-Terres du Saint-Laurent et Bassin de l'Ohio (Brun et Chagnon, 1979; Huff et al, 1988; Mitchell et al, 1994)	- lits de k-bentonites	-Ordovicien supérieur	- retombées pyroclastiques subaériennes d'éruptions plinienne ou phréatoplinienne. - en partie du même que la Formation de Beauceville
GROUPE DE MAGOG Estrie et Beauce (Cousineau et St-Julien, 1992; Marquis, 1996 com. pers.)	voir annexe 1	- Ordovicien moyen (462 Ma)	- Volcanoclastites de nature varié dérivant d'un arc volcanique
MÉLANGE DE SAINT- DANIEL Ligne Baie-Verte-Brompton, Appalaches du Nord (Cousineau et St-Julien, 1992)	- séquences sédimentaires - mudstone graveleux -olistostromes - roches métamorphiques - lamelles de roches métamorphiques et ignées	-Ordovicien moyen à supérieur	- relique d'un prisme accréionnaire avec des écailles ophiolitiques - équivalent latéraux plus distaux que ceux du Magog - corrélé (?) avec le Complexe d'Ascot
GROUPE DE BLACK RIVER ET TRENTON Sud du Québec (Ottawa-Québec) (Brun et Chagnon, 1979)	- lits de claystone (k-bentonite) intercalés dans des calcaires et des shales	- Ordovicien moyen	- cendres volcaniques déposées dans des séquences de plate-forme
COMPLEXE ASCOT Sherbrooke (Tremblay, A., 1992; David et al, 1993)	-Mudslate rouge - <u>Volcanites felsiques</u> : bréchiques ou massives et rarement tufacées -Volcanites mafiques	-Ordovicien moyen et supérieur (441 et 460 Ma)	- Volcanites d'arc (croûte océanique et continentale) - source présumée des volcanoclastites du Magog (St-Julien et Hubert, 1975) - matériel distinct des volcanoclastites du Saint-Victor (Cousineau, 1994)
GRÈS DE LA COLLINE BUNKER Ayers Cliff: sud du Lac Massawippi (Blais, D., 1991)	- <u>Membre volcanogénique</u> : tufs laminés et tufs cherteux -Membre sédimentaire	-Ordovicien -Cambrien	?

bassin avant-arc (St-Julien et Hubert, 1975; Cousineau, 1990; Cousineau et St-Julien, 1994). Ce groupe repose sur le Mélange de Saint-Daniel, ou est en contact de faille avec ce dernier et forme le synclinorium de Saint-Victor.

Le Groupe de Magog est composé de quatre formations qui renferment une grande variété de volcanoclastites (figure 2; annexe 1). Toutes ces roches sont au faciès métamorphique des schistes verts.

La Formation de Frontière, à la base, est constituée de lits centimétriques d'une litharénite à grain moyen à grossier et de mudstone gris verdâtre; le grès, gris verdâtre, est riche en fragments de volcanites felsiques et contient des grains de chromite (Cousineau et St-Julien, 1994). Cette formation ne contient pas de fossiles. Par comparaison avec les formations lithologiquement semblables et en parties situées au même niveau structural (Neckwick, Arsenault et Tourelle), l'âge de la Formation de Frontière est (*D. bifidus* à *D. murchisoni*; DeBroucker, 1986; Riva et Malo, 1988; Cousineau, 1990) donc fin Arénig à Llandvirnien. L'hypothèse d'une origine épiciastique pour les grès volcanogènes de cette formation se base notamment sur l'arrondi des grains et sur un enrichissement en grains de quartz (Bull et Cas, 1991; Cousineau et St-Julien, 1994).

La Formation d'Etchemin se compose principalement de lits d'épaisseur décimétrique de mudstone siliceux jaune-vert; à la base, il y a aussi un mudstone violacé, alors qu'au

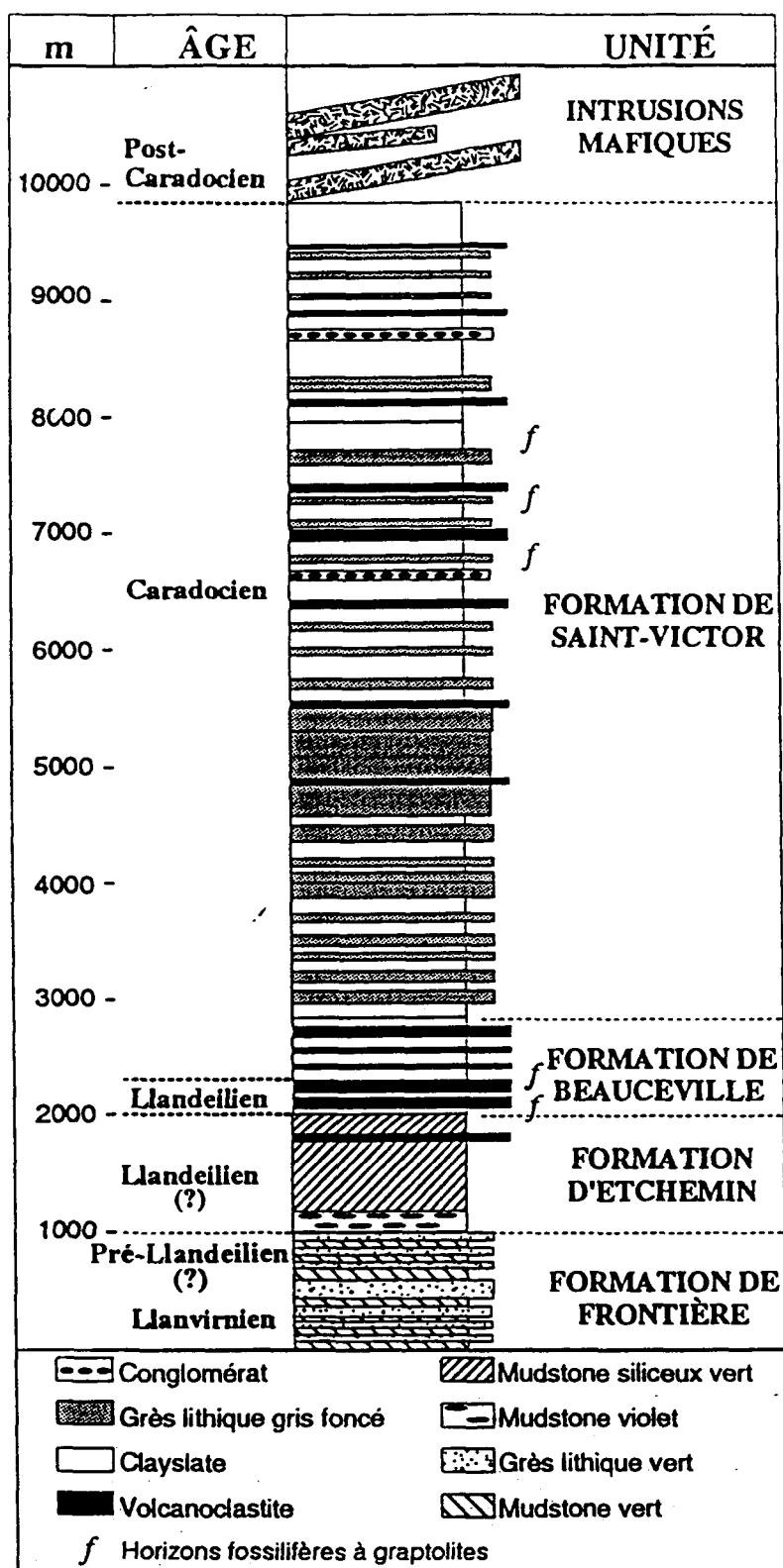


Figure 2: Colonne stratigraphique du Groupe de Magog (tiré de Cousineau, 1994)

sommet, il y a des lits métriques d'une volcanoclastite vert sombre riche en fragments de volcanite intermédiaire à felsique et en cristaux de feldspath et de quartz (Cousineau et St-Julien, 1994). Cette formation est en contact concordant avec la Formation de Frontière, sous-jacente. Les volcanoclastites de la Formation d'Etchemin diffèrent du grès volcanogène de la Formation de Frontière d'abord par la proportion des constituants: plus de matrice, moins de feldspath et de quartz (Cousineau, 1994). La présence de quelques fragments de ponce (?) et l'absence d'arrondi des grains, notamment du feldspath et du quartz, suggèrent que les mécanismes d'érosion n'ont pas joué un rôle aussi important dans la genèse de ces volcanoclastites (Cousineau et St-Julien, 1994). Tout comme dans la Formation de Frontière, la Formation d'Etchemin ne contient pas de fossiles. L'âge de cette formation est placé entre les âges de la Formation de Frontière et de la Formation de Beauceville (donc Llandvirnien ou Llandeilien).

La Formation de Beauceville (St-Julien et al., 1983; St-Julien, 1987; Cousineau, 1990) renferme une interstratification de lits centimétriques d'une argilite noire et de lits centimétriques à métriques de volcanoclastites noires (Cousineau et St-Julien, 1994). Cette formation repose en concordance avec la Formation d'Etchemin. Les volcanoclastites sont abondantes et variées et montrent des similitudes avec celles de la Formation d'Etchemin et de Saint-Victor. En général, plusieurs points distinguent les volcanoclastites de la Formation de Beauceville de celles de la Formation d'Etchemin: la matrice est moins abondante, la proportion de volcanite intermédiaire est un peu moins abondante et la

proportion de phénocristaux de quartz et de feldspath est un peu plus importante. L'occurrence de graptolites des zones à *N. gracilis*, à la base, et à *D. multidentis*, au sommet (Riva, 1974; St-Julien, 1970, 1987) suggère une époque Llandeilien-Caradocien. Ces graptolites, typiques d'un environnement pélagique sont présents à plusieurs niveaux.

La Formation de Saint-Victor (St-Julien, 1970, 1987), consiste majoritairement (> 90%) en des turbidites classiques à grès et mudstone non-volcanogènes. Quelques bancs centimétriques à décimétriques de volcanoclastites felsiques et de rares bancs métriques de conglomérats sont aussi présents et y constituent de bons niveaux repères. L'âge de la Formation de Saint-Victor se situe dans le biozone *D. multidentis*, donc Caradocien. L'abondance des pyroclastes dans le faciès principal des volcanoclastites felsiques (Cousineau, 1994) supporte un emplacement sous forme de coulée de masse sous-marine de débris pyroclastiques (Stix, 1991).

1.3.2 Formation de Beauceville

Le nom de Beauceville fut originalement donné par Mackay (1921) pour désigner l'ensemble des roches qui constituent aujourd'hui le Groupe de Magog et le Mélange de Saint-Daniel. Le terme fut restreint par la suite à une formation de ce groupe (St-Julien, 1970, 1987; Cousineau, 1990). Aucune section type ni de coupe de référence n'ont été proposées par St-Julien (1987) et Cousineau (1990).

Cette formation représente une bande d'épaisseur irrégulière qui traverse la majeure partie de l'Estrée et de la Beauce sur une distance de 150 km. La puissance maximale de cette formation est estimée à environ 800 mètres (St-Julien, 1987; Cousineau, 1990). À l'est de la rivière Chaudière, elle se retrouve dans quatre écaillés de chevauchement (Cousineau et St-Julien, 1992). Dans deux de celles-ci, le sommet de la formation est faillé mais, la base est exposée. Dans les deux autres écaillés, comme plus à l'ouest de la rivière Chaudière, la base de la formation est coupée par une faille mais au sommet, elle passe graduellement à la Formation de Saint-Victor où l'apparition des premiers lits de turbidites gréseuses marque la limite entre les deux formations.

Dans la région d'étude, les volcanoclastites de cette formation ont été décrites ainsi: (1) des coulées rhyolitiques (*rhyolite flows*; MacKay, 1921); (2) des quartzites feldspathiques (*feldspathic quartzite*; Tolman, 1936; Gorman, 1957); (3) des arénites tufacés, des tufs felsiques et du chert (St-Julien, 1970, 1987); et (4) des arkoses, des siltstones et du chert (Gauthier et al., 1994); des volcanoclastites (Cousineau, 1990). Ceci démontre que dès le début la nature felsique (i.e., l'abondance de feldspath notamment) des volcanoclastites avait été reconnue, mais pas leur origine exacte.

D'après nos observations, la formation consiste dans la région en une interstratification d'argilite graphiteuse noire (30-60 %) et de volcanoclastites felsiques noires (15-40 %). Ces volcanoclastites sont particulièrement abondantes dans la région de Beauceville tant

par leur nombre de lit que par leur variété (St-Julien, 1987; Cousineau, 1990) et moins abondantes ou absentes ailleurs (St-Julien, 1970; Tremblay, 1992; Cousineau, 1990).

Finalement, les seuls travaux détaillés pour caractériser la formation ont été faits dans une optique d'exploration minière (Gauthier et al., 1994). Les mécanismes de mise en place des roches de la Formation de Beauceville sont encore mal connus globalement.

CHAPITRE 2

LES VOLCANOCLASTITES

2.1 INTRODUCTION

La Formation de Beauceville comprend principalement des roches volcanoclastiques et des sédiments de fond. Les critères pour définir un dépôt comme pyroclastique dans les roches anciennes sont controversés et ils ont été le sujet de plusieurs débats (voir Schmidt, 1981; Cas et Wright, 1987; Cas, 1992). Afin de bien définir et comprendre ces roches, cette partie est consacrée à la synthèse des volcanoclastites car, la Formation de Beauceville en renferme une abondance relative. De plus, les volcanoclastites indiquent la présence avoisinante d'un volcan. Les sédiments de fond en arrière plan indiquent un milieu de dépôt marin et profond. Afin de bien comprendre les volcanoclastites, il est important de passer en revue: la terminologie et les caractéristiques des dépôts (2.2), les critères d'identification des dépôts pyroclastiques (2.3), les différents types d'éruption volcanique (2.4), les types de dépôts pyroclastiques (2.5) et, les dépôts primaires versus resédimentés (2.6).

2.2 TERMINOLOGIE ET CARACTÉRISTIQUES

Une roche volcanoclastique est une roche clastique qui contient principalement du matériel volcanique dans des proportions quelconques sans tenir compte de son environnement (Bates et Jackson, 1987). Ce terme comprend aussi bien des roches épicastiques, des roches autoclastiques et différents types de roches pyroclastiques, qu'elles soient primaires ou secondaires. La classification de ces roches est basée sur leur composition, les textures et les structures sédimentaires.

Un sédiment épicastique est un agrégat de matériel quelconque qui résulte de l'érosion de matériel consolidé ou non. Un dépôt épicastique volcanogène est un agrégat de matériel volcanique qui résulte de l'érosion de matériel volcanique consolidé ou non (Fisher, 1961; Lajoie, 1984; Fisher et Schmincke, 1984). Les dépôts ont tendance à être polygéniques. Ils renferment les mêmes structures sédimentaires que les autres roches silicoclastiques (Fisher et Schmincke, 1984).

Une roche autoclastique est un agrégat de matériel volcanique où la fragmentation résulte de la friction mécanique ou d'explosions gazeuses durant le mouvement de la lave ou de l'effondrement gravitationnel de dômes de lave ou de crêtes (Fisher, 1961; Lajoie, 1984; Fisher et Schmincke, 1984). Les fragments de ces dépôts sont formés *in situ*, monogéniques et non-soudés (Fisher et Schmincke, 1984). Ils peuvent être en transition

avec les coulées de lave parent, qui ont la même composition. Les structures internes de ces dépôts suggèrent peu ou pas de transport (Fisher et Schmincke, 1984; Lajoie et Stix, 1992).

Une roche pyroclastique est un agrégat de matériel volcanique directement déposé par une éruption volcanique ou remobilisé par des agents tels que le vent et l'eau (Fisher, 1961; Lajoie, 1984; Fisher et Schmincke, 1984). Il s'ensuit que la classification standard de granulométrie de Fisher (1961, 1966) pour les roches pyroclastiques consolidées est applicable aux roches volcanoclastiques de la Formation de Beauceville: (1) tuf, < 2 mm; (2) lapilli, 2-64 mm et (3) bloc et brèche, > 64 mm. Les termes tuf, tuf à lapilli et tuf à blocs seront utilisés.

2.3 CRITÈRES D'IDENTIFICATION DES DÉPÔTS PYROCLASTIQUES

L'identification et la classification des dépôts pyroclastiques est fondamental pour définir les critères qui peuvent faciliter la reconnaissance des dépôts primaires ou secondaires. Les critères de composition de Fisher et Schmincke (1984) et de Stix (1991) seront utilisés ici pour identifier la composante pyroclastique (tableau 2). Les dépôts pyroclastiques sont composés de trois sortes de pyroclastes: (1) les fragments juvéniles vitreux, (2) les fragments lithiques, et (3) les cristaux. Les fragments juvéniles (essentiels) sont des particules de magma refroidi, comme des ponces (pour le matériel felsique), des

Tableau 2. Résumé des critères des coulées de masses subaqueuses de composition volcanique (modifié de Stix 1991)

CRITÈRE	COULÉE DE MASSE SUBAQUEUSE DE DÉBRIS PYROCLASTIQUES (CARACTÈRE PRIMAIRE)	COULÉE DE MASSE SUBAQUEUSE DE DÉBRIS VOLCANOCLASTIQUES (CARACTÈRE SECONDAIRE)
<u>Éléments vitreux</u>		
- ponce	abondant; possiblement à classement inverse et plus abondante au sommet des lits	rare?; classement normal?
- écharde	abondantes; bien formées, anguleuses; composition homogène	Appauvries en verre; absentes ou arrondies; composition homogène
<u>Cristaux</u>	composition magmatique compatible euédrique (p.ex. quartz bipyramidé) et brisé	enrichissement possible; populations mixtes de provenances variées, arrondi possible
<u>Lithiques</u>	peu de fragments lithiques*, anguleux	fragments accessoires et accidentels relativement abondants et en relation inverse avec le nombre de fragments juvéniles; anguleux à arrondis
<u>Roches associées</u>	volcanites abondantes** roches non-volcaniques peu abondantes	volcanites peu abondantes roches non-volcaniques abondantes
<u>Rétention de chaleur</u>	possible***	peu présente
<u>Texture</u>	massif à support de matrice	massif à support de matrice ou de fragments; structures de traction
<u>Classement</u>	classement par densité de l'unité massive basale passant à une unité sommitale granodécroissante à double classement	unité basale massive à classée; double classement

*La composition et les proportions de fragments lithiques sont fonction du type d'éruption pyroclastique. Les fragments juvéniles vitreux abondent dans les éruptions de type Pelée alors que les fragments lithiques non-vitreux abondent dans les dépôts de type Mérapé. La proportion de fragments vésiculaires devrait diminuer avec la profondeur de l'éruption sous-marine.

** Les éléments terrestres communs dans les dépôts pyroclastiques subaériens (sédiments terrestres, plantes et fossiles terrestres) sont absents dans les dépôts sous-marins et remplacés par leurs équivalents marins (sédiments marins, plantes et fossiles marins). Les couleurs rouge, rose et blanche communes des dépôts subaériens sont remplacées par une couleur verdâtre provenant d'une argilisation rapide dans les dépôts sous-marins.

*** La rétention de chaleur est favorisée dans les dépôts formés par éruptions sous-marines latérales et absentes dans les éruptions sous-marines verticales; elle peut être présente dans la partie dense d'une coulée pyroclastique subaérienne qui parvient à franchir l'interface terre-eau.

scories (pour le matériel mafique), et du verre volcanique non-vésiculaire (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987) (N.B. ces fragments peuvent contenir des cristaux). Les fragments lithiques décrivent généralement les composants denses dans un dépôt pyroclastique. On peut les diviser en deux catégories: (1) les fragments accidentels et (2) les fragments accessoires. Les fragments accidentels sont des fragments de roches de dépôts environnants (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Les fragments accessoires sont des fragments de roches volcaniques consolidés produit lors d'éruptions antérieures (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Les cristaux idiomorphes ou brisés sont surtout de quartz volcanique bipyramidé à texture de résorption et de feldspath de haute température (Cas, 1983). Ces cristaux se seraient relâchés durant la perturbation explosive et le bris des magmas explosifs et des fragments juvéniles.

Les textures et les structures sédimentaires sont importantes pour l'interprétation (tableau 2). La mise en place de ces constituants à partir d'éruptions subaériennes à sous-marines peut être déduite de plusieurs caractéristiques (voir Stix, 1991). Les séquences à double classement, dans les dépôts pyroclastiques, sont la meilleure preuve pour les dépôts primaires (Fisher et Schmincke, 1984; Stix, 1991; tableau 2).

Stix (1991) et Cas et Wright (1987) font une revue des caractéristiques de tous les types de dépôts pyroclastiques en milieux subaériens et sous-marins. Le point sur lequel une attention particulière est portée dans ce mémoire, est sur les coulées pyroclastiques

felsiques primaires et secondaires en milieux sous-marins. Finalement, en se basant sur la pétrographie ainsi que sur les structures sédimentaires nous tenterons de définir les séquences volcanoclastiques de la Formation de Beauceville.

2.4 TYPES D'ÉRUPTION VOLCANIQUE

Les éruptions volcaniques explosives produisent les dépôts pyroclastiques. Les éruptions peuvent être classées en fonction de la nature des gaz qui génèrent l'explosion: (1) les éruptions phréatiques, (2) les éruptions phréatomagmatiques et (3) les éruptions magmatiques (Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987; McPhie et al., 1993).

Les éruptions phréatiques ou de vapeur sont des explosions qui ne sont pas directement impliquées avec un magma frais. Le magma peut être la source de chaleur pour générer la vapeur mais ne participe pas aux processus éruptifs. L'énergie explosive résulte plutôt d'un transfert de chaleur instantané provoqué par l'interaction de l'eau et de la roche chaude. Ceci produira une vaporisation instantanée accompagnée d'une expansion explosive de l'eau ayant pour résultat une rapide réduction de la pression de confinement (Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987; McPhie et al., 1993). De telles explosions de vapeur ont une température faible et n'expulsent pas de fragments juvéniles (donc surtout accessoires et accidentels) car, l'eau souterraine est vaporisée seulement par la chaleur ou par des gaz chauds et pas par le contact direct avec le magma frais.

Les éruptions phréatomagmatiques sont des explosions impliquant elles aussi de la vapeur. Par contre, cette vapeur est produite par l'interaction directe du magma ou de lave avec l'eau externe. L'explosion survient lorsque l'eau très chaude jaillit sous forme de vapeur amenant une diminution rapide de la pression. Simultanément, il y aura fragmentation du magma (Easton et Johns, 1986; Cas et Wright, 1987; McPhie et al., 1993). Les produits d'éruptions qui en résultent incluent les fragments juvéniles et accessoires (Easton et Johns, 1986).

Les éruptions magmatiques incluent l'exsolution et l'expansion explosive de volatils magmatiques. De grands volumes de ponce ou scories et d'échardes de verre sont alors générés. Ce sont des éruptions relativement sèches car, la vapeur apportée par l'eau extérieure est un composant mineur. La composition du magma, les propriétés physiques et la géométrie de l'événement contrôlent le caractère et le comportement des éruptions explosives magmatiques (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Ces éruptions peuvent être basaltiques, andésitiques ou felsiques et montrent des caractéristiques propres à chacune. Les éruptions magmatiques sont divisées en plusieurs types telles que les éruptions hawaïennes, vulcaniennes, stromboliennes, sub-pliniennes et pliniennes.

2.5 TYPES DE DÉPÔTS PYROCLASTIQUES

Les dépôts pyroclastiques peuvent être classés en fonction de leur mode de transport et de dépôt: (1) dépôts de retombées pyroclastiques, (2) dépôts de coulées pyroclastiques, et (3) dépôts de déferlantes pyroclastiques (Cas et Wright, 1987; Easton et Johns, 1986). Ces dépôts peuvent être formés par tous les types d'éruptions explosives, qu'ils soient magmatiques, phréatomagmatiques ou phréatiques. La classification de ces dépôts est basée sur leurs compositions, leurs textures et structures sédimentaires tel que résumé dans le tableau 3.

En milieu subaérien, il y a des dépôts de retombées pyroclastiques, de nuées ardentes et de déferlantes pyroclastiques. Les dépôts de retombées pyroclastiques résultent de la retombée au sol de matériel éjecté par explosion volcanique. Ce matériel peut provenir du panache de cendres et de gaz qui s'élève dans l'atmosphère suite à l'éruption ou du nuage de cendres qui forme la partie supérieure d'une nuée ardente (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Dans les cas idéaux, ces dépôts sont dispersés de manière égale. Une nuée ardente est un écoulement contrôlé par la topographie formé par un mélange dense de particules et de gaz (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987). Elle comprend deux parties: à la base se trouve une coulée pyroclastique (écoulement dense et à turbulence limitée), laquelle est surmontée par un nuage de cendres (écoulement peu dense et turbulent). Trois types de nuées ardentes sont reconnus. Il peut y avoir affaissement de

Tableau 3. Caractéristiques des trois principaux dépôts pyroclastiques (d'après Cas et Wright, 1987; Lajoie et Stix, 1992; Walker, 1981)

ÉLÉMENTS	RETOMBÉE (<i>FALL</i>)	COULÉE (<i>FLOW</i>)	DÉFERLANTE (<i>SURGE</i>)
COMPOSANT	-pauvre en fines (<i>finest depleted</i>) -riche en fragments lithiques, en échardes de verre et en cristaux	-riche en matrice, en fragments lithiques et en échardes de verre	-riche en cristaux et en fragments lithiques
CLASSEMENT	-bien classée	-pauvrement classée	-bien classée dans les dépôts de coulées pyroclastiques
ÉPAISSEUR DES LITS	-régulière et épouse la surface (épaisseurs uniformes ou <i>mantle bedding</i>)	-irrégulière avec remplissage des vallées	-contrôlé par la topographie avec épaissement dans les vallées et amincissement sur les crêtes
GRANOCLASSEMENT ET LAMINATION	-les lits massifs sont rares -le granoclasement normal et inverse -absence de structures de tractions bien définies comme les laminations parallèles et obliques, mais les stratifications mals définies sont observées	-les lits sont massifs -le granoclasement inverse et normal est présent	-les stratifications internes ou entrecroisées sont présentes dans les dépôts de base surge -les stratifications internes sont peu présentes dans les dépôts de type nuée ardente
AUTRES STRUCTURES PRIMAIRES	-des <i>bomb-sags</i> et des lapillis accréionnaires sont communs dans des dépôts subaériens et marins peu profond -les conduits d'échappement de gaz sont absents	-les lapillis accréionnaires sont présents dans les lits supérieurs de certaines coulées pyroclastiques subaériennes et sont rares ou absents dans les dépôts sous-marins -les conduits d'échappement de gaz sont communs	-évidences de lapillis accréionnaires dans les dépôts de <i>base surge</i>
MILIEU	-subaérien et sous-marin	-subaérien et sous-marin	-subaérien

dôme (type Mérapî). Une coulée peut aussi résulter d'une explosion latérale (type Pelée). Enfin, il peut y avoir effondrement de la colonne éruptive ce qui produit une coulée pyroclastique retombante qui dévale les pentes du volcan (type Saint-Vincent). Une variante de ce dernier type est que la coulée pyroclastique résulte d'un déversement à l'extérieur des parois du cratère sous la forme d'une suspension bouillonnante. Les déferlantes pyroclastiques résultent du transport rapide et turbulent d'un mélange gaz-solide à faible densité de particules. Elles se forment à l'avant d'une coulée pyroclastique et parfois à la base du nuage de cendres (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

Les volcans, en milieu subaérien, sont facilement observables ce qui pose peu de problèmes dans l'identification de leurs dépôts. En milieu sous-marin, les éruptions ne peuvent être observées directement et leurs produits et dépôts sont difficiles à retrouver et à étudier (Kokelaar et Busby, 1992). Les pyroclastes se déplaçant et s'accumulant dans l'air ne produisent pas exactement les mêmes structures sédimentaires que ceux dans l'eau. L'eau joue un rôle plus accentué dans la formation de dépôts pyroclastiques car: (1) elle augmente la pression de confinement, laquelle contrôle en partie l'éruption, (2) la densité plus élevée de l'eau augmente la flottabilité des fragments et, (3) la viscosité de l'eau est deux ordres de grandeur plus élevés que celle de l'air et par conséquent produit un meilleur tri et donc un meilleur classement (Witham et Sparks, 1986; Cashman et Fiske, 1991; Stix, 1991). En conséquence, les dépôts de retombées et de nuées ardentes sous-marines bien que possibles, auront des structures et textures différentes. Les écoulements

de grandes vitesses et de faible densité ne peuvent se former sous l'eau. Les déferlantes pyroclastiques ne sont donc pas présentes en milieu sous-marin.

2.6 DÉPÔTS PRIMAIRES VERSUS DÉPÔTS RESÉDIMENTÉS ET LES TRANSFORMATIONS D'ÉCOULEMENT

En milieu sous-marin, les volcanoclastites d'origine pyroclastique peuvent être transportées directement à leur site de dépôt final par: (1) une coulée pyroclastique *sensu stricto* (Howell et al., 1986; Kokelaar et al., 1985), (2) une coulée de masse sous-marine de débris pyroclastiques (Fiske et Matsuda, 1964; Niem, 1977; Whitham, 1989), ou (3) une coulée de masse sous-marine de débris volcanoclastiques remaniée (Bull et Cas, 1991). Deux écoles de pensée existent au sujet des dépôts pyroclastiques primaires et des dépôts épyclastiques. Selon Cas et Wright (1987), les dépôts pyroclastiques sous-marins doivent répondre aux mêmes critères que les dépôts subaériens, c'est-à-dire le même mode de fragmentation et de mise en place résultant d'une explosion. Un dépôt pyroclastique peut être entièrement sous-marin ou résulter d'une mise en place sous-marine suite à une explosion subaérienne. Lorsque le dépôt est épyclastique ou que son mode de mise en place est incertain, il vaut mieux parler de coulées de débris volcanoclastiques ou de turbidites volcanoclastiques (Cas et Wright, 1987). Dans ce cas, les particules pyroclastiques et autoclastiques retravaillées par l'eau ou par d'autres agents géomorphiques devraient s'appeler des épyclastites d'après Cas et Wright (1987).

Toutefois, une coulée pyroclastique primaire pourrait subir diverses transformations d'écoulement. Elle produirait un dépôt avec des structures sédimentaires typiques de dépôts par écoulement de masse de composition silicoclastique, tout en conservant une composition typique d'une origine pyroclastique. Pour cette raison, selon Fisher et Schmincke (1984), les termes épicastites, pyroclastites et autoclastites, devraient référer d'abord aux processus par lesquels les particules ont été fragmentées. Puisque la composition des particules ne change pas, il est approprié d'utiliser la classification des pyroclastites pour tous les dépôts composés majoritairement de pyroclastes.

La fragmentation subséquente d'un dépôt pyroclastique primaire peut être causée par les processus conventionnels d'érosion, tels les écoulements de masse (Fisher et Smith, 1991). Une transformation d'écoulement se définit comme le changement d'un comportement laminaire à turbulent (ou vice versa) à l'intérieur d'un écoulement de sédiments par gravité. Des changements, dans les relations du nombre de Reynolds, peuvent résulter lors de: (1) séparations de densité à l'intérieur d'une coulée par gravité de sédiments qui se déplace, par exemple causées par la ségrégation des particules (*gravity transformation*), (2) variations de vitesse, par exemple causées par des changements de pente sans beaucoup de variations dans les teneurs en eau interstitielle ou du contenu en gaz à l'intérieur du corps du courant (*body transformation*), (3) ségrégation des particules causée par du mélange turbulent à la surface du fluide ambiant et la surface de la coulée (*surface transformation*), et (4) vannage des particules fines causé par l'échappement des gaz à partir d'un courant de haute

concentration qui cause le développement d'un courant turbulent dilué ou de basse concentration au dessus de la coulée de haute concentration (*fluidization transformation*) (Fisher, 1983).

Une coulée pyroclastique sous-marine est similaire à une coulée pyroclastique subaérienne. C'est-à-dire que l'écoulement est un mélange de gaz chauds et de pyroclastes. Le dépôt possède donc toutes les textures et structures des dépôts subaériens, notamment les évidences de rétention de chaleur, comme la soudure (Cas et Wright, 1987, 1991). Une coulée de masse sous-marine de débris pyroclastiques est une accumulation primaire de pyroclastes mise en place à froid (Stix, 1991). Une coulée de masse sous-marine de débris volcanoclastiques remaniée est une coulée secondaire. Les débris, bien que d'origine volcanique, renferment peu ou pas de pyroclastes. Ils proviennent donc de débris accumulés précédemment qui peuvent ou non être synchrones avec une éruption explosive (Stix, 1991).

CHAPITRE 3

LES FACIÈS VOLCANOCLASTIQUES

3.1 INTRODUCTION

Dans cette étude de la région de Beauceville, plusieurs types de dépôts volcanoclastiques ont été reconnus. Une cartographie de détail dans les roches volcanoclastiques felsiques de la Formation de Beauceville, a permis d'identifier quatre faciès felsiques distincts: (1) faciès de tuf-tuf à lapilli massif, (2) faciès de tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé, (3) faciès de tuf à grains plus fins massif et (4) faciès de tuf à grains plus fins laminé (tableau 4). La sédimentation non-volcanique (sédiments de fond) permet de déterminer le type de bassin où s'accumulèrent les dépôts volcanoclastiques.

3.1.1 Les composants

Tous les faciès renferment les mêmes constituants, seules les proportions changent (tableau 5). Le premier type de fragment (A) est composé de verre volcanique felsique vésiculaire avec des murs minces et avec une faible densité. Ce type de fragment correspond très bien à la définition des ponces. Les ponces dans le Beauceville sont de

SYMBOLE DES FACIÈS	DESCRIPTION GÉNÉRALE	MECANISMES DE TRANSPORT ET DE DÉPÔT
Faciès A: Tuf-tuf à lapilli massif		
Sous-faciès 1: Tuf à lapilli massif (TLM)	Tuf massif à lapilli pauvre en matrice et supporté par les constituants. Il est massif avec un granoclasement normal. Présence de <i>rip up clasts</i> orientés sub-parallèles à la stratification. Lits de 2-5 m.	Sédimentation rapide à partir d'une suspension dense de particules dans un écoulement turbulent de haute densité ou en partie laminaire. Un cisaillement basal produit un granoclasement inverse. Une sédimentation à partir d'une suspension de plus faible densité peut produire un granoclasement normal.
Sous-faciès 2: Tuf à cristaux massif (TCM)	Tuf riche en cristaux pauvre en matrice et supporté par les constituants. Il est massif avec un granoclasement normal ou inverse. Présence de <i>rip up clasts</i> orientés sub-parallèles à la stratification. Parfois présence de structure d'empreinte de charge à la base des lits. Lits de 1-11 m.	(réf.: Lowe, 1982, 1988)
Faciès B: Tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé		
Sous-faciès 1: Tuf à lapilli rubanné (TLR)	Tuf à lapilli pauvre en matrice et supporté par les constituants. Alternance de rubans de 5-40 cm accompagnés d'un granoclasement normal mal développé dans chacun des rubans. Lits de 0,5-1 m.	Répétition de courants de turbidité de haute concentration. Transport par écoulement turbulent et par sédimentation par traction pour former des laminations parallèles de régime supérieur dans TCRL.
Sous-faciès 2: Tuf à cristaux rubanné et laminé (TCRL)	Tuf riche en cristaux pauvre en matrice et supporté par les constituants. Présence d'alternance de rubans de 5-10 cm. Présence de laminations parallèles au sommet des lits. Ces rubans et lamines possèdent un granoclasement normal mal développé. Lits de 1-10 m.	(réf.: Lowe, 1982; Pickering et al., 1986; Cole et al, 1993)
Faciès C: Tuf à grains plus fins massif (TFM)	Tuf massif très riche en écharde de verre. Silicification intense dans certains bancs. Lits épais de 1-5 m et Lits minces de 1-40 cm.	Dépôt à partir de retombées pyroclastiques ou de turbidites de cendres bien triées avec sédimentation rapide (réf.: Lowe, 1988)
Faciès D: Tuf à grains plus fins laminé (TFL)	Tuf très riche en écharde de verre. Granulométrie similaire au faciès C. Alternance de lits noirs et blanchâtre (2 mm-6 cm) qui forment des empilement petits de 7-90 cm et épais de 1-7 m. Présence de cycles positifs et négatifs de 5-35 cm avec Tacde et Tbe. Silicification intense et empreinte de charge à la base des lits.	Les lits noirs représentent des dépôts de suspension riches en argiles ou des turbidites de boue (Te). Les lits blanchâtres se forment à partir de turbidites de cendres avec sédimentation à partir d'une suspension dense (Ta), par traction du régime d'écoulement supérieur (Tb) ou du régime inférieur (Tc). Td est transitionnel entre traction et suspension. (réf.: Lowe, 1979, 1982; Cashman et Fiske, 1991; Fritz et Vanko, 1992)

Tableau 4. Description des faciès de la Formation de Beauceville

DÉBRIS VOLCANOCLASTIQUES	TAILLE (mm)	TEXTURE (L.N.: lumière naturelle, L.P.: lumière polarisée)	MINÉRALOGIE	INTERPRÉTATION
A) PONCE avec 1) vésicules allongées	0,5-5,0	fragment allongée à elliptique, subarrondie à subangulaire, aucune évidence de soudure	agrégat granoblastique quartzo-feldspathique avec des micas blanc-jaune et chlorite	1) fragments juvéniles de magma riche en ponces cisailées par le mouvement du magma dans le conduit volcanique
2) ovoïde	0,4-8,0	fragment pas allongée	remplissage des vésicules avec quartz et micas	2) fragments juvéniles de magma riche en ponces non-cisailées produit avant ou après 1
B) ÉCHARDES 1) minces	< 0,3	courbées, bâtonnets, Y, L	agrégat granoblastique quartzo-feldspathique	1) bris de ponces avec des vésicules allongées
2) épaisses	0,3-0,8	subangulaires à subarrondis		2) bris de ponces avec des vésicules ovoïdes
C) ROCHES VOLCANIQUES FELSQUES	< 5,0	subarrondies à subangulaires, elliptiques, porphyriques avec des phénocristaux de feldspath et de quartz, rare texture perlitique, quelques vésicules, autres fragments L.N. beige L.P. blanc gris	agrégat granoblastique quartzo-feldspathique avec des micas blanc-jaune, minéraux opaques, épidote, phénocristaux de feldspath, vésicules vides et remplies de quartz	fragments juvéniles de magma felsique produit après les fragments de ponce lors de la baisse du contenu en gaz et de la pression ou lors d'éruptions antérieures
D) ROCHES VOLCANIQUES INTERMÉDIAIRES À MAFIQUES	< 20,0	subarrondies, ovales, porphyriques avec des phénocristaux de feldspath L.N. brun vert L.P. gris noir	feldspath, 5% chlorite, minéraux opaques, 5% microlites de plagioclase, matériel opaque	fragments accidentels d'éruptions antérieures de composition intermédiaire
E) ROCHES VOLCANIQUES MAFIQUES	< 5,0	subarrondies à subanguleuses, ovales, porphyriques avec des phénocristaux de feldspath et des microlites de plagioclase L.N. brun foncé L.P. noir	matrice opaque, chlorite, phénocristaux de feldspath et quartz, 10-40% microlites de plagioclase, minéraux opaques	fragments accidentels d'éruptions antérieures de composition mafique
F) ROCHES SÉDIMENTAIRES	< 25,0	elliptiques, allongées et sub-parallèles à la stratification, quelques uns ont des structures internes déformées	matériel fin de quartz et feldspath avec 40-60% de micas et de matériel opaque	cailloux d'arrachement accidentels provenant de lits turbiditiques non-volcanique sous-jacents, emplacements comme des fragments faiblement consolidés
G) QUARTZ	0,1-2,2	subidiomorphes à brisés, quelques uns avec de la résorption		cristaux de quartz volcaniques juvéniles
H) FELDSPATHS	0,3-2,5	subidiomorphes à brisés, parfois maclés, très altérés à peu altérés,	altération en mica blanc et carbonate texture graphique rare	cristaux de feldspath juvénile (feldspaths graphiques cristallisent à faible profondeur dans une chambre magmatique)

Tableau 5. Constituants des volcanoclastites de la Formation de Beauceville

forme allongée à elliptique et subarrondie à subangulaire. En lumière polarisée, le verre est toujours dévitrifié et recristallisé en un assemblage de petits cristaux granoblastiques, probablement quartzo-feldspathiques et de séricite. Parfois le verre volcanique est mafique (abondance de chlorite); il représente alors une scorie. Les murs entre les vésicules sont uniquement composés des mêmes petits cristaux granoblastiques qui remplissent les vésicules. Le degré de vesicularité est variable (40-50%) ainsi que la forme des loges. La forme elliptique très allongée (planches 1A et B) ou circulaire à plus ou moins ovoïde est commune (planches 1C et D). Les ponces aux vésicules allongées se seraient formées à partir d'un magma riche en ponces cisailées par le mouvement du magma dans le conduit volcanique et celles aux vésicules ovoïdes seraient aussi formées à partir d'un magma riche en ponces mais non cisailées produit avant ou après les précédentes (Heiken et Wohletz, 1985). Évidemment, il s'agit de fragments juvéniles.

Le deuxième type de fragment (B), en lumière polarisée, est également recristallisé sous la forme d'un agrégat quartzo-feldspathique. Sa forme est variable: en bâtonnets, en L ou Y et courbées (planche 2A). Certains de ces fragments montrent des parois épaisses (planches 2B et C) et d'autres minces (planches 2A et C). Ces fragments s'interprètent comme des échardes de verre dévitrifiées et recristallisées. Ils pourraient être le produit de bris de ponces décrites précédemment (Heiken et Wohletz, 1985). Tout comme les ponces, les échardes de verre représentent des fragments juvéniles.

Planche 1A: Microphotographie d'un fragment de ponce (P) avec des vésicules allongées.

Contour délimité par les pointillés. Lame mince 004-11.

Planche 1B: Microphotographie d'un fragment de ponce (P) avec des vésicules allongées.

Contour délimité par les pointillés. Lame mince 001-7.

Planche 1C: Microphotographie d'un fragment de ponce (P) avec des vésicules (v) ovoïdes.

Contour délimité par les pointillés. Lame mince 001-8.

Planche 1D: Microphotographie d'un fragment de ponce (P) avec des vésicules (v) ovoïdes.

Contour délimité par les pointillés. Lame mince 001-8.

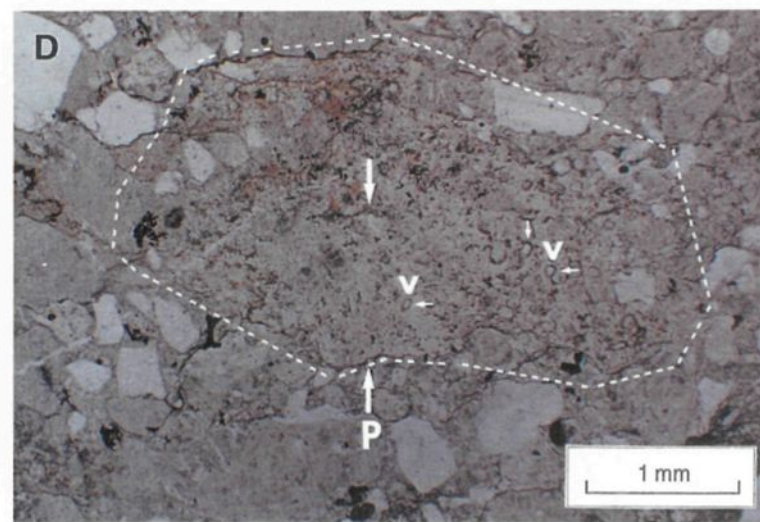
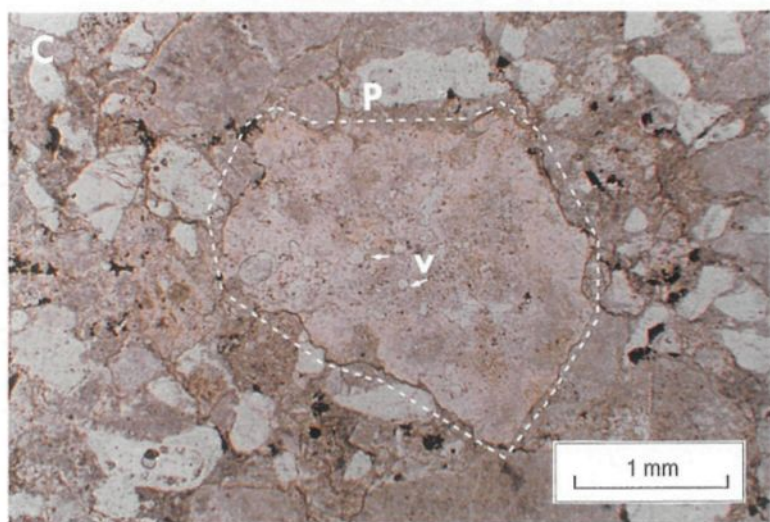
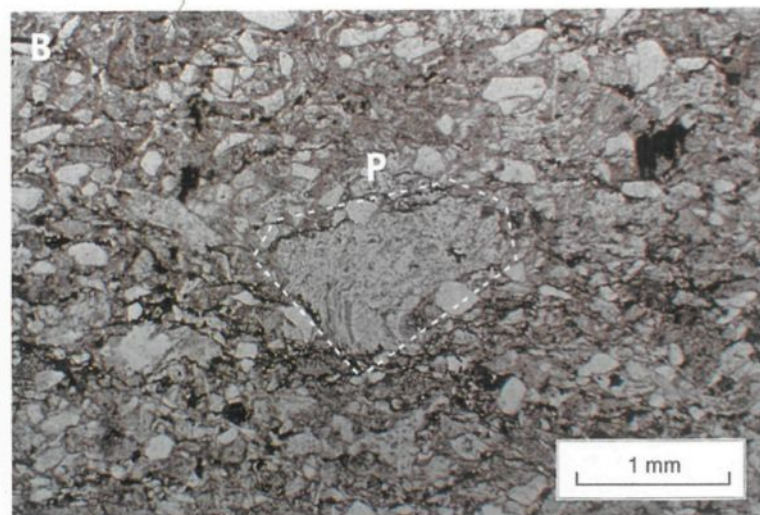
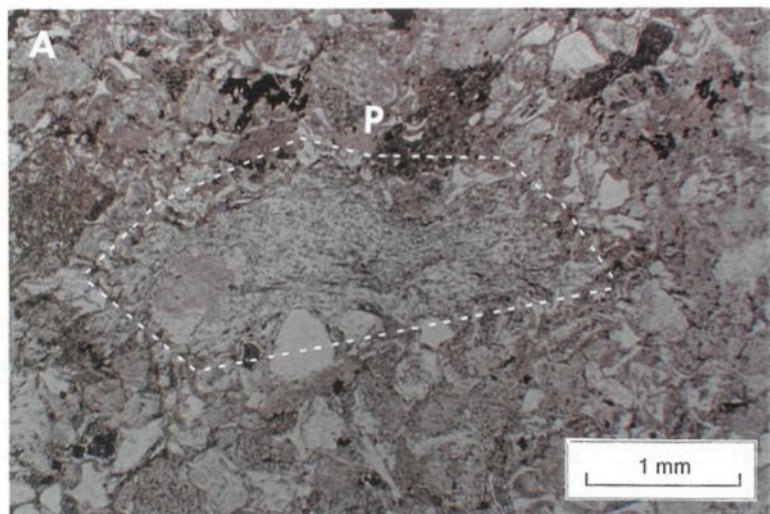


Planche 1

Planche 2A: Microphotographie d'échardes de verre avec une paroi mince. Les flèches indiquent les échardes de verre. Lame mince 001-8.

Planche 2B: Microphotographie d'échardes de verre avec une paroi épaisse. Lame mince 004-11.

Planche 2C: Microphotographie montrant des échardes de verre (E) avec des parois minces et épaisses. Lame mince 004-10.

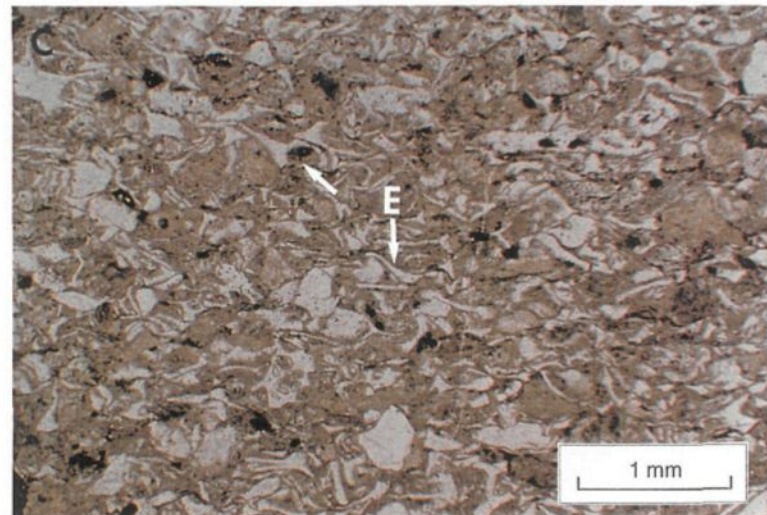
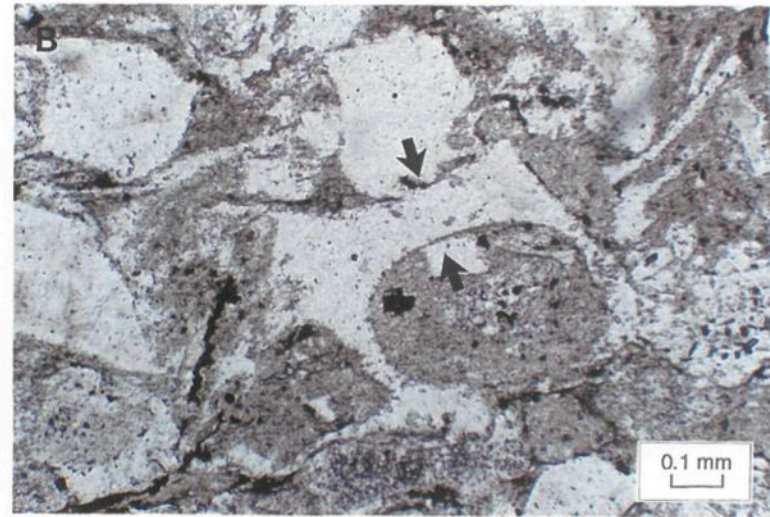
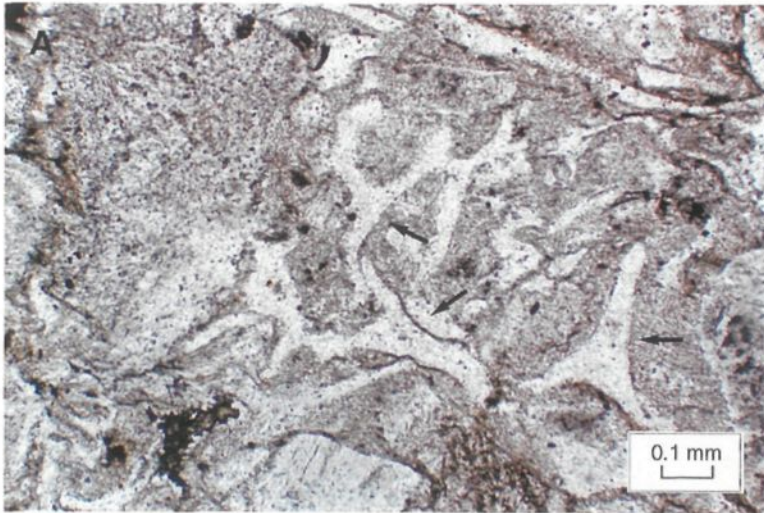


Planche 2

Des fragments de roches volcaniques felsiques (C) sont aussi observés dans le Beauceville. Ils sont subarrondis à subangulaires et de forme elliptique (planche 3A). La minéralogie de ces fragments semblable à celle des ponces et des écharde suggère que ce sont des fragments vitreux recristallisés (planche 3B; Lofgren, 1971; Heiken et Wohletz, 1985). La présence de phénocristaux de feldspath et de quartz bipyramidés fracturés (5-20%) suggère fortement une composition felsique. De plus, quelques vésicules (5%) remplies de quartz sont aussi présentes. Les fragments felsiques peuvent être interprétés comme des fragments juvéniles qui sont produits au stade final de l'éruption lorsque le magma était pauvre en volatils ou comme des lithiques accessoires dérivés de magmas similaires d'éruptions antérieures (Cousineau, 1994).

Des fragments de roches volcaniques intermédiaires (D) (planches 3C et D) et mafiques (E) (planches 4A, B et C) sont présents et sont subarrondis à subangulaires. La présence de microlites de plagioclase (<50%; planche 4A), de quelques phénocristaux de feldspath et de quartz (planche 4B) et d'une matrice chloriteuse (planche 4C) ou opaque confirment la composition intermédiaire et mafique de ces fragments. Ils sont considérés comme des fragments accidentels à accessoires érodés des flancs du volcan. Les mudstones non-volcaniques (F, *rip up clasts*; planche 4D) sont de forme elliptique et allongée et sub-parallèles à la stratification et représentent des fragments accidentels du bassin arrachés de

Planche 3A: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique felsique de forme subarrondie à subangulaire. Contour délimité par les pointillés. Lame mince 002-1.

Planche 3B: Microphotographie du même fragment de roche volcanique felsique de forme subarrondie à subangulaire en lumière polarisée (rotation de 180^0 par rapport à 3A). Notez la matrice vitreuse remplacée par un agrégat quartzo-feldspathique. Contour délimité par les pointillés. Lame mince 002-1.

Planche 3C: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique intermédiaire à texture porphyrique avec des phénocristaux (ph) de feldspath et de quartz. Lame mince 003-16.

Planche 3D: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique intermédiaire à texture porphyrique avec des phénocristaux de feldspath et de quartz et des fragments de roche (fg). Lame mince 002-1.

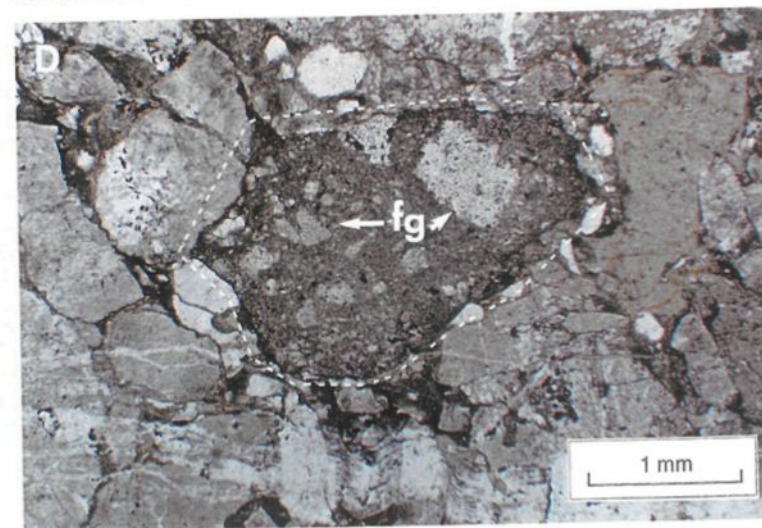
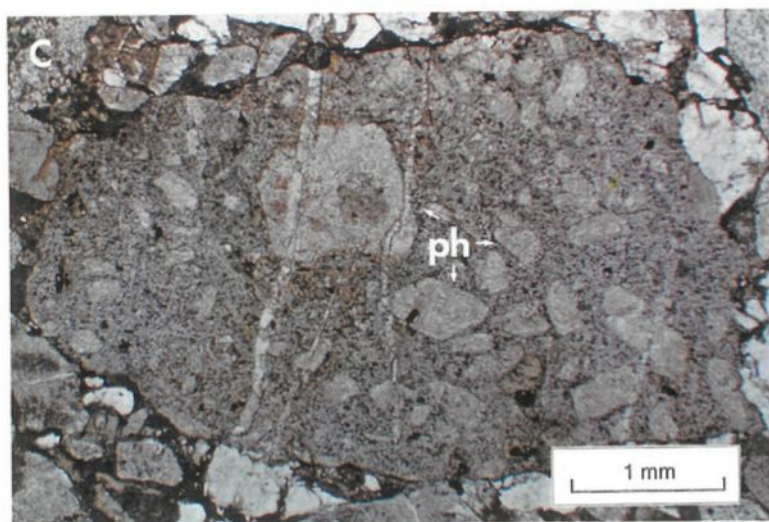
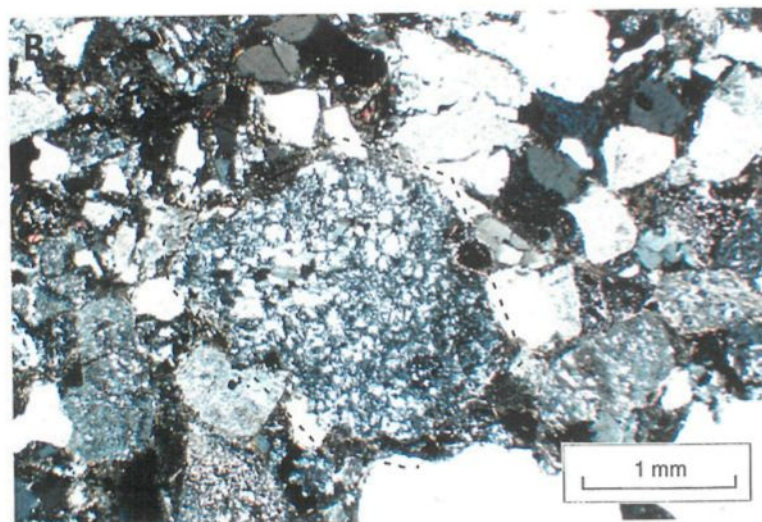
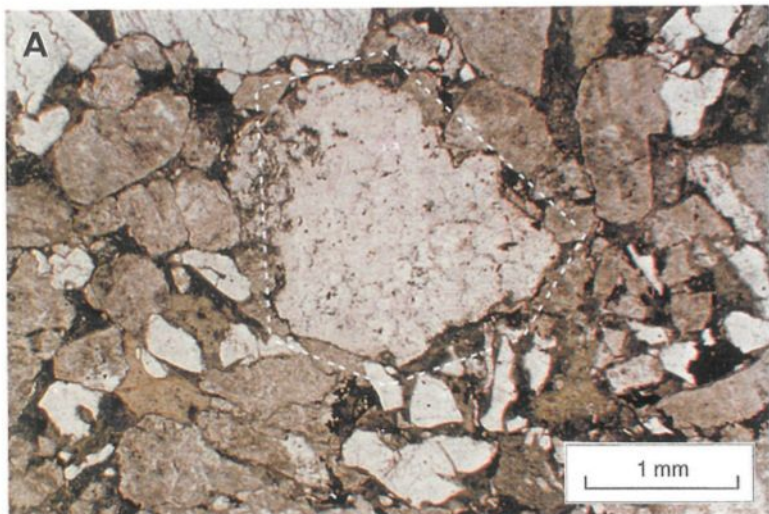


Planche 3

Planche 4A: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique mafique composé de microlites de plagioclase (m) dans une matrice opaque. Lame mince 002-1.

Planche 4B: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique mafique à intermédiaire à texture porphyrique avec des microlites de plagioclase (m) et des phénocristaux de feldspath (F) dans une matrice chloriteuse. Lame mince 002-1.

Planche 4C: Microphotographie d'un fragment de roche volcanique mafique composé essentiellement de chlorite. Lame mince 005-16.

Planche 4D: Microphotographie d'un fragment de mudstone (d'arrachement). Lame mince 003-16.

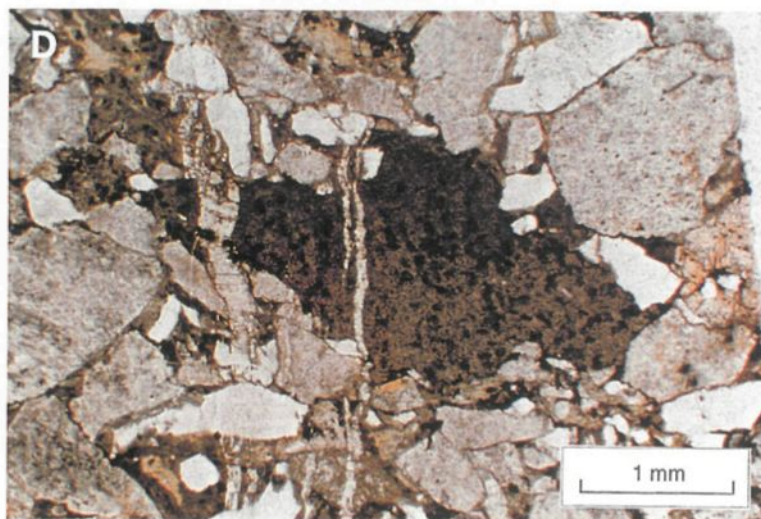
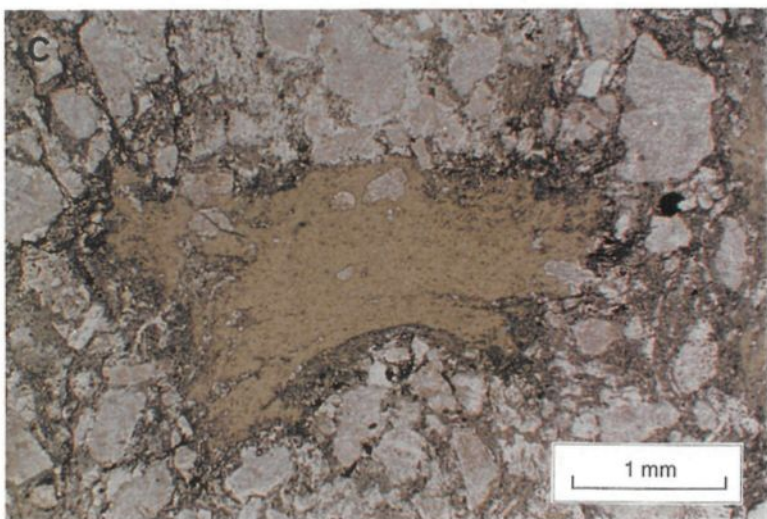
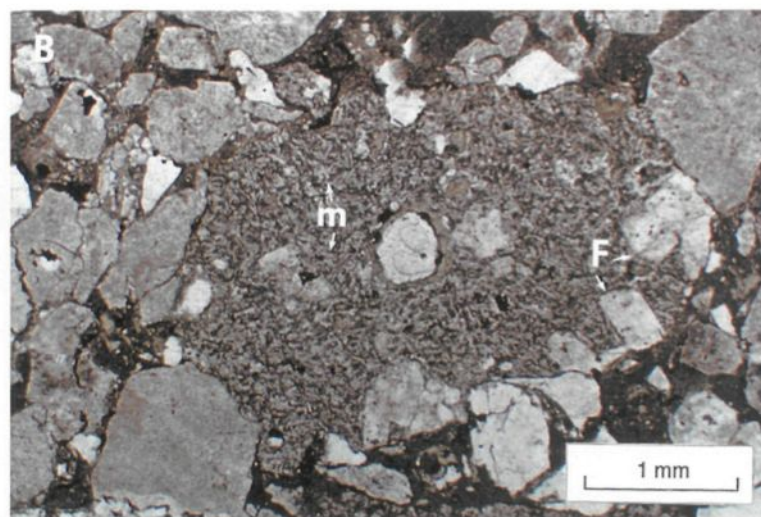
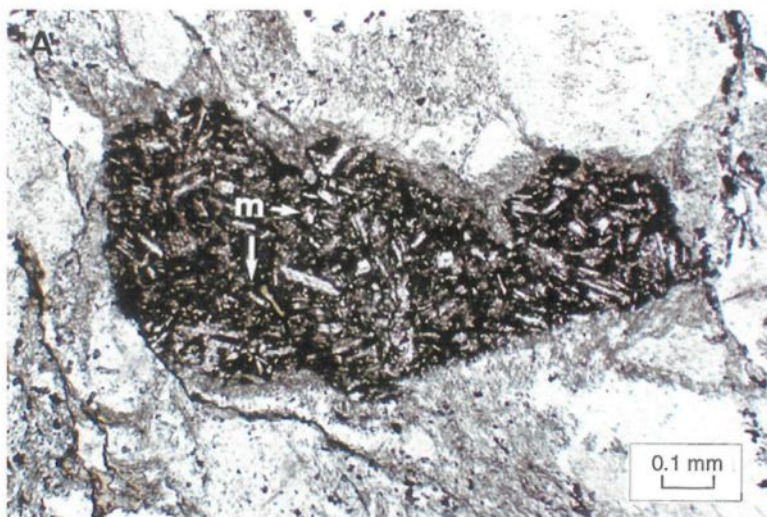


Planche 4

la surface sur laquelle l'écoulement se produisait (cailloux d'arrachement, *rip up clasts*; Yamada, 1984; Cousineau, 1994).

Quelques cristaux de quartz (G), subidiomorphes à brisés, montrent des textures de résorption typiques de quartz volcanique (planche 5A). Les cristaux de feldspath (H) sont subidiomorphes à brisés, parfois maclés avec une texture graphique rare (planches 5B et C). Une altération en micas blancs et en carbonate est souvent présente (planche 5C). Ces cristaux sont interprétés comme des fragments juvéniles.

3.2 LES FACIÈS DES VOLCANOCLASTITES

3.2.1 Faciès de tuf-tuf à lapilli massif

Le faciès de tuf-tuf à lapilli massif constitue 30% de la Formation de Beauceville, et affleure partout dans la région de Beauceville. Les variations dans la granulométrie et dans les structures et textures ont permis de subdiviser ce faciès en deux sous-faciès: (1) tuf à lapilli massif (TLM) (20%) et (2) tuf à cristaux massif (TCM) (80%) (tableau 4).

Le sous-faciès de tuf à lapilli massif (TLM) consiste en des lits de 2 à 5 m d'épaisseur. Il affleure particulièrement bien aux Rapides du Diable, à Beauceville Est (annexe 2). Sur le terrain, les grains se touchent et le pourcentage de matrice est faible (15%). Les composants, de taille supérieure à 2 mm, sont majoritairement des cristaux de feldspath et

Planche 5A: Microphotographie d'un cristal de quartz subidiomorphe montrant une texture de résorption typique de quartz volcanique (flèches). Lame mince 002-1.

Planche 5B: Microphotographie de cristaux de feldspath sub-idiomorphes à subarrondis faiblement altérés. Lame mince 002-1.

Planche 5C: Microphotographie des mêmes cristaux de feldspath altérés en lumière polarisée. Seuls quelques feldspaths sont maclés, l'altération consiste principalement en séricite. Lame mince 002-1.

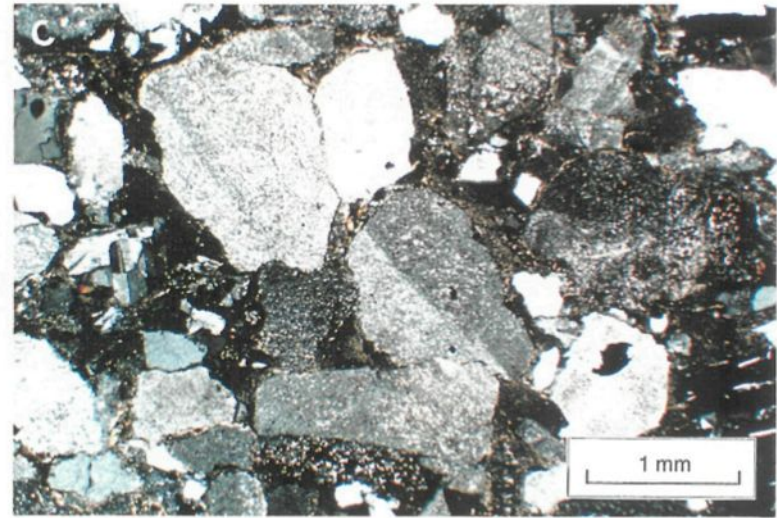
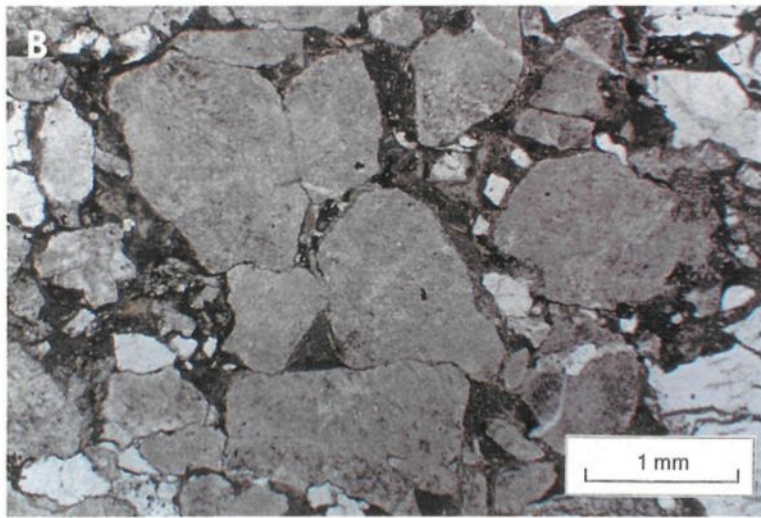
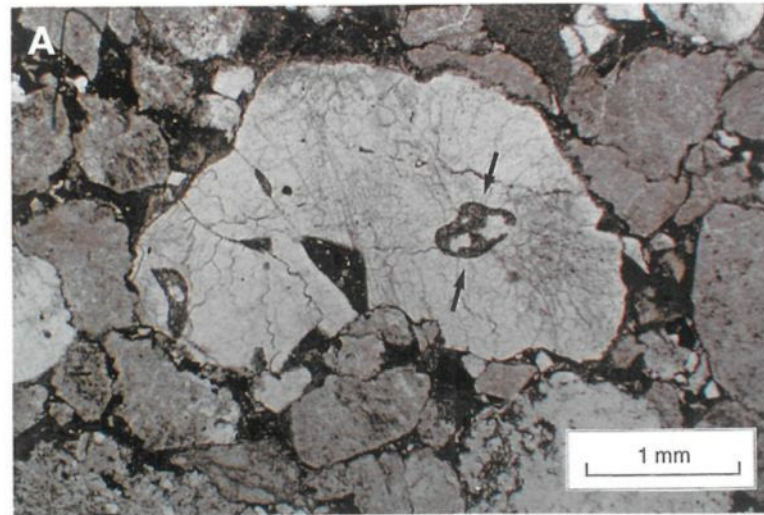


Planche 5

de quartz, des fragments volcaniques felsiques et des ponces. Un granoclassement normal de la base au sommet est localement présent. On retrouve aussi parfois des fragments d'argilite de forme allongée à elliptique sub-parallèles à la stratification, de 2 cm à 1 m de long. Ils sont présents surtout au centre des lits (tableau 4). Le TLM repose toujours sur les sédiments de fond et est en contact franc avec eux. Il est toujours sous le faciès TLR et est en contact graduel avec lui.

Si on fait abstraction de la taille des composants, le TLM tombe dans le champ des tufs à cristaux sur le diagramme de Schmidt (1981) (figure 3; annexe 3). Selon sa granulométrie, il tombe dans le champ des tufs à lapilli de Fisher (1966). En lame mince, TLM est composé de cristaux de feldspath subidiomorphes (1,5-4 mm), parfois brisés, non-maclés (44%), parfois maclés (trace), et presque toujours altérés (90%) (micas blanc (80%), carbonates (20%)) (planche 6A). Les cristaux de quartz (0,5-2 mm) constituent 20% et les grains les plus grands montrent occasionnellement (5%) une texture de résorption typique des quartz volcaniques (planche 6B). La plupart des constituants aphanitiques (1,5-10 mm) sont des fragments volcaniques felsiques (13%), des ponces (13%) et de rares fragments volcaniques intermédiaires et mafiques (1-4%). Les cristaux et les fragments restent dans un matériel composé d'échardes de verre (0-6%) et de cendres fines volcaniques (<15%) (planches 6C et D). Les minéraux accessoires sont surtout la pyrite, la pyrrhotite (détritiques) et le zircon. Le tri des constituants est moyen.

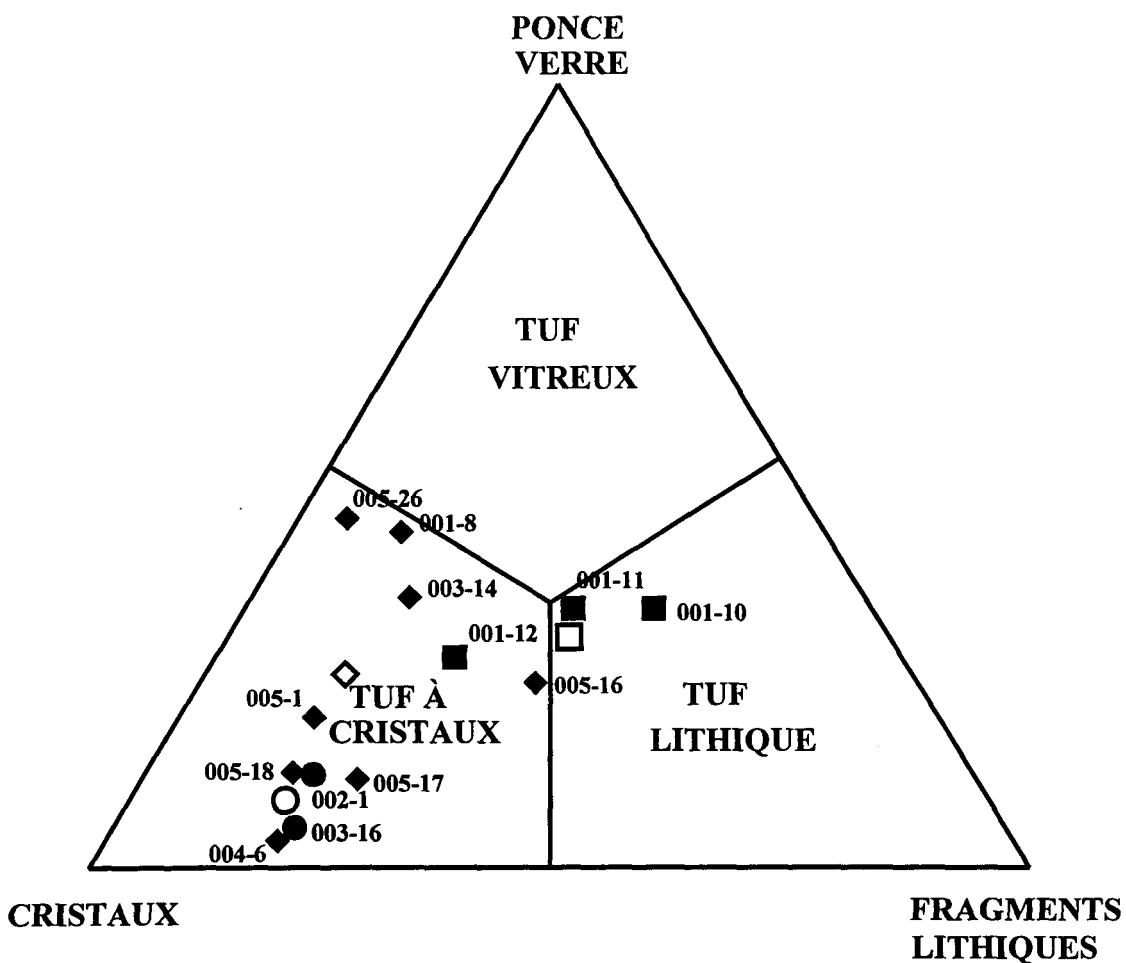
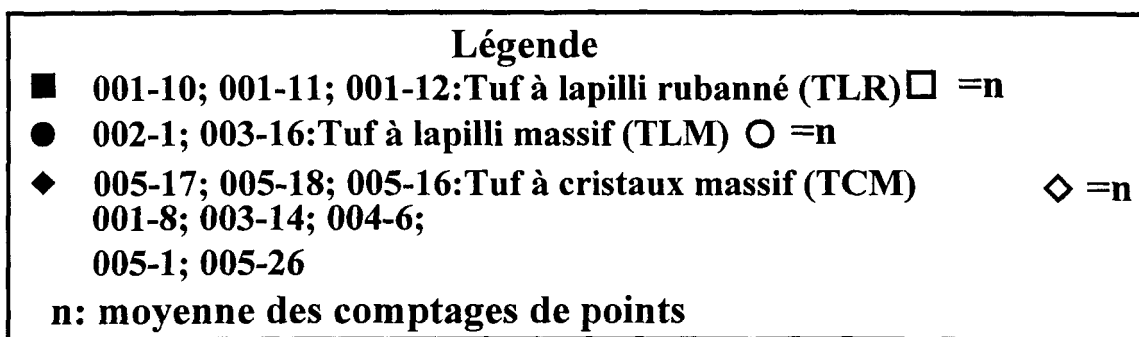


Figure 3. Répartition des faciès volcanoclastiques de la Formation de Beauceville sur le diagramme ternaire des tufs de Schmidt (1981)

*** voir annexe 3B et C pour les calculs**

Planche 6A: Microphotographie à la base du faciès TLM composé de cristaux de feldspath (F) et de quartz (Q) dans une matrice peu abondante. TLM représente la division 1 de l'assemblage 2. Lame mince 002-1.

Planche 6B: Microphotographie à la base du faciès TLM montrant des cristaux de quartz (Q) avec une texture de résorption. Notez l'abondance de cristaux de feldspath (F) comparativement aux cristaux de quartz. Lame mince 002-1.

Planche 6C: Microphotographie au sommet du faciès TLM montrant l'abondance de cristaux de feldspath (F) et de quartz (Q). Notez la diminution dans la taille des cristaux. Lame mince 003-16.

Planche 6D: Microphotographie au sommet du faciès TLM montrant l'abondance de cristaux de feldspath (F) et de quartz (Q) en lumière polarisée. Lame mince 003-16.

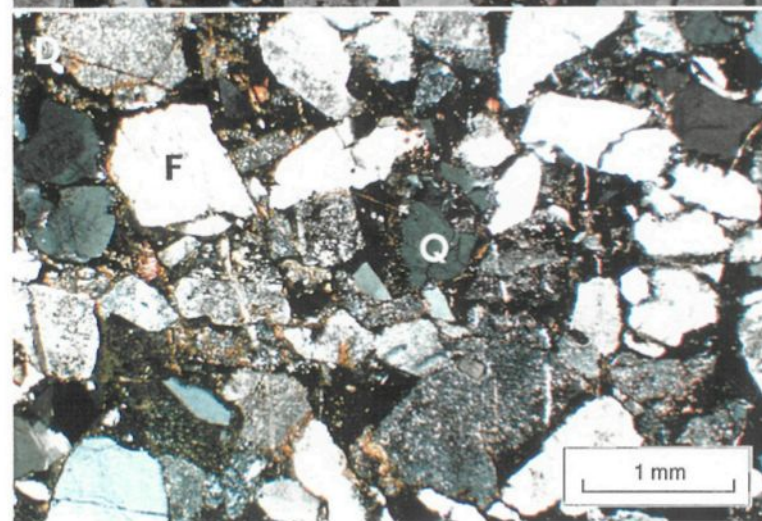
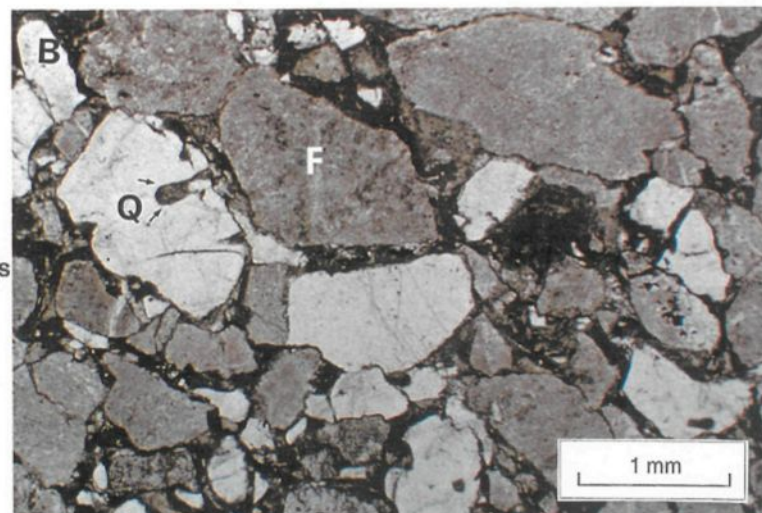
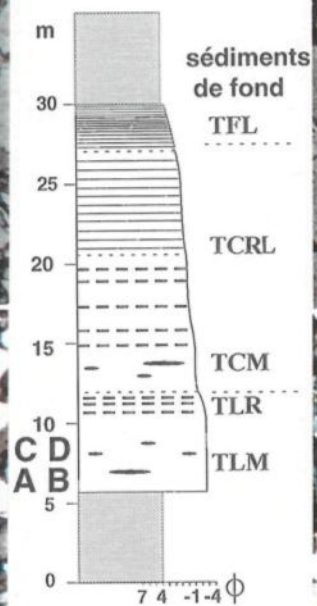
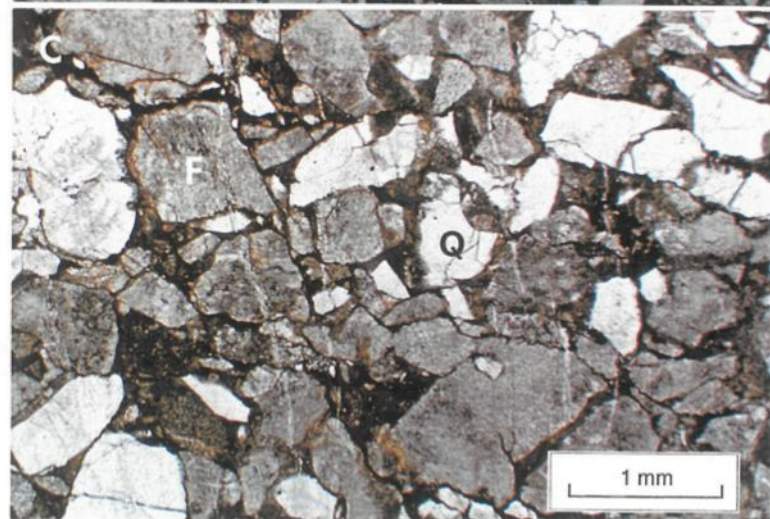
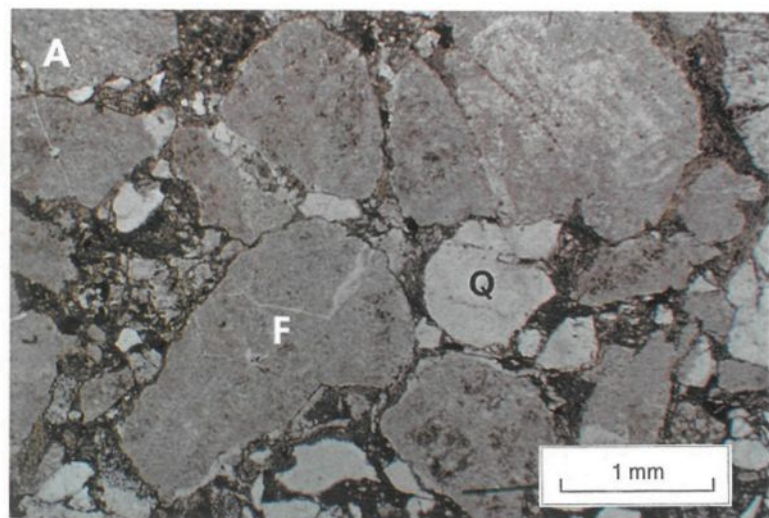


Planche 6

Le sous-faciès du tuf à cristaux massif (TCM) consiste en des lits de 1 à 11 m d'épaisseur. Les levés stratigraphiques détaillés à travers Beauceville montrent que les lits de TCM semblent s'amincir latéralement (annexes 4,5,6,7). Les cartes et les figures disponibles ne permettent pas de discuter de ce point. De plus, il est impossible de démontrer que les diverses colonnes se situent au même niveau stratigraphique et sont donc des équivalents latéraux (sauf au Rapide du Diable). On peut tout au plus démontrer que dans un secteur donnée, l'épaisseur d'un certain faciès est différente de celle dans un autre secteur. Ceci pourrait indiquer un amincissement latéral, mais reflète plus probablement des conditions hydrodynamiques différentes (2 coulées distinctes: une grosse, une petite) ou des conditions du milieu de dépôt (plus proche ou plus loin du chenal principal). L'abondance des cristaux rend l'identification facile sur le terrain. TCM est massif ou granoclassé, pauvre en matrice et les constituants se supportent. Il est constitué par un empilement dense de cristaux subidiomorphes de feldspath et de quartz et de fragments de roches volcaniques felsiques. Il est riche en cristaux et la granulométrie est inférieure à 2 mm. Un granoclassement inverse de la base au sommet est présent et un granoclassement normal est présent à l'occasion. On y retrouve aussi parfois des cailloux d'arrachement de forme allongée à elliptique sub-parallèles à la stratification de 1 cm à 4 m de long. On les retrouve à la base des lits. Le long du contact basal il y a parfois des empreintes de charge. Le TCM repose soit sur les sédiments de fond avec lesquels il est en contact franc, soit sur TRL dans quel cas le contact entre les deux est graduel. Il est surmonté par les sédiments

de fond, ou par un des faciès suivants: TCRL, TFM ou TFL. La nature des contacts avec les sédiments de fond est franc et graduel à franc avec les autres faciès.

TCM est un tuf à cristaux (figure 3, annexe 3). En lame mince, TCM est composé de 45% de cristaux de feldspath (0,5-2 mm) non-maclés, parfois maclés (3%), presque toujours altérés (90%) (micas blanc (80%), carbonates (20%) (planche 7A). Il contient moins de cristaux de quartz (0,3-1 mm) (6-15%) que TLM et les grains les plus grands montrent occasionnellement une texture de résorption typique des quartz volcaniques (planches 7B et C). 13% de fragments volcaniques felsiques (0,5-2 mm), 5-12% de ponces (0,5-1 mm) et 0-4% de fragments volcaniques intermédiaires et mafiques sont aussi présents dans ce sous-faciès. 5-11% d'échardes de verre et 15% de cendres fines volcaniques entourent les cristaux et les fragments (planche 7D). Les minéraux accessoires sont la pyrite et la pyrrhotite (détritiques). Le tri des constituants est pauvre à moyen.

3.2.1.1 Interprétation

Le faciès de tuf-tuf à lapilli massif, avec les deux sous-faciès, montre des caractéristiques typiques des courants de turbidité de haute concentration (Lowe, 1982). Les coulées formées par de tels courants sont généralement caractérisées par leur texture à support de fragments, des stratifications mal définies et ou un granoclasement normal ou inverse (Lowe, 1982). Ces structures et la forte concentration en composants, en particulier

Planche 7A: Microphotographie au sommet du faciès TCM montrant l'abondance de cristaux de feldspath et de quartz (Q) avec des fragments de ponce (P) et quelques échardes de verre (E) dans une matrice peu abondante. Une comparaison avec 7B et 7C suggère un granoclassement inverse puis normal. TCM représente la division 1 de l'assemblage 1. Lame mince 001-7.

Planche 7B: Microphotographie à la base du faciès TCM montrant l'abondance des cristaux de feldspath (F) et de quartz (Q). Notez la taille plus élevée des cristaux et des fragments, l'absence de matrice et le meilleur tri par rapport à 7A. Lame mince 001-12.

Planche 7C: Microphotographie au milieu du faciès TCM avec des fragments de roche, des cristaux de feldspath (F) et de quartz volcanique (Q) et des échardes de verre (E) dans la matrice. Noter l'abondance relative d'échardes de verre et de cendres fines de même que l'augmentation relative de la taille des cristaux et fragments de roches par rapport à 7B. Lame mince 001-8.

Planche 7D: Microphotographie d'échardes de verre au milieu du faciès TCM. Noter le changement d'échelle. Lame mince 001-8.

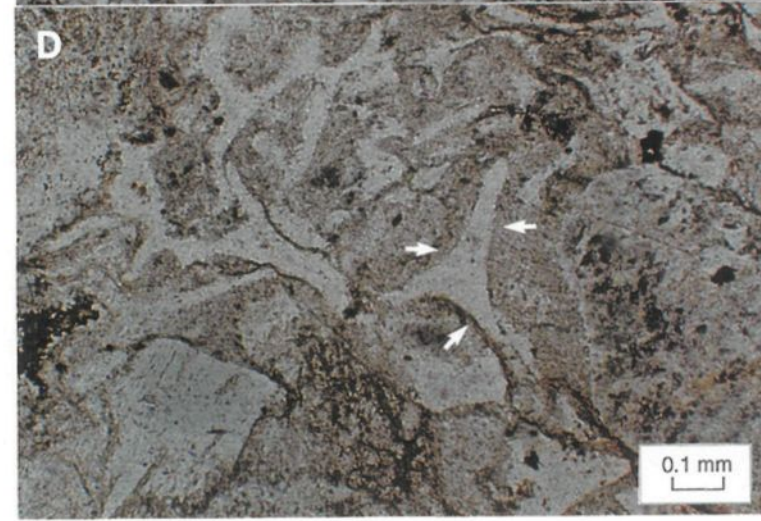
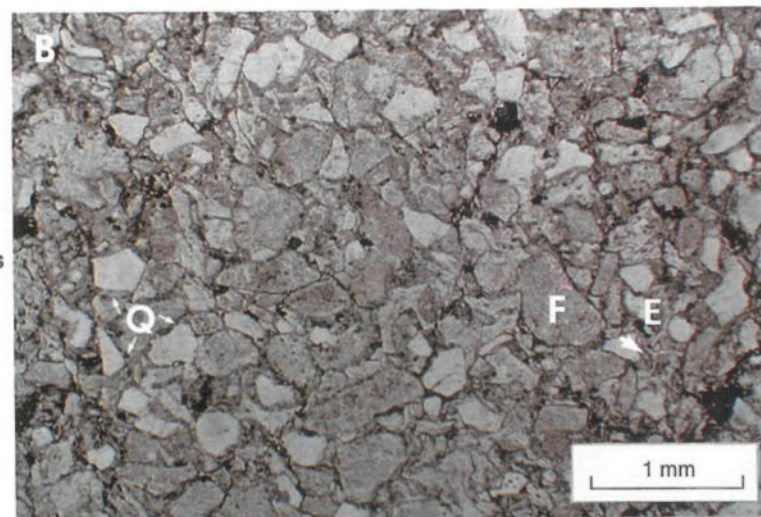
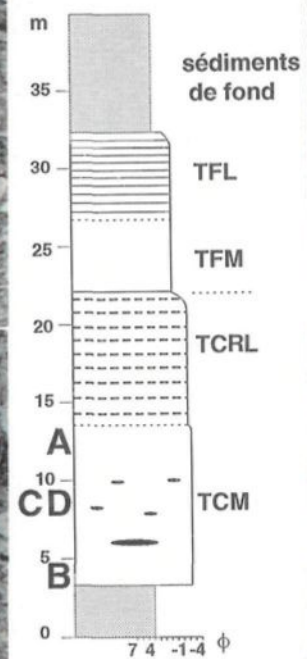
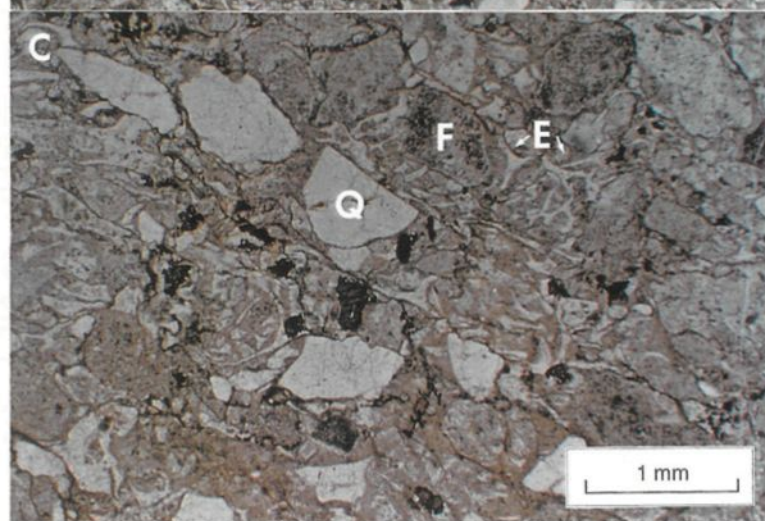
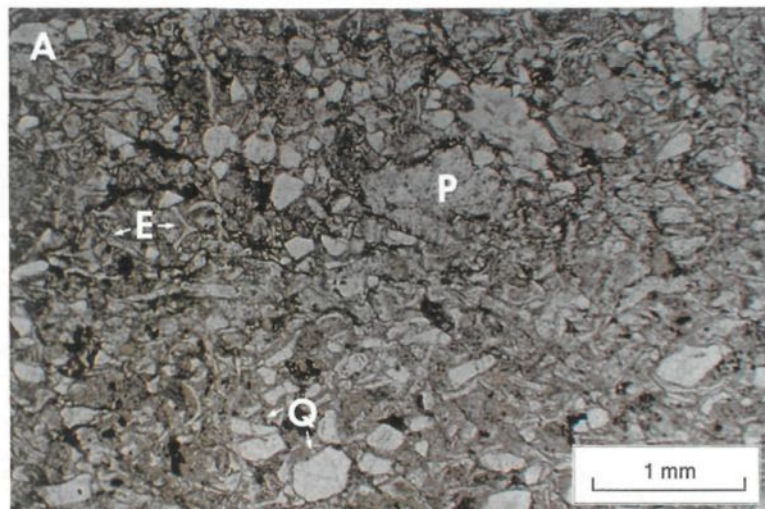


Planche 7

de fragments vitreux délicats dans ces dépôts suggèrent un écoulement à très faible turbulence et avec peu de chocs entre les particules (faible pression dispersive) et donc en partie laminaire. L'écoulement laminaire en plus de favoriser la préservation de fragments délicats tels que les ponces et les échardes limite l'abrasion (arrondi) des cristaux. Durant la décélération de cette coulée, le dépôt initial se fait par une sédimentation directe par suspension du matériel le plus grossier suivit par un gel de la coulée laminaire ce qui réduit tout mouvement par traction ultérieure et favorise le développement de dépôt massif mal trié. La présence d'un granoclasement inverse suggère que la pression dispersive est présente à l'occasion dans l'écoulement alors que le granoclasement normal supporte une turbulence limitée et une réduction en densité de l'écoulement lors de la chute des particules en suspension. Les lits du sous-faciès TLM montrent un granoclasement normal de la base au sommet peu développé qui font références à la division R_3 de Lowe 1982 (figure 4). Cette division représente une sédimentation rapide de particules tombant de la charge en suspension. Les lits du sous-faciès TCM sont massifs ou possèdent un granoclasement inverse et à l'occasion un granoclasement normal. La granulométrie plus fine, on se référera plutôt aux divisions S_2 et S_3 de Lowe 1982 (ou Ta de Bouma). S_2 se forme à partir d'un tapis de traction et S_3 comme R_3 (figure 4). La présence d'empreintes de charge à la base des lits signifie une sédimentation rapide de matériel dense sur du matériel peu consolidé et moins dense, comme les sédiments de fond sous-jacents.

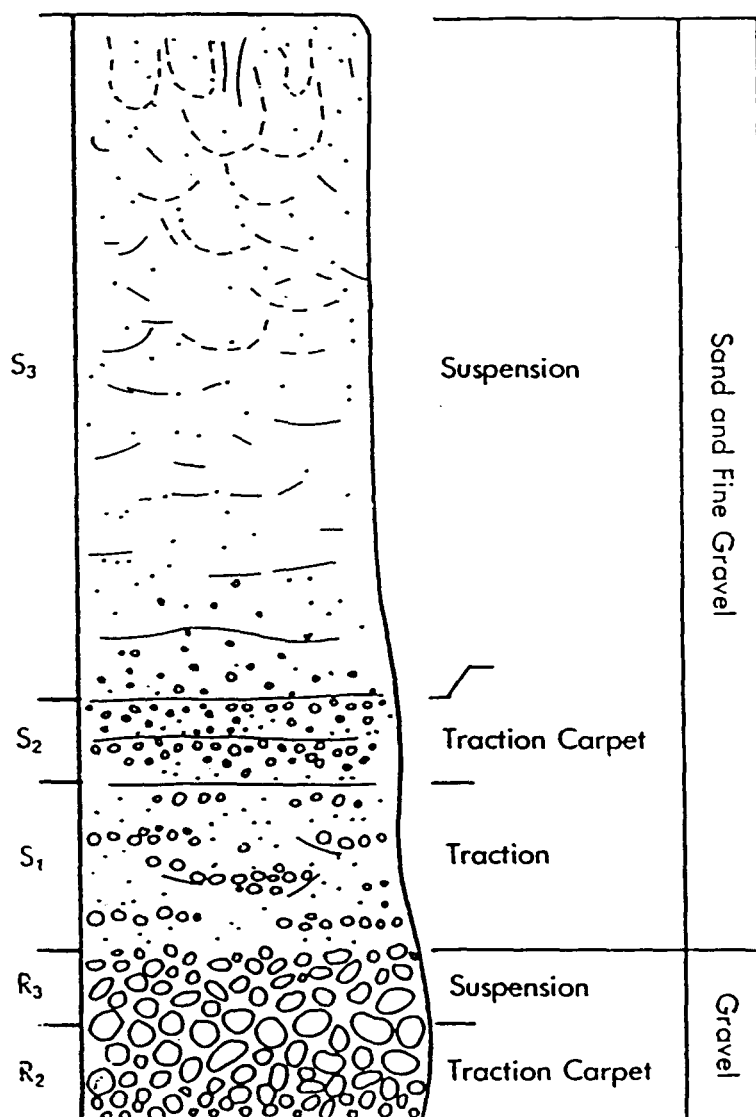


Figure 4: Séquence idéale des divisions déposées par un courant de turbidité de haute densité (tiré de Lowe, 1982)

3.2.2 Faciès de tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé

Le faciès du tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé représente 10-25% de la Formation de Beauceville, et se subdivise en deux sous-faciès: (1) tuf à lapilli rubanné (TLR) et (2) tuf à cristaux rubanné et laminé (TCRL; tableau 4).

Le sous-faciès TLR consiste en des lits de 0,5 à 1 m d'épaisseur. Il a été observé seulement aux abords de la rivière Chaudière à Beauceville Est (annexes 2a, b et c). Le TLR est pauvre en matrice et les constituants se supportent. Comparativement aux sous-faciès TLM et TCM, TLR est plus riche en fragments de roches volcaniques felsiques de taille supérieure à 2 mm. L'alternance de rubans centimétriques (5-40 cm) de couleurs variées (gris foncé et gris pâle) est probablement produite par des variations dans les proportions de fragments et de cristaux composants. L'épaisseur de ces rubans diminue vers le sommet de ce sous-faciès et chaque ruban renferme un faible granoclassement normal (tableau 4). Le TLR repose soit de façon isolé au sein des sédiments de fond ou soit entre les faciès TLM et TCM. La nature des contacts avec les sédiments de fond est franc et avec les faciès adjacents est graduel.

En faisant abstraction de sa granulométrie, le TLR tombe dans le champ des tufs lithiques (Schmidt, 1981; figure 3; annexe 3). En lame mince, TLR est composé de cristaux subidiomorphes parfois brisés (<2,5 mm) et de feldspaths non-maclés (19%) altérés

en micas blancs. Les cristaux de quartz à morphologie volcanique (0,6-1,5 mm) constituent 9%. Il y a surtout des fragments volcaniques felsiques (44%) de 2-4 mm de section, de même que des fragments volcaniques intermédiaires (trace) et de rares fragments volcaniques mafiques. À ceux-ci s'ajoutent les fragments de ponce (17%) de 1-2 mm de section. Ces composants restent dans 11% d'échardes de verre et dans 10% de cendres fines volcaniques. Les minéraux accessoires sont la pyrite et la pyrrhotite (détritiques). Le tri des constituants est pauvre à moyen.

Le sous-faciès TCRL consiste en des lits de 1 à 10 m. Les différentes visites à travers Beauceville montrent que les lits de TCRL semblent s'amincir latéralement (même remarque que pour TCM). On retrouve ce sous-faciès à Beauceville Est principalement (annexes 2,4,5,6). Le TCRL est supporté par les composants, des cristaux de feldspath et de quartz et des fragments volcaniques felsiques. Comparativement à TLR, TCRL est nettement plus riche en cristaux et en échardes mais plus pauvre en fragments de roche; la granulométrie est inférieure à 2 mm. TCRL renferme des rubans centimétriques (5-10 cm) de couleurs variées (gris foncé et gris pâle) concentrés surtout à la base. L'épaisseur des rubans diminue vers le sommet jusqu'à ne devenir que des lamines parallèles d'épaisseur millimétrique. Ces rubans et laminations possèdent un granoclassement normal mal développé (tableau 4; planches 8A et B). Le contact entre les rubans est graduel à indistinct. Le TCRL repose soit sur les sédiments de fond, soit sur le faciès TCM. Il est

Planche 8A: Microphotographie au sommet du faciès TCRL. Notez la présence de laminations parallèles pâles et foncées (flèches). TCRL représente la division 2 de l'assemblage 1 et 2. Lame mince 005-22.

Planche 8B: Microphotographie au sommet du faciès TCRL. Notez la présence de laminations parallèles pâles et foncées (flèches) et un granoclasement normal mal développé. Lame mince 001-6.

Planche 8C: Microphotographie à la base du faciès TCRL montrant la présence de cristaux de feldspath (F) et de quartz (Q) et des fragments de ponce (P). Lame mince 003-13.

Planche 8D: Microphotographie à la base du faciès TCRL en lumière polarisée. Lame mince 003-13.

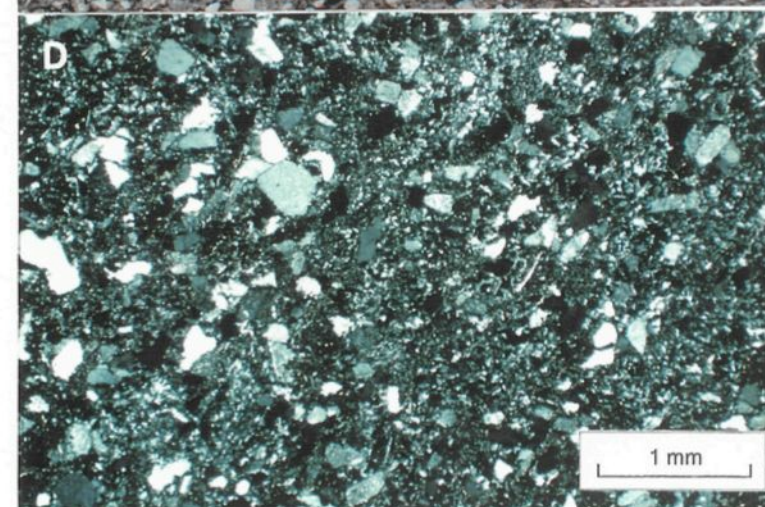
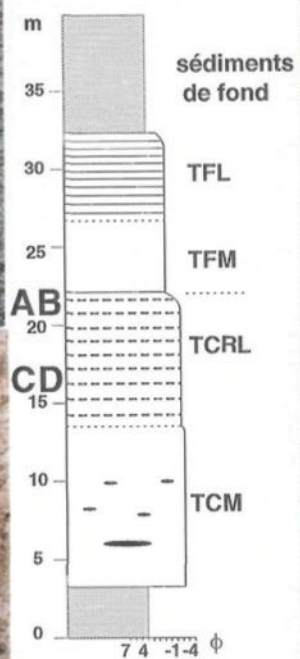
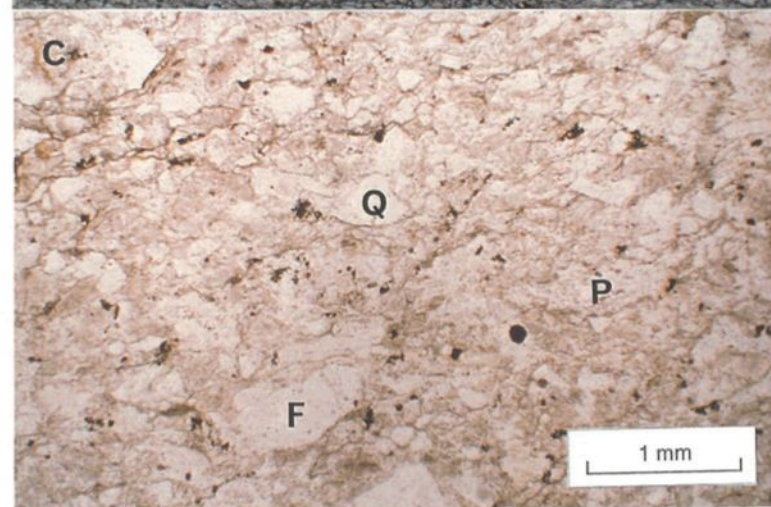
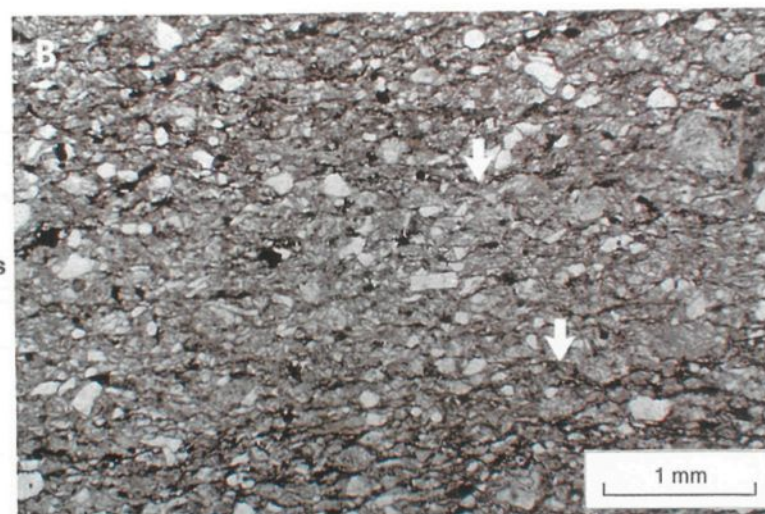
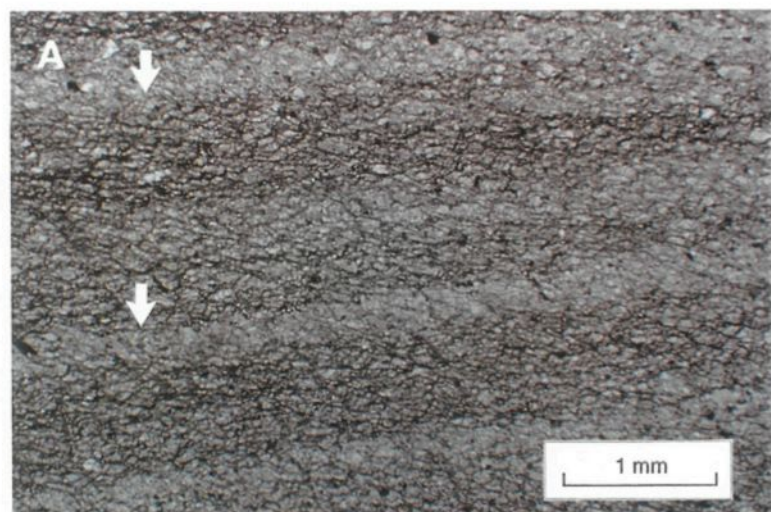


Planche 8

surmonté soit par les sédiments de fond ou par un des faciès suivants: TFM ou TFL. La nature des contacts entre les faciès adjacents est franc.

En lame mince, TCRL est composé de plus de 29% de cristaux de feldspath subidiomorphes à brisés (0,2-1,3 mm) rarement maclés (trace) et presque toujours altérés (80%) en micas blancs (planches 8C et D). Les cristaux de quartz à morphologie volcanique (0,2-1,2 mm) sont présents à 18% et les plus grands montrent occasionnellement une texture de résorption typique des quartz volcaniques (2%). 12% de fragments volcaniques felsiques (0,5-2 mm), 6-12% de ponces (0,5-2,5 mm) et des fragments volcaniques intermédiaires et mafiques sont aussi présents. TCRL est riche en écharde de verre (29%) et en cendres fines volcaniques (<15%). Les minéraux accessoires sont le zircon et la pyrite (détritiques). Le tri des constituants est pauvre à moyen.

3.2.2.1 Interprétation

Le sous-faciès TLR montre des rubans centimétriques qui suggèrent un dépôt à partir d'une répétition rapide de courants de turbidité possiblement au cours d'un même écoulement. Dans le contexte d'une éruption volcanique où il y a effondrement partiel d'une colonne éruptive, des séries de pulsions à haute concentration de débris pyroclastiques peuvent notamment se développer au sein d'un même écoulement (voir Cole et al, 1993) pour produire ce genre de dépôt.

Les rubans centimétriques de TCRL sont probablement une répétition de courants turbiditiques (Lowe, 1982) de haute concentration comme dans le faciès TLR. Les lits sommitaux par contre montrent des caractéristiques communes aux dépôts qui se font à partir d'un écoulement turbulent suivi de processus de sédimentation par traction. Lors de la sédimentation à partir d'un écoulement avec des concentrations faibles de charge en suspension, les sédiments grossiers, une fois déposés sur le fond, sont entraînés le long du lit. Ils font alors partie de la charge en traction. La concentration élevée de sédiments dans la charge en traction aura pour effet d'augmenter la viscosité de la charge et de réduire la turbulence pour former une structure planaire (Allen et Leeder, 1980; Lowe, 1982). Les laminations parallèles sommitales sont donc interprétées comme des structures de régime d'écoulement supérieur.

3.2.3 Faciès de tuf à grains plus fins massif

Le faciès de tuf à grains plus fins massif (TFM) est présent en faible proportion dans la Formation de Beauceville (0-20%). Ce faciès est dispersé ici et là dans la région de Beauceville Est et Ouest (annexes 2,4,5,6). On peut le retrouver sous la forme de lits épais de 1-5 m et en lits minces de 1-40 cm. Il est de couleur gris foncé, massif et aucun granoclassement n'est visible (tableau 4). Le tri est bon. Le TFM est parfois présent de façon isolé dans les sédiments de fond (58%). Il peut aussi reposer sur les faciès TCRL ou

TCM. Il peut aussi être surmonté par le faciès TFL. La nature des contacts avec les sédiments de fond, TCRL et TCM est franc et graduel à indistinctif avec TFL.

En lame mince, TFM montre parfois des cristaux de feldspath (<23%) de 0,1-0,5 mm, de quartz (<7%) de 0,1-0,3 mm et des fragments de roches volcaniques felsiques (<8%) inférieur à 0,3 mm dispersés uniformément de la base au sommet (planches 9A et B). TFM est caractérisé par la proportion élevée d'échardes de verre (30-62%) inférieures à 0,3 mm (planches 9C et D). Les cendres fines volcaniques forment 40% des constituants. Les lits montrent parfois une silicification très intense (probablement d'origine volcanogène).

3.2.3.1 Interprétation

Les lits de TFM peuvent résulter soit d'écoulement de turbidites de cendres ou soit à partir de retombées pyroclastiques à la fin d'une éruption (Lowe, 1988). Dans les deux cas, un tri important s'est effectué avant le dépôt de façon à produire des lits massifs et sans structures apparentes. Il est possible que les lits épais représentent des lits amalgamés de même nature. L'aspect massif, la composition uniforme et une silicification postérieure pourraient expliquer pourquoi il n'est pas possible de distinguer les lits individuels. Bien qu'improbable, il est aussi possible que les lits épais représentent bien un seul épisode de sédimentation.

Planche 9A: Microphotographie à la base du faciès TFM montrant la faible quantité de cristaux de feldspath et de quartz et l'abondance d'échardes de verre (flèches). TFM représente la division 3 de l'assemblage 1. Lamme mince 004-11.

Planche 9B: Microphotographie à la base du faciès TFM. Notez l'abondance d'échardes de verre dans ce faciès (flèche). Lamme mince 004-11.

Planche 9C: Microphotographie d'échardes de verre à parois épaisses (flèches) au sommet du faciès TFM. Lamme mince 004-11.

Planche 9D: Microphotographie d'échardes de verre à parois minces (flèches) au sommet du faciès TFM. Lamme mince 004-10.

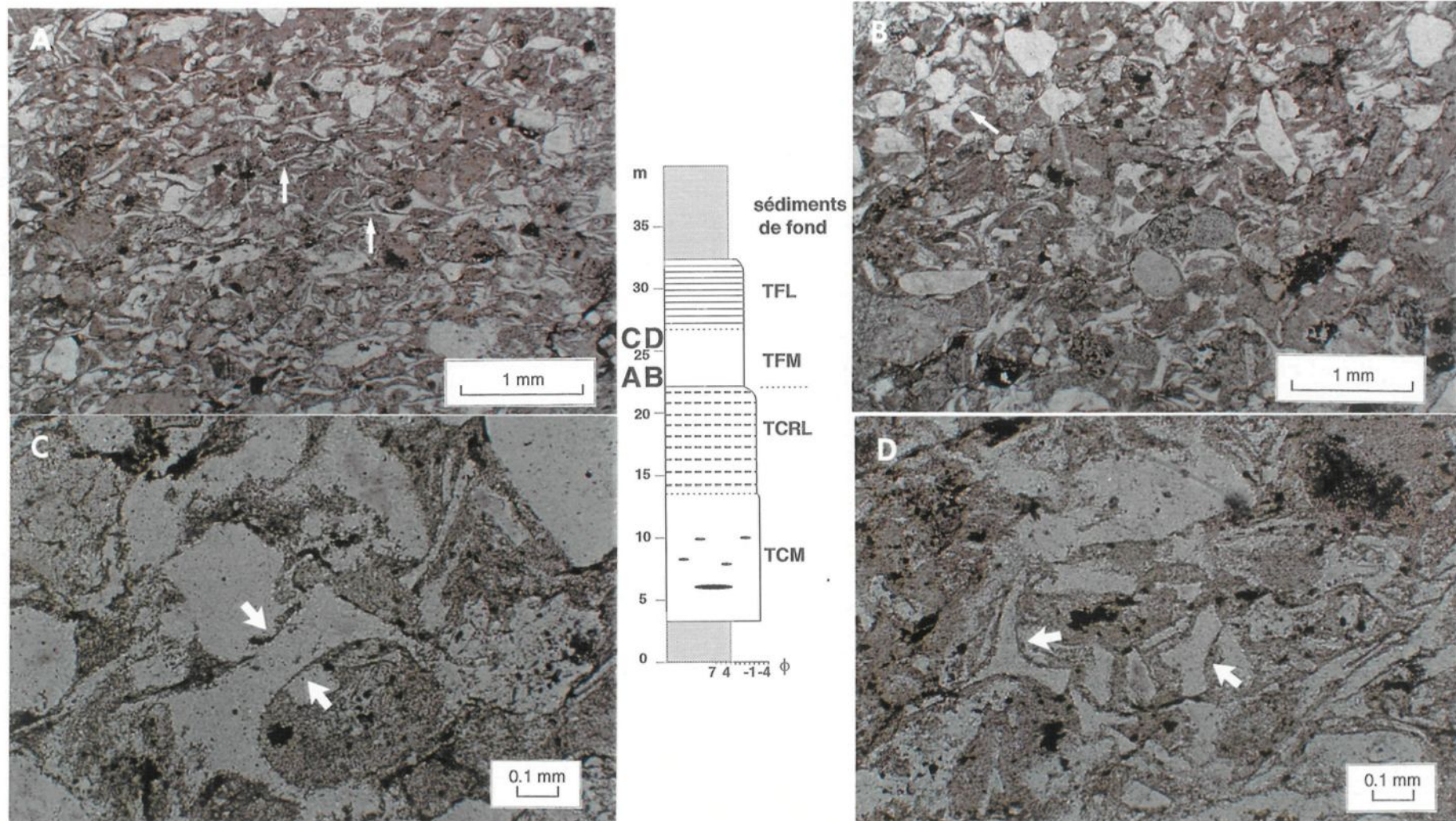


Planche 9

3.2.4 Faciès de tuf à grains plus fins laminé

Le faciès de tuf à grains plus fins laminé (TFL) constitue de 15-30 % de la Formation de Beauceville et est présent à plusieurs niveaux stratigraphiques dans toute la région (annexes 2,4,5,6). Le TFL est caractérisé par une interstratification de lits noirs (sédiments de fond) de 2 mm à 6 cm avec des lits blanchâtres (volcanoclastite felsique) de 2 mm à 4 cm (planches 10A et C). Les lits blanchâtres possèdent un granoclasement normal mal développé. Dans la carrière de Beauceville Est, ce granoclasement normal est parfois surmonté par des laminations entrecroisées puis parallèles. Ceci est analogue aux divisions Tacd des turbidites. D'autres lits renferment principalement des laminations parallèles et seraient équivalentes à la division Tb des turbidites. Les lits noirs sont massifs et sont interprétés comme équivalents à la division Te des turbidites. Un contact franc à graduel est observé entre les lits. Parfois des empreintes de charge sont observées à la base des lits (tableau 4). Collectivement, ces lits forment des ensembles de 1-7 m d'épaisseur. À quelques reprises, on observe dans ces ensembles des cycles positifs et négatifs de 5-35 cm. Dans les cycles positifs, les lits noirs et blanchâtres sont plus épais à la base et plus minces au sommet et vice et versa pour les cycles négatifs. TFL peut être présent de façon isolée au sein des sédiments de fond (31%). Il peut aussi reposer sur plusieurs faciès: TCM, TCRL et TFM. Dans tous ces cas, il est surmonté par les sédiments de fond. La nature des contacts est franc avec TCM et TCRL et graduel à franc avec les sédiments de fond et TFM.

Planche 10A: Microphotographie au milieu du faciès TFL. Notez la présence de laminations parallèles (flèches) et la granulométrie fine des constituants. L'observation d'échardes de verre est par contre impossible à cette échelle. TFL représente la division 3 de l'assemblage 1 et 2. Lamé mince 005-3.

Planche 10B: Microphotographie à la base du faciès TFL en lumière polarisée. La flèche indique les laminations parallèles. L'observation d'échardes de verre est impossible à cette échelle. Lamé mince 003-4.

Planche 10C: Microphotographie au sommet du faciès TFL avec des laminations parallèles (flèches). L'observation d'échardes de verre est impossible à cette échelle. Lamé mince 005-3.

Planche 10D: Microphotographie au sommet du faciès TFL en lumière polarisée. Les flèches indiquent les laminations parallèles. L'observation d'échardes de verre est impossible à cette échelle. Lamé mince 005-19.

En lame mince, les lits blanchâtres de TFL renferment les mêmes éléments que le faciès de tuf à grains plus fins massif. Par contre, la proportion de ces éléments diffère un peu entre les deux faciès. Les cristaux de feldspath (5-15%) ont 0,1-0,4 mm, ceux de quartz (<10%) ont 0,07-0,1 mm et les fragments de roche, surtout de nature felsique (<5%), ont 0,1-0,3 mm (planches 10B et D). Les cendres fines volcaniques (40%) et les écharde de verre (35-70%) constituent un fort pourcentage dans ces lits blanchâtres. Une carbonatation est parfois présente (5%) dans les lits blanchâtres (diagénétique). Les lits noirs pour leur part sont principalement composés de chlorite, séricite, silice et matériel organique. On retrouve aussi de la pyrite et de la pyrrhotite disséminées (5%) dans les lits du faciès TFL (détritiques).

3.2.4.1 Interprétation

Les lits noirs de TFL représentent un dépôt de suspension à grains très fins de matériel non-volcanique. Une composante volcanique est possible (silice?) mais difficile à estimer car aucune écharde de verre n'a été observée et aucune analyse chimique n'a été faite (Fritz et Vanko, 1992). Les lits blanchâtres pourraient représenter un dépôt à partir de courants de turbidité de haute densité (Ta, Tb) et de basse densité (Tc, Td) (Lowe, 1982). Une autre hypothèse serait qu'ils représentent des dépôts de retombées pyroclastiques provenant du panache de la colonne d'éruption lors du stade de décroissance final de l'éruption (Cashman et Fiske, 1991). La cyclicité peut s'interpréter de diverses façons, dont le recul rapide du

plan de rupture à la source, dans le cas de courants de turbidité, ou à des fluctuations des taux de retombées pyroclastiques lors de la période de décroissance de l'éruption, ainsi que l'interaction entre ces retombées et des courants s'écoulant à la surface du fond marin (Lowe, 1988).

3.2.5 Roches non-volcaniques (sédiments de fond)

Les sédiments de fond sont très abondants dans la Formation de Beauceville (30-60%). On les retrouve partout dans la région de Beauceville Est et Ouest (annexes 2,4,5,6,7) et ils semblent devenir plus abondants latéralement (Saint-Benjamin; annexe 7). Les sédiments de fond forment des lits mal définis de 5 à 15 cm d'épaisseur qui s'empilent les uns sur les autres pour former des ensembles entre 5 et 20 m d'épaisseur. Les lits sont massifs mais possèdent parfois des laminations parallèles, entrecroisées en biseau, ondulantes, des dunes ou rides (?) et de rares structures en flamme (?) lorsque en contact avec les faciès TFM et TFL. La roche a généralement l'aspect d'une roche noire plaquée de rouille.

En lame mince, la roche est principalement formée de séricite (mica blanc et chlorite, 20-40%), de silice (30%) de matière organique (5%, graphite) et d'argile. Quelques grains de quartz (<15%) et de sphène sont aussi présents à l'occasion. La présence de cubes de pyrite et de pyrite cryptocristalline est souvent très appréciable dans le litage (<10%).

3.2.5.1 Interprétation

Les sédiments de fond sont importants dans la Formation de Beauceville car ils nous indiquent le milieu de dépôt. Les structures sédimentaires observées sont possiblement reliées au régime hydrodynamique de basse vitesse boueuse de coulées turbiditiques (Stow et Shanmugan, 1980). Les laminations internes et les rides ou dunes indiquent des périodes en traction. Ce faciès semble être déposé directement par suspension à cause du matériel fin de la taille de la boue et de l'argile. Il est similaire à la distribution des séquences partielles de Bouma (Tc, Td et Te) décrites par Walker (1967). De plus, la préservation d'autant de matériel organique dans ce faciès requiert des conditions anoxiques lors de la sédimentation (Pickering et al, 1986).

CHAPITRE 4

MÉCANISMES D'ÉRUPTION ET ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT

4.1 INTRODUCTION

À partir de sept (7) sections stratigraphiques effectuées à travers Beauceville Est, Ouest et Saint-Benjamin, les faciès de la Formation de Beauceville ont été regroupés en deux assemblages de faciès (annexe 13; tableaux 6 et 7).

La succession de l'assemblage 1 comprend: TCM->TCRL->TFM->TFL (figure 5; tableaux 6 et 7) et la succession de l'assemblage 2 comprend: TLM->TLR->TCM->TCRL->TFL (figure 6; tableaux 6 et 7). Les deux assemblages se répètent à l'intérieur de la Formation de Beauceville (annexes 2,4,5,6,7,8). La succession idéale de l'assemblage 1 représente 57% des deux assemblages mais, les divers faciès ne sont pas toujours présents. La succession n'est complète que dans 21% des cas. Les variantes les plus fréquentes sont: TCM->TFL (ou TFM) (16%), TCM->TCRL->TFM (23%), TCRL->TFM->TFL (14%) et TFM->TFL (26%) (annexes 2,4,5,6,7,8). La succession idéale de l'assemblage 2 représente 12% et les divers faciès sont tous présents.

DÉPÔTS (ÉVÉNEMENT)	ASSEMBLAGE 1			ASSEMBLAGE 2				
	DIVISION 1 (TCM)	DIVISION 2 (TCRL)	DIVISION 3 (TFM-TFL)	DIVISION 1a (TLM)	DIVISION 2a (TLR)	DIVISION 1b (TCM)	DIVISION 2b (TCRL)	DIVISION 3 (TFL)
STRUCTURES INTERNES	massive, granoclasement normal	rubans centimétriques et laminations parallèles, granoclasement normal	Base: massive Sommet: laminations parallèles, diffuses et entrecroisées, granoclasement normal peu développé	massive granoclasement normal	rubans centimétriques granoclasement normal	massive granoclasement normal	rubans centimétriques et laminations parallèles, granoclasement normal	lits épais et minces cycles, laminations parallèles, granoclasement normal
ÉPAISSEUR DES LITS	1-11 m	1-10 m	8-11 m	8 m	1 m	2 m	12 m	5-40 cm
UN SEUL LIT	1	1	1	1	1	1	1	20 et plus
NOMBRE DE LIT	1-11 m	1-10 m	8-11 m	8 m	1 m	1 m	12 m	2-6 m
ÉPAISSEUR TOTALE								
CONTACT DES LITS	structure d'empreinte de charge à la base du lit, graduel avec TCRL	graduel avec TCM franc avec TFM	franc avec TCRL graduel avec TFL	franc avec sédiments de fond (sd) et graduel avec TRL	graduel avec TLR et TCM	graduel avec TLR et TCRL	graduel avec TCM franc avec TFL	franc avec TCRL graduel à indistinct avec sd
CONSTITUANTS MAJEURS	cristaux, fragments lithiques, ponces	cristaux, fragments lithiques ponces	écharde de verre, cendres volcaniques, cristaux	cristaux, fragments lithiques, ponces	fragments lithiques, cristaux, ponces	cristaux, fragments lithiques, ponces	cristaux, fragments lithiques, ponces	écharde de verre cendres volcaniques, cristaux
INTERPRÉTATION DE LA NATURE DU DÉPÔT	accumulation primaire: dépôt de coulée de débris sous-marin	accumulation primaire: dépôt de coulée de débris sous-marin	accumulation primaire: cendres turbiditiques sous-marines ou turbidites à cendres (TFM)	accumulation primaire: dépôt de coulée de débris sous-marin	accumulation primaire: dépôt de coulée de débris sous-marin	accumulation primaire: dépôt de coulée de débris sous-marin	accumulation primaire: dépôt de coulée de débris sous-marin	accumulation primaire: cendres turbiditiques sous-marines
FACIÈS ISOLÉS	TCM	TCRL	TFM	TFL				
STRUCTURES INTERNES	massif, granoclasement normal	laminations parallèles, diffuses, granoclasement normal peu développé	massif, lits épais et minces	lits minces et épais formant des cycles, laminations parallèles, ondulantes, entrecroisées, granoclasement normal parfois présent				
ÉPAISSEUR DES LITS	1-5 m	1-4 m	1-5 m	1-2 m				
UN SEUL LIT	1	1	1	1				
NOMBRE DE LIT	1-5 m	1-4 m	1-5 m	1-2 m				
ÉPAISSEUR TOTALE								
CONTACT DES LITS	franc avec sédiments de fond, TFM et TFL	graduel avec TCM et franc avec TFM	franc à graduel avec sédiments de fond, graduel à indistinct avec TCM, TCRL et TFL	franc avec TCM, TCRL et graduel à franc avec TFM et sédiments de fond				
CONSTITUANTS MAJEURS	cristaux, fragments lithiques, ponces	cristaux, fragments lithiques, ponces	écharde de verre, cendres volcaniques	écharde de verre, cendres volcaniques				
INTERPRÉTATION DE LA NATURE DU DÉPÔT	accumulation secondaire: coulée de débris sous-marine	accumulation secondaire: coulée de débris sous-marine	accumulation secondaire: retombée pyroclastiques	accumulation secondaire: dépôt turbiditique sous-marin				

Tableau 6. Les caractéristiques des assemblages de faciès de la Formation de Beauceville

NOM			FRAGMENTS			VERRE		CRISTAUX					
			P	L _F	L _{IM}	E	CV ***	F _M	F _{NM}	Q _V	Q _{VR}	Z	Mop
<u>ASSEMBLAGE 1</u>													
Division 1	TCM		6-12	<12	<4	<6	<10	tr	30-47	14	6	-	tr
Division 2	TCRL		6-12	12	tr	29	15	tr	29	18	tr	-	tr
Division 3	Base TFM		tr	<8	-	30-62	40	-	<23	<7	tr	-	tr
	Sommet TFL		tr	<8	-	35-75	40	-	9	8	-	-	-
<u>ASSEMBLAGE 2</u>													
Division 1a	TLM		7-13	<13	<4	3-6	2-15	tr	30-44	15	5	-	tr
Division 2a	TLR		17	44	tr	11	10	tr	19	9	tr	-	tr
Division 1b	TCM		11	<13	tr	<13	10	4	53	6	tr	-	tr
Division 2b	TCRL		6-12	12	tr	29	15	tr	29	18	tr	-	tr
Division 3	TFL		tr	<10	-	60	50	-	<20	<10	-	-	-
<u>FACIES ISOLES</u>													
TCM			6	<9	tr	6	5-20	tr	56	23	tr	-	tr
TCRL			6	<13	tr	5-13	5-20	tr	50	18	tr	-	tr
TFM			-	13	-	25-50	60	-	<25	<12	-	-	tr
TFL			-	-	-	<66	60-70	-	17	17	-	-	-

* P: ponce; L_F: fragment de roche volcanique felsique; L_{IM}: fragment de roche volcanique intermédiaire à mafique; E: écharde de verre; CV: cendre volcanique; F_M: feldspath maclé; F_{NM}: feldspath non-maclé; Q_V: quartz volcanique; Q_{VR}: quartz volcanique avec résorption; Z: zircon; Mop: minéraux opaques; -: aucun; tr: trace

**TLM: tuf à lapilli massif; TLR: tuf à lapilli rubanné; TCM: tuf à cristaux massif; TCRL: tuf à cristaux rubanné et laminé; TFM: tuf à grains plus fins massif; TFL: tuf à grains plus fins laminé

*** La colonne CV représente la fraction fine (<0.06 mm). Elle est donc exclue dans le total (100%) de tous les faciès.

Tableau 7. Composition pétrographique en % basée sur les comptages de 300-400 points des assemblages de faciès et des faciès isolés de tous les niveaux stratigraphiques de Beauceville ***

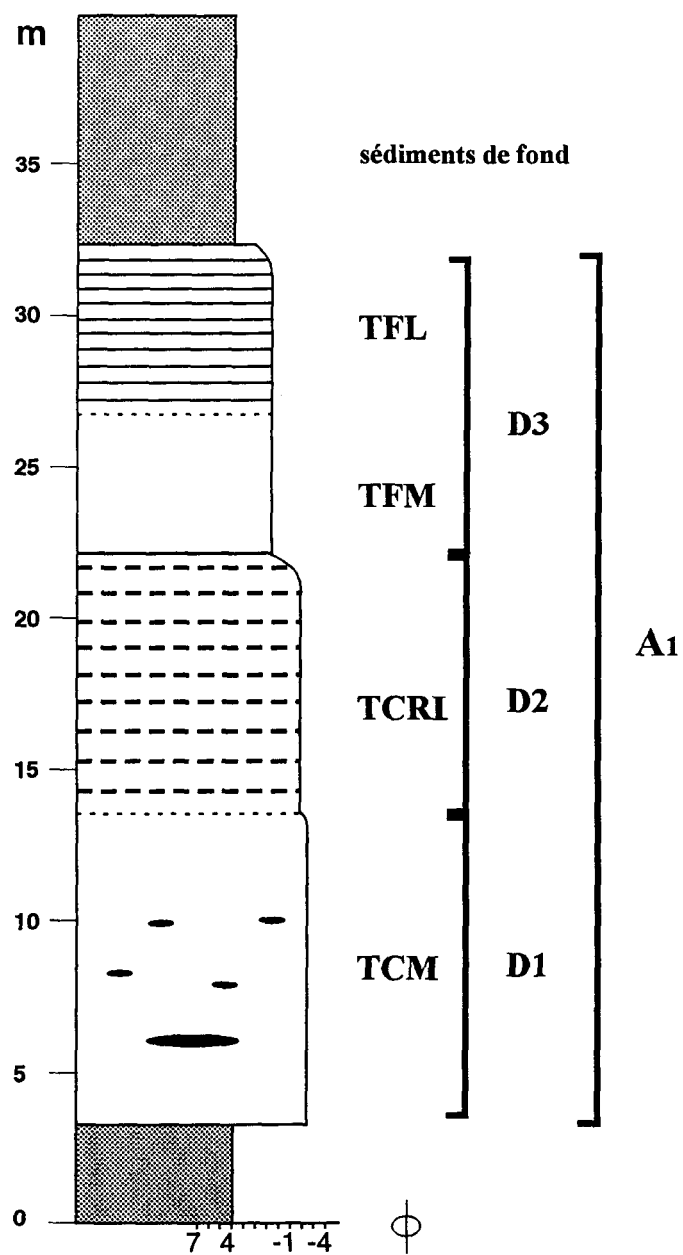


Figure 5. Colonne schématique de l'Assemblage 1 avec les différents faciès et les divisions

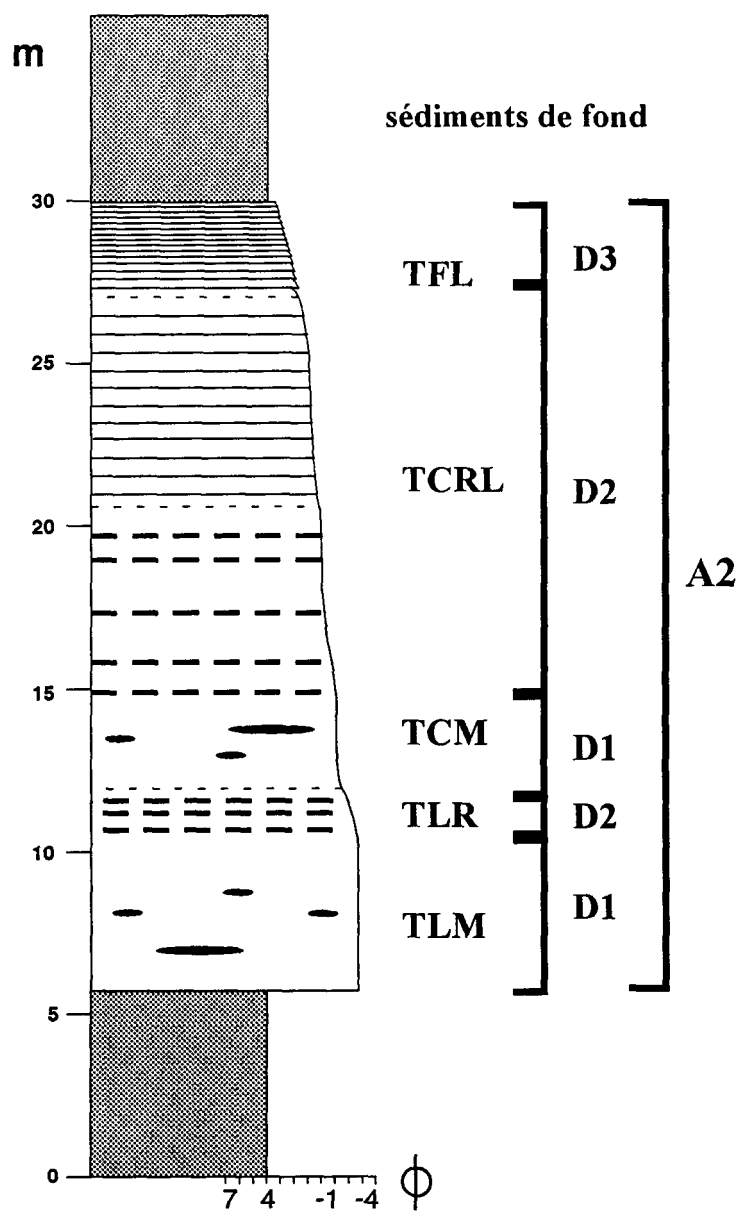


Figure 6 . Colonne schématique de l'Assemblage 2 avec les différents faciès et les divisions

Ces deux assemblages présentent des caractéristiques similaires aux séquences à double classement (figure 7; tableau 8). Elles ont été toutes les deux divisées en trois divisions sur la base de la granulométrie et des structures sédimentaires qui les distinguent les unes des autres. Certaines séquences à double classement ne comprennent que deux divisions, dont l'exemple classique de Fiske et Matsuda (1964) et celui des coulées de débris pyroclastiques de la Formation de Saint-Victor (Cousineau, 1994; annexe 12). Par rapport à ces exemples, la division 1 des deux assemblages de la Formation de Beauceville correspond principalement à la division inférieure massive. La seconde division des assemblages de la Formation de Beauceville correspond aux sets supérieurs des coulées de la Formation de Saint-Victor, lesquelles ne correspondent pas à une division formelle (Cousineau, 1994). Fiske et Matsuda (1964) n'ont pas identifié une division équivalente à la division 2 proposée ici. La division 3 des assemblages de la Formation de Beauceville correspond dans tous les cas à la division supérieure litée, telle que présentée par Fiske et Matsuda et Cousineau.

D'autres faciès se trouvent isolés dans les sédiments de fond (tableaux 6 et 7; annexes 2, 4, 5, 6, 7). Ces faciès sont les suivants: (1) TCM (10%), (2) TCRL (3%), (3) TFM (52%) et, (4) TFL (35%). Dans ces cas, les proportions de matériaux juvéniles sont plus faibles que dans les faciès équivalents présents dans les assemblages 1 et 2.

SÉQUENCES À 2 DIVISIONS

SÉQUENCES À 3 DIVISIONS

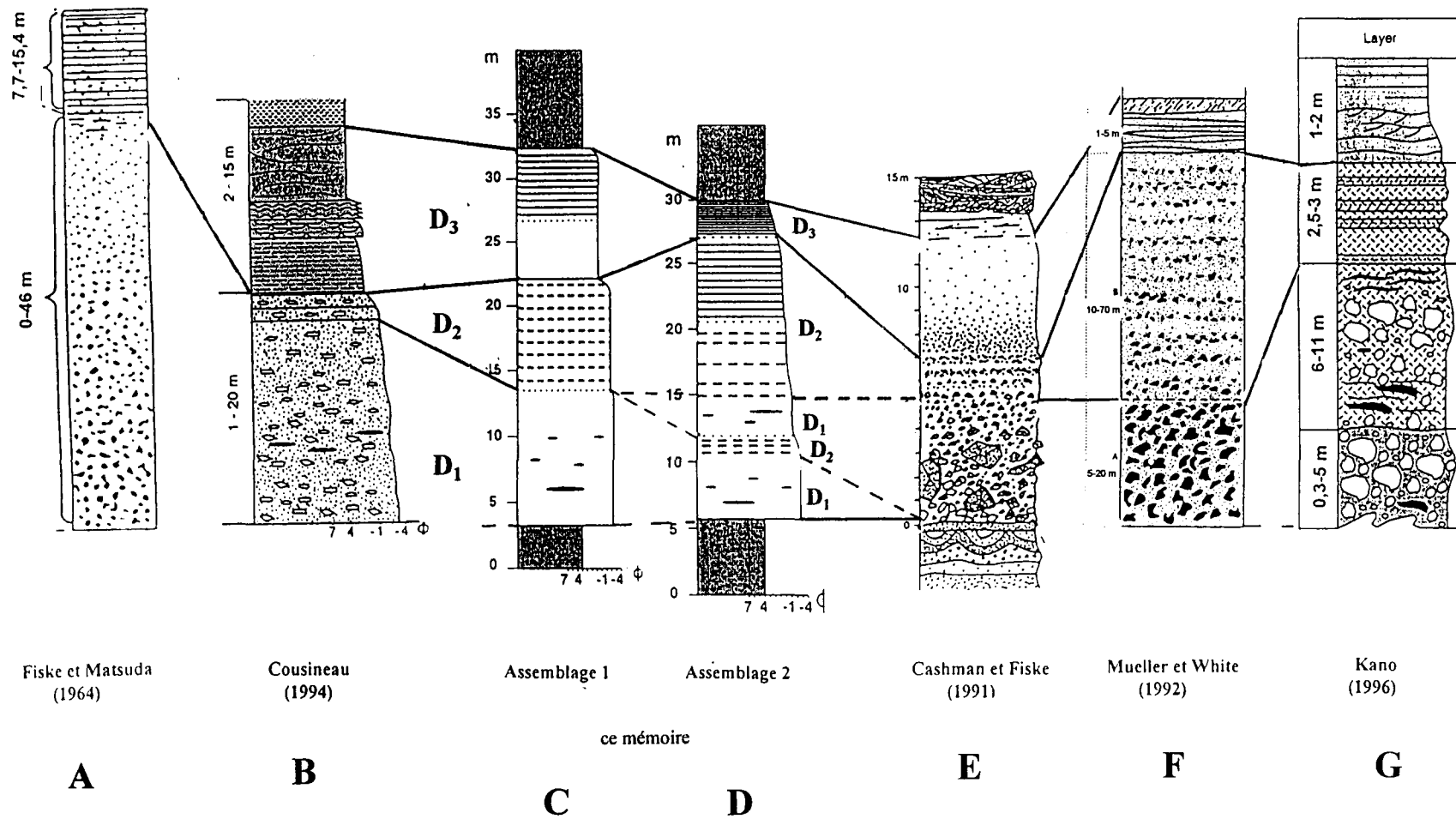


Figure 7: Comparaison des séquences à double classement

NOM	PÉRIODE	DESCRIPTION DE LA SÉQUENCE À DOUBLE CLASSEMENT	TYPE D'ÉRUPTION
Formation Tokiwa Fiske et Matsuda (1964) Japon	Miocène	2 divisions (figure 7A) division 1 inférieure massive de tuf à lapilli (0-46 m) avec 10-25% de matériel fin et de matériel plus grossier de composition dacitique division 2 inexistante ou au sommet de la division 1 et peu développée division 3 supérieure laminée (7,7-15,4 m) avec 200 lits de tufs fins granoclassés	Éruption sous-marine à partir d'une colonne vertical
Formation Saint-Victor Cousineau (1994) Saint-Georges de Beauce, Appalaches	Ordovicien supérieur	2 divisions (figure 7B) division 1 de tuf à lapilli massif (1-11 m) pauvre en fines et bien trié division 2 correspond au sets supérieurs de la division 1 division 3 laminée (5-18 m) avec des lits de tuf granoclassés et laminations parallèles	Éruption sous-marine explosive de type plinien(?)
Formation Beauceville cette thèse Beauceville, Appalaches	Ordovicien moyen	Assemblage 1 de 28 m, avec 3 divisions (figures 5 et 7C) division 1 de tuf riche en cristaux massif (TCM) de 1-11 m division 2 de tuf riche en cristaux rubanné et laminé (TCRL) de 1-10 m division 3 de tuf fin à grains plus fins massif (TFM) et laminé (TFL) de 2-6 m Assemblage 2 de 24 m, avec 3 divisions (figures 6 et 7D) division 1 de tuf à lapilli massif (TLM) de 8 m division 2 de tuf à lapilli rubanné (TLR) de 1 m division 1 de tuf à cristaux massif (TCM) de 2 m division 2 de tuf à cristaux rubanné et laminé (TCRL) de 12 m division 3 de tuf à grains fins laminé (TFL) de 3 m	Éruption sous-marine explosive de type phréatomagmatique ou phréatoplinien
Groupe Shirahama Cashman et Fiske (1991) Japon	Mio-Pliocène	3 divisions composées de débris pyroclastiques primaires et remaniés de composition basaltique à dacitique. Les constituants de taille < 1 mm sont peu présents. Épaisseur totale de 12 m. (figure 7E). division 1 inférieure de coulée de débris pyroclastiques avec des blocs de forme angulaire (0,5-5 m) division 2 médiane de zone intermédiaire de transition (1,5 m) division 3 supérieure de dépôt de retombée (5 m)	Éruption sous-marine avec une colonne qui se divise en quatre parties 1) région basale de gas-thrust 2) région turbulente 3) colonne de convection 4) région parapluie
Groupe Hunter Mine Mueller et White (1992) Abitibi	Archéen	3 divisions dans l'unité de tuf à bloc (figure 7F) division 1 est une brèche massive (5-20 m) avec des fragments de composition rhyolitique division 2 est un tuf à lapilli stratifié (10-70 m) avec une partie riche et pauvre en matrice division 3 est des tufs turbiditiques de tuf et tuf à lapilli granoclassés (1-5 m)	Éruption sous-marine hydrovolcanique de type fontaine
Formation Josoji Kano (1996) SW Japon	Miocène	3 divisions (figure 7G) division 1 (couche 1 et 2) de brèche lithique à tuf à bloc et à lapilli avec des fragments de composition rhyolitique (11 m) division 2 (couche 3) de 2,5-3 m constituée de couplets riche et pauvre en ponce division 3 (couche 4) de 1-2 m de turbidite fine avec des laminations parallèles et entrecroisées	Éruption sous-marine très profonde de magma explosif ou de l'effondrement explosif de lave

Tableau 8. Descriptions et types d'éruption des exemples de séquences à double classement

La probabilité que ces deux assemblages soient directement dérivés d'éruptions sous-marines sera discutée dans ce chapitre. Afin d'expliquer le type d'éruption et les mécanismes de mise en place, les caractéristiques suivantes sont importantes: (1) les structures sédimentaires, (2) les constituants, (3) les textures et, (4) l'empilement et la succession de faciès volcaniques. De plus, pour expliquer le milieu de dépôt de ces faciès volcaniques, on doit tenir compte des sédiments de fond ou environnants, de leurs structures sédimentaires et de leur contenu fossilifère.

Une discussion et une comparaison des deux assemblages, des variantes et des faciès isolés seront faites sur différents exemples d'âge varié. Ceci afin de déterminer le type d'éruption et le mécanisme de transport des dépôts de la Formation de Beauceville.

4.2 ASSEMBLAGES DE FACIÈS DE LA FORMATION DE BEAUCEVILLE

4.2.1 Assemblage 1 (TCM->TCRL->TFM->TFL) et ses variantes

La description de l'assemblage 1 s'est faite à partir de trois (3) sections stratigraphiques (annexes 4,5,6). L'assemblage 1 comprend trois divisions et a une épaisseur cumulative de 28 m (figure 6; tableaux 6 et 7). Trois divisions ont été choisies en fonction de la granulométrie et des structures sédimentaires qui les distinguaient les unes des autres. La division 1 est massive et est représentée par le faciès TCM, la division 2 est rubannée et

laminée et comprend le faciès TCRL et la division 3 est à granulométrie plus fine et comprend les faciès TFM et TFL.

La division 1 (TCM) (planches 7 et 11A) est en contact franc avec les sédiments de fond avec parfois des empreintes de charge. Son épaisseur varie entre 1 et 11 m. Le contact entre les divisions 1 et 2 (TCRL) est graduel. La division 2 mesure entre 1 et 10 m (planches 8 et 11B). Celui entre la division 2 et 3 est franc à graduel et est défini par l'apparition d'un lit massif de TFM (planches 9 et 11C). Ce faciès est surmonté par une interstratification de lits noirs et blanchâtres de TFL (planches 10 et 11C). L'ensemble des deux faciès de la division 3 mesure entre 2 et 6 m.

Quatre variantes ont été reconnues dans l'assemblage 1. Le contact entre les deux faciès de la variante 1 soit TCM-TFL (ou TFM) est franc. Celui entre la variante 1 et les sédiments de fond est aussi franc. Cette variante mesure entre 5 et 10 m et représente 16% des quatre cas (annexes 4 et 5). La variante 2, soit TCM-TCRL-TFM, mesure approximativement 20 m et représente 23% des cas (annexe 5). Le contact entre TCM et TCRL est graduel et franc entre TCRL et TFM. Celui entre la variante 2 et les sédiments de fond est franc. La variante 3, soit TCRL->TFM->TFL, mesure entre 15 et 20 m et représente 14% des cas (annexe 4). Le contact entre TCRL et TFM est franc et graduel entre TFM et TFL. Celui entre la variante 3 et les sédiments de fond est franc. La variante 4, soit TFM-TFL, mesure entre 10 et 16 m et représente 26% des cas (annexes 5 et 6). Le

Planche 11A: Division 1 (TCM) de l'assemblage 1. Notez l'aspect grenu et grossier produit par l'abondance de cristaux (rivière Chaudière est). Le couvercle de la lentille de caméra mesure 7 cm.

Planche 11B: Division 2 (TCRL) de l'assemblage 1. Notez la présence de rubans centimétriques (indiqués par les flèches) surmontant TCM (base du crayon; Carrière Beauceville est). Le crayon mesure 14 cm.

Planche 11C: Lits massifs variant entre 10 et 50 cm de la division 3 (TFM) de l'assemblage 1 (rivière Chaudière est). Notez le contact franc entre les différents lits. Le crayon mesure 14 cm.

Planche 11D: Division 3 (TFL) de l'assemblage 1. Notez le contact franc entre le faciès TFL et les sédiments de fond au sommet (base du crayon; rivière Chaudière est). Le crayon se situe le long du contact et mesure 14 cm.

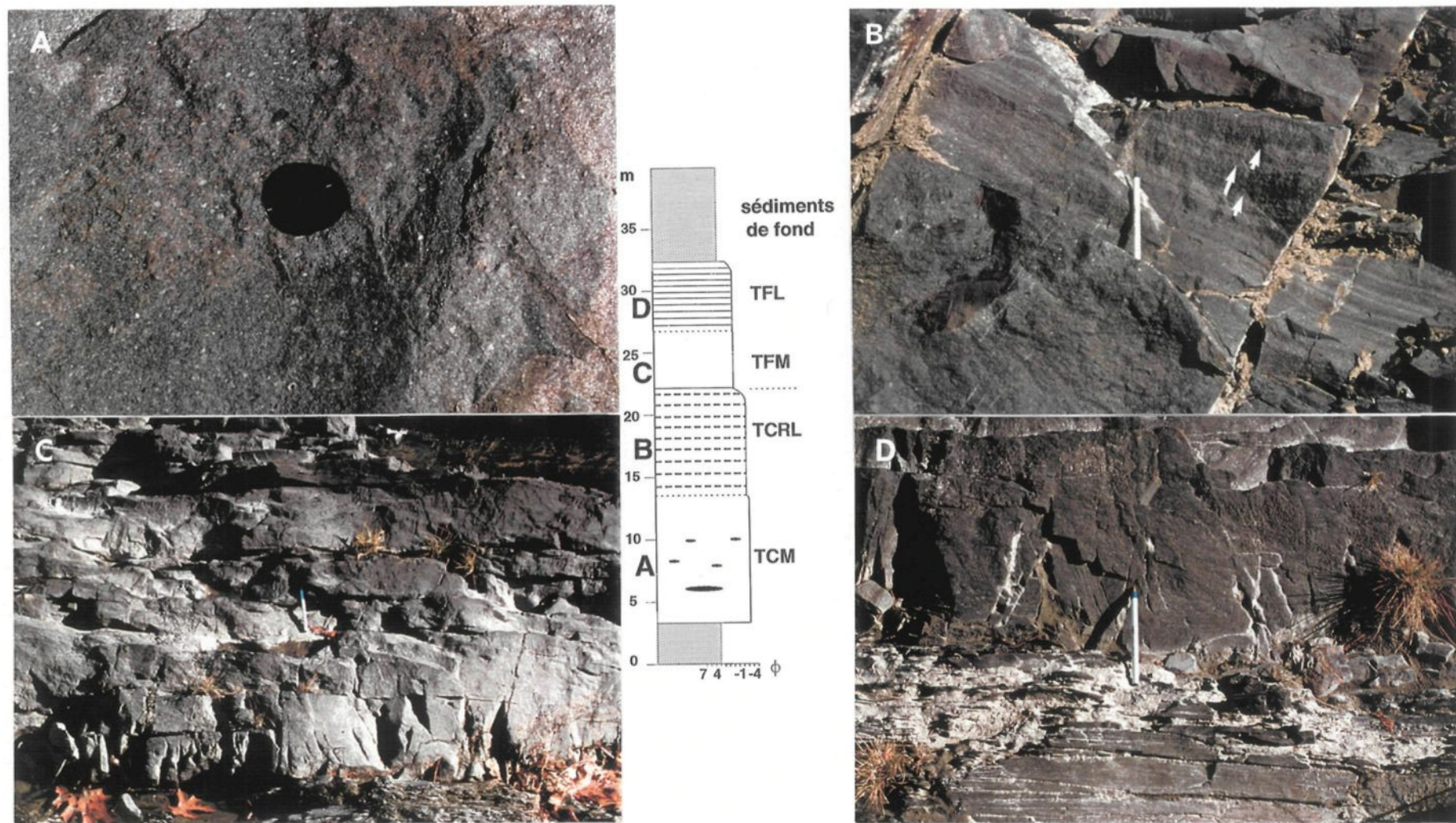


Planche 11

contact entre la variante 4 et les sédiments de fond est franc. Le contact entre TFM et TFL est graduel.

4.2.1.1 Interprétation de l'assemblage 1

Les trois divisions contiennent les mêmes constituants mais ont des proportions différentes qui indiquent que tout le matériel dérive d'une même source volcanique. Le passage graduel de la division 1 massive vers la division 2 rubannée et laminée suggère la présence de deux parties dans l'écoulement: une partie basale laminaire de haute concentration et une partie sommitale turbulente. Dans la partie basale du courant, la division 1 se forme à partir de concentration élevée de particules. Il y a une sédimentation rapide par suspension qui est suivie d'un gel en masse de la coulée (Lowe, 1982). La partie basale ralentie alors que la vitesse de la queue de la coulée se maintient. Celle-ci vient à surmonter la tête pour former divers sous-écoulements. L'empilement rapide de ces sous-écoulements va former les rubans successifs de la division 2. Toutefois, d'autres hypothèses sont possibles pour expliquer la formation de la seconde division: 1) la présence de plusieurs coulées toutes semblables et très peu espacées dans le temps car, aucun interlit de matériel non volcanique est présent ou 2) une seule autre coulée mais avec une répétition des conditions propices à la formation des mêmes structures, par apports continus de sédiment par l'arrière ou par le dessus. Par la suite, lorsque la vitesse du taux de retombée diminue, la taille des particules diminue ou la concentration des particules diminue dans la

coulée turbulente, un transport par traction va se produire pour former des laminations parallèles du régime d'écoulement supérieur au sommet de la division 2 (Lowe, 1982; Cole et al, 1993).

Le passage franc à graduel de la division 2 vers la division 3 est marqué par un changement granulométrique et dans la proportion des constituants impliquant un mécanisme d'emplacement différent. Le processus de dépôt de la partie basale de la division 3 (TCM) sera similaire à celui de la division 1 soit une sédimentation rapide en masse par gel d'une coulée ou de coulées successives à partir d'une concentration élevée d'échardes de verre. Les lits de la partie sommitale (TFL) par contre forment des lits distincts. Ils représentent des événements distincts de sédimentation, reliés au même événement éruptif. Les lits noirs et blanchâtres indiquent un dépôt par des séries de courants de turbidité avec des concentrations de plus en plus faibles. La succession de ces faciès montre des divisions typiques d'une séquence à double classement.

4.2.2 Assemblage 2 (TLM->TLR->TCM->TCRL->TFL)

L'assemblage 2 a seulement été observé aux Rapides du Diable de la Rivière Chaudière à Beauceville Est et possède une épaisseur cumulative de 24 m. Trois divisions ont aussi été définies mais démontrent une organisation de faciès différente de celle de l'assemblage 1 (figure 6; tableaux 6 et 7). En effet, il y a eu répétition des divisions 1 et 2, alors que le

faciès TFM à la base de la division 3 est absent. Cet assemblage 2 débute donc par une division massive 1a (TLM) surmontée par une division rubannée 2a (TLR). Celles-ci sont surmontées par une seconde division massive 1b (TCM) puis une seconde division rubannée 2b (TCRL). Enfin, ces divisions sont surmontées par une division 3 à granulométrie plus fine représentée uniquement par le faciès TFL. La description de la succession idéale s'est faite à partir des exemples de trois (3) sections stratigraphiques (annexes 8A,B et C).

La division 1a (planche 12A) de l'assemblage 2 est en contact franc à graduel avec les sédiments de fond et mesure 8 m. Le contact entre la division 1a et 2a est graduel. La division 2a de l'assemblage 2 mesure 1 m. Le contact entre la division 2a et la division 1b sus-jacente est graduel à franc. Le passage de la division 2a vers la division 1b est marqué par une diminution dans la taille des constituants et mesure 2 m. La division 1b (planche 12B) est surmontée graduellement par la division 2b qui mesure 12 m.

Finalement, le contact entre la division 2b vers la division 3 est franc et est marqué par un changement important dans la granulométrie et dans la proportion des constituants. Ce changement est aussi marqué par l'apparition de lits noirs et blanchâtres du faciès TFL (planches 12C et D). La succession de ces faciès montre des divisions typiques d'une séquence positive.

Planche 12A: Division 1 (TLM) de l'assemblage 2 (rivière Chaudière est). Notez l'aspect massif et la taille grossière (taille des lapillis). Le crayon mesure 14 cm.

Planche 12B: Division 2 (TCRL) de l'assemblage 2. Notez la présence de rubans bien définies (rivière Chaudière est). Le crayon mesure 14 cm.

Planche 12C: Lits turbiditiques noirs et blanchâtres de la division 3 (TFL) de l'assemblage 2 (Carrière Beauceville est). Le crayon mesure 14 cm.

Planche 12D: Lits noirs et blanchâtres de la division 3 (TFL) de l'assemblage 2 (Carrière Beauceville est). Notez la présence d'un cycle granocroissant (c+). Le crayon mesure 14 cm.

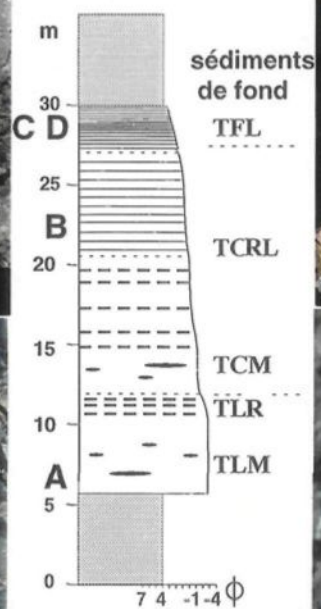
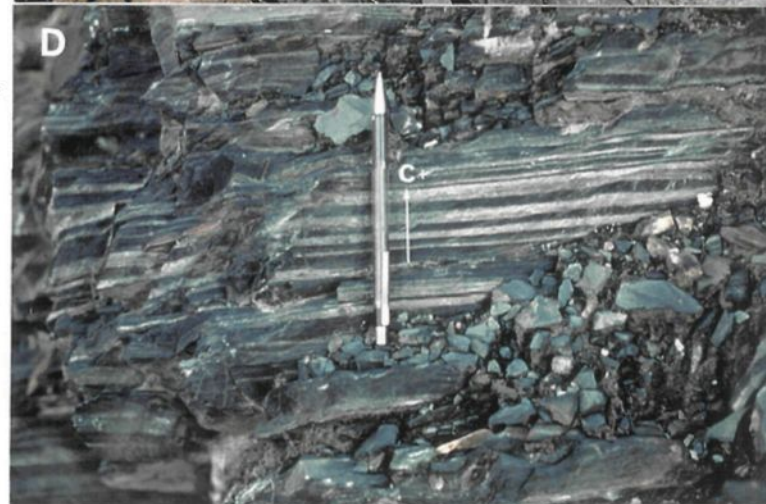
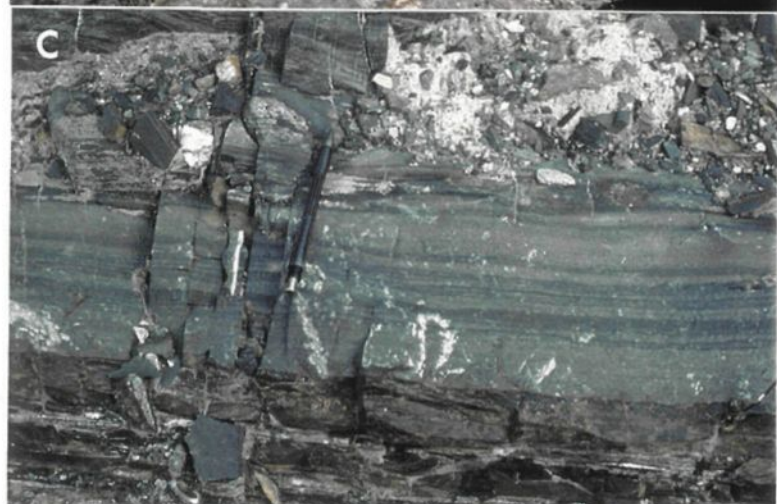


Planche 12

4.2.2.1 Interprétation

Tout comme dans l'assemblage 1, les trois divisions de l'assemblage 2 contiennent les mêmes constituants mais ont des proportions différentes qui indiquent que tout le matériel est dérivé d'une même source volcanique. Le passage est graduel de la division 1 vers la division 2 rubannée et laminée, que ça soit de 1a vers 2a ou 1b vers 2b, indique que la coulée a subi probablement une transformation d'écoulement qui passe d'un comportement laminaire à turbulent. Tout comme dans l'assemblage 1, le courant se divise en deux parties: une partie basale laminaire de haute concentration et une partie sommitale turbulente. Toutefois, dans ces cas il y a eu répétition du processus mais avec une granulométrie plus basse pour déposer 1b et 2b. Cette répétition pourrait résulter de diverses façons: 1) elle représente diverses parties d'une même coulée qui dépose au début uniquement les éléments les plus grossiers TLM (1a) et TLR (2a) pour ensuite déposer les éléments plus fins TCM (1b) et TCRL (2b) ou 2) elle représente plusieurs coulées peu espacées dans le temps où chaque coulées déposent un faciès. Dans les deux cas, les mécanismes de dépôt seront semblables à ceux de l'assemblage 1 pour les divisions 1 et 2 avec une répétition du même processus. Le passage franc de la division 2b vers la division 3 est marqué par une diminution importante dans la granulométrie et dans la proportion des constituants impliquant un mécanisme d'emplacement différent, tout comme dans l'assemblage 1. Les lits noirs et blanchâtres vont donc s'interpréter de la même façon que la division 3 de l'assemblage 1.

4.3 COMPARAISON DES DEUX ASSEMBLAGES ET DES VARIANTES DE LA FORMATION DE BEAUCEVILLE AVEC D'AUTRES DÉPÔTS PYROCLASTIQUES SOUS-MARINS

4.3.1 Comparaison de l'assemblage 1

En comparant l'assemblage 1 avec des séquences à double classement dans la littérature, plusieurs cas ont été retenus (figure 7; tableau 8; annexe 12). En résumé l'assemblage 1 mesure 28 m et comprend trois divisions distinctes: (1) TCM, (2) TCRL et (3) TFM et TFL (figure 5; tableaux 6 et 7). À titre de comparaison, la Formation de Tokiwa (Fiske et Matsuda, 1964) représente un cas classique d'une séquence à double classement qui est constituée de deux divisions (figure 7A), le Groupe de Shirahama (Cashman et Fiske, 1991; figure 7E), la Formation de Hunter Mine (Mueller et White, 1992; figure 7F) et la Formation de Josoji (Kano, 1996; figure 7G) sont des cas de séquence à double classement mais avec trois divisions et la séquence à double classement de la Formation de Saint-Victor (Cousineau, 1994; figure 7B) comprend deux divisions et est un cas choisi surtout par sa proximité géographique par rapport à la Formation de Beauceville. L'épaisseur de chacune des divisions, l'épaisseur totale des dépôts, la composition et de la granulométrie des divisions seront comparés à l'assemblage 1 de la Formation de Beauceville.

La division 1 de l'assemblage 1 (TCM) est massive, mesure entre 1 et 11 m, est caractérisée par des cristaux, des fragments volcaniques et des ponces < 2mm (figure 7C).

La division inférieure massive de la Formation de Tokiwa mesure 0-46 m et est représentée par un tuf à lapilli de composition dacitique (figure 7A). La division 1 du Groupe de Shirahama mesure 0,5 à 5 m et est représentée par une coulée de débris avec des blocs de forme angulaire (figure 7E). La division 1 de la Formation de Hunter Mine mesure de 5 à 20 m et est représentée par une brèche avec des fragments juvéniles de 10-20 cm (figure 7F). Celle de la Formation de Josoji (couches 1 et 2) mesure 11 m et est représentée par une brèche lithique à fragments de rhyolite (figure 7G). Le set inférieur de la division inférieure massive des coulées pyroclastiques de la Formation de Saint-Victor (Cousineau, 1994) mesure 1 à 11 m est massive à la base et stratifiée plus au sommet et est représentée par un tuf à lapilli pauvres en fines et bien trié (figure 7B). En comparant avec ces cas, la division 1 de l'assemblage 1 possède une épaisseur variable par rapport aux trois mais renferme des constituants de taille nettement inférieure (Shirahama, Hunter Mines et Josoji) ou un peu plus basse (Tokiwa et Saint-Victor).

La division 2 de l'assemblage 1 (TCRL) est rubannée et laminée, mesure entre 1 et 10 m et est caractérisée par des cristaux, des fragments et des ponce < 2mm ainsi que par des rubans centimétriques et des laminations parallèles avec un granoclassement normal mal développé (figure 7C). Il n'y a pas d'équivalent à cette division dans les coulées pyroclastiques de la Formation de Tokiwa. La division 2 du Groupe de Shirahama, appelée la zone de transition, mesure 1,5 m et est constituée de couplets riches et pauvres en lapilli (figure 7E). La division 2 de la Formation de Hunter Mine mesure entre 10 et 70 m et est

aussi constituée par des couplets riches et pauvres de tuf à lapilli et de tuf (figure 7F). La division 2 de la Formation de Josoji (couche 3) mesure entre 2,5 et 3 m et est constituée par des couplets riches et pauvres en ponces (figure 7G). La division 2 dans les coulées pyroclastiques de la Formation de Saint-Victor mesure 0,5 à 1 m et est constituée d'une alternance de rubans centimétriques (figure 7B). En comparant la division 2 de l'assemblage 1 avec ces cas on remarque que les couplets dans cet assemblage sont appelés des rubans, qu'ils sont formés par une alternance de rubans riches en cristaux et de rubans riches en ponces (Josoji, Saint-Victor, pour les autres on ne sait pas). Dans plusieurs cas, aussi la taille des composants des rubans est plus grande qu'ici (Shirahama, Hunter Mines et on ne sait pas pour Josoji).

La division 3 de l'assemblage 1 (TFM et TFL) mesure de 2 à 6 m (figure 7C) et les échardes de verre et les laminations parallèles caractérisent cette division. La division supérieure de la Formation de Tokiwa est laminée, mesure 7,7 à 15,4 m et est constituée de lits minces granoclassés de tuf (figure 7A). La division 3 du Groupe de Shirahama mesure 5 m et est constituée de retombée avec des éléments inférieure à 1 mm. Plus de 95% de cette partie renferme des fragments lithiques, des ponces et des cristaux brisés (figure 7E). La division 3 du Groupe de Hunter Mine mesure entre 1 et 5 m et est composée de tuf et de tuf à lapilli granoclassé avec des tufs à grains fins et des formations de fer (figure 7F). La division 3 de la Formation de Josoji mesure 1 à 2 m et est représentée par des turbidites fines. Des cristaux de plagioclase, des ponces et des échardes de verre avec très peu de

fragments lithiques de la taille des sables fins ainsi que des laminations parallèles et entrecroisées caractérisent les turbidites (figure 7G). Tout comme dans la Formation de Tokiwa, la division 3 dans les dépôts pyroclastiques de la Formation de Saint-Victor correspond à la division supérieure. Elle mesure 5 à 18 m et est constituée de lits de tuf granoclassés et de laminations parallèles (figure 7B). La division 3 de l'assemblage 1 présente surtout des similitudes par rapport à tous les cas au niveau de la taille des fragments, des structures sédimentaires et de l'épaisseur.

Si on empile ces trois divisions les unes sur les autres, on remarque que l'assemblage 1 a une épaisseur totale de 28 m (figure 7C), la Formation de Tokiwa de 7,7 à 61,4 m (figure 7A), le Groupe de Shirahama de 12 m (figure 7E), le Groupe de Hunter Mine de 16 à 95 m (figure 7F), la Formation de Josoji de 15 à 16 m (figure 7G) et la Formation de Saint-Victor de 6 à 29 m (figure 7B). Ces séquences sont toutes granoclassées de la base au sommet et les composants sont similaires. Quelques points diffèrent l'assemblage 1 des autres cas: 1) l'assemblage 1 ne possède pas de tuf à blocs à la base mais plutôt des fragments de taille inférieure, 2) la division 2 ici n'est pas représentée par des couplets mais des rubans et, 3) il n'existe pas toujours une division 2 dans certaines séquences dépendant probablement l'interprétation de chaque auteur. Par conséquent, l'assemblage 1 ici s'est probablement formé dans un contexte plus distal que les trois autres séquences. De plus, en observant la figure 7 on remarque que dans la Formation de Beauceville la nature et la quantité de sédiments de fond est plus élevée que dans les exemples japonais ou ceux de l'Abitibi;

aucune association avec des roches volcaniques, pas de faciès proximaux typiques de caldeira ou d'évent. Le fait qu'ailleurs dans la Formation de Beauceville il y a encore moins de volcanoclastites indique un éloignement relatif, mais difficile à estimer.

4.3.2 Comparaison de l'assemblage 2

Trois divisions constituent aussi l'assemblage 2 de la Formation de Beauceville (figure 6; tableaux 6 et 7). La comparaison entre les différents cas est aussi applicable pour cet assemblage (annexe 12). Par contre, cet assemblage démontre une organisation de faciès différente et la granulométrie de la division 1a (TLM) à la base de l'assemblage 2 est plus élevée que dans l'assemblage 1 (figure 7D). La granulométrie plus élevée indique que ce deuxième assemblage s'est probablement formé dans un contexte plus proximal que l'assemblage 1.

En effet, la division 1a massive de TLM mesure 8 m et la division 2a rubannée de TLR mesure 1 m. La division 1b sus-jacente massive de TCM mesure 2 m, la division 2b rubannée et laminée de TCRL mesure 12 m et la division 3 de TFL 3 m. L'assemblage 2 possède les mêmes constituants que l'assemblage 1. Il est granoclassé de la base au sommet avec en plus une division massive et rubannée de tuf à lapilli à la base de l'assemblage. Le mécanisme d'éruption est interprété comme étant similaire à celui de l'assemblage 1 mais dans un environnement plus proximal que le premier (figures 7C et D).

En se basant sur la distribution de la granulométrie, l'assemblage 1 pourrait être un équivalent vertical ou latéral (distal ?) de l'assemblage 2. Cependant, aucune observation de terrain ne permet de valider cette hypothèse.

4.4 LES FACIÈS ISOLÉS

À travers la Formation de Beauceville, on retrouve à plusieurs reprises, des lithofaciès qui ne montrent aucune association. Ils sont isolés au sein des sédiments de fond. Les lithofaciès reconnus sont les suivants: (1) TCM, (2) TCRL, (3) TFM et (4) TFL (tableau 6 et 7; annexes 4,5,6,7).

4.4.1 Description

Le faciès TCM, d'une épaisseur de 1 à 5 mètres, a un contact inférieur et supérieur franc avec les sédiments de fond et franc à graduel lorsqu'il repose sur un autre faciès (TFM et TFL) (annexes 4 et 5). Ce faciès a une composition et des structures sédimentaires similaires à la base de la division 1 (TCM) de l'assemblage 1.

Le faciès TCRL, d'une épaisseur de 1,4 m, est en contact franc, à la base, où il y a à l'occasion des empreintes de charge et graduel, au sommet, avec les sédiments de fond. Le contact avec le faciès sous-jacent TCM est graduel et le faciès sus-jacent TFM est franc

(annexes 4, 5, 6). Il a une composition et des structures sédimentaires similaires à la division 2 (TCRL) de l'assemblage 1 et à la division 2b de l'assemblage 2.

Le faciès TFM se présente en lits minces de 1-40 cm et en lits épais de 1-5 mètres interstratifiés avec les sédiments de fond ainsi que coïncé entre d'autres faciès isolés (faciès sous-jacents TCM et TCRL et sus-jacent TFL; annexe 4,5,6,7). Le contact inférieur et supérieur des lits minces et épais avec les sédiments de fond est franc à graduel et celui avec les faciès isolés est graduel à indistinct.

Le faciès TFL présente des lits noirs et blanchâtre de 2 mm à 4 cm qui forment une épaisseur totale de 1-2 m (1-7 m dans la section 3.2.4). Il est coïncé dans les sédiments de fond et le contact inférieur et supérieur est franc à graduel avec parfois des empreintes de charge à la base des lits. Il est aussi en contact avec d'autres faciès sous-jacents (TCM, TCRL et TFM) et le contact est alors franc. Ce faciès est aussi constitué de lits qui forment des cycles positifs (95%) et négatifs (5%) de 5-40 cm d'épaisseur pour former une épaisseur totale de 1 à 5 m.

4.4.2 Interprétation

Les faciès TCM et TCRL: (1) contiennent beaucoup moins de fragments délicats comme les ponces et les échardes de verre et (2) contiennent aussi très peu de fragments lithiques

(tableau 7). Donc, les faciès TCM et TCRL sont interprétés comme des coulées de masse sous-marines de débris volcanoclastiques. Leurs mécanismes de dépôt seront semblables à ceux de leurs faciès équivalents dans les assemblages 1 et 2. Ces faciès ont probablement été déposés dans le bassin après un épisode de sédimentation pélagique. Par conséquent, ces faciès sont déposés entre les éruptions principales qui ont produit les assemblages 1 et 2. Leur composition reflète une destruction des fragments délicats qui suppose aussi une période de météorisation à la source des pyroclastes et/ou leur destruction suite à un transport turbulent et en traction prolongé. Ce sont donc des dépôts probablement secondaires (remaniés) (Bull et Cas, 1991).

Tout comme les faciès TCM et TCRL, TFM et TFL ont des constituants et des structures sédimentaires similaires à la division 3 de l'assemblage 1 et 2. Cependant, ces faciès ont des proportions de matériaux juvéniles inférieures à leurs faciès équivalents dans les assemblages 1 et 2. Pour les mêmes raisons, ces faciès sont probablement des dépôts secondaires (remaniés) de turbidites à cendres ou des dépôts de retombées pyroclastiques qui se sont formés entre des périodes de dépôts pélagiques (Lowe, 1979, 1982; Stow et Shanmugan, 1980).

Finalement, les faciès isolés se retrouvent seuls, entre les sédiments de fond, ou sur d'autres faciès isolés, non interstratifiés avec les sédiments de fond. Les similitudes dans la composition et les structures avec les trois divisions des deux assemblages, suggèrent qu'ils

proviennent d'une même source de volcanisme et ont probablement été mis en place avant ou après l'éruption majeure.

4.5 MODÈLE DE MISE EN PLACE DES VOLCANOCLASTITES DE LA FORMATION DE BEAUCEVILLE

4.5.1 Présentation

Le volcanisme est explosif et de composition felsique. La présence de roches felsiques témoigne de la proximité d'un centre d'éruption volcanique au cours de la sédimentation de la Formation de Beauceville. Or, selon Baker (1978) et Williams et McBirney (1979) les dépôts importants de roches pyroclastiques de composition felsique sont surtout présents en bordure d'une marge continentale active (p.ex. les Andes) ou d'îles-en-arc orogéniques (p.ex. le Japon et les Antilles). À cet égard, on peut présumer *à priori* un environnement tectonique similaire pour la Formation de Beauceville et la chimie des dépôts pyroclastiques dans la formation sus-jacente de Saint-Victor le supporte (Cousineau, 1994).

La présence de faciès sédimentaires pélagiques dans la Formation de Beauceville et dans les autres formations du Groupe de Magog de même que la présence de graptolites suggèrent que le dépôt est marin profond. Dans les milieux subaériens, il y a généralement une certaine quantité de fragment de ponce. Or, selon Cas (1983) la présence de radeaux de ponce à la surface de l'eau où des éruptions sous-marines ont eu lieu, pourrait suggérer que

les pyroclastites sous-marines sont pauvres en fragment de ponce, un phénomène aussi observé dans les roches pyroclastiques de la Formation de Beauceville et qui pourrait appuyer aussi la mise en place en milieu sous-marin. Toutefois, il y a 10% de ponces dans certains faciès comme le faciès TLM. Les ponces chaudes absorbent l'eau rapidement, ce qui change leur densité et leur permettent de tomber avec les autres fragments et de plus si le transport se fait par écoulement laminaire ou quasi-laminaire, elles ne se briseront pas beaucoup (Cashman et Fiske, 1991). L'importance de chocs thermiques en milieu sous-marin favorise probablement une destruction des grandes ponces. Toutes ces raisons expliqueraient la faible quantité de ponce observées dans les roches pyroclastiques de la Formation de Beauceville.

Les dépôts de coulée pyroclastique qui entre dans l'eau pour former des dépôts sous-marins (Roseau Ash, Witham, 1989; Krakatau, Sigurdsson et al, 1991) ne montrent pas une séquence à double classement bien développée comme dans l'assemblage 1 et 2 de la Formation de Beauceville. Lorsque présente, de telles séquences sont interprétées comme l'évidence d'une éruption verticale (type Saint-Vincent) sous-marine (Fiske et Matsuda, 1964, Fisher, 1984, Stix, 1991).

La quantité élevée d'échardes de verre dans la division 3 de l'assemblage 1 et 2 est typique de produits d'explosions sous-marines de type phréatomagmatique ou phréatoplinien (Heiken et Wohletz, 1991). En effet, les éruptions phréatomagmatiques

étant des éruptions très violentes, il est aussi possible que peu de grandes ponces soient produites lors de ces éruptions. L'abondance de cristaux de feldspath et de quartz brisés et de fragments lithiques dans les roches pyroclastiques de la Formation de Beauceville suggère une origine explosive avec un mécanisme de concentration. Le meilleur tri typique des dépôts sous-marins par rapport aux dépôts subaériens expliquerait en partie ce phénomène.

La position de l'édifice volcanique demeure incertaine. En réalité, les parties proximales de tuf à blocs sont absentes dans l'assemblage 1 et 2. La plus forte granulométrie de l'assemblage 2 par rapport à celle de l'assemblage 1 suggère un caractère plus proximal pour l'assemblage 2.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer la présence de variantes et de faciès isolés dans l'assemblage 1. L'absence de sédiments de fond et la similitude dans les compositions peuvent impliquer que ces variantes sont: (1) la disjonction (*decoupling*) des diverses divisions suivi par des écoulements des 2 parties dans des directions différentes (Fisher, 1995), (2) des cheminements différents pour les turbidites à cendres de la division 3 relatifs à ceux des écoulements basaux plus denses, (3) des dépôts délogés rapidement (pentes instables et rupture) mis en place un peu après l'éruption majeure ou avant de nouvelles éruptions et (4) des produits d'autres éruptions moins intenses ou d'un autre édifice volcanique. Les faciès isolés présentent aussi des caractéristiques semblables aux deux

assemblages de faciès mais sont interstratifiés avec des sédiments de fond. Ils peuvent représenter des dépôts délogés mis en place après l'éruption majeure avec des périodes de quiétude entre les divers faciès.

Le modèle d'éruption élaboré est basé sur les observations de terrain et la pétrographie ainsi que le milieu marin. Les caractéristiques suivantes sont critiques: (1) l'abondance de fragments juvéniles à textures délicates, (2) la présence de cristaux idiomorphes et brisés de quartz et de feldspath, (3) les assemblages de faciès constitués de trois divisions et, (4) les séquences à double classement des assemblages 1 et 2.

Une colonne d'éruption, bien développée, peut produire un dépôt qui se divise en trois parties qui consiste en une division basale de tuf-tuf à lapilli massif (TLM et TCM), une division médiane de tuf-tuf à lapilli rubanné et laminé (TLR et TCRL) et d'une division sommitale de tufs turbiditiques (TFM et TFL). En résumé, le dépôt de l'assemblage 1 et 2 est interprété comme une sédimentation directe à partir d'une éruption sous-marine explosive de type phréatomagmatique ou phréatoplinien.

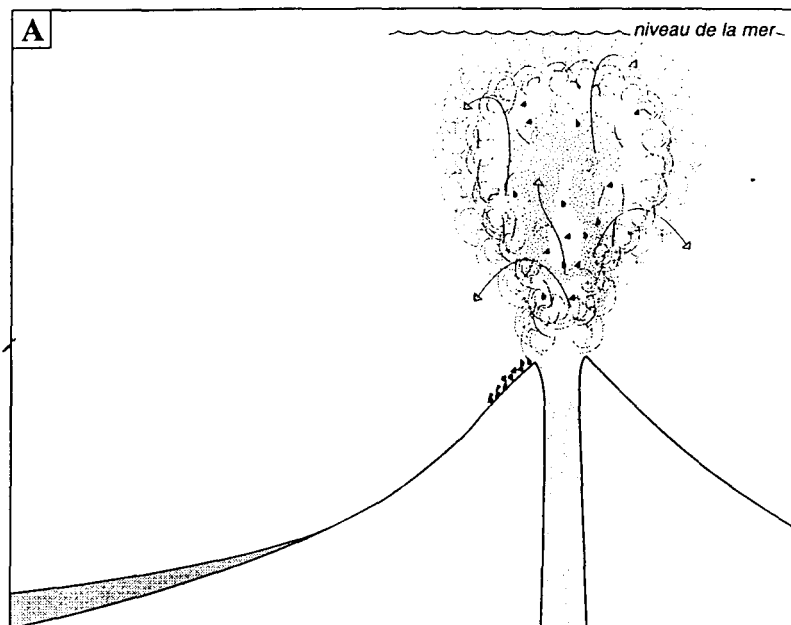
4.5.2 Discussion du modèle

La présence de deux assemblages de faciès, de variantes et de faciès isolés suggèrent divers épisodes de sédimentations pyroclastiques et volcanoclastiques échelonnées dans le temps, certaines contemporaines aux éruptions, d'autres se formant entre les éruptions.

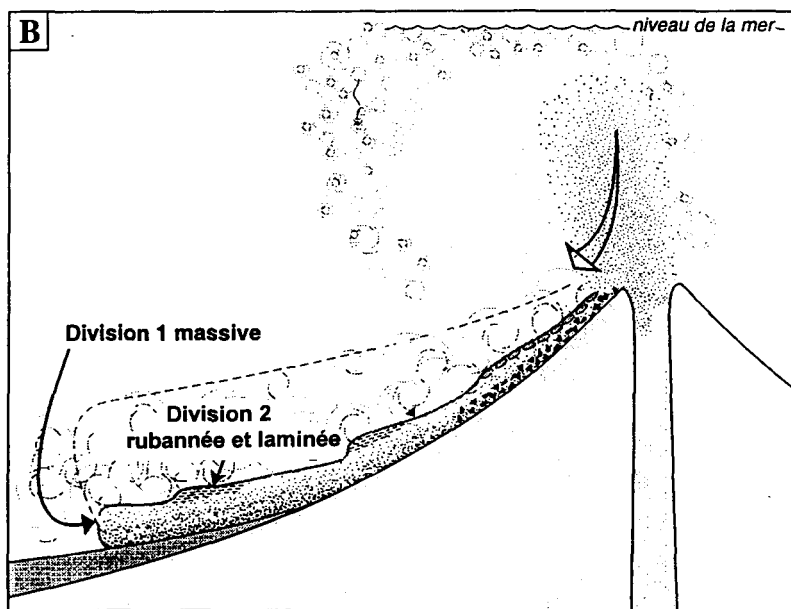
Une éruption initiale phréatomagmatique sous-marine de magma felsique riche en fragments et cristaux se manifeste (figure 8a). Cette éruption produit une colonne verticale enveloppée d'une coupole thermique qui sépare le mélange gaz+particules de la colonne, de l'eau du milieu ambiant. Initialement, une abondance de fragments et cristaux a été propulsée de l'évent et transportée en suspension vers le haut. Plus tard, l'addition de fragments à la colonne diminue graduellement. La colonne d'éruption sous-marine prend par la suite de l'expansion. L'éruption étant profonde, il y aura théoriquement moins de ponces car les gaz dissous dans le magma ne pourront pas aisément former des bulles. Celles qui sont présentes sont chaudes et, lorsqu'elles rencontrent l'eau froide, ont un choc thermique et se brisent donc facilement ce qui forme beaucoup d'échardes de verre. D'autres ponces chaudes absorbent l'eau rapidement et coulent avec les autres fragments.

Lors de l'effondrement de la colonne verticale, une coulée se forme (figure 8b). Cette coulée qui est plus dense que l'eau glisse sur les flancs du volcan. La décantation dans l'eau fait que les cendres fines restent plus longtemps dans le panache éruptif. La coulée

Éruption sous-marine de type phréatomagmatique ou phréatoplinien ?



Effondrement partiel de la colonne



**Figure 8: Modèle éruptif de la division 1 et 2
(modifié de Cousineau, 1994)**

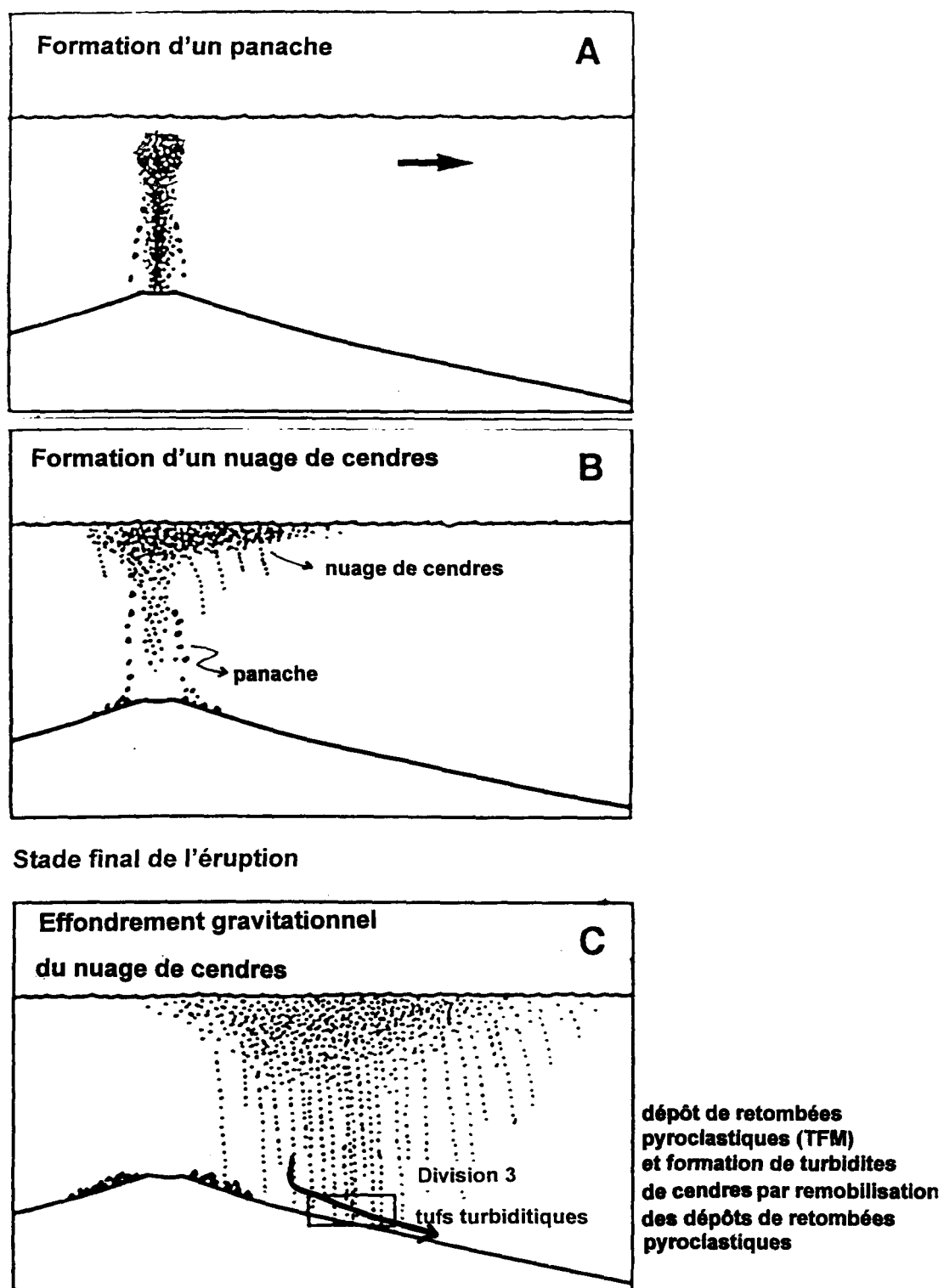
pyroclastique sous-marine contient donc du matériel mieux trié que sont équivalent subaérien. Elle est donc enrichie en cristaux et en fragments de roches. De plus, suite à l'ingestion d'eau à la tête de la coulée, un vannage supplémentaire des particules fines se forme et celles-ci peuvent se concentrer dans une partie distincte de la coulée. Cette coulée pourra subir aussi une disjonction et chaque partie s'écoule le long de directions différentes. Une telle disjonction permet d'expliquer certaines variantes de l'assemblage 1 et certains faciès qui ne sont pas groupés en assemblages.

À la base de la première partie de la coulée, une ségrégation par gravité dépose les constituants les plus grossiers (les fragments de la taille des lapillis) suivit d'une sédimentation rapide en masse et d'un gel de la coulée pour former la division 1 massive TLM. La partie basale de la coulée ralentit et la différence de vitesse entre la tête et l'arrière de la coulée augmente. La partie arrière plus turbulente surmonte la tête pour former un sous-écoulement (Busby-Spera, 1986). La succession rapide de plusieurs sous-écoulements forme les divisions rubannées. Le tri pauvre par densité dans chacun des sous-écoulements et le vannage des particules fines produisent un dépôt riche en fragments de roches et de cristaux avec un granoclassement mal développé. Dans certains cas (assemblage 2), des coulées successives de granulométries différentes se forment: les premières contiennent des particules plus grossières que les secondes.

À la fin de l'éruption (figure 9b), la turbulence commence à se dissiper, des cendres fines (riches en écharde de verre) retombent à proximité de l'évent puis s'écoulent en une succession de turbidites à cendres pour former la division 3 TFM (uniquement dans le cas de l'assemblage 1) (figures 9c). Les lits noirs, du faciès TFL, représentent des suspensions fines de sédiments pélagiques (sédiments de fond) tandis que les lits blanchâtre, de ce même faciès, représentent des séries de turbidites de cendres. Ceci suggère une mise en place rapide mais en partie postérieure à l'éruption, similaire à une mise en place de lits successifs de turbidites, par exemple suite à un recul rapide du plan de rupture de dépôts pyroclastiques à grain fin, initialement accumulés près de l'évent.

Entre ces différentes éruptions, les pentes instables du volcan ont subi des ruptures qui ont donné lieu à la resédimentation rapide des dépôts pyroclastiques à volcanoclastiques (en fonction du pourcentage de pyroclastes présents). Cette resédimentation a probablement formé les différentes variantes dans les faciès. Des ruptures tardives sont aussi possibles et celles-ci ont produit les faciès isolés que l'on retrouve isolé entre les sédiments de fond. Ces ruptures sont possiblement aussi précurseur d'une nouvelle éruption.

Dans la même région d'étude, la présence de deux assemblages de faciès, des variantes et des faciès isolés suggèrent des éruptions importantes suivies de nombreuses ruptures de pente ultérieures. Stratigraphiquement, aucune section existe pour identifier la position



**Figure 9: Modèle éruptif du faciès TFM
(modifié de Cashman et Fiske, 1991)**

verticale ou latérale de l'assemblage 1 par rapport à l'assemblage 2. Par contre, en regardant les cartes géologiques, on peut prétendre que l'assemblage 1 est plus bas stratigraphiquement que l'assemblage 2. Les faciès les plus grossiers sont plutôt concentrés dans l'assemblage 2 et les faciès isolés ou les variantes plus grossières se retrouvent entre l'assemblage 1 et 2. L'intensité du volcanisme a probablement crû avec de nombreux soubresauts volcaniques entre ces deux principaux épisodes.

Ceci cadre bien avec l'évolution générale du volcanisme dans le Groupe de Magog. À la base (Formation de Frontière), il y a érosion d'un volcan, mais pas de dépôts pyroclastiques sous-marins. Par la suite, il y a renouveau du volcanisme felsique (Formation d'Etchemin), mais ce sont surtout des dépôts à caractère distal et probablement de nature secondaire (coulées de débris volcanoclastiques) qui se forment. Ceux au sommet ont quand même un caractère plus proximal que ceux à la base de la Formation d'Etchemin. Les volcanoclastites de la Formation de Saint-Victor ont par contre un caractère nettement pyroclastique et possiblement plus proximal que celles de la Formation de Beauceville. Les volcanoclastites de la Formation de Beauceville s'insèrent donc bien dans le cadre d'une augmentation de l'intensité du volcanisme dans ce bassin au cours de l'orogénie taconienne.

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS

Les quatre faciès qui composent la séquence volcanique de la Formation de Beauceville ont fait l'objet d'une étude pétrographique et sédimentologique détaillée. Nous regroupons ces faciès en deux assemblages avec plusieurs variantes. L'assemblage 1, de 28 m, comprend TCM->TCRL->TFM->TFL et l'assemblage 2, de 24 m, comprend TLM->TLR->TCM->TCRL->TFL. Les deux assemblages possèdent trois divisions qui montrent une séquence à double classement bien définie. Les variantes présentent les successions suivantes: (1) TCM->TFL, (2) TCM->TFM->TFL, (3) TCRL->TFM->TFL et, (4) TFM->TFL. Les faciès isolés sont TCM, TCRL, TFM et TFL. Certains faciès sont aussi isolés dans la séquence sédimentaire pélagique de la même formation.

Les principales conclusions sont les suivantes:

1) La division 1 (TCM et TLM) qui constitue la base de l'assemblage 1 et 2 est produite par des écoulements laminaires et s'est mise en place principalement sous forme de coulée de débris pyroclastiques sous-marine.

- 2) La division 2 (TLR et TCRL) s'est produite par la turbulence lors de l'écoulement où il y a formation de sous-écoulements qui se sont répétés successivement pour former les rubans de TLR et TCRL suivit d'un transport par traction pour former les laminations parallèles de régime d'écoulement supérieur du faciès TCRL.
- 3) La division 3 (TFL et parfois TFM surmonté par TFL) qui constitue le sommet de l'assemblage 1 et 2 est interprétée comme des dépôts de turbidites à cendres fines (certains lits pourraient aussi être des retombées pyroclastiques sous-marines) qui résultent du stade final de l'éruption caractérisé par l'effondrement gravitationnel de la colonne produisant des dépôts turbiditiques.
- 4) Les variantes et les faciès isolés sont interprétés comme le produit de ruptures de pentes instables ou des ruptures tardives après les éruptions majeures.

L'environnement volcano-sédimentaire et le modèle d'éruption retenus pour expliquer les deux assemblages, les variantes et les faciès isolés de la Formation de Beauceville tient compte de plusieurs éléments:

- 1) La présence de roches felsiques qui indique un volcanisme explosif de composition felsique.
- 2) Les mudstones graphitiques à graptolites suggèrent un environnement pélagique, comme pour les autres formations du Groupe de Magog. Ces volcanoclastites se sont donc déposées en milieu marin profond.

- 3) Les séquences à double classement de l'assemblage 1 et 2 de même que la faible quantité de ponces dans les roches pyroclastiques appuient une éruption pyroclastique verticale sous-marine.
- 4) La quantité élevée d'échardes de verre, principalement dans la division 3 des assemblages 1 et 2, est typique d'explosions sous-marines de type phréatomagmatique ou phréatoplinien.

Les relations stratigraphiques entre l'assemblage 1 et 2 demeurent incertaines. Le fait qu'il y a une plus grande abondance de sédiments de fond dans la Formation de Beauceville que dans les exemples japonais ou de l'Abitibi et l'absence d'association avec des roches volcaniques ou avec des faciès proximaux typiques de caldeira ou d'évent en vue, permet de prétendre que les dépôts de la Formation de Beauceville ont un caractère distal. La granulométrie plus fine de l'assemblage 1 et 2 par rapport aux autres exemples ne fait qu'appuyer la nature distale de ces dépôts. Le fait qu'ailleurs dans la Formation de Beauceville il y a encore moins de volcanoclastites suggère une proximité relative de l'arc magmatique ou tout au moins des chenaux distributeurs qui ont servi à apporter les débris dans le bassin. La nature des volcanoclastites de la Formation de Beauceville cadre bien dans l'évolution globale de l'ensemble du bassin. À la base, les sédiments de la Formation de Frontière ne renferment pas de débris pyroclastiques. Sise entre les formations de Frontière et de Beauceville, la Formation d'Etchemin renferme des lits qui pourraient

représenter des dépôts de coulées de débris volcanoclastiques. Au-dessus de la Formation de Beauceville, la Formation de Saint-Victor renferme des dépôts de débris pyroclastiques.

L'interprétation des roches volcano-sédimentaires de la Formation de Beauceville constitue la première étude détaillée dans la région de Beauceville. Elle représente un travail de base pouvant servir de départ à d'autres études. Aucune vérification dans la continuité latérale des coulées n'a pu être entreprise. Cette vérification pourrait être importante pour permettre un meilleur positionnement stratigraphique des volcanoclastites dans l'empilement général améliorerait aussi le modèle afin d'arriver à une compréhension globale de cette formation. De plus, l'utilisation de la chimie sur les volcanoclastites pourrait être une autre importante alternative pour confirmer ou infirmer la parenté avec celles des autres formations du Groupe de Magog et avec les volcanites du Complexe d'Ascot ou avec les bentonites de même âge qui sont sises dans les dépôts de la plate-forme du Saint-Laurent.

RÉFÉRENCES

- ALLEN, J.R.L. et LEEDER, M.R. 1980. Criteria for the instability of upper-stage plane beds. *Sedimentology*, **27**: 209-217.
- BAKER, P. 1978. Pétrologie des laves dans les zones de subduction: Dans, *Les roches volcaniques*, Édité par M. Girard, P.E. Bailey, R.V. Fisher, R. Mauray, M. Rocci, H.Schmincke et B.G. Upton. Doin Editeurs, Paris, pp.136-165.
- BATES, R.L. et JACKSON, J.A. 1987. *Glossary of Geology*, Third Edition. American Geological Institute, Alexandria, VA, 788 p.
- BLAIS, D. 1991. Pétrographie et géochimie de la séquence de la colline Bunker, Ayer's Cliff, Appalaches du Québec. *Mémoire*, Université du Québec à Montréal, 57 p.
- BRUN, J. et CHAGNON, A. 1979. Rock stratigraphy and clay mineralogy of volcanic ash beds from the Black River and Trenton Groups (Middle Ordovician) of Southern Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **16**: 1499-1507.
- BULL, S.W. et CAS, R.A.F. 1991. Depositional controls and characteristics of subaqueous bedded volcanoclastics of the Lower Devonian Snowy River Volcanics. *Sedimentary Geology*, **74**: 189-215.
- BUSBY-SPERA, C.J. 1986. Depositional features of rhyolitic and andesitic volcanoclastic rocks of the Mineral King submarine Caldera Complex, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **27**: 43-76.
- CARR, T.R. 1982. Log-linear models, Markov chains and cyclic sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 905-912.
- CAS, R.A.F. 1983. Submarine crystal tuffs : their origin using a Lower Devonian example from southern Australia. *Geological Magazine*, **120**: 471-486.
- CAS, R.A.F. 1992. Submarine volcanism: eruption styles, products and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* **87**: 511-541.
- CAS, R.A.F. et WRIGHT, J.V. 1987. *Volcanic Successions, modern and ancient. A geological approach to processes, product and successions*. Allen & Unwin, London, 528 p.

- CAS, R.A.F. et WRIGHT, J.V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites : an assessment. *Bulletin of Volcanology*, **53**: 357-380.
- CASHMAN, K.V. et FISKE, R.S. 1991. Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions. *Science*, **253**: 275-280.
- COLE, P.D., GUEST, J.E. et DUNCAN, A.M. 1993. The emplacement of intermediate volume ignimbrites: a case study from Roccamonfina Volcano, Southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, **55**: 467-480.
- COUSINEAU, P.A. 1990. Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre Saint-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine. Ministère Énergie et Ressources, Québec ; Mémoire MM 87-02, 178 p.
- COUSINEAU, P.A. 1994. Subaqueous pyroclastic deposit in an Ordovician fore-arc basin : an example from the Saint-Victor Formation, Quebec Appalachians, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**: 867-880.
- COUSINEAU, P.A. et ST-JULIEN, P. 1992. The Saint-Daniel Melange : evolution and collage of an accretionary prism in the Dunnage zone of the Quebec Appalachians. *Tectonics*, **11**: 898-909.
- COUSINEAU, P.A. et ST-JULIEN, P. 1994. Stratigraphie et paléogéographie d'un bassin d'avant-arc ordovicien, Estrie-Beauce, Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**: 435-446.
- DAVID, J., MARQUIS, R., et TREMBLAY, A. 1993. Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec: technique et application aux roches de la zone de Dunnage. Congrès des géologues et géophysiciens du Québec, 28 au 30 avril 1993, Sherbrooke. Programme et résumés, p.23.
- DeBROUCKER, G., ST-JULIEN, P., KROGH, T.E. et MACHADO, N. 1986. Geochronology and tectonic implications of basement rocks in the Cambro-Ordovician Macquereau and Mictaw inlier, Gaspé Peninsula, Québec. Geological Society of America North-eastern section annual meeting, Abstract with program, **18**: p.12.
- DICKINSON, W.R. et SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin* **63**: 2164-2182.

- EASTON, R.M. et JOHNS, G.W. 1986. Volcanology and mineral exploration : The application of physical volcanology and facies studies. Dans Volcanology and Mineral deposits, Édité par J. Wood et H. Wallace. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper **129**: pp. 2-40.
- FISHER, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of American Bulletin, **72**: 1409-1414.
- FISHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragment and their classification. Earth -Science Reviews, **1**: 287-298.
- FISHER, R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. Geology, **11**: 273-274.
- FISHER, R.V. 1984. Submarine volcanoclastic rocks. Dans, Marginal Basin Geology, Édité par B.P. Kokelaar et M.F. Howells. Geological Society of London Special Publication **16**: 5-27.
- FISHER, R.V. 1995. Decoupling of pyroclastic currents: hazards assessments. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **66**: 257-263.
- FISHER, R.V. et SCHMINCKE, H-U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, New -York, 528 p.
- FISHER, R.V. et SMITH, G.A. 1991. Volcanism, tectonics and sedimentation. Dans Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Special Publication No. **45**: 1-5.
- FISKE, R.S. et MATSUDA, T. 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. American Journal of Science, **262**: 76-106.
- FORTEY, R.A. 1984. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. Dans Aspects of the Ordovician System, Édité par D.L. Burton. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, **295**: 37-50.
- FRITZ, W.J. et VANKO, D.A. 1992. Geochemistry and origin of a black mudstone in a volcanoclastic environment, Ordovician Lower Rhyolitic Tuff Formation, North Wales, UK. Sedimentology **39**: 663-674.
- GAUTHIER, M., CHARTRAND, F. et TROTTIER, J. 1994. Metallogenic Epochs and Metallogenic Provinces of the Estrie-Beauce Region, Southern Quebec Appalachians. Economic Geology, **89**: 1322-1360.

- GORMAN, W.A. 1957. Geology of the Sainte-Justine Map area. Thèse de Doctorat, Université McGill, 163 p.
- HEIKEN, G. et WOHLTZ, K. 1985. Volcanic Ash. Berkeley, University of California Press, 256 p.
- HEIKEN, G.H. et WOHLTZ, K. 1991. Fragmentation processes in explosive volcanic eruption. Dans Sedimentation in Volcanic Settings, édité par R.V. Fisher et G.A. Smith. SEPM Special Publication **45**: 19-26.
- HOWELL, M.F., REEDMAN, A.J. et CAMPBELL, S.D.G. 1986. The submarine eruption and emplacement of the Lower Rhyolitic Tuff Formation (Ordovician), N Wales. Geological Society of London Journal, **143**: 411-423.
- HUFF, W.D., KOLATA, D.R., FROST, J.K. et TREVAIL, R.A. 1988. Correlation of the Upper Ordovician k-bentonite bed from the Upper Mississippi Valley to the St.Laurence Valley, Canada (Abstract). Geological Society of America, Abstract with program, **20**: 121 p.
- KANO, K. 1996. A Miocene coarse volcanoclastic mass-flow deposit in the Shimane Peninsula, SW Japan : product of a deep submarine eruption ? Bulletin of Volcanology, **58**: 131-143.
- KOKELAAR, B.P. et BUSBY, C. 1992. Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. Science, **257**: 196-201.
- KOKELAAR, B.P., BEVINS, R.E. et ROACH, R.A. 1985. Submarine silicic volcanism and associated sedimentary and tectonics processes, Ramsey Island, SW Wales. Geological Society of London Journal, **142**: 591-613.
- LAJOIE, J. 1984. Volcanoclastic rocks. Dans Facies Models, Édité par R.G. Walker. Geoscience Canada, Reprint Series 1, second edition. Geological Association of Canada Publication, Toronto, pp.39-52.
- LAJOIE, L. et STIX, J. 1992. Volcanoclastic rocks. Dans Facies Models, response to sea level change, Édité par R.G. Walker et N.P. James. Geological Association of Canada, pp.101-118.
- LEGGET, J.K. 1978. Eustacy and pelagic regimes in the Iapetus Ocean during the Ordovician and Silurian. Earth and Planetary Science Letters, **41**: 163-169.

- LOFGREN, G. 1971. Experimentally produced devitrification textures of natural rhyolite glass. *Geological Society of America Bulletin*, **82**: 111-124.
- LOWE, D.R. 1979. Sediment gravity flows : their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication*, **27**: 75-82.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.
- LOWE, D.R. 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analyses of current structures. *Sedimentology*, **35**: 765-776.
- MACKAY, B.R. 1921. Beauceville Map area (Quebec). *Geological Survey of Canada, Memoir 127*, 105 p.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. et ALLEN, R. 1993. Volcanic textures. *CODES key Centre, University of Tasmania*, 198 p.
- MITCHELL, C.E., GOLDMAN, D., DELANO, J.W., SAMSON, S.D. et BERGSTROM, S.M. 1994. Temporal and spatial distribution of biozones and facies relative to geochemically correlated k-bentonites in the Middle Ordovician Taconic foredeep. *Geology*, **22**: 715-718.
- MOORE, R.C. 1949. Meaning of facies. *Geological Society of America Memoir* **39**: 1-34.
- MUELLER, W. et WHITE, D.L. 1992. Felsic fire-fountaining beneath Archean seas : pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**: 117-134.
- NIEM, A.R. 1977. Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. *Geological Society of American Bulletin*, **88**: 49-61.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. et HISCOTT, R. 1986. Deep-water facies, Processes and Models : A review and classification scheme for Modern and Ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, **23**: 75-174.
- RIVA, J. 1974. A revision of some Ordovician of Eastern North America. *Paleontology*, **17**: 1-40.

- RIVA, J. et MALO, M. 1988. Age and correlation of the Honorat Group, southern Gaspé Peninsula. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **25**: 1618-1628.
- SCHMIDT, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, **9**: 41-43.
- SIGURDSSON, H., CAREY, S., MANDEVILLE, C. et BRONTO, S. 1991. Pyroclastic flows of the 1883 Krakatau eruption: EOS, American Geophysical Union Transactions, **72**: 377-381.
- STIX, J. 1991. Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism : a review. *Earth-Science Reviews*, **31**: 21-53.
- ST-JULIEN, P. 1970. Région de Disraeli, demie est. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP 587.
- ST-JULIEN, P. 1987. Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford (moitié est). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, mémoire MM 86-01.
- ST-JULIEN, P. et HUBERT, C. 1975. Evolution of the Taconic orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, **275-A**: 337-362.
- ST-JULIEN, P., SLIVITZKY, A. et FEININGER, T. 1983. A deep structural profile across the Quebec Appalachians. *Geological Society of America, Memoir* **158**: 103-111.
- STOW, D.A.V. et SHANMUGAN, G. 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparaison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, **25**: 23-42.
- TOLMAN, C. 1936. Lake Etchemin Map-area. Geological Survey of Canada, Memoir 199, 20 p.
- TREMBLAY, A. 1992. Géologie de la région de Sherbrooke (Estrie). Rapport géologique ET 90-02, 71 p.
- TREMBLAY, A. et 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**: 1218-1229.

- TREMBLAY, A., HEBERT, R. et BERGERON, M. 1989a. Le Complexe d'Ascot des Appalaches du Sud du Québec: pétrologie et géochimie. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 2407-2420.
- WALKER, G.P.L. 1981. Plinian eruptions and their products. *Bulletin of Volcanology* **44**: 223-240.
- WALKER, R.G. 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**: 25-43.
- WALKER, R.G. 1976. Facies Models, I. General introduction. *Geoscience Canada*, **3**: 21-24.
- WALKER, R.G. 1984. Facies Models, Second Edition. Geological Association of Canada, *Geoscience Canada*, Repr. Ser. 1.
- WILLIAMS, H. 1979. Appalachian Orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**: 792-1003.
- WILLIAMS, H. 1984. Miogeoclines and suspect terranes of the Caledonian-Appalachian Orogen: tectonic patterns in the North Atlantic region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 887-901.
- WILLIAMS, H. et MCBIRNEY, A.R. 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co; San Francisco, 397 p.
- WILLIAMS, H. et ST-JULIEN, P. 1982. The Baie Verte-Brompton line : Early paleozoic continent-ocean interface in the canadian Appalachians. Dans *Major structural zones and faults of the Northern Appalachians*, Édité par P. St-Julien et J. Béland. Geological Association of Canada ; Special Paper **24**: 177-207.
- WITHAM, A.G. 1989. The behaviour of subaerially produced pyroclastic flows in a subaqueous environment : evidence from the Roseau eruption, Dominica, West Indies. *Marine Geology*, **86**: 27-40.
- WITHAM, A.G. et SPARKS, R.S.J. 1986. Pumice. *Bulletin of Volcanology*, **48**: 209-223.
- YAMADA, E. 1984. Subaqueous pyroclastic flow: their development and their deposits. Dans *Marginal Basin Geology*, Édité par B.P. Kokelaar et M.F. Howells. Geological Society of London Special Publication, **16**: 29-35.

ANNEXES

**Annexe 1. Caractéristiques des quatre formations du Groupe de Magog
(d'après Cousineau et St-Julien, 1994)**

GROUPE DE MAGOG	DESCRIPTION	ÂGE	INTERPRÉTATION DES VOLCANOCLASTITES
Formation de Saint-Victor	-turbidites classiques -grès et mudstone -quelques bancs de volcanoclastites et de rares bancs de conglomérats - <u>plis ouverts à plus serrés et découpés</u>	-mi-Caradocien	-pyroclastites sous- marines
Formation de Beauceville	-clayslate noir -volcanoclastites noires -mudstone siliceux noir - <u>plis ouverts à modérément fermés</u>	-Llandeilien- Caradocien	-pyroclastites sous- marines secondaires ?
Formation d'Etchemin	-mudstones violets et verts -volcanoclastites vertes - <u>plis isoclinaux</u>	-Llandeilien ?	-pyroclastites sous- marines secondaires ?
Formation de Frontière	-turbidites proximales -lits de grès gris verdâtre -interlits de mudstone gris verdâtre à gris foncé et de microgrès - <u>plis isoclinaux</u>	-Llandeilien au pré -Llandeilien ?	-épiklastites

?: Incertain pour l'instant

Annexe 3A: Tableau des données pétrographiques des comptages de points

LAME MINCE	FRAGMENTS LITHIQUES	CRISTAUX Feldspath/ Quartz	PONCE, VERRE	MINÉRAUX OPAQUES	ZIRCON	MATRICE	AUTRES	TOTAL DES POINTS
001-10	155	78 (45/33)	117	5	0	42	3	400
001-11	106	103 (70/33)	101	0	2	43	6	361
001-12	90	169 (108/61)	88	2	1	44	2	396
002-1	39	168 (111/57)	27	2	2	81	7	326
003-16	48	207 (139/68)	13	1	2	26	22	319
001-8	36	148 (100/48)	138	3	2	70	3	400
003-14	56	173 (100/73)	119	0	1	50	5	404
005-17	75	231 (213/18)	38	4	0	79	8	435
005-18	44	230 (214/16)	37	8	0	89	4	412
005-16	93	107 (101/6)	61	2	0	75	12	350
004-6	53	243 (176/67)	12	2	0	78	13	401
005-1	43	228 (214/14)	64	8	1	83	0	427
005-26	16	166 (158/8)	151	4	0	13	4	354


Annexe 3B. Tableau des données pétrographiques en % pour le diagramme ternaire de Schmidt (1981); Figure 3*

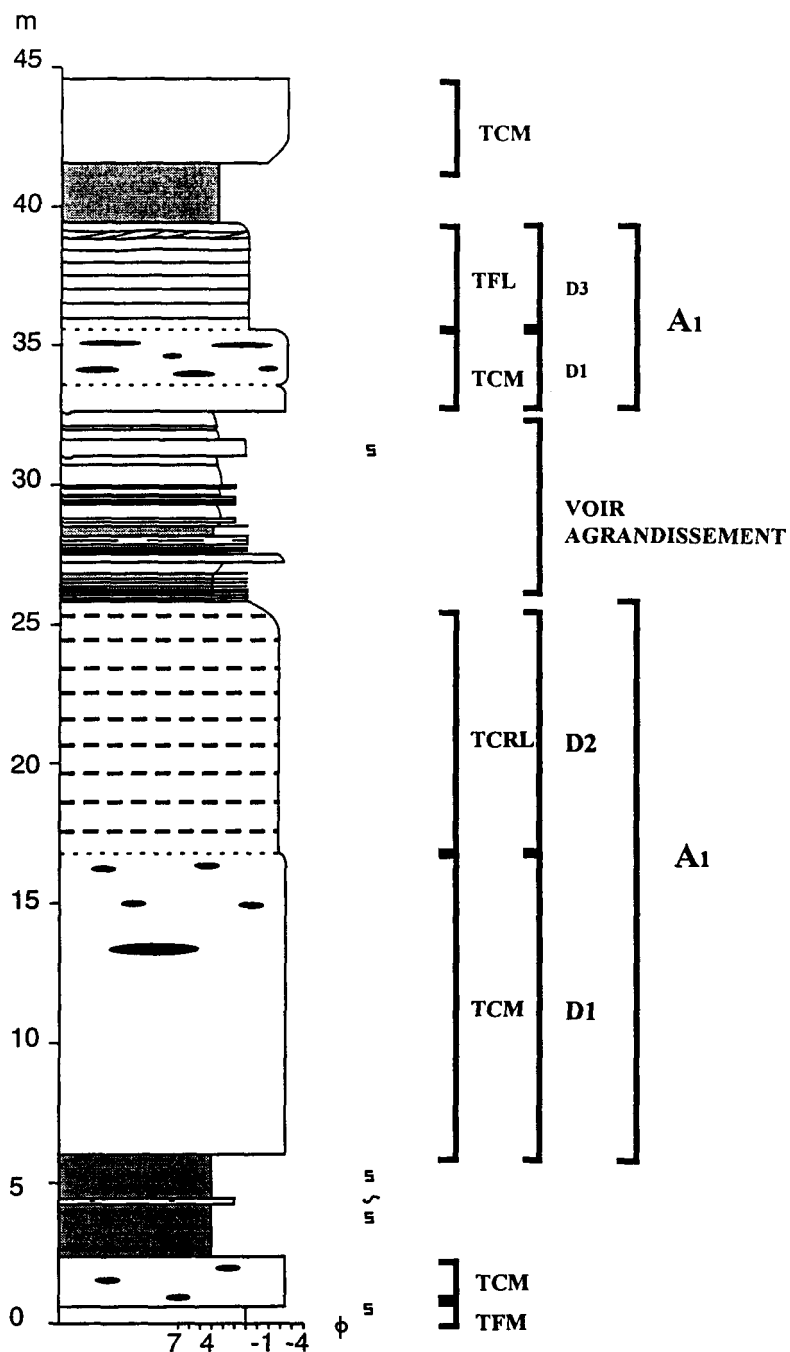
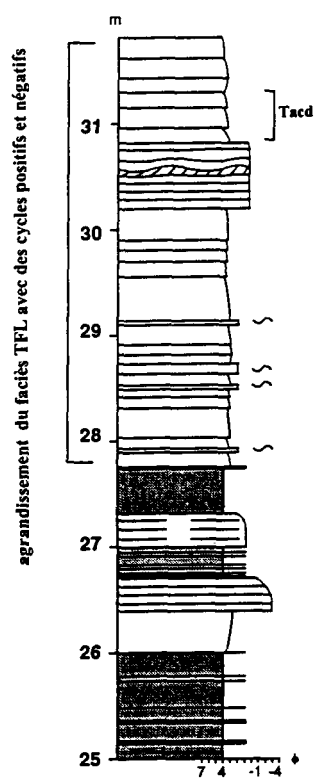
LAME MINCE	FRAGMENTS LITHIQUES	CRISTAUX Feldspath/ Quartz	PONCE, VERRE	TOTAL EN %	TOTAL DES POINTS
001-10	44	22 (13/9)	34	100	350
001-11	34	33 (23/10)	33	100	310
001-12	26	49 (31/18)	25	100	347
002-1	17	72 (47/25)	11	100	234
003-16	18	77 (52/25)	5	100	268
001-8	11	46 (31/15)	43	100	322
003-14	16	50 (29/21)	34	100	348
005-17	22	67 (62/5)	11	100	344
005-18	14	74 (69/5)	12	100	311
005-16	36	41 (39/2)	23	100	261
004-6	17	79 (57/22)	4	100	308
005-1	13	68 (64/4)	19	100	335
005-26	5	50 (47/13)	45	100	333

* le calcul inclu les échardes de verre dans la section ponce+verre, mais on ne peut préciser le % des cendres fines vitreuses, elles ne sont donc pas incluses dans le calcul.

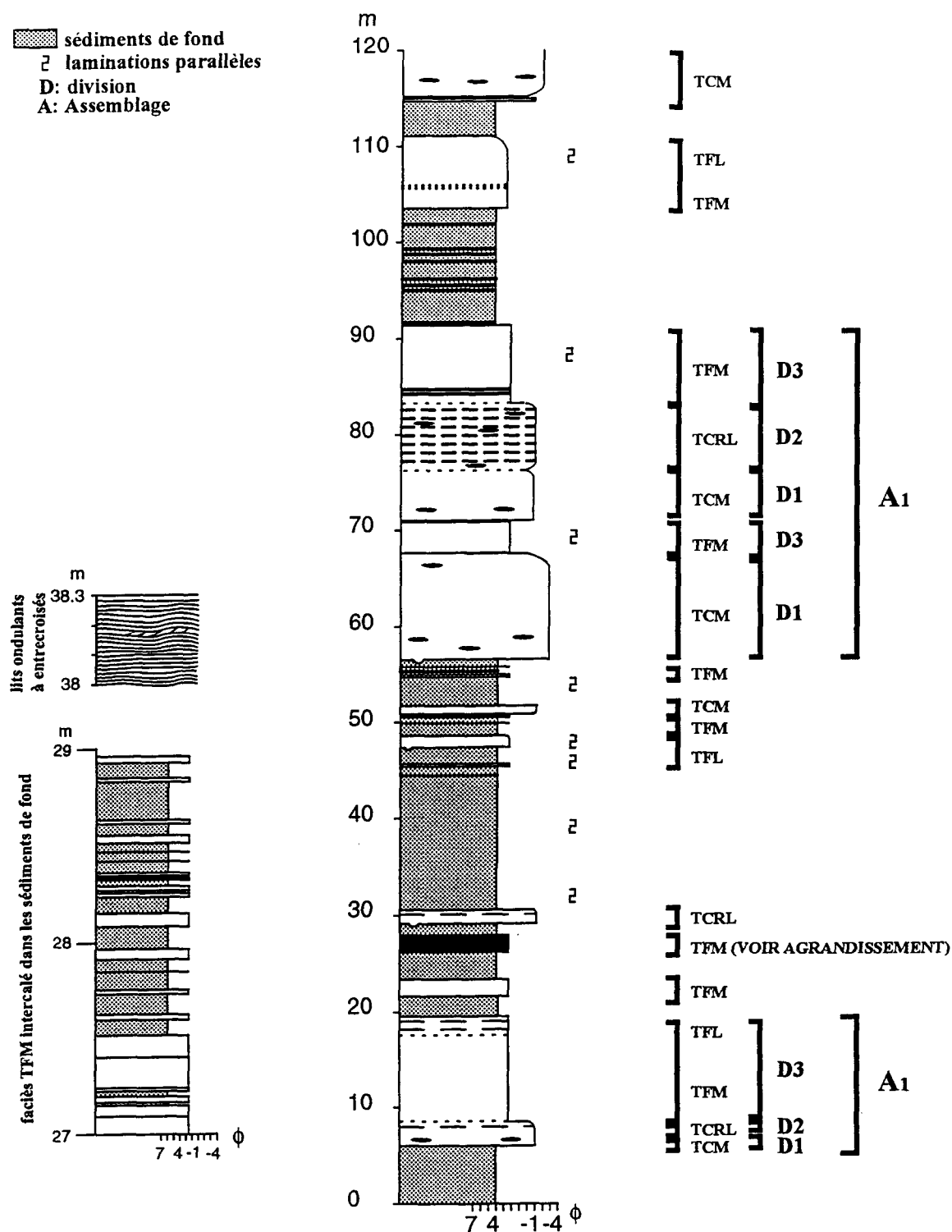
Annexe 3C. Tableau des moyennes (n) en % des données pétrographiques pour le diagramme ternaire de Schmidt (1981); Figure 3 *

LAME MINCE	FRAGMENTS LITHIQUES	CRISTAUX	PONCE, VERRE	TOTAL EN %	TERMINOLOGIE	n
Faciès TLR: 001-10 ; 001-11; 001-12	35	35	30	100	TUF LITHIQUE	3
Faciès TLM: 002-1; 003-16	18	74	8	100	TUF A CRISTAUX	2
Faciès TCM: 005-17; 005-18; 005-16; 001-8; 003-14; 004-6; 005-1; 005-26	16	60	24	100	TUF A CRISTAUX	8

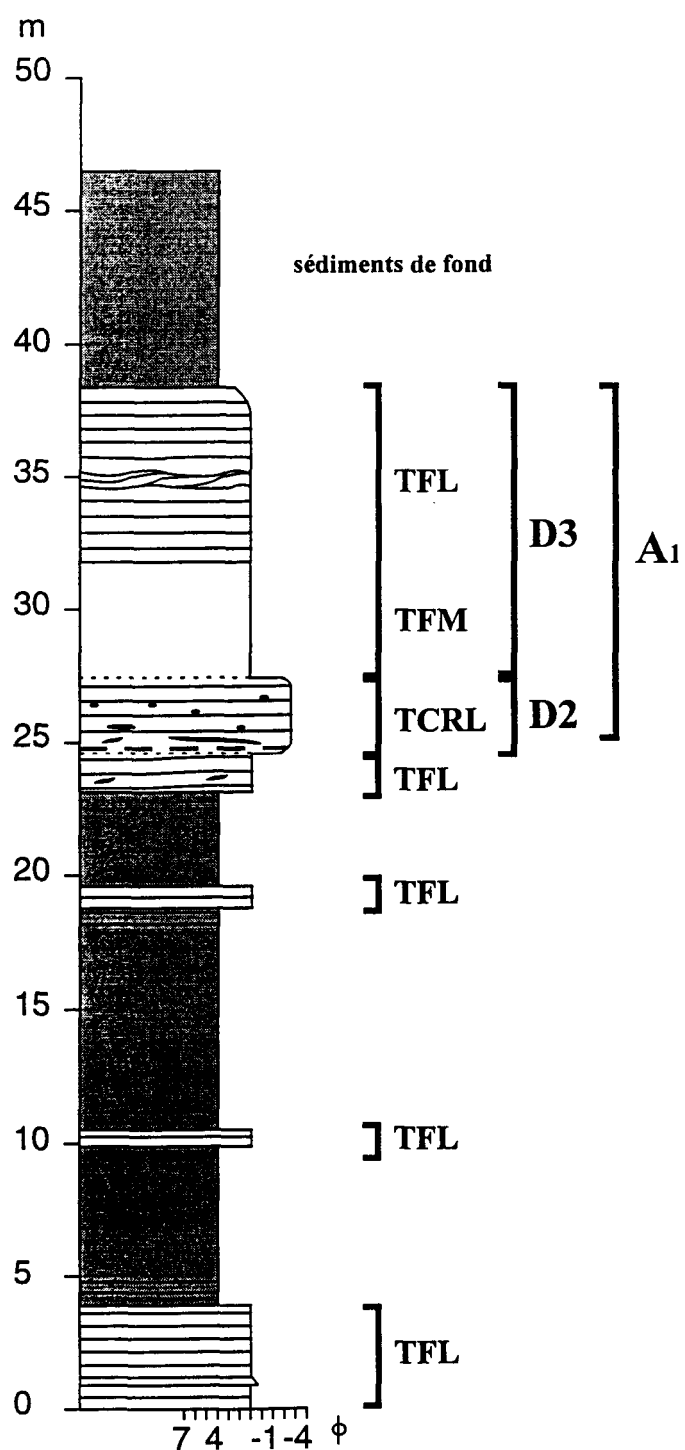
 sédiments de fond
 D: division
 A: assemblage
 s: laminations parallèles
 ~: slump



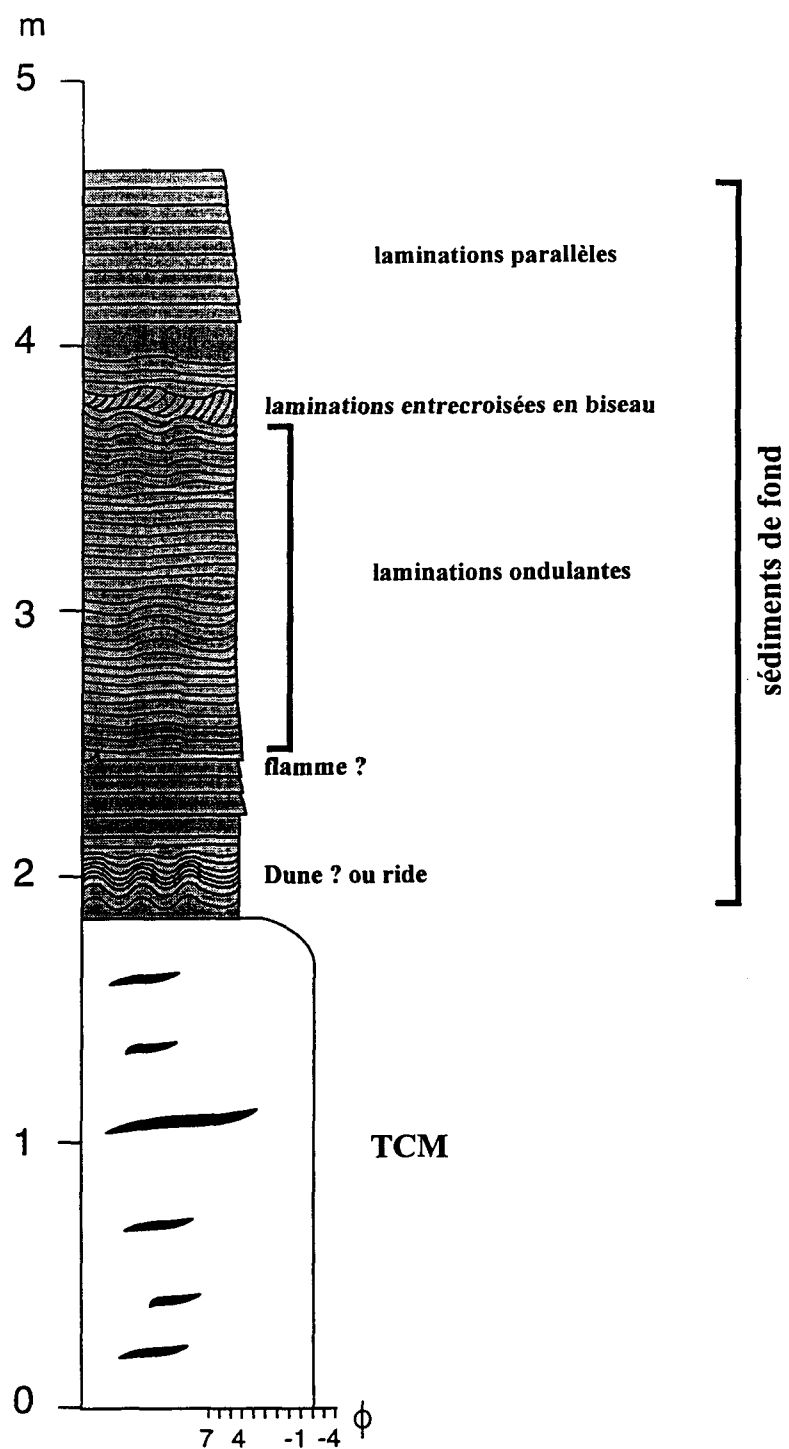
Annexe 4. Colonne stratigraphique 4 montrant les différents faciès et les divisions de l'assemblage 1 et les autres faciès, Carrière de Beauceville Est




Annexe 5. Colonne stratigraphique 5 avec les différents faciès et divisions de l'assemblage 1 et les autres faciès, Ecole Mgr de Laval, Beauceville Est

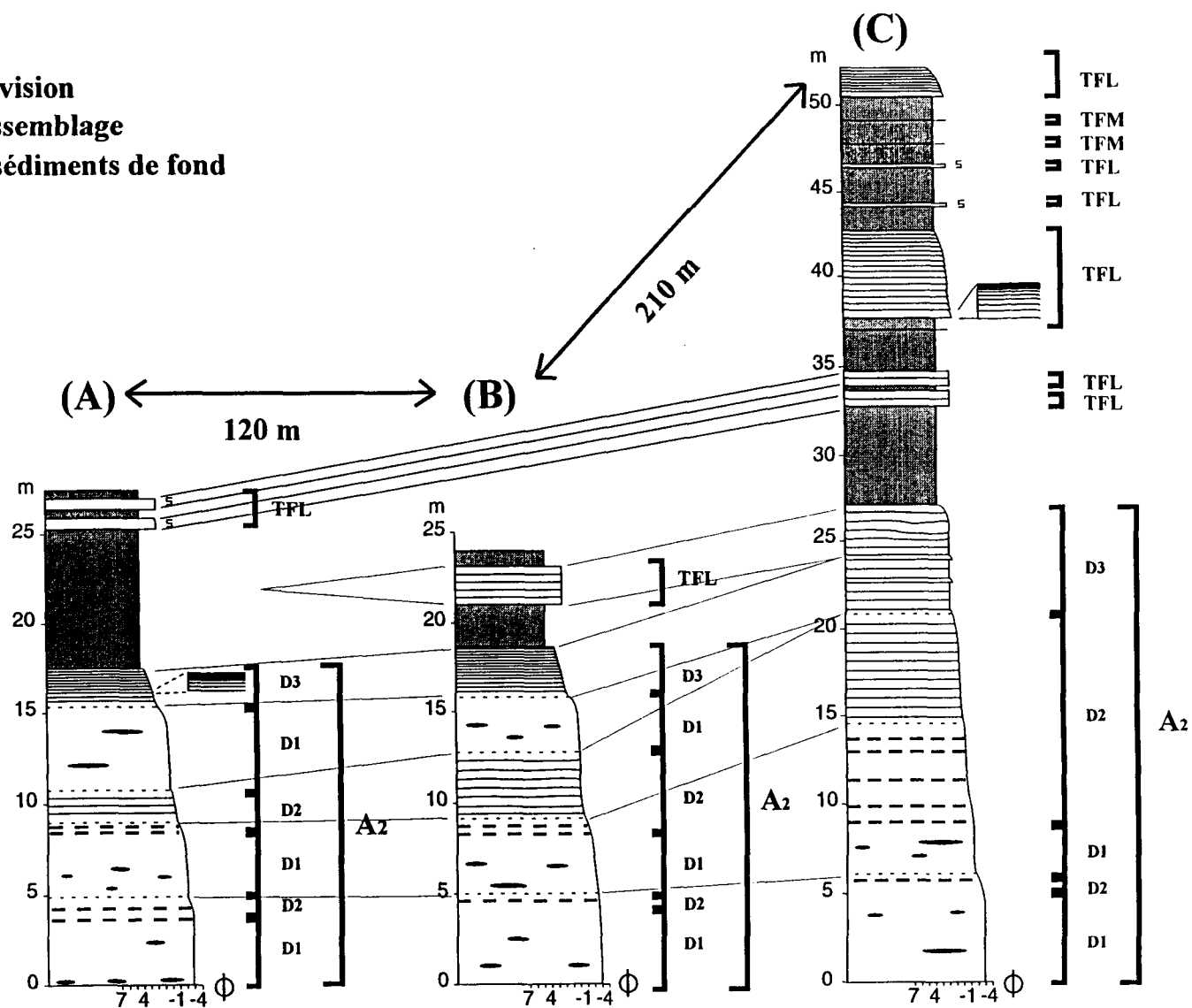


Annexe 6 : Colonne stratigraphique 6 avec les différents faciès et divisions de l'assemblage 1 et les autres faciès, Rivière Chaudière Ouest, Beauceville Ouest



Annexe 7. Colonne stratigraphique 7 avec le faciès TCM et les sédiments de fond, Saint-Benjamin.

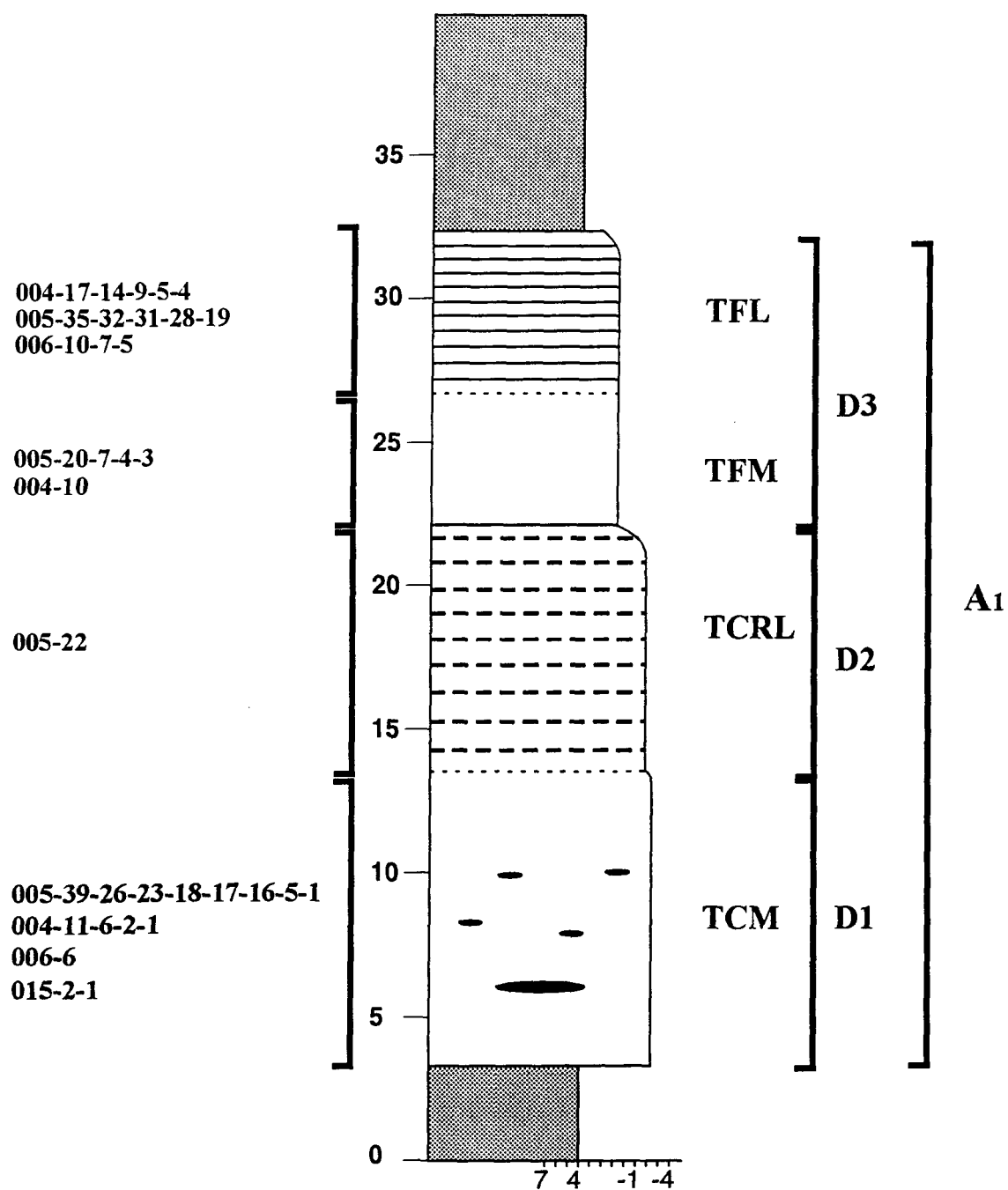
D: Division
A: Assemblage
 **sédiments de fond**



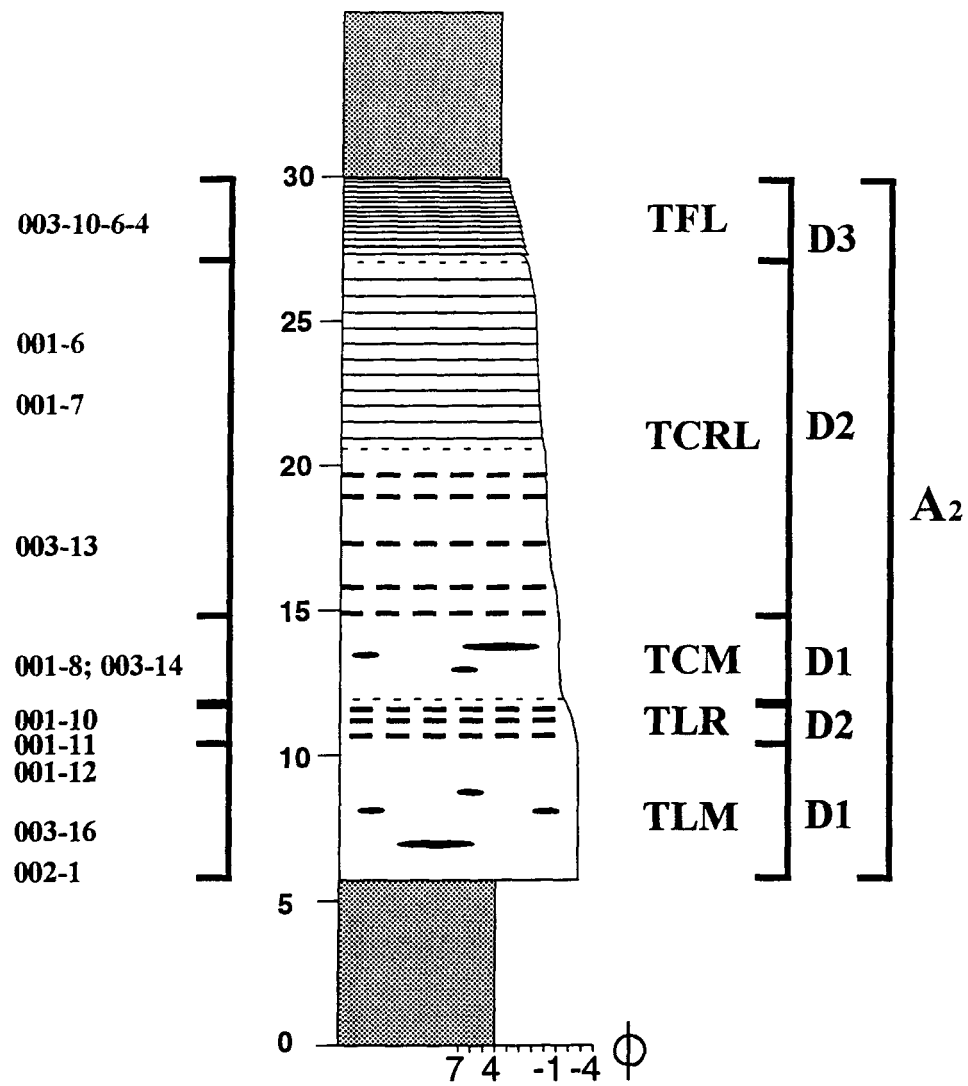
Annexe 8. Colonnes stratigraphiques 1 (A), 2 (B) et 3 (C) avec les différentes divisions de l' assemblage 2 et les autres faciès, Rivière Chaudière Est.

FACIÈS VOLCANOCLASTIQUES	LAME MINCE	LOCALISATION DES LAMES MINCES
Tuf à lapilli massif (TLM)	002-1	Colonne 2; Rivière Chaudière Est
	003-16	Colonne 3; Rivière Chaudière Est
Tuf à lapilli rubanné (TLR)	001-12-11-10	Colonne 1; Rivière Chaudière Est
Tuf à cristaux massif (TCM)	001-8	Colonne 1; Rivière Chaudière Est
	003-14	Colonne 3; Rivière Chaudière Est
	004-11-6-2-1	Colonne 4; Carrière de Beauceville Est
	005-39-26-23-22-18-17-16-5-1	Colonne 5; École Mgr de Laval, Beauceville Est
	006-6	Colonne 6; Rivière Chaudière Ouest
	015-2-1	Colonne 7; Saint-Benjamin
Tuf à cristaux rubanné et laminé (TCRL)	001-6	Colonne 1; Rivière Chaudière Est
	003-13	Colonne 3; Rivière Chaudière Est
	005-22	Colonne 5; École Mgr de Laval, Beauceville Est
Tuf à grains plus fins massif (TFM)	004-10	Colonne 4; Carrière de Beauceville Est
	005-20-7-4-3	Colonne 5; École Mgr de Laval, Beauceville Est
Tuf à grains plus fins laminé (TFL)	003-10-6-4	Colonne 3; Rivière Chaudière Est
	004-17-14-9-5-4	Colonne 4; Carrière de Beauceville Est
	005-35-32-31-28-19	Colonne 5; École Mgr de Laval, Beauceville Est
	006-10-7-5	Colonne 6; Rivière Chaudière Ouest
	015-9-8-7-6-5-3	Colonne 7; Saint-Benjamin

Annexe 9. Tableau des faciès volcanoclastiques et des lames minces de la Formation de Beauceville



Annexe 10. Assemblage 1 avec la position des lames minces



Annexe 11 . Assemblage 2 avec la position des lames minces

Annexe 12: Descriptions plus détaillées des autres coulées pyroclastiques pour les différents cas de la section 4.3 (voir figure 7)

Fiske et Matsuda (1964) ont été les premiers à reconnaître, à définir et à interpréter les séquences à double classement dans une séquence de dépôts de coulée de masse de débris pyroclastiques, d'âge Miocène au Japon (figure 7A). Cette séquence est constituée de débris de composition dacitique qui se retrouve dans deux divisions: (1) une division inférieure massive et (2) une division supérieure laminée. La division inférieure massive, de 0-46 mètres, a une composition homogène et est composée de matériel plus grossier de composition dacitique. La division supérieure laminée est constituée de 200 lits minces granoclassés de tuf qui s'empilent les uns sur les autres pour donner une séquence de 7.7-15.4 mètres. La base de chaque lit est riche en fragments de cristaux et en fragments de dacite vitreux denses et le sommet de chaque lit est riche en échardes de verre moins denses. Cette séquence a été interprétée comme une éruption sous-marine à partir d'une colonne verticale.

Dans la région de Saint-Georges de Beauce, dans les Appalaches du Québec, Cousineau (1994) a reconnu une séquence à double classement dans la Formation de Saint-Victor, d'âge Ordovicien supérieur (figure 7B). Le faciès BTL (*bedded tuff and lapilli tuff*) est celui dans lequel on retrouve cette séquence. Il contient deux divisions: (1) une division inférieure, de 1-11 mètres, est un tuf à lapilli massif, bien trié et pauvre en fines et (2) une

division supérieure, de 5-18 mètres, laminée et est constituée de lits de tuf. Ces lits de tuf ont un granoclassement normal et des laminations parallèles. Des cristaux et des fragments lithiques sont à la base des lits, des fragments de céladonite sont au milieu et de petites ponces et de larges échardes de verre sont au sommet des lits. L'épaisseur des lits et la granulométrie diminuent vers le sommet de la séquence. Ce type de dépôt est interprété comme une sédimentation directe à partir d'une explosion sous-marine dans un bassin d'arrière arc.

Cashman et Fiske (1991) ont observé une séquence à double classement dans le Groupe de Shirahama au Japon, d'âge Mio-Pliocène (figure 7E). Ce groupe est constitué de trois divisions, d'une épaisseur totale de 12 mètres: (1) coulée de débris pyroclastique, (2) zone intermédiaire de transition, et (3) dépôt de retombée. Ces divisions sont composées de débris pyroclastiques primaires et remaniés de composition basaltique à dacitique. Les constituants sont de taille inférieure à 1 mm et la granulométrie diminue vers le sommet de la séquence. Plus de 95% des dépôts de retombée sont composés de fragments lithiques, de ponces et de cristaux brisés. Le mécanisme d'éruption est sous-marin et la colonne se divise en quatre régions: (1) une région basale de *gas-thrust*, (2) une région turbulente, (3) une colonne de convection flottante, et (4) une région parapluie.

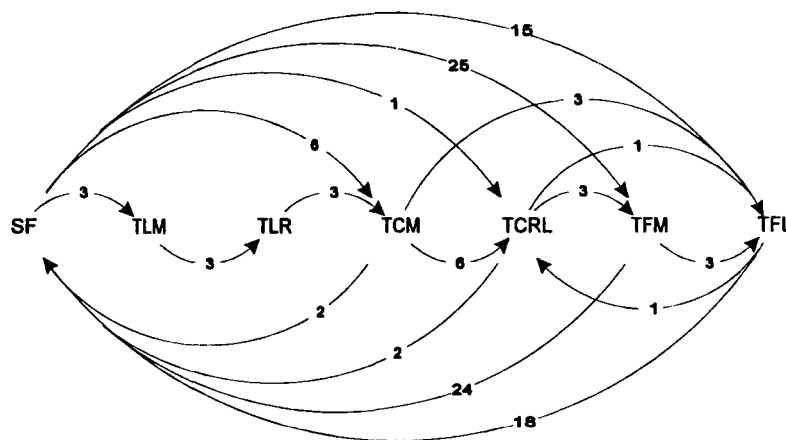
Mueller et White (1992) ont fait leurs études dans le Groupe de Hunter Mine, d'âge Archéen, en Abitibi (figure 7F). Ce groupe se compose, entre autres, de roches

pyroclastiques felsiques avec des interlits de chert et de formation de fer qui représente un complexe volcanique felsique formé sur le plancher océanique dans un milieu intracaldéra sous-marin profond (> 200 m). La séquence à double classement se retrouve dans l'unité de tuf à blocs avec trois divisions: (1) brèche massive, (2) tuf à lapilli stratifié, et (3) tufs turbiditiques. La division de brèche massive, à la base, d'une épaisseur de 5-20 mètres, est constituée de fragments de forme amiboïde, de fragments de rhyolite irréguliers et vésiculaires dans une matrice de tuf fin à lapilli qui ne montre aucun granoclassement. La division de tuf à lapilli stratifié, d'une hauteur de 80 mètres, est constituée d'une partie riche en matrice et une pauvre en matrice. La partie riche en matrice est composée de tuf à grains grossiers et de petits lapillis avec des fragments dispersés. La partie pauvre en matrice est composée de débris de la taille des lapillis. La division turbiditique de tuf à tuf à lapilli est une division granoclassée avec des tufs à grains fins et des formations de fer. Ce dépôt est interprété comme étant le produit d'une éruption hydrovolcanique sous-marine de type fontaine.

Un autre exemple de séquence à double classement a été publié récemment par Kano (1996; figure 7G). Cette séquence de coulée de masse volcanoclastique grossière sous-marine fait partie de la Formation Josoji, au sud-ouest du Japon, d'âge Miocène. Elle est appelée le lit E volcanoclastique Tayu (*Tayu volcanoclastic Bed E*). Elle mesure entre 15-16 mètres et possède trois divisions. La couche 1 de la division 1 est une brèche lithique, de 0,3-5 mètres, qui possède un tri pauvre à modéré et un granoclassement inverse à normal. Elle est composée de fragments lithiques de la taille des blocs aux lapillis fins de

forme subangulaire à angulaire de composition rhyolitique. La couche 2 de la division 1, de 6-11 mètres, est un tuf à bloc à un tuf à lapilli composé principalement de fragments lithiques de composition rhyolitique, de ponces avec quelques fragments d'argilite. La division 2, qui représente la couche 3, de 2,5-3 mètres, consiste en des interlits riches et pauvres en ponces et cette couche montre une séquence positive. Elle est appauvrie en fragments lithiques et est marquée par une baisse considérable de la granulométrie. La division 3, qui représente la couche 4, de 1-2 mètres, est composée principalement de cristaux de plagioclase, de ponces, d'échardes de verre et de très peu de fragments lithiques qui sont de la taille des sables fins. Il y a aussi des laminations parallèles et des laminations entrecroisées. Ce dépôt est interprété comme le produit d'une éruption explosive de magma vésiculaire ou un effondrement explosif de lave, en milieu sous-marin très profond.

Annexe 13. Réseau de concept des relations entre les divers faciès volcanoclastiques de la Formation de Beauceville. Les chiffres indiquent le nombre de fois que le faciès sous-jacent a été observé en contact avec le faciès sus-jacent.



Assemblage 1: SF->TCM->TCRL->TFM->TFL->SF

X₁= 21%

X=57%

Variantes: 1) SF->TCM->TFL->SF

X₂=16%

2) SF->TCM->TCRL->TFM->SF

X₃=23%

3) SF->TCRL->TFM->TFL->SF

X₄=14%

4) SF->TFM->TFL->SF

X₅=26%

**total de 100%
de Assemblage 1**

Assemblage 2: SF->TLM->TLR->TCM->TCRL->TFL->SF

Y=12%

Faciès isolés: SF->TCM->SF

Z₁=10

SF->TCRL->SF

Z₂=3

SF->TFM->SF

Z₃=52

SF->TFL->SF

Z₄=35

**total de 100% pour
les faciès isolés**

Z=31%

N.B. $\Sigma X\% + Y\% + Z\% = 100\%$

$\Sigma X_1\% + X_2\% + X_3\% + X_4\% + X_5\% = 100\%$

$\Sigma Z_1\% + Z_2\% + Z_3\% + Z_4\% = 100\%$