Université du Québec Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement

CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE ET PÉTROPHYSIQUE DU GROUPE DE POTSDAM DANS LE FORAGE A203, BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT

Par

Jean-François Grenier

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury et Examinateur interne

Examinateur externe

Bernard Long INRS-ETE

Robert Thériault Ministère des Ressources naturelles du Québec

Directeur de recherche

Codirecteur de recherche

Michel Malo INRS-ETE

Denis Lavoie Commission géologique du Canada

© Jean-François Grenier, 2014

REMERCIEMENTS

Je voudrais profiter de cette occasion pour remercier l'ensemble des personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Tout d'abord mon directeur de maîtrise, Michel Malo. Il m'a fait confiance dès le départ quant à la réalisation du projet et m'a donné beaucoup de liberté quant à l'orientation du projet. Son honnêteté et sa confiance sont les qualités qui m'ont beaucoup marqué. À chaque rencontre, il m'a donné de l'assurance dans mon cheminement.

Je tiens aussi à remercier mon codirecteur Denis Lavoie pour son aide apportée lorsque j'avais des questions, telle que sur l'évolution tectonique de la marge laurentienne ou lorsque je voulais discuter ou valider des hypothèses d'interprétation. Sa capacité à bien vulgariser ses propos a été essentielle pour éclaircir mes idées.

Plusieurs membres de la Chaire de recherche sur la séquestration géologique du CO_2 ont à de nombreux moments été d'une aide indispensable, notamment Félix-Antoine Comeau, Karine Bédard, Elena Konstantinovskaya, Maxime Claprood et Tien Dung Tran Ngoc (Dung).

Bernard Long et l'équipe du CT-Scan, avec Louis-Frédéric Daigle et Mathieu des Roches ont été d'une grande aide, notamment pour l'acquisition des données, mais aussi dans l'aide qu'ils m'ont apportée dans ma compréhension de la tomodensitométrie.

Pierre Lefebvre, qui m'a tenu compagnie durant les nombreuses semaines à la carothèque du ministère.

Merci aussi à tous ces gens qui m'ont côtoyé durant ces périodes. Merci à ma copine Maud, mes parents et ma famille, mes amis et collègues, Benjamin St-Pierre, Diego Tovar, Charlotte Athurion, Simon, Bastien.

Pour le soutien, les encouragements et les conseils, je vous remercie personnellement.

,

RÉSUMÉ

La Chaire de recherche sur la séquestration géologique du CO_2 a comme objectif l'évaluation des capacités de stockage de divers réservoirs géologiques potentiels au Québec. Les grès du Groupe de Potsdam, retrouvés à la base de la séquence stratigraphique de la Plate-forme du Saint-Laurent, sont déjà reconnus pour leurs aquifères salins profonds et s'inscrivent naturellement comme réservoir cible. Ce projet s'intéresse donc à l'intervalle de 1738 à 1158 m du puits A203, où l'ensemble du groupe est carotté (i.e. les formations de Covey Hill et de Cairnside). Une caractérisation pétrographique et pétrophysique a été effectuée sur cet intervalle dans le cadre du projet.

La Formation de Covey Hill est composée de trois unités distinctes qui témoignent d'environnements de dépôt différents, passant d'environnements terrestres et fluviaux pour l'unité basale CV1 et pour la majorité de l'unité intermédiaire CV2 à des environnements fluviaux marins par une transition estuarienne dans l'unité CV3. On y retrouve des conglomérats arkosiques, des arénites subarkosiques et quartzitiques à granulométrie très variable, des intervalles importants de shales qui s'intercalent dans les grès, ainsi que des intervalles transitoires silteux. La Formation de Cairnside, constituée d'une seule unité CA1, témoigne d'un dépôt en des milieux marins littoraux constitués presque exclusivement de grès quartzitiques massifs à laminés, bien classés, fins à grossiers.

La subdivision en membres du Groupe de Potsdam dans l'embaiement d'Ottawa, proposée par Sanford et Arnott (2010), permet d'envisager une continuité de ceux-ci dans la portion souterraine du bassin sédimentaire au Québec. Le Membre d'Hannawa Falls est défini comme étant un assemblage lithostratigraphique de grès rouges à brun rougeâtre foncé avec une présence importante de lisérés d'oxydes de fer autour des grains et correspond à la portion sommitale de l'unité CV1 et à la base de l'unité CV2. Le Membre de Chippewa Bay est constitué d'arénite grossière parfois intercalée de conglomérats graveleux, et se caractérise notamment par la disparition des lisérés d'oxydes de fer, tout comme l'unité CV2.

La tomodensitométrie pour évaluer la porosité a donné des résultats très satisfaisants. Les échantillons d'arénites quartziques provenant de la Formation de Cairnside sont ceux qui montrent la meilleure correspondance au profil de diagraphie de porosité-densité, avec des écarts généralement inférieurs à 1%. Dans cette même unité, ces deux méthodes ont cependant donné des résultats inférieurs de 2% à ceux obtenus au porosimètre. Les grès d'arénite subarkosique à quartzique de la Formation de Covey Hill offrent des correspondances comparables, malgré une plus grande proportion de feldspaths dans les échantillons.

Les unités CV1 et CV3, qui ont des assemblages lithologiques plus complexes d'alternance de shales et de grès, sont celles qui montrent les plus faibles porosités, généralement inférieures ou égales à 2%. Les unités les plus poreuses sont l'unité intermédiaire de la Formation de Covey Hill, CV2, (1 à 8%) ainsi que la Formation de Cairnside (3 à 4%). Ces valeurs sont suffisantes pour envisager l'injection de CO_2 dans les formations géologiques (Bédard *et al.*, 2013b). Le forage A203 permet cependant de considérer le Groupe de Potsdam comme un réservoir hétérogène, avec la présence de couches et de lentilles de shales aux extensions latérales indéterminées qui pourraient compartimenter le réservoir potentiel de CO_2 en plusieurs sous-réservoirs.

v

TABLE DES MATIÈRES

1		INTRODUCTION	17
	1.1	PROBLEMATIQUE	17
	1.2	OBJECTIFS	
	1.3	Methodologie	
	1.3.1	L'étude pétrographique	23
	1.3.2	L'étude pétrophysique	23
	1.4	CONTEXTE GEOLOGIQUE	
	1.4.1	Domaines tectonostratigraphiques	
	1.4.2	Évolution des domaines tectonostratigraphiques dans la Plate-forme du Saint-Laurent	
	1.5	TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE POTSDAM	
	1.5.1	Historique des études sur le Potsdam	
	1.5.2	Membres reconnus du Groupe de Potsdam	
	1.5.3	Pétrogénèse des membres du Groupe de Potsdam	
	1.6	PRESENTATION DU FORAGE	39
2		ÉTUDE GEOLOGIQUE DU GROUPE DE POTSDAM DANS LE FORAGE A203	41
	2.1	DESCRIPTION DE LA CAROTTE DU PUITS	41
	2.1.1	Lithostratigraphie des unités du puits	
	2.1.2	Classement des principaux faciès	
	2.2	Petrographie	56
	2.2.1	Classification	56
	2.2.2	Texture	58
	2.2.3	Composition minéralogique	68
	2.3	INTERPRETATION	79
	2.3.1	Origine	79
	2.3.2	Transport	83
	2.3.3	Environnements de dépôt	85
	2.4	Correlation regionale des unites du puits A203 avec le Potsdam dans la region de	
		MONTREAL ET EN ONTARIO	96
3		CARACTERISATION PÉTROPHYSIQUE	99
	3.1	ÉVALUATION DE LA POROSITE DANS LE PUITS A203	99
	3.1.1	Sources d'erreurs	103
	3.1.2	Résultats	104

3.2	VARIATION SUBMILLIMETRIQUE DE LA POROSITE	
3.3	DISCUSSION	
4	CONCLUSION	
5	REFERENCES	
ANNEX	KE A	
ANNEX	KE B	
ANNEX	XE C	

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2-1 PROPORTIONS DES LITHOLOGIES OBSERVEES DANS LE GROUPE DE POTSDAM DU FORAGE A203	
TABLEAU 2-2 SYNTHESE DES CARACTERISTIQUES DES PRINCIPAUX TYPES DE GRES DANS LE FORAGE A203	54
TABLEAU 2-3 GRANULOMETRIE MOYENNE DES GRES ETUDIES DANS LES UNITES DU GROUPE DE POTSDAM	60
TABLEAU 2-4 SYNTHESE DES RESULTATS DE MESURES STATISTIQUES REALISEES SUR LES DISTRIBUTIONS	
GRANULOMETRIQUES DE PLUSIEURS LAMES MINCES	66
TABLEAU 2-5 ASSOCIATIONS DE MINERAUX PROPRES A DEUX DIFFERENTES ROCHES SOURCES	83
TABLEAU 2-6 STABILITE RELATIVE DE QUELQUES MINERAUX LOURDS	85
TABLEAU 3-1 CHAMPS DES VALEURS DE POROSITE MESUREES DANS LE PUITS A203 ET D'AUTRES PUITS DU SECTE	EUR DE
BECANCOUR	99
TABLEAU 3-2 VALEUR DES COEFFICIENTS D'ABSORPTION LINEAIRE POUR QUELQUES MINERAUX	103
TABLEAU 3-3 – TABLEAU COMPARATIF DES POROSITES MESUREES PAR TROIS METHODES DIFFERENTES	104
TABLEAU 3-3 - COMPARAISON DES POROSITES MESURES PAR TROIS METHODES DIFFERENTES	105
TABLEAU 3-4 POROSITES MOYENNES (%) OBTENUES PAR LES TROIS METHODES	119



LISTE DES FIGURES

.

Figure 1-1 Stratigraphie des Basses-Terres du Saint-Laurent	18
FIGURE 1-2 PROFIL SISMIQUE M2003 DANS LA REGION DE SOREL	19
FIGURE 1-3 LOCALISATION DU FORAGE A203 ET DE LA LIGNE SISMIQUE M2003	21
FIGURE 1-4 DOMAINES TECTONOSTRATIGRAPHIQUES AU SUD-EST DU TERRITOIRE DU QUEBEC	26
FIGURE 1-5 - BLOC DIAGRAMME ILLUSTRANT LA MARGE ORIENTALE DU PALEOCONTINENT LAURENTIA	29
FIGURE 1-6 SUCCESSIONS STRATIGRAPHIQUES DU GROUPE DE POTSDAM	34
FIGURE 1-7 REGION D'ETUDE COUVERTE PAR LES TRAVAUX DE SANFORD ET ARNOTT (2010)	35
FIGURE 1-8 PALEOGEOGRAPHIE DES SEQUENCES SEDIMENTAIRES DEPOSEES DURANT LE CAMBRIEN PRECOCE A TA	NRDIF
ET IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX ARCHES TECTONIQUES DE LA MARGE LAURENTIENNE	38
FIGURE 2-1 COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU GROUPE DE POTSDAM DANS LE PUITS A203	43
FIGURE 2-2 LA BASE DE L'UNITE CV1	46
FIGURE 2-3 PARTIE SUPERIEURE DE L'UNITE CV1.	47
FIGURE 2-4 UNITE CV2 : EXEMPLE DE MINCE LIT DE GRES TRES FINS DE SILTSTONE VERDATRE EN CONTACTS	
GRADUELS AVEC LES GRES ADJACENTS	48
FIGURE 2-5 UNITE CV2 :	48
FIGURE 2-6 PORTION CARACTERISTIQUE DE L'UNITE CV3.	50
FIGURE 2-7 GRES DE L'UNITE CA :	50
FIGURE 2-8 CLASSIFICATION PROPOSEE PAR DOTT (1964).	56
FIGURE 2-9 – CLASSIFICATION DES GRES TERRIGENES OBSERVES DANS LE FORAGE A203	57
FIGURE 2-10 VARIATION DE LA SPHERICITE EN FONCTION DES DIFFERENTES UNITES DU GROUPE DE POTSDAM	59
FIGURE 2-11 VARIATION DE L'ANGULARITE DANS LES DIFFERENTES UNITES DU GROUPE DE POTSDAM	59
FIGURE 2-12 TAILLES MOYENNES OBSERVEES EN LAMES MINCES A DIFFERENTES PROFONDEURS	61
FIGURE 2-13 EXEMPLE DE TRAVERSES SUR UNE PHOTOMICROGRAPHIE DE LAME MINCE.	62
FIGURE 2-14 DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES CUMULATIVES DE LAMES MINCES SELECTIONNEES DANS LES	
DIFFERENTES UNITES	63
FIGURE 2-15 DEGRE DE TRI EVALUE QUALITATIVEMENT EN LAMES MINCES A DIFFERENTES PROFONDEURS	64
FIGURE 2-16 CLASSIFICATION DE LA MATURITE TEXTURALE DES GRES(MODIFIEE DE FOLK (1951))	67
FIGURE 2-17 GRAINS DE QUARTZ MONO ET POLYCRISTALLINS ET FRAGMENTS LITHIQUES EN LUMIERE ANALYSEE.	
LAME MINCE NO. 30	69
FIGURE 2-18 LAME MINCE NO.9	70
FIGURE 2-19 FRAGMENT LITHIQUE MONTRANT UNE FABRIQUE SCHISTEUSE. LAME MINCE NO. 23	71
Figure 2-20 Grain de zirzon	74
FIGURE 2-21 GRAIN D'APATITE ARRONDI ET GRENATS	74
FIGURE 2-22 GRAIN DE TOURMALINE A REFRINGENCE VERDATRE ET ZIRCON	75
FIGURE 2-23 FRAGMENTS ARGILEUX DANS UN GRÈS PROPRE DE L'UNITÉ CV1	76

Figure 2-24 Matrice argileuse hematisee retrouvee dans l'ensemble de l'unite $\mathrm{CV1}$ et a la base de
l'unite CV2. Les grains ont des liseres d'oxyde de fer77
FIGURE 2-25 MATRICE ARGILEUSE ALTEREE PAR L'ILLITE ET LA SERICITE
FIGURE 2-26 CIMENT DE CALCITE REMPLACE PAR UN CIMENT D'ANHYDRITE
FIGURE 2-27 DIAGRAMMES TERNAIRES QFL
FIGURE 2-28 DIAGRAMME QMFLT
FIGURE 2-29 DIAGRAMMES QMPK
FIGURE 2-30 LA SEDIMENTATION DU COVEY HILL SUR UN RELIEF A L'ORIGINE TRES ACCIDENTE DE HORSTS ET
GRABENS
FIGURE 2-31 – PROJECTIONS EN SURFACE DES FAILLES MAJEURES QUI COUPENT LE SOCLE PRECAMBRIEN
FIGURE 2-32 ILLUSTRATIONS D'ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES ET DE TYPES DE DEPOTS QUI ONT PU EXISTER
DURANT L'ACCUMULATION DES SEDIMENTS DE L'UNITE CV1
FIGURE 2-33 INTERPRETATION A GRANDE ECHELLE DES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES QUI ONT MENE A LA
DEPOSITION DES DIFFERENTS FACIES DU COVEY HILL91
FIGURE 2-34 (A) SCHEMA D'UN ENVIRONNEMENT ESTUARIEN
Figure 2-35 abaque developpee par Friedman (1961) pour discretiser les sables deposes en milieu de
PLAGE DE CEUX EN RIVIERES94
FIGURE 2-36 ABAQUES DEVELOPPES PAR MOIOLA ET WAISER (1968) POUR DISCRETISER LES GRES DEPOSES EN PLAGE
DES DUNES ET RIVIERES
FIGURE 3-1 EXEMPLES DE SELECTION DES ZONES D'INTERET SUR UN ECHANTILLON
FIGURE 3-2 ÉVALUATION DE LA POROSITE A DIVERSES PROFONDEURS DANS LES DIFFERENTES UNITES QUI COMPOSENT
les formations de Covey Hill et de Cairnside du Groupe de Potsdam
FIGURE 3-3 – PORTION DE LA CAROTTE OU LA POROSITE A ETE EVALUEE SUR DES ZONES D'INTERET CIRCULAIRE
espacees verticalement de 0,6 mm109
FIGURE 3-4 PROFILS DE POROSITE D'ECHANTILLONS PROVENANT DU CAIRNSIDE (UNITE CA)
FIGURE 3-5 PROFILS DE POROSITE D'ECHANTILLONS PROVENANT DU CAIRNSIDE (UNITE CA)
Figure 3-6 Profils de porosite d'echantillons provenant de l'unite CV3
FIGURE 3-7 PROFILS DE POROSITE D'ECHANTILLONS PROVENANT DE L'UNITE CV2
FIGURE 3-8 PROFILS DE POROSITE D'ECHANTILLONS PROVENANT DE L'UNITE CV1
FIGURE 3-9 COMPARAISON DES VALEURS DE POROSITES OBTENUES PAR DIAGRAPHIE ET EN LABORATOIRE
(POROSIMETRE)117
FIGURE 3-10 COMPARAISON DE DES POROSITE ORTENUES PAR DIAGRAPHIE ET PAR TOMODENSITOMETRIE 119

LISTE DES ÉQUATIONS

QUATION 1)	;
QUATION 2)2	5

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Arg : Argile

Ap : Apatite

Bt : Biotite

Chl : Chlorite

Grt : Grenat

Ms : Muscovite

Sta : Staurolite

Ttn : Titanite

Tr : trace

Tur : Tourmaline

Zrn : Zircon

1 INTRODUCTION

1.1 Problématique

L'augmentation des gaz à effet de serre est une problématique à laquelle le monde moderne doit maintenant composer. Les mesures entreprises jusqu'à ce jour se sont surtout concentrées sur la diminution des émissions de gaz dans l'atmosphère. Force est de constater aujourd'hui que les résultats de ces mesures semblent insuffisants pour atteindre des objectifs raisonnables, et de nombreuses méthodes sont envisagées pour gérer directement les volumes de gaz issus de l'activité industrielle. La séquestration géologique du CO₂ est une méthode de géo-ingénierie qui vise à capturer ce CO₂ pour l'emprisonner définitivement dans le sous-sol. L'injection dans des aquifères salins profonds est une voie très prometteuse pour ce genre de projet. Au Québec, de tels aquifères sont retrouvés à la base du bassin sédimentaire de la Plate-forme du Saint-Laurent, dans les grès des formations de Covey Hill et de Cairnside du Groupe de Potsdam ainsi que dans la Formation de Theresa du Groupe de Beekmantown.

Ces formations sont les vestiges de l'évolution précoce du bassin sédimentaire à partir du Cambrien tardif. Le Groupe de Potsdam est composé de roches silicoclastiques déposées durant l'épisode de rifting et d'ouverture de l'océan Iapetus. Ces sédiments peuvent former des charpentes sédimentaires robustes, qui combinés à une composition minérale chimiquement stable, vont permettre de mieux préserver la porosité en comparaison à d'autres types de roches. C'est pour ces principales raisons que l'on retrouve des aquifères salins dans ces formations, et que de nombreux projets de séquestration géologique ciblent celles-ci. Les roches des formations sus-jacentes sont les vestiges de plates-formes carbonatées des groupes de Beekmantown, de Chazy, de Black River et de Trenton qui se sont développées entre l'Ordovicien précoce moyen et l'Ordovicien tardif moyen et par les roches formées des sédiments déposés en bassin d'avant-pays durant l'orogenèse taconienne (Figure 1-1). Ce sont les couches couvertures qui confinent le Groupe de Potsdam à la base du bassin.



Figure 1-1 Stratigraphie des Basses-Terres du Saint-Laurent d'après Lavoie (1994) (modifiée de Konstantinovskaya et al. (2010b)). Échelle de temps proposée par Walker et Geissman (2009).

L'orogenèse taconienne a occasionné une subsidence tectonique importante du socle précambrien lors de la mise en place successive de nappes de chevauchement sur la marge continentale de Laurentia. Il en résulte aujourd'hui qu'une très faible proportion du bassin cambro-ordovicien se retrouve toujours à la surface, et l'essentiel de celui-ci se retrouve désormais en profondeur, reposant sur des blocs basculés, des horsts et des grabens qui s'approfondissent en échelon vers le sud-est (Figure 1-2). La très grande majorité des descriptions et des interprétations du Groupe de Potsdam sont cependant réalisées à travers l'étude d'affleurements. Ces travaux ont été réalisés à proximité du socle précambrien au nord de la plate-forme vers Joliette, au sud-ouest de l'Ontario, à l'ouest de l'île de Montréal et sur les formations équivalentes au nord de l'état de New York. Ces études ont démontré une pluralité d'environnements de sédimentation qui se sont développés alors que les milieux évoluaient de continentaux, à fluviaux puis marins. Cette connaissance des dépôts de surface laisse donc présager une grande complexité des unités stratigraphiques qui pourrait exister dans les portions du bassin en sous-surface.

Les lignes sismiques réalisées dans la vallée du Saint-Laurent ont permis d'acquérir de nouvelles images à grande échelle de ces formations enfouies (Figure 1-2). Mais pour obtenir des résultats à un degré de détail se rapprochant de celle obtenue en affleurement, il est nécessaire d'étudier les puits qui ont intercepté les unités basales du bassin. Malheureusement, étant donné le caractère jugé peu économique de ces grès, peu de projets d'exploration pétrolière se sont attardés à carotter les formations à ces profondeurs. Les échantillons provenant du Potsdam souterrain sont donc peu nombreux.



Figure 1-2 Profil sismique M2003 dans la région de Sorel (à gauche sur le profil) montrant l'approfondissement du bassin vers le sud-est (Castonguay *et al.*, 2006). Se référer à l'auteur pour la légende.

La séquestration géologique du CO_2 dans un aquifère salin profond nécessite une caractérisation détaillée de l'environnement de dépôt et la connaissance des caractéristiques pétrographiques et pétrophysiques des grès qui contiennent les eaux salines. L'étude de carottes dans une perspective scientifique va permettre d'actualiser les connaissances sur la stratigraphie et la sédimentologie du Potsdam. La carotte du puits A203, provenant d'un forage réalisé à proximité de la ville de Sorel, revêt un intérêt certain (Figure 1-3). L'épaisseur importante du Potsdam qu'elle expose rend incontournable son étude. Le forage se situe à une vingtaine de kilomètres au NE des affleurements du Potsdam les plus proches, à la limite nord-ouest du bassin des Bassetes-Terre du Saint-Laurent. Le puits est situé à une soixantaine de kilomètres au sud-ouest d'un site d'injection envisagé pour la séquestration géologique du CO_2 dans la région de Bécancour (Figure 1-3) (Konstantinovskaya *et al.*, 2010a), et il peut donc aussi être utilisé à titre comparatif pour caractériser les divers faciès pétrographiques dans le Potsdam. Les résultats pourront alors être interprétés à la lumière des travaux les plus récents et permettront une mise à jour des connaissances.





1.2 Objectifs

Le projet se divise en deux phases aux objectifs distincts, mais néanmoins complémentaires. La première partie est de fournir de nouvelles informations quant à la description et l'interprétation géologique des formations de Covey Hill et de Cairnside, méconnues dans la portion orientale du bassin de la Plate-Forme du Saint-Laurent. La deuxième phase vise à mesurer la porosité des roches avec une nouvelle méthode utilisant la tomodensitométrie (CT-Scan) pour juger son utilité dans un projet de séquestration géologique du CO₂.

Pour cette étude, les objectifs spécifiques suivants ont été sélectionnés :

Réaliser une revue de la littérature des travaux sur la stratigraphie et la sédimentologie portant sur le Groupe de Potsdam.

Établir des unités sédimentaires distinctes dans le forage A203 à partir des assemblages lithostratigraphiques observés.

Caractériser chacune de ces unités par une étude sédimentologique plus poussée.

Identifier les principaux faciès qui caractérisent les unités.

Comparer ces unités avec les descriptions lithostratigraphiques des unités décrites dans d'autres secteurs.

Évaluer la porosité d'échantillons de grès du puits A203 par tomodensitométrie et collecter les valeurs de porosité existantes pour ce puits.

Comparer la méthode par tomodensitométrie avec les autres méthodes établies afin de vérifier la fiabilité de la tomodensitométrie.

Apporter des éléments de discussion sur le potentiel de stockage dans les grès du Potsdam à la lumière des résultats.

1.3 Méthodologie

Afin de répondre aux divers objectifs fixés dans le cadre de l'étude, une série de travaux spécifiques ont été établis.

1.3.1 L'étude pétrographique

Toutes les carottes provenant de forages effectués dans la Plate-Forme du Saint-Laurent, sont entreposées dans la carothèque du Ministère des Ressources naturelles où la description macroscopique a été réalisée.

Le Groupe de Potsdam dans le forage A203 se retrouve à des profondeurs allant de 1158 à 1738 m. Une première description globale a été effectuée afin d'y distinguer les principales unités sédimentaires. Ces unités correspondent à des intervalles stratigraphiques significativement homogènes ou hétérogènes contrastant avec les intervalles sus- et sous-jacents. Une description stratigraphique plus détaillée est ensuite entreprise pour dresser un portrait plus précis sur l'ensemble de la formation.

Les cinquante lames minces sélectionnées durant cette étape le sont par souci d'un apport supplémentaire d'informations pétrographiques pour supporter les interprétations. Elles ont été choisies à intervalles réguliers le long de la carotte, la plupart du temps dans les lits de grès. La description de ces lames minces au microscope permet de qualifier et quantifier plusieurs aspects des grès :

- la composition minéralogique des grains qui composent le sédiment ;
- la composition de la matrice ;
- le degré de tri des grains, leur sphéricité et leur angularité ;
- la maturité texturale.

L'ensemble des informations est ensuite utilisé dans l'interprétation des environnements de sédimentation à l'aide des principaux faciès, l'origine ainsi que le transport du matériel sédimentaire. Les informations recueillies peuvent être comparées avec les résultats de travaux antérieurs ayant utilisé une approche descriptive similaire.

1.3.2 L'étude pétrophysique

L'étude pétrophysique a été entreprise par une révision des données présentes dans les rapports compilés par les compagnies et conservés dans les archives du Ministère des ressources naturelles. À l'époque, trois méthodes ont été utilisées pour évaluer la porosité des grès. La méthode du porosimètre donne les résultats qui sont considérés comme les plus fiables parce que

la porosité est mesurée sur des échantillons. Dans l'intervalle du Groupe de Potsdam du forage A203, de nombreux échantillons ont servi à évaluer physiquement ces valeurs de porosité. La deuxième méthode jugée suffisamment précise est celle de la diagraphie porosité-densité qui fournit une vision indirecte mais assez précise de l'évolution verticale de la porosité. Les données archivées correspondent à des valeurs de porosité estimées en fonction d'une matrice de calcite. Dans le cas d'une formation uniquement constituée de grès, les valeurs ont dû être corrigées pour refléter des porosités dans une matrice de quartz. Le troisième type de données provient d'estimations réalisées par des calculs sur la perméabilité obtenue lors d'essais d'injection et de calculs réalisés sur la diagraphie de rayonnement gamma. Les résultats de cette méthode comportent une grande incertitude et sont beaucoup moins précis que les deux premières méthodes, et leurs valeurs n'ont pas été considérées dans ce travail. En effet, ces essais permettent d'estimer une porosité moyenne sur des intervalles de profondeur trop importante pour pouvoir être comparés à l'échelle des mesures obtenues par les autres méthodes. Les valeurs conservées sont utilisées à titre de référence pour y comparer les résultats obtenus par la méthode expérimentée dans le présent projet, la tomodensitométrie.

La tomodensitométrie est une technique d'imagerie tridimensionnelle utilisée à l'origine dans le milieu médical. C'est une méthode non-destructive qui permet d'évaluer rapidement une quantité importante d'échantillons. Son principe repose sur la mesure des coefficients d'absorption des matériaux par rayons X. L'énergie du faisceau utilisée pour scanner les segments de carottes est établie à 140 keV. Les récepteurs mesurent la différence entre l'énergie du signal initial et l'énergie du rayon X après son atténuation suite à son passage dans l'échantillon. La différence d'atténuation est exprimée en unité de Hounsfield (Hu). Cette échelle de mesure varie entre – 1024 Hu pour le vide, 0 Hu pour l'eau et jusqu'à 3070 Hu pour les matériaux denses. Selon la résolution du scanneur, la mesure est inscrite dans un voxel, qui correspond à un pixel tridimensionnel. Chaque voxel possède une valeur à laquelle est associée une teinte de gris que l'on observe sur la reconstruction virtuelle de la carotte. Les dimensions du voxel sont fixées à 0,1 mm par 0,1 mm par 0,6 mm pour l'ensemble des échantillons.

Le coefficient mesuré dépend de l'énergie du faisceau émis, du numéro atomique des atomes qui composent le matériau et de sa densité. En général, plus un matériau est dense, plus son coefficient d'atténuation sera élevé. Néanmoins, le numéro atomique de certains éléments qui composent certains minéraux peut influencer considérablement la valeur mesurée. Il faut porter

une attention particulière à ces variations qui ne sont pas toujours reliées à un contraste de densité et qui peuvent induire des erreurs dans l'interprétation.

En définissant des régions d'intérêt sur l'image reconstituée, un calcul de la porosité à partir de la distribution statistique des valeurs de Hu est alors possible. Deux équations peuvent être utilisées pour calculer la porosité.

$$\varphi = 1 - \left(\frac{Hu_{moy} + 1024}{Hu_{max} + 1024}\right)$$
 (Équation 1)
$$\varphi = 1 - \left(\frac{Hu_{mod} + 1024}{1798 + 1024}\right)$$
 (Équation 2)

La variable HU du quartz est établie à 1798 par défaut. Dans le cas d'un échantillon de grès quartzique homogène, elle correspond à la valeur maximale théorique mesurée en unité Hounsfield. Les pores remplis d'air ou d'eau sont, à l'opposé, les valeurs minimales. Dans cette situation, l'écart entre la valeur maximale et la moyenne sera alors proportionnelle à la quantité de pores de l'échantillon. La première équation est utilisée dans le cas où la région d'intérêt est homogène. Elle est très sensible et peut facilement donner des valeurs erronées, notamment lorsqu'il y a présence de minéralisation. La deuxième équation est un calcul basé sur une solution spécifique, c'est-à-dire lorsque la composition de l'échantillon est connue. Dans ce casci, la composition établie est celle d'un grès quartzique homogène. Elle peut être ajustée à la composition d'autres échantillons pour corriger les valeurs de porosité obtenues.

L'ensemble des résultats obtenus par les différentes méthodes est ensuite discuté en parallèle avec les observations visuelles macroscopiques et microscopiques de la porosité. Des conclusions partielles sont tirées sur le potentiel d'injection dans les grès du Groupe de Potsdam dans le forage A203.

1.4 Contexte géologique

1.4.1 Domaines tectonostratigraphiques

Le sud du territoire du Québec est composé de plusieurs domaines tectonostratigraphiques (Figure 1-4). Ces domaines témoignent de périodes et d'événements géologiques distincts, qui s'expriment par des caractéristiques stratigraphiques et tectoniques qui leur sont propres. Ils permettent donc de reconstituer l'évolution de cette portion du continent nord-américain. On reconnaît dans le sud du Québec, de l'ouest vers l'est, le socle précambrien du Grenville, les roches autochtones du Cambrien-Ordovicien de la Plate-Forme du Saint-Laurent, ainsi que deux des cinq domaines tectonostratigraphiques appalachiens établis par Williams (1979) soient ceux d'Humber et de Dunnage. La ceinture de Gaspé d'âge Siluro-Dévonien, vient compléter l'architecture des domaines géologiques pour le sud du Québec. Ils forment des couloirs orientés NE qui se juxtaposent dans un ordre généralement chronologique évoluant des roches les plus anciennes vers les plus jeunes, du nord-ouest vers le sud-est.



Figure 1-4 Domaines tectonostratigraphiques au sud-est du territoire du Québec (source : MRN (2012))

Le socle précambrien est constitué de roches datant au moins du Néoprotérozoïque et correspond à la plus ancienne partie du continent sur laquelle la marge continentale paléozoïque a évolué. La frontière entre le socle précambrien du Grenville et la Plate-forme du Saint-Laurent s'exprime en surface par un système de failles normales en échelon orienté nord-est. En profondeur, la Plate-Forme repose en discordance sur le socle. Elle est constituée des roches sédimentaires de plateforme marine silicoclastiques et carbonatées déposées lors de divers épisodes transgressifs et régressifs à durée temporelle variable et associés à des mécanismes initialement eustatiques puis définitivement tectoniques entre le Cambrien tardif et l'Ordovicien tardif (Globensky, 1987). Dans l'ensemble, ces roches ne montrent pas une déformation et un métamorphisme important en surface. Cependant, les formations basales du bassin, du Groupe de Potsdam à celui de Trenton, sont intersectées par de nombreuses failles qui se sont formées durant le Néoprotérozoïque et ont été réactivées par les successions d'événements épeirogéniques notamment durant la phase de rifting continental durant le Néoprotérozoïque et durant les orogenèses qui ont suivi entre l'Ordovicien moyen et le Dévonien tardif (Sanford et al., 2010) Les domaines appalachiens débutent à partir de la ligne Logan au sud-est du domaine autochtone (Figure 1-3). Entre les roches de la plate-forme et de la zone de Humber se retrouve un couloir marginal affecté par l'orogenèse taconienne que l'on appelle le parautochtone qui consiste en un domaine de failles imbriquées (Kirkwood et al., 2007). Cette zone se limite au nord-ouest par la faille d'Aston et au sud-est par la Ligne de Logan. Les zones suivantes, Humber et Dunnage, séparées entre elles par la ligne de Brompton Baie-Verte, correspondent aux roches qui se sont déposées ou formées dans le même contexte tectonique extensif que celui de la plate-forme. Ils correspondent cependant aux roches de la pente continentale et du milieu océanique. La zone de Humber est divisée en deux sous-domaines : le domaine externe est caractérisé par une plus faible déformation et un métamorphisme de faible intensité tandis que le domaine interne correspond à des unités avant subi un plus grand métamorphisme et une déformation tectonique polyphasée (Kirkwood et al., 2007). Néanmoins, une portion significative de la stratigraphie du Humber, notamment avec la Formation de Tourelle, en Gaspésie, s'est aussi déposé en contexte compressif durant l'Ordovicien moyen (Gagnon et al., 2000). La zone de Humber externe a subi la déformation de l'orogenèse taconienne tout comme la zone de Humber interne, mais cette dernière a été affectée par une déformation tardive en régime d'extension (Castonguay et al., 1997). Les récents travaux de Sasseville et al. (2008) suggèrent aussi des réactivations

siluriennes tardives. La zone de Dunnage, relique du domaine océanique Iapetus, a été affectée principalement par l'orogenèse acadienne. Finalement, la ceinture de Gaspé englobe les roches déposées dans un épisode d'accumulation sédimentaire siluro-dévonien et qui a été déformée pendant l'orogenèse acadienne au Dévonien moyen (Malo *et al.*, 1995).

1.4.2 Évolution du socle précambrien et des domaines tectonostratigraphiques dans la Plate-forme du Saint-Laurent

Les unités lithostratigraphiques de la Plate-forme du Saint-Laurent (Figure 1-1) consistent en des lithologies qui ont été déposées dans un bassin sédimentaire qui s'est accumulé du Cambrien tardif à l'Ordovicien tardif. Les formations de Covey Hill et de Cairnside du Groupe de Potsdam sont composés de roches silicoclastiques. Les groupes de Beekmantown, de Chazy, de Black River et de Trenton témoignent de l'évolution d'une plate-forme carbonatée, avec les grès dolomitique et les dolomies à la base, qui évoluent en des roches calcareuses fossilifères dans les trois derniers groupes. Ces calcaires deviennent de plus en plus argileux au sommet du Trenton et l'Utica sus-jacent débute lors d'une transition graduelle ou abrupte entre ces calcaires aux shales noirs calcareux caractéristiques de l'Utica. Le Groupe de Saint-Rosalie est composé de formations qui consistent en une succession de siltstone, de mudstone, de shale silteux et de lits dolomitiques. Le Groupe de Lorraine consiste en une interstratification de shales, de siltstones et de calcaires. Finalement, le Groupe de Queenston chapeaute cette stratigraphie et est composé essentiellement de shale rouge et parfois verdâtre, interlités de grès, de siltstones et de lentilles de gypse et d'anhydrite. (Globensky, 1987)

1.4.2.1 Socle précambrien—rifting et ouverture

Le socle précambrien du Grenville actuel est l'expression résiduelle d'une ancienne chaîne de montagnes. Son érection s'opère à travers une succession d'orogenèses durant le Protérozoïque, et s'ajoute aux nombreux événements majeurs ayant mené à l'assemblage du supercontinent Rodinia (Tollo *et al.*, 2004). La composition lithologique du socle est variée et atteint des degrés de métamorphisme élevés, témoignant de dynamiques tectoniques souvent associées aux environnements de chaînes de montagnes. On y retrouve entre autres, de nombreuses roches volcaniques, des granites, des gabbros, des complexes anorthositiques (Rivers *et al.*, 1989). Plusieurs datations de roches magmatiques retrouvées dans l'orogène appalachien et de dykes dans le Grenville indiquent deux phases d'activités volcaniques associées au rifting,

s'échelonnant entre 760 et 570 Ma (Cawood *et al.*, 2001). La séparation des paléocontinents Laurentia et Gondwana et l'ouverture du paléo-océan Iapetus se sont produites à la fin de cette période, comme en témoignent les basaltes de la Formation de Tibbit Hill (554 +4/-2 Ma), la Formation de la Montagne de Saint-Anselme (561 \pm 7 Ma) et du Groupe de Shickshock au Lac Matapédia (565 \pm 6 et 556 \pm 5 Ma) (Hodych *et al.* (2007)). Un modèle récent suggère qu'il y a eu une rupture initiale du continent Rodinia, puis plus tardivement, initiation d'un régime extensif forçant l'éloignement des continents successeurs, le Laurentia et le Gondwana. Le continent Laurentia a par la suite subi une série de séparations de microcontinents le long de systèmes de rifts secondaires, où des bras de mer marginaux ont ainsi pu s'ouvrir.(Cawood *et al.*, 2001). Cette dynamique tectonique s'est produite par un système complexe de segments de rifts de direction nord-est et de failles transformantes de direction nord-ouest. Ce régime extensif a mené à une géométrie de promontoires et de réentrants le long du paléocontinent Laurentia, toujours visibles le long des sutures avec les domaines appalachiens (Allen *et al.*, 2010) (Figure 1-5).



Figure 1-5 - Bloc diagramme illustrant la marge orientale du paléocontinent Laurentia (Allen et al., 2010)

L'irrégularité de la marge était aussi verticale, la topographie issue du rifting étant caractérisée par la présence de horsts et de grabens. Cette variation du profil cambrien a eu une incidence directe sur la puissance des formations qui se sont déposées par la suite.

1.4.2.2 Environnements fluvio-continentaux à marins de faible profondeur — Potsdam

L'ouverture qui suit le rifting entraîne une intrusion marine et en résulte une marge continentale exposée aux aléas des variations eustatiques et de la subsidence du socle. Les grès du Groupe de Potsdam reposent en discordance sur le socle précambrien. Ce sont des sédiments silicoclastiques qui se sont déposés dans un milieu continental à marin peu profond durant le Cambrien tardif ou l'Ordovicien précoce. La source des sédiments provient de l'érosion des roches cristallines du relief grenvillien. La formation à la base du groupe, le Covey Hill, est dominée par des sédiments déposés en milieux fluvio-marins tandis que la formation supérieure, le Cairnside, notamment par sa faune, témoigne d'un environnement marin subtidal à marin peu profond (Globensky, 1987). Le dépôt du Potsdam peut être interprété comme résultant d'une sédimentation associée à la formation d'une pénéplaine régionale suivant l'érosion du relief hérité par le rifting, et que cette pénéplaine a servi d'assise au plateau continental en contexte de marge passive jusqu'à la fin de l'Ordovicien précoce.

1.4.2.3 La marge passive — Beekmantown

La formation de la marge passive dans le réentrant de Québec se fait à partir de l'Ordovicien précoce moyen avec l'accumulation, en milieu péritidal, des carbonates du Groupe de Beekmantown (Salad Hersi *et al.*, 2003). Ce groupe est composé des formations de Theresa, de Beauharnois et de Carillon qui témoignent des conditions sédimentologiques qui ont existé durant l'évolution de la marge passive. Des travaux récents suggèrent une baisse du niveau eustatique entre les formations de Theresa et de Cairnside qui aurait persisté du Cambrien tardif à l'Ordovicien précoce (Salad Hersi *et al.*, 2002). La Formation de Theresa, d'une puissance variant entre 60 à 75 m, est composée de dolomies calcareuses et gréseuses interlitées par de minces horizons de grès à la base. Il s'agit de la zone de transition avec le Groupe de Potsdam sous-jacent. La Formation de Theresa débute avec la présence du premier lit de dolomie, tel que défini par Cushing (1908). La Formation de Beauharnois est elle aussi composée de dolomie, avec de minces couches de calcaires très fossilifères. Son dépôt s'inscrit dans la continuité de la Formation de Theresa, et mène au développement d'une marge prononcée favorable à la

croissance de thrombolites. Il en résulte un environnement lagunaire dans lequel va se déposer la portion supérieure de la Formation de Beauharnois. Finalement, les sédiments de la Formation de Carillon ont été déposés dans un environnement intertidal à supratidal (Globensky, 1993).

1.4.2.4 De marge passive à bassin d'avant-pays — du Chazy au Trenton.

Une subduction s'initie dans l'océan Iapetus durant l'Ordovicien moyen. Les conditions extensives changent radicalement et deviennent progressivement compressives et amènent la fin de l'épisode de marge passive. Une marge convergente se développe alors et suite au passage du bombement périphérique qui marque la transition vers un bassin d'avant-pays, une discordance à l'échelle cratonique se retrouve au sommet du Beekmantown (discordance Sauk-Tippecanoe; Sloss (1963)). Les unités géologiques surmontant la discordance sont déposées en contexte extensif, dans un bassin d'avant-pays subissant une subsidence tectonique accrue. Le Groupe de Chazy est composé initialement de sédiments gréseux déposés en milieu peu profond en couverture sur la discordance passant progressivement à une succession de calcarénite, de calcistilite et de shale au fur et à mesure de l'approfondissement de la rampe à carbonates. Les dolomies de la Formation de Pamélia (Groupe de Black River) chapeautent ces successions. L'accumulation de sédiments le long de la marge entraîne une subsidence importante, qui est d'autant plus facilitée par la présence des failles d'extension préexistantes (Lavoie (1994), Salad Hersi et al. (2006)). Le Groupe de Black River est dominé par des lits de dolomies à la base (Formation de Pamélia), de calcaires oolithiques et micritiques interlités (Formation de Lowville) et finalement par des calcaires gris foncés massifs représentant des environnements plus profonds (Formation de Leray) (Globensky, 1987). La sédimentation des calcaires se termine dans le Groupe de Trenton déposé durant le Caradocien (Ordovicien tardif). Le groupe se caractérise à la base par des unités de calcarénites à grains grossiers suivies de calcaires argileux indicateurs d'environnements marins devenant progressivement de plus en plus profonds dans les unités supérieures (Globensky, 1987).

1.4.2.5 Remplissage du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent — de l'Utica au Queenston.

La progression du front appalachien entraîne l'arrêt d'une sédimentation carbonatée le long de la marge passive pour celle de shales de milieux marins profonds, en raison d'une rapide subsidence tectonique. Ce sont les shales d'Utica, composés de matériel silicoclastique très fin et de boues hémipélagiques calcareuses. Les shales d'Utica sont les derniers sédiments provenant

de la marge laurentienne à se déposer dans le bassin. Les formations suivantes sont formées par une sédimentation en eau profonde ayant pour roche source le front appalachien. On reconnaît dans les unités flyschiques les groupes de Sainte-Rosalie et de Lorraine, composés respectivement de successions de siltstone, de mudstone, de shale silteux et de rares lits dolomitiques pour le premier et d'interlits de shales gris, de grès, de siltstones et de calcaires dans le deuxième. La Formation de Sainte-Rosalie démontre en son sein, un environnement de sédimentation en émergence entre sa partie moyenne et supérieure, de milieu marin plus profond à moins profond. Le sommet de l'empilement sédimentaire préservée, le Groupe de Queenston, provient de l'accumulation, des sédiments silicoclastiques de molasse qui viennent combler la topographie du bassin sédimentaire (Globensky, 1987).

1.5 Travaux antérieurs sur le Potsdam

1.5.1 Historique des études sur le Potsdam

Le rapport de Sanford et Arnott (2010) relate l'historique des connaissances sur le Potsdam. L'étude des grès du Potsdam débute dans la première moitié du 19^e siècle, par la première description de grès rouge dans l'état de New York par Emmons, en 1938, qu'il nomme « Potsdam ». Ce sont des grès reposant en discordance sur le socle précambrien et surmontés par des roches sédimentaires ordoviciennes. Il reconnaît trois ans plus tard, dans le secteur du Lac Champlain, les Grès de Keeseville qui forment la partie supérieure de la même séquence stratigraphique (Emmons, 1841). Ces travaux, menés à la Commission Géologique et d'Histoire Naturelle de New York, fondée quelques années auparavant en 1836, ont eu rapidement une influence du côté canadien. Logan (1863) utilise le terme de Grès de Potsdam pour lui aussi décrire des roches d'âge et de composition similaire. Il faut ensuite attendre plusieurs décennies pour que l'on sépare les dolomies ordoviciennes des grès qui composent le Potsdam (Cushing, 1901), qui sont alors incluses dans la nouvelle Formation de « Theresa » aux États-Unis. Des travaux subséquents menés notamment par Van Ingen et al. (1902), Chadwick (1915) et (Fisher, 1968), aboutiront à la succession stratigraphique moderne de ces grès; un Groupe de Potsdam composé des formations de Ausable et de Keeseville, et d'une subdivision de la formation d'Ausable par les membres de Jéricho, de Hannawa Falls, de Chippewa Bay et d'Edwardsville (Figure 1-6). Au Canada, plusieurs travaux ont été réalisés durant le 20e siècle parallèlement aux

travaux américains et ont résulté en un schéma stratigraphique relativement similaire. Les travaux de Clark ((1952), (1966) et (1979)) et ceux de Globensky (1987) ont mené à une classification québécoise similaire au modèle new-yorkais, où on reconnaît à la base la Formation de Covey Hill (similaire à Ausable), et au-dessus, la Formation de Cairnside (similaire à Keeseville).

Les travaux récents de Sanford et Arnott (2010) reprennent ces travaux réalisés en Ontario, au Québec et dans l'état de New York et suggèrent une division en membres de la Formation de Covey Hill donnée par les membres d'Hannawa Falls, de Chippewa Bay et d'Edwardsville (Figure 1-6). Les résultats de ce travail offrent un cadre stratigraphique pouvant servir de gabarit pour les travaux dans la région d'étude et uniformisent la nomenclature stratigraphique du groupe pour le nord-est du continent nord-américain.

Au Québec spécifiquement, de nombreux travaux et d'études ont été consacrés au Groupe de Potsdam. Outre l'apport incontournable de Clark et Globensky, on peut noter l'étude sédimentologique menée pour la SOQUIP par Schmerber (1971). L'étude a été effectuée sur le Potsdam affleurant et donne des indications importantes sur les directions de courant observées sur de nombreuses coupes. Une autre étude a été effectuée par Héroux *et al.* (1976), qui porte plus particulièrement sur la description du Groupe de Potsdam dans une perspective pétrolière et gazière, en analysant la porosité, la perméabilité, les argiles matricielles et la maturation thermique des formations. Plus récemment, Salad Hersi *et al.* (2002) démontraient l'évidence d'une plate-forme carbonatée cambrienne qui aurait existé durant l'accumulation du Potsdam.



Figure 1-6 Successions stratigraphiques du Groupe de Potsdam, à l'est de l'Ontario, l'ouest du Québec et au nord de l'état de New York. Le Membre de Jéricho est présent au Québec malgré son absence sur le schéma (tiré de Sanford et Arnott, 2010).

1.5.2 Membres reconnus du Groupe de Potsdam

Selon Sanford et Arnott (2010), le Groupe de Potsdam est une succession épaisse de grès et de conglomérats reposant sur le socle précambrien et surmonté par les dolomies et les grès interlités de la Formation de Theresa (ou Formation de March en Ontario). La géométrie du groupe forme un biseau à l'échelle du bassin, et sa puissance varie entre 20 m à plus de 700 m. Les formations de Covey Hill et de Cairnside sont en contact abrupt et discordant, suggérant qu'il aurait pu y avoir un hiatus durant la sédimentation du groupe, pendant le Cambrien moyen à tardif (Figure 1-1). Cette période correspond à la transition entre les sous-séquences de Sauk II et de Sauk III qui sont deux cycles de régression-transgression (Lavoie *et al.*, 2003).

Le secteur couvert par leur étude s'étend d'ouest en est, de l'Ontario au Québec, et au sud jusqu'à l'état de New York (Figure 1-7). Les auteurs synthétisent les descriptions lithologiques et

lithostratigraphiques des nombreux géologues ayant travaillé sur ce territoire. Les différents membres et formations qui composent le groupe y sont décrits :



Figure 1-7 Région d'étude (encadré en noir) couverte par les travaux de Sanford et Arnott (2010)

1.5.2.1 Formation d'Abbey Dawn

La Formation d'Abbey Dawn est absente des descriptions du Groupe de Potsdam affleurant au Québec, mais est présente dans l'embaiement d'Ottawa et dans l'état de New York. Elle est composée de conglomérats à galets et blocs mal triés, anguleux à subarrondis, quartziques et granitiques. Ils se sont déposés à des élévations variables d'un socle très irrégulier et sont en discordance nette avec celui-ci. Sa mise en place a été initiée suite à la déformation intensive engendrée par le rifting et l'ouverture de l'Océan Iapetus et l'implication d'arches tectoniques cambriens majeurs durant cet épisode épeirogénique (identifiés sur la Figure 1-7). Le transport de ces sédiments est très limité, par coulées de débris sur des pentes abruptes ou par des systèmes fluviaux à écoulement rapide. Une telle formation peut être envisageable au Québec, bien qu'elle n'ait pas été observée jusqu'à ce jour. Le cas échéant, le Groupe de Potsdam au Québec devrait être redéfini avec une formation supplémentaire.

1.5.2.2 Membres de la Formation de Covey Hill

La Formation de Covey Hill est retrouvée sur l'ensemble de l'embaiement d'Ottawa et dans le réentrant de Québec, et est subdivisée en deux à quatre membres. À partir de la base de la succession stratigraphique vers le sommet, on retrouve respectivement les membres de Jéricho, d'Hannawa Falls, de Chippewa Bay et d'Edwardsville.

Le Membre de Jéricho est une séquence de lits rouges composés de dolomie sableuse, argileuse et feldspathique, de conglomérats mineurs, ainsi que de calcaire dolomitique en alternance avec des lits de shale et de siltstone. Bien que ce membre n'ait été observé qu'en affleurement dans l'état de New York, un forage effectué au nord de Montréal (forage Quonto-International No. 1 St. Vincent de Paul—A057¹) expose un intervalle de 34 m de ce membre en profondeur. La carotte est composée dans sa moitié inférieure de conglomérats bruns à rouges foncés et de grès, et sa partie supérieure de shale et de siltstone marron. Des fragments allongés de ces shales sont retrouvés sous forme de fragments argileux dans le membre qui le succède. La présence du Membre de Jéricho dans ce forage permet de croire que le membre puisse être retrouvé à de nombreux endroits ailleurs au Québec. Le Membre de Jéricho correspond à la Formation d'Altona, telle que définie par Landing *et al.* (2009). Selon les travaux de Thériault (2012), la Formation d'Altona est reconnue dans plusieurs sondages au Québec.

Le Membre d'Hannawa Falls dans l'état de New York est très mince et se caractérise par une arénite quartzitique rouge, à grains fins à moyens. De nombreux affleurements montrent des stratifications entrecroisées fortement inclinées (30°) qui, combinées à l'absence de sédiments grossiers, suggèrent une sédimentation par processus éoliens. Le membre montre néanmoins à certains endroits des unités d'origine fluviale, notamment dans le secteur d'Elgin en Ontario, composées de shales rouge brique, de grès roses fins à moyens et de conglomérats à clastes de quartz. Il est aussi possible d'observer certaines structures d'expulsion d'eau formées pendant le dépôt où l'écoulement rapide ascendant et latéral de l'eau a entraîné la formation de cavités rapidement comblées par l'effondrement des dépôts sus-jacents. Au Québec, le Membre d'Hannawa Falls a été observé en surface avec un assemblage de strates de grès rouges à brun

¹ Latitude 45° 38' 45,1" Longitude 73° 39' 34,5" (Nad83)
rougeâtre foncé, à grains fins à moyens. En sous-surface, les grès ont une couleur rose saumon à brun rougeâtre foncé.

Le Membre de Chippewa Bay est identifié principalement par ses arénites quartziques grises verdâtres – grises rosées, à grains fins à moyens et aux litages essentiellement parallèles. Le membre montre des différences à l'échelle du territoire couvert par l'étude. Ainsi, dans certaines localités (secteur des Mille-Îles à la frontière Ontario-New-York), les strates forment des lentilles de tailles métriques avec stratifications entrecroisées. Ailleurs, des intercalations de lits conglomératiques à cailloux et galets de quartz ou granitiques sont observées. Au Québec, le membre est constitué de faciès similaires, soit celui d'arénite quartzique à litage parallèle ou de grès à grains moyens à laminations entrecroisées. Des conglomérats qui sont interlités avec les grès sont présents à l'ouest de l'arche d'Oka Beauharnois, et disparaissent graduellement vers l'Ontario.

Le Membre d'Edwardsville est composé quant à lui d'arénite quartzique grise-verdâtre ou rosâtre à grain fin, à laminations entrecroisées. Le membre s'observe dans des portions très limitées au nord-ouest de l'état de New-York, et dans la région de Montréal; il n'est pas retrouvé en Ontario.

La Formation de Cairnside au Québec consiste en des arénites quartziques blanches à grises, et montre le même faciès en Ontario et dans l'État de New-York (Formation de Keeseville). Ces dépôts sont généralement sus-jacents aux grès de la Formation de Covey Hill, avec ou sans contacts érosifs qui les limitent. Au nord de la portion québécoise du bassin, ainsi qu'en Ontario, il est possible d'observer la Formation de Cairnside qui repose directement sur le socle précambrien. La formation présente une grande homogénéité sur l'ensemble de sa répartition. La formation se retrouve sur une grande partie du territoire en discordance sur les différents membres du Covey Hill et parfois directement sur le socle précambrien. Au Québec, les deux formations peuvent être observées en contact concordant (Salad Hersi *et al.*, 2000).

1.5.3 Pétrogénèse des membres du Groupe de Potsdam

Sanford et Arnott (2010) revoient l'ensemble de l'évolution tectonique ayant affecté le bassin pour tenter d'expliquer l'origine et le contexte paléo-environnemental ayant existé à l'époque. L'ensemble de leur secteur d'étude englobe plusieurs éléments tectoniques qui bordent le bassin en surface ou qui se retrouvent sous le bassin sédimentaire. Pour l'ensemble du Groupe de Potsdam déposé au nord-est du continent américain, ces principaux éléments sont l'arche de Frontenac, le dôme d'Adirondack, l'arche Laurentien et l'arche Oka-Beauharnois(Figure 1-8).. Ceux-ci ont influencé la morphologie continentale et joué un rôle prépondérant dans l'évolution des bassins versants et dans la compartimentation des dépressions du bassin sédimentaire.



Figure 1-8 Paléogéographie des séquences sédimentaires déposées durant le Cambrien précoce à tardif et identification des principaux arches tectoniques de la marge laurentienne (tirée de Sanford et Arnott (2010))

Ainsi, l'érosion du dôme d'Adirondack a généré principalement des dépôts fins, remobilisés par des processus fluviaux. L'arche de Frontenac, proéminent et tectoniquement actif à l'époque (Selleck, 1980), a généré une quantité importante de matériel où les sédiments grossiers sont déposés à sa marge et les sédiments plus fins sont transportés en milieu fluvial et par processus éolien dans l'embaiement d'Ottawa. Au Québec, ce sont davantage l'arche Laurentien qui longe la limite sud du Bouclier canadien et l'arche d'Oka-Beauharnois qui vont jouer un rôle important dans la phase initiale d'accumulation du Potsdam. Selon Sanford et Arnott (2010), la remontée de l'arche Laurentien jumelée avec le rifting continental engendrent des blocs basculés dont les fosses seront comblées par des épaisseurs très importantes du Covey Hill. L'arche d'Oka-Beauharnois, qui a subi lui aussi un soulèvement tectonique aurait été un milieu montagneux, d'où proviendraient d'importants volumes de sables et de graviers. Ces sédiments clastiques ont

été distribués par des processus fluviaux, notamment vers l'est, dans le bassin de la Plate-forme du Saint-Laurent. Les coupes géologiques réalisées par les auteurs montrent d'ailleurs les membres de Chippewa Bay et d'Hannawa Falls plongeant en profondeur dans le bassin, à l'est de l'arche d'Oka-Beauharnois et au sud, sous le secteur de Valleyfield. Une continuité de ces membres beaucoup plus loin vers l'est peut donc être envisagée. Les auteurs suggèrent que le dépôt successif de ces membres s'est réalisé dans des environnements qui ont évolué de fluvial en milieu continental à fluvial et marin (deltaïque).

Le dépôt des membres plus jeunes est le dernier enregistrement sédimentaire de la formation du Covey Hill. Un hiatus s'est produit entre la sédimentation du Covey Hill et la Formation de Cairnside. Des volumes substantiels de grès et de conglomérats ont été oblitérés par l'érosion. Des jeux de failles ont déformé localement le Covey Hill durant cette période, menant à une surface d'accumulation irrégulière sur laquelle les grès du Cairnside se sont déposés à la fin du Cambrien et au début de l'Ordovicien (Sanford et Arnott, 2010). Ces jeux de failles sont associés par les soulèvements dûs aux épisodes épirogéniques qui ont affecté le craton durant le Paléozoique précoce (Cambrien). Le Cairnside a été déposé en milieu intertidal sur l'ensemble de sa superficie.

1.6 Présentation du forage

Le forage A203 est situé dans le quartier industriel de la ville de Sorel-Tracy². En 1986, la compagnie Tioxyde Canada Inc, qui oeuvrait dans le domaine des pigments de peinture au bioxyde de titane, explora la possibilité d'injecter dans le sous-sol l'acide sulfurique utilisé dans leur procédé industriel. L'exploration pour des zones perméables à proximité du site a donc mené au carottage complet des roches des Basses-Terres du Saint-Laurent, de la surface au socle précambrien, sur une longueur de 1744 m. Le projet a par la suite été abandonné, notamment parce que la nécessité d'avoir un débit d'injection important (5 kbbls/jour) induisait une pression supérieure à la contrainte normale effective et donc à une fracturation potentielle de la roche-

² Latitude 46° 01' 50,5", Longitude 73° 09' 26,8" (Nad83)

réservoir (Fleury, 1988). Les carottes de ce forage sont conservées à la carothèque du Ministère des Ressources naturelles, tel qu'il est prescrit pour tout forage pétrolier et gazier effectué sur le territoire québécois. Cette carotte de forage expose donc l'ensemble du bassin sédimentaire, et son étude est une occasion unique pour étudier le Potsdam en profondeur à l'est de Montréal.

2 ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU GROUPE DE POTSDAM DANS LE FORAGE A203

2.1 Description de la carotte du puits

Le puits A203 intersecte sur une épaisseur d'environ 580 m, l'ensemble du Potsdam. Il s'agit d'une puissance très élevée pour ce groupe, en comparaison aux épaisseurs observées dans d'autres sondages réalisés dans le couloir des Basses-Terres de part et d'autre du Saint-Laurent. La différenciation des deux unités du Potsdam s'observe clairement, avec les arénites quartziques de la Formation de Cairnside qui contrastent nettement avec les grès plus argileux et plus riches en feldspath de la Formation de Covey Hill. La mesure de la radiation des particules gamma naturelles (rayon gamma), obtenue par une diagraphie réalisée au moment du forage, permet de positionner précisément le contact entre les deux formations à 1270 m (Figure 2-1). Le contact entre la Formation de Cairnside et la Formation de Theresa sus-jacente du Groupe de Beekmantown est elle aussi très distincte, par un passage abrupt des grès quartziques à une première couche de dolomie gréseuse de plus de 10 m, à une profondeur de 1159 m (Figure 2-1). L'enregistrement de la diagraphie est cependant incomplet à la base du puits et ne permet pas d'avoir le contact entre la base du Groupe de Potsdam et le socle précambrien. La profondeur du contact n'est obtenue qu'à partir de la description de la carotte, soit à 1738 m de profondeur.

La carotte de forage permet d'apprécier la variabilité lithologique verticale, mais ne représente aucune information sur la configuration latérale des horizons intersectés. Néanmoins, la loi de Walther stipule que la superposition des faciès observés verticalement correspond généralement à des faciès qui se juxtaposaient au moment de la déposition. L'empilement observé résulte alors du déplacement des ceintures sédimentaires et des faciès résultant par des processus de transgression et de régression (Walther (1894); Rey (1983)). Dans cette optique, malgré un étroit aperçu, la stratigraphie du puits peut suggérer la complexité sédimentaire qui peut exister latéralement au sein des formations de Covey Hill et de Cairnside. Il s'agit néanmoins d'une extrapolation hypothétique, car certaines caractéristiques particulières au groupe n'ont possiblement pas été observées lors de l'étude du sondage.

41

L'image suivante est la colonne stratigraphique du Groupe de Potsdam dans le puits A203. :





43



1200

1225

1250

~

~

f - and

~

-

~

32~

~

1270 m

<u>چې</u>

Siltstone Shale Shale calcareux Lamination(s) parallèle(s) Lamination(s) entrecroisée(s) Lamination ondurante V- Flüte lavage V Brachiopode(s)

2.1.1 Lithostratigraphie des unités du puits

Une description sommaire de la carotte permet de subdiviser le groupe en diverses unités où sont identifiées des caractéristiques distinctes des principaux intervalles stratigraphiques témoignant d'environnements sédimentaires différents. On reconnaît donc dans le puits trois unités dans la Formation de Covey Hill (CV1, CV2 et CV3) et une seule pour la Formation de Cairnside (CA1). La lithostratigraphie de ces unités est détaillée dans le Tableau 2-1, et les types de grès dans chacune de ces unités sont regroupés en classes dans le Tableau 2-2 La description est faite dans l'ordre chronologique, de la base du puits vers le sommet. Les photographies de ces classes de grès se retrouvent dans l'annexe A.

2.1.1.1 Unité CV1

L'unité CV1 est la première unité retrouvée directement en contact avec le socle précambrien, à partir de 1738 m. À la base de celle-ci se retrouve un lit de conglomérat, d'une puissance de 70 cm, composé de clastes de différentes espèces cristallines, principalement de grains submillimétriques à plurimillimétriques de quartz et de feldspath, et des fragments lithiques hétérogènes. Il s'agit du faciès CV1-1 (Tableau 2-2). Le lit de conglomérat se démarque nettement des dépôts sus-jacents. L'unité se poursuit par une épaisseur de 17,4 m d'un grès lité ocre à grains mal triés, fin à très grossier, montrant des grains isolés de quartz anguleux de dimensions subcentimétriques à pluricentimétriques (faciès CV1-2, Tableau 2-2). Le grès montre des laminations subhorizontales. La granulométrie varie entre la taille de sable (> 0.5 mm) à cailloux (< 4 mm), certaines portions devant alors être considérées comme conglomératiques. Les transitions entre les 2 lithologies sont graduelles, sans répétitivité définie. À une dizaine de mètres de la base, il y a présence sporadique d'horizons verdâtre pâle d'épaisseur décimétrique (Figure 2-2). Néanmoins, ces horizons s'expriment parfois sous forme d'ellipsoïde de taille inférieure à celle du diamètre du forage, ce qui laisse penser qu'il pourrait s'agir de taches de réduction. La majorité des laminations des siltstones sont subhorizontales.



Figure 2-2 La base de l'unité CV1. À partir de la gauche : socle précambrien (limité par la flèche verte) suivi des grès très grossiers montrant des horizons vert blanchâtre (exemples illustrés par les flèches rouges).

À la suite de ces grès, sur les 11 m suivants, se retrouvent des siltstones et des mudstones légèrement gréseux rouge ocre, dans lesquels baignent des grains de quartz millimétriques à submillimétriques, dans des proportions pouvant atteindre 30%. Ces lits montrent des laminations clairement subhorizontales. Les possibles taches de réduction sont particulièrement bien définies dans cet intervalle. La partie supérieure, d'une puissance de 36,8 m, est caractérisée par une alternance de lits de grès subarkosiques (55%), desconglomérats (20%), des shales (15%) et des siltstones (10%). Elle débute par la présence initiale d'un lit de grès grossier en contact net avec le siltstone sous-jacent. Le contraste granulométrique s'estompe progressivement entre les lits situés au sommet de cette unité. Elle se termine par une prédominance de grès grossiers à très grossiers suivant la disparition progressive des lits de siltstones (Figure 2-3). Cette dernière portion de l'unité, identifiée comme le faciès CV1-3 (tableau 2-2), d'une puissance de 36,8 m, se termine à une profondeur de 1672 m avec le début de l'unité CV2, à la base d'un premier lit de siltstone vert. Ce lit, et les suivants se différencient des taches de réduction observées précédemment.



Figure 2-3 Partie supérieure de l'unité CV1. À partir de la gauche : shales, siltstones et grès grossiers en alternance et enfin les grès grossiers homogènes du sommet de l'unité (à partir des lignes vertes à droite).

2.1.1.2 L'unité CV2

L'unité CV2 montre une stratigraphie beaucoup plus homogène sur une puissance très importante (plus de 310 m) de grès massifs et laminés. Les lits ont des épaisseurs variables, allant de décimétriques à métrique. Les différents lits sont en contacts graduels, nets ou érosifs. Il s'agit de grès quartziques à arkosiques, à grains moyens à grossiers, moyennement à bien triés, de couleur ocre, rosé ou blanchâtre. Les laminations dans ces grès sont généralement parallèles, subhorizontales à environ 10° d'inclinaison par rapport à l'axe vertical de la carotte. Les pendages relatifs opposés des laminations sur la carotte laissent croire qu'il s'agit de laminations entrecroisées planaires. Localement, ces laminations peuvent cependant être beaucoup plus inclinées, jusqu'à 45°, ou alors montrent des structures amorphes dues à un dérangement synsédimentaire. On observe une variabilité notamment au niveau de la rugosité de la surface, montrant des zones plus poreuses ainsi que des horizons plus friables ou alors mieux cimentés. L'alternance des couleurs s'observe sur une échelle décamétrique. La partie inférieure de l'unité est davantage rouge sur les premiers 60 m, jusqu'à une profondeur de 1636 m (faciès CV2-2, Tableau 2-2). L'alternance avec des épaisseurs proportionnelles de grès blancs (CV2-1, Tableau 2-2) devient par la suite plus régulière vers le milieu (entre 1635 et 1488 m). La partie supérieure de l'unité se caractérise par des grès blancs (CV2-3 et CV2-4, Tableau 2-2). À une échelle beaucoup plus petite, on observe de minces lits de grès plus fins verdâtres, voir des siltstones, qui reviennent de façon périodique sur l'ensemble de l'unité, à raison d'environ un horizon tous les 1,5 m \pm 1 m. C'est d'ailleurs à l'apparition de ce premier lit que l'unité CV2 débute. Ces minces lits semblent en contacts graduels avec les bancs de grès de part et d'autre (Figure 2-4). Ils montrent des laminations similaires à celles observées dans les grès, mais sont plus fines.



Figure 2-4 Unité CV2 : exemple de mince lit de grès très fins de siltstone verdâtre en contacts graduels avec les grès adjacents. Polarité vers la gauche. Diamètre de la carotte (4,5 cm)

Un intervalle de shale rouge, d'une épaisseur de 3,4 m est présent en contact net avec le grès, à une profondeur de 1437,7 m (Figure 2-5). Ce shale reste rouge sur l'ensemble, excepté sur un mince intervalle de 15 cm où il devient noir, et son sommet est davantage un shale silteux verdâtre. Les grès déposés juste au-dessus de cette couche de shale sont beaucoup plus riches en argiles sur les 10 m suivants. L'unité se termine par un retour à un grès blanc similaire à celui qui a précédé le shale. L'unité se termine à la base d'un premier lit de grès très grossier (ou conglomératique) à une profondeur de 1359,1 m.



Figure 2-5 Unité CV2 : À partir de la gauche. Grès propres caractéristiques de l'unité et présence de shale rouge et noir, suivi de grès impurs riches en clastes argileux.

2.1.1.3 L'unité CV3

L'unité CV3 forme la partie sommitale de la Formation de Covey Hill telle qu'observée dans la carotte. La limite inférieure de cette unité est établie à 1359,1 m à la première présence d'un lit de grès à grains très grossiers (CV3-3 ;Tableau 2-2) qui se distingue nettement des grès sousjacents. Ce lit est similaire au grès de type CV3-2, mais beaucoup plus grossier. À partir de cette profondeur, et sur les 89 m de strates qui suivent, l'assemblage stratigraphique montre une plus grande hétérogénéité que celle observée dans l'unité précédente. Un peu plus de 60% de l'unité CV3, à partir de la base, consiste en des lits de mudstones ou de siltstones en alternance avec des bancs de grès plus épais (CV3-1 et CV3-2; Tableau 2-2). Ces différentes lithologies sont retrouvées dans des intervalles de dépôts qui montrent une variation graduelle de la granulométrie des sédiments, passant de shale à siltstone puis grès. Les intervalles sont complets sur les 30 premiers mèters de l'unité, où s'observent 5 répétitions successives de shales noirs fossilifères qui graduellement deviennent des siltstones gréseux pour terminer par une couche de grès qui est limitée ensuite au-dessus par un contact net avec la couche de shale suivante (Figure 2-6). Les fossiles ont été identifiés comment étant des « Lingula ». Ces répétitions ont des épaisseurs qui varient entre 2,1 à 2,7 m, avec des épaisseurs de shales entre 30 et 60 cm. Les deux répétitions intermédiaires sont beaucoup plus épaisses, avec des épaisseurs de 6,4 et 6,7 m au total, et pour des épaisseurs de shales de 0,3 et 1,8 m respectivement. Les grès de cette unité sont généralement massifs, laminés, mal à bien triés, composés de grains fins à très grossiers. Ils peuvent parfois être considérés comme des conglomérats, car certains horizons centimétriques, planaire sur la carotte, exposent des clastes subcentimétriques. Dans la portion intermédiaire de l'unité, les shales ne sont plus présents et la stratigraphie consiste davantage en une alternance de grès grossiers et de siltstones gréseux. Les dépôts de grès dans cet intervalle ne montrent pas de structures sédimentaires. La partie sommitale sur les 20 derniers mètres est caractérisée par une prédominance de grès, qui sont mieux triés et propres (CV3-3, Tableau 2-2). L'unité se termine avec le dernier horizon conglomératique, qui correspond aussi à la disparition des grès mal triés.



Figure 2-6 Portion caractéristique de l'unité CV3. À partir de la droite, on observe des lits de shales noirs, siltstones noirs et les grès en contact net avec les shales de la succession suivante. Les grès sont par la suite beaucoup plus prédominants vers le sommet de l'unité (carottes de gauche)

2.1.1.4 L'unité CA

L'unité CA englobe la Formation de Cairnside dans son entièreté. Elle se caractérise par son homogénéité lithologique, composée de grès laminés massifs, bien triés, de grains fins à grossiers (CA-1 ; Tableau 2-2). Il est difficile de discerner des plans nets qui permettent d'observer individuellement les lits et d'évaluer leurs épaisseurs, ceux-ci peuvent aisément varier entre décimétrique à plurimétrique. Les laminations foncées visibles peuvent être associées à de minces lits silteux et certaines de celles-ci sont enrichies en pyrite. La base de l'unité est caractérisée par des grès quartziques orangés oxydés. Cette coloration diminue plus haut dans l'unité, les intervalles orangés étant de plus en plus isolés et minces (Figure 2-7). Les intervalles blancs correspondent à des sections beaucoup plus silicifiées. Les laminations, lorsque visibles, sont généralement subhorizontales et entrecroisées planaires.



Figure 2-7 Grès de l'unité CA : Les grès en profondeur sont orangés et sont de plus en plus propres en montant dans l'unité (de gauche à droite)

Tableau 2-1 Proportions des lithologies observées dans le Groupe de Potsdam du forage A203 (tableau 1/2)

Unité	Lithotype	Proportion (%)	Description	Familles lithologiques	Faciès identifiés
CV1 (66 m) [1738m – 1672m]	Grès	53 %	Grès grossiers à très grossiers, plus rarement fins, mal triés, de couleur ocre. Composition principale : quartz dans une matrice argileuse rouge avec des proportions variables de feldspath. Puissance des lits variant entre centimétrique à pluridécimétrique. Présence de laminations subhorizontales à obliques de 15° et, sporadiquement, de laminations entrecroisées.	Arénite subarkosique Arénite arkosique	CV1-2, CV1-3
	Shale	28 %	Couches centimétriques à plurimétriques d'un shale rouge propre, silteux ou gréseux. Une quantité importante du shale est calcareuse à la base. Laminations fines subhorizontales en alternance avec le grès grossier.	Shale silteux Shale gréseux	
	Conglomérat	14 %	Rudites à grains fins, généralement en continuité avec les grès très grossiers. Conglomérats à la base avec des clastes pluricentimétriques (1 à 3 cm), mais absents dans les unités suivantes.Rudite (sub)arkosique		CV1-1
	Siltstone	5 %	Interlits aux contacts mal définis, graduels, avec les grès adjacents.	Greywacke lithique Siltstone	

CV2 (313 m) [1672 m - 1359 m]	Grès	99 %	Grès fins à grossiers, bien triés, blanchâtre ou rosâtre en alternance. Présence régulière d'interlits plus fins (voire siltstone) et argileux sectionnant les épaisseurs de grès à intervalles plus ou moins réguliers.	Arénite subarkosique Arénite quartzitique	CV2-1 à CV2-4
	Shale	1 %	Épaisseur continue de shale rouge homogène très distinct des grès homogènes adjacents (3,35 m). Laminations horizontales.	Shale rouge	

Tableau 2-1 Proportions des lithologies observées dans le Groupe de Potsdam du forage A203 (tableau 2/2)

Unité	Lithotype Propo		Description	Familles	Faciès
		(%)		lithologiques	identifiés
	Grès	84 %	Grès moyens à très grossiers devenant de la taille des	Arénite quartzique	CV3-2
			rudites à plusieurs endroits.	Arénite subarkosique	à
					CV3-4
CV3 (89 m) [1359 m – 1270 m]	Siltstone	8 %	Grains très fins dans une matrice argileuse, montrant des laminations lenticulaires et remaniées. Faibles épaisseurs de ces laminations, 1 à 10 cm, répétées périodiquement. De couleur verdâtre à grisâtre.		CV3-1
	Shale	8 %	Intervalles de shales noirs fossilifères retrouvés dans des successions granulodécroissantes débutant par les grès et qui progressent en shale. Présence de fossiles de « <i>Lingula</i> ».	Shale noir Shale gris gréseux	

	Grès	100 %	Grès homogènes fins à grossiers, composés presque Arénite quartzitique	
CA (112m)			exclusivement de quartz. Les laminations sont	$C \wedge 1$
[1270 m – 1158 m]			subhorizontales, obliques entre 10 à 25°, ou	CA-I
			entrecroisées.	

2.1.2 Classement des principaux faciès

Dans chacune des unités, les échantillons de grès ont été regroupés en principaux faciès. Ce regroupement est basé sur la similarité des échantillons au niveau de la maturité texturale et de la composition minéralogique. Cette classification peut être utilisée pour identifier des grès similaires ailleurs dans le bassin. Ces faciès sont illustrés dans l'annexe A.

Tableau 2-2 Synthèse des caractéristiques des principaux types de grès identifiés dans le forage A203 (1/2)

Faciès	CV1-1	<i>CV1-2</i>	<i>CV1-3</i>	CV2-1	<i>CV2-2</i>	<i>CV2-3</i>
Couleur	Verte (claste rouge)	Rouge	Rouge ou rosé	Blanc-rosé	Rouge à rosé	Blanc à verdâtre
Taille	Très grossier	Fin à très grossier	rrès grossier Moyen à très grossier Moyen		Très fin à fin	Très fin à moyen
Tri	Non trié	Mauvais	Très mauvais à bon	Bon	Moyen à bien	Moyen à très bien
Angularité	Très anguleux	Anguleux à arrondis	Subanguleux à subarrondi	Subanguleux	Anguleux à subarrondi	Anguleux à subarrondi
Sphéricité	Non sphérique	Moyenne	Faible à moyenne	Faible à moyenne	Faible à moyenne	Faible à bonne
Matrice	Silteuse	Silteuse Argileuse, hématisée		Chert, blanche	Argileuse altérée (Ser, Kaol ou Hem)	n/d*
Maturité texturale	Immature	Submature	Submature	Mature	Submature	Submature à mature
Épaisseur moyenne (cm)	70	10 à 100	25 à 300	10 à 110	10 à 200	10 à 50

*surcroissance de quartz trop importante

Faciès	<i>CV2-4</i>	CV3-1	<i>CV3-2</i>	<i>CV3-3</i>	СА-1
Couleur	Blanc - gris	Vert	Blanc grisâtre	Gris	Blanc
Taille	Fin à très grossier (cailloux)	Argile à silt	Fin à moyen	Grossier à caillou fin	Fin à grossier
Tri	Mauvais	Mauvais	Mauvais à bien	Mauvais à très bien	Mauvais à très bien
Angularité	Anguleux à arrondi	Anguleux à subarrondi	Subanguleux à subarrondi	Arrondi	Subanguleux à arrondi
Sphéricité	Faible à moyenne	Faible à moyenne	Faible à élevée	Moyenne à bonne	Élevée
Matrice		Argileuse	Argileuse et/ou altérée (Kaol, Ser)	Chert	Trace chert
Maturité texturale	Immature à submature	Immature à submature	iture à Immature à Mature anature submature		Mature à supermature
Épaisseur moyenne (cm)	30 à 400	20 à 130	50 à 450	20 à 100	> 1000

Tableau 2-2 Synthèse des caractéristiques des principaux types de grès identifiés dans le forage A203 (2/2)

2.2 Pétrographie

2.2.1 Classification

De nombreuses classifications pour les grès sont disponibles dans la littérature scientifique. La plupart de ces classifications montrent cependant beaucoup de convergence, et la classification proposée par Dott (1964) a été retenue. Elle intègre à la fois l'identification basée sur la composition minéralogique à partir des diagrammes ternaires, mais aussi le concept de maturité texturale en considérant le pourcentage de matrice fine, lorsque celle-ci est considérée comme d'origine sédimentaire. Sur la Figure 2-8, la maturité texturale se traduit par l'axe de profondeur par lequel on classifie en arénites, wackes ou en mudrocks en fonction du pourcentage de matrice fine qui compose un échantillon étudié. Ce terme est suivi d'un qualificatif relatif à sa composition et qui est déterminé par le graphique ternaire correspondant. Selon Dott (1964), la nomenclature ne doit pas intégrer de mots associés aux structures sédimentaires, à la tectonique, à la provenance, aux processus sédimentaires et aux environnements de déposition, sinon elle perd son caractère universel. Les lithologies observées en lames minces sont identifiées pour les arénites sur la figure 2-9. Quelques échantillons sont classés mudstone (LM-03, 30), quartzwacke à greywacke-subquartzique (LM-33, 35, 36, 38) et greywacke lithique (LM-01). Les noms pour chaque lame mince sont identifiés à l'annexe B.



Figure 2-8 Classification proposée par Dott (1964) modifiée par Boulvain (2012).





2.2.2 Texture

La texture d'un grès englobe une multitude de propriétés telles que la forme, la sphéricité et l'angularité, la texture de surface des grains, la granulométrie et la fabrique des composantes détritiques des grès ((Pettijohn *et al.*, 1973)).

2.2.2.1 Sphéricité et angularité

Les deux paramètres qui décrivent la géométrie des grains de sable ont été évalués visuellement avec l'échelle développée par Krumbein *et al.* (1963). Les résultats qualitatifs et donc subjectifs, dépendent largement de l'observateur et peuvent varier d'un examinateur à l'autre. La révision des observations en lame mince a donné des résultats constants. Les données sont synthétisées à l'annexe B.

Les unités CV1, CV2 et CV3 montrent des grains qui ont des sphéricités faibles à moyennes et des contours subanguleux à subarrondis. Ces caractères sont ici répertoriés pour les particules de taille moyenne (granulométrie fine à grossière). Individuellement, l'unité CV1 possède un écart de sphéricité moins important dans les différentes lames minces que les deux autres unités qui couvrent un spectre plus large, avec plus de grains aplatis. L'émoussage ou l'angularité est sensiblement le même dans les trois unités du Covey Hill, légèrement plus anguleux pour les particules de l'unité CV2. Les grains de l'unité CA montrent une sphéricité élevée et un émoussage beaucoup plus important (Figure 2-10 et Figure 2-11). Les grains de taille très fine vont généralement être beaucoup moins sphériques et plus anguleux. À l'autre extrémité de la distribution granulométrique, les grains très grossiers et les cailloux vont présenter des sphéricités très variables et des angularités allant de moyennes à élevées. Aucune différence notoire n'a été observée entre les grains de quartz et de feldspath, sinon que les feldspaths peuvent être légèrement moins sphériques. Cette variation peut être attribuée aux types de cassures qui affectent les minéraux, comme le clivage des feldspaths. Au niveau des minéraux accessoires, ceux-ci seront généralement très sphériques et peu anguleux.

L'évaluation de la sphéricité et de l'angularité devient beaucoup plus difficile dans les situations où il y a de la surcroissance de quartz, où le contour initial du grain peut être difficile à identifier. Les processus de pression-dissolution vont aussi empêcher d'évaluer efficacement l'angularité de certaines surfaces de grains affectés par des contacts suturés.



Figure 2-10 Variation de la sphéricité en fonction des différentes unités du Groupe de Potsdam.



Figure 2-11 Variation de l'angularité (émoussage) dans les différentes unités du Groupe de Potsdam telle qu'observée en lame mince.

2.2.2.2 Granulométrie

La granulométrie des échantillons a été évaluée en utilisant la terminologie de Wentworth (1922) et en convertissant la taille mesurée en système métrique en unité d'échelle de ϕ (phi). Cette

échelle est idéale, car elle est exponentielle et permet de bien mettre en évidence les variations granulométriques des grains de plus petite taille. Les données sont synthétisées dans l'annexe B.

Les unités de la Formation de Covey Hill montrent le plus grand contraste de granulométrie, les lithologies variant de shales à conglomérats alors que le Cairnside est uniquement composé de grès. Dans la Formation de Covey Hill, les lames minces ont néanmoins été sélectionnées en priorisant l'échantillonnage des grès. Les grès du Groupe de Potsdam ne montrent pas énormément de différences au niveau des tailles de leurs particules (Tableau 2-3). Tel qu'illustré sur la Figure 2-12, les grains de taille moyenne sont communs sur l'ensemble du groupe. Les données situées de part et d'autre de l'intervalle phi [3,-1] sont celles d'échantillons pris à proximité ou dans les lits de mudstone, de wacke ou de conglomérat. La largeur de la colonne stratigraphique de la figure 2-1 a été établie en fonction de la granulométrie des lithologies ; elle est ainsi un bon indicateur rapide de la variation moyenne de la granulométrie tout au long du puits (Figure 2-1). Les unités CV2 et CA contiennent en quasi-totalité des lits de grès massifs et leurs variations granulométriques sont alors comprises dans l'intervalle phi [3,-1].

Tableau 2-3 Granulométrie moyenne des grès étudiés dans les unités du groupe de Potsdam

Unité	Taille moyenne des grains	
CV1	moyenne à grossière	
CV2	fine à moyenne	
CV3	Moyenne à grossière	
CA1	fine à moyenne	

De nombreux grains de tailles subcentimétriques à centimétriques ($\phi \in [-2 \text{ à } -3]$ soit entre granules et graviers), se retrouvent aussi dispersés, généralement individuellement, dans les grès des unités CV1 et CV3. Ils sont présents d'une façon récurrente sur l'ensemble de l'unité CV3, tandis que dans l'unité CV1, ils ne sont concentrés que dans les premiers lits.

Les grains les plus fins sont ceux observés dans la matrice intergranulaire. Les grains détritiques de quartz clairement identifiés atteignent la taille des silts, allant de 0,03 à 0,05 mm de diamètre. Ces granulométries très fines s'observent dans les lits de mudstone et de siltstone, et dans les laminations argileuses déformées observées régulièrement sur l'ensemble de la Formation de Covey Hill. Elles sont aussi retrouvées dans l'espace interstitiel de quelques arénites et rudites ainsi que dans les fragments argileux retrouvés dans certains grès de l'unité CV3. Ces fragments

argileux sont des fragments préconsolidés qui ne se sont pas formés à cet endroit, mais y ont été remobilisés.

On relève certaines tendances granulométriques dépendantes de la minéralogie. Les grains de quartz et de feldspaths montrent généralement une granulométrie similaire, mais dans les grès mal triés, les feldspaths sont davantage concentrés dans les fractions plus fines. Les grains de quartz polycristallins et les fragments lithiques composent presque toujours les fractions les plus grossières de l'échelle granulométrique, de granules à cailloux (2 à 64 mm). Les fragments lithiques sont généralement plus gros que les grains de quartz polycristallins. La taille des minéraux accessoires dépasse rarement celle de grains fins. Les zircons ont des diamètres qui varient autour de 0,1mm, les grains de tourmalines sont plus grossiers, jusqu'à 0,3 mm. Un grain identifié comme du staurolite a un diamètre de 0,6 mm et il s'agit du grain le plus gros observé pour un minéral accessoire.



Figure 2-12 Tailles moyennes observées en lames minces à différentes profondeurs

La distribution granulométrique a été évaluée sur plusieurs lames. Cette analyse permet de mieux mettre en évidence les variations de tailles des particules des grès des différentes unités. Elle permet de représenter visuellement des caractéristiques qui ne sont pas nécessairement observées ou bien déterminées par une simple observation de lame mince. Les paramètres évalués sont le tri, la symétrie, le kurtosis de la distribution et la taille moyenne. La méthode conventionnelle

s'effectue au microscope et consiste à effectuer une série de traverses sur la lame dans lesquelles tous les diamètres des grains rencontrés sont mesurés. Dans cette étude, ces mesures ont été effectuées par l'entremise du logiciel ImageJ. La taille des grains a été mesurée en pixel sur des photographies, le long de plusieurs traverses, puis transformée en unités métriques selon l'échelle de l'image (Figure 2-13). La technique souffre cependant de certaines limites, notamment la qualité de la photomicrographie (résolution et éclairage) et l'incertitude sur la taille réelle de certains grains non-sphériques. L'utilisation du microscope en parallèle permet d'éviter ces erreurs en observant plus en détail les zones problématiques. Dépendamment du grossissement choisi, la quantité de mesures n'est pas constante et certaines distributions résultantes ont une population insuffisante pour évaluer des paramètres statistiques avec précision. Les distributions granulométriques obtenues pour certaines lames sont illustrées sur la Figure 2-13



Figure 2-13 Exemple de traverses sur une photomicrographie de lame mince.





Figure 2-14 Distributions granulométriques cumulatives de lames minces sélectionnées dans les différentes unités

Les valeurs des paramètres statistiques évalués sur les distributions granulométriques sont synthétisées dans le Tableau 2-4. Il faut noter que l'ensemble des distributions a été évalué dans des grès moyens à fins principalement. Les fractions plus grossières ne se prêtent pas bien à la méthode informatisée de par la faible quantité de mesures possible sur une lame mince.

2.2.2.3 Tri

Dans la description des lames minces, le tri a été évalué qualitativement au microscope. Les données sont synthétisées à l'annexe B..



Figure 2-15 Degré de tri évalué qualitativement en lames minces à différentes profondeurs

Le tri (S₁) peut aussi être déterminé par la dispersion des données autour de la tendance centrale de la courbe granulométrique (Pettijohn *et al.*, 1973). La Figure 2-14 regroupe les courbes granulométriques cumulatives évaluées pour de nombreux échantillons. Les unités de la Formation de Covey Hill montrent toutes un tri moyen selon la valeur calculée sur la distribution (Tableau 2-4). Sur une courbe cumulative, le mauvais tri s'exprime par des pentes de courbes plus faibles et une évolution sur plusieurs classes de diamètre, tandis qu'une amélioration du tri s'exprimera par une pente plus abrupte. Cela est mis en évidence dans l'unité CV2 qui offre davantage de meilleurs tris que ceux observés pour les unités CV1 et CV3 (Figure 2-15). La superposition des courbes indique aussi des distributions similaires à plusieurs intervalles dans

l'unité CV2. Les grès retrouvés dans le Cairnside (unité CA) montrent un meilleur tri, de façon similaire à l'unité CV2, avec des courbes fortement inclinées et des granulométries comprises entre 1/4 et 1/8 de millimètre.

2.2.2.4 Le kurtosis et la symétrie

Ces deux paramètres sont des paramètres communément utilisés en statistiques. Le kurtosis (K_G) correspond au coefficient d'aplatissement de la courbe granulométrique non cumulative. Une distribution plus aplanie sera qualifiée de platykurtique et plus pointue, leptokurtique. Peu de conclusions sur l'interprétation sédimentaire peuvent être tirées de ce paramètre lorsqu'il est utilisé individuellement (Pettijohn *et al.*, 1973). Sa valeur peut néanmoins être utilisée à titre comparatif avec les résultats d'autres études granulométriques. Le paramètre de la symétrie (SK₁) est plus significatif, car il fait ressortir les asymétries de la distribution granulométrique, c'est-à-dire si les grains sont majoritairement plus grossiers ou plus fins que la valeur moyenne.

Ces trois variables sont obtenues par des calculs développés par Folk *et al.* (1957) utilisant divers percentiles de la courbe granulométrique. Les résultats obtenus pour les échantillons étudiés sont synthétisés dans le Tableau 2-4.

$$S_{I} = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6.6}$$

 $SK_{I} = \frac{\phi 84 + \phi 16 - 2(\phi 50)}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 95 + \phi 5 - 2(\phi 50)}{2(\phi 95 - \phi 5)}$

$$K_{G} = \frac{\frac{1}{95} - \frac{1}{95}}{2.44 (\frac{1}{975} - \frac{1}{925})}$$

La distribution granulométrique d'un échantillon au moment de son dépôt est dépendante des processus de transport et des environnements de déposition. Les statistiques résultantes sont utilisées dans l'interprétation du transport.

 Tableau 2-4 Synthèse des résultats de mesures statistiques réalisées sur les distributions granulométriques de plusieurs lames minces (les teintes de couleur différencient les unités de CV1 à CA à partir du haut.

	Échantillon (lame mince)	Tri	Valeur	Symétrie	Valeur	Kurtosis	Valeur	Taille	Valeur
	2	Mal trié	1,15	Symétrique	-0,03	Mesokurtique	0,93	Fin	3,43
CV1	4	Moyennement bien trié	0,69	Asymétrie positive	0,15	Mesokurtique	1,06	Grossier	1,58
	6	Moyennement trié	0,91	Symétrique	-0,08	Platykurtique	0,87	Fin	3,03
	10	Moyennement bien trié	0,70	Symétrique	0,09	Platykurtique	0,75	Moyen	2,49
	10(2)	Mal trié	1,00	Symétrique	-0,02	Mesokurtique	0,99	Moyen	2,91
	14	Moyennement trié	0,77	Symétrique	0,10	Leptokurtique	1,14	Fin	3,02
0/2	15	Moyennement trié	0,85	Symétrique	-0,02	Platykurtique	0,89	Moyen	2,53
	23	Moyennement trié	0,81	Symétrique	0,04	Leptokurtique	1,17	Fin	3,02
	25	Moyennement bien trié	0,58	Symétrique	-0,01	Mesokurtique	1,09	Moyen	2,78
	27	Moyennement trié	0,74	Symétrique	-0,02	Mesokurtique	1,01	Moyen	2,53
	28	Moyennement trié	0,73	Symétrique	0,07	Platykurtique	0,73	Fin	3,17
	32	Mal trié	1,45	Asymétrie très positive	0,30	Platykurtique	0,82	Moyen	2,30
	34	Moyennement trié	0,77	Symétrique	0,03	Mesokurtique	1,07	Fin	3,54
СVЗ	37	Moyennement trié	0,81	Symétrique	0,09	Mesokurtique	1,02	Moyen	2,60
	38	Moγennement trié	0,98	Asymétrie positive	0,12	Mesokurtique	1,03	Moyen	2,90
	40	Moyennement trié	0,76	Symétrique	-0,10	Platykurtique	0,89	Fin	3,75
	43	Moyennement bien trié	0,58	Asymétrie négative	-0,13	Mesokurtique	0,97	Moyen	2,04
	45	Moyennement bien trié	0,52	Symétrique	-0,01	Leptokurtique	1,19	Moyen	2,50
CV4	45(2)	Bien trié	0,46	Asymétrie positive	0,26	Mesokurtique	0,91	Grossier	1,00
	46	Moyennement trié	0,84	Asymétrie positive	0,12	Leptokurtique	1,14	Moyen	2,67

2.2.2.5 Maturité texturale

La maturité texturale est un paramètre basé sur le contenu de matrice argileuse sédimentaire, au tri et à la sphéricité des grains. La classification des grès se fait selon une série de conditions définies par Folk (1951), telle qu'illustrée sur le schéma suivant:



Figure 2-16 Classification de la maturité texturale des grès(modifiée de Folk (1951)). «σ» correspond à la déviation standard de la distribution granulométrique (évaluée qualitativement). Une valeur de 0,5 correspond à la limite entre moyennement et bien trié. Le pourcentage d'argile correspond à la proportion d'argile par rapport à la charpente sédimentaire silico-clastique.

Les unités sédimentaires peuvent contenir des grès avec différentes maturités texturales. Dans l'unité CV1, la majorité des grès échantillonnés sont immatures puisqu'ils renferment une portion plus importante de matrice argileuse primaire. Cette même observation est valide pour les grès localisés à la base et au sommet de l'unité CV2. La portion intermédiaire de l'unité CV2 est cependant constituée de grès qui montrent un niveau de maturité texturale plus élevé étant plus pauvres en argiles et présentant un meilleur tri granulométrique. La maturité décroissante vers le sommet de l'unité CV2 est en accord avec la faible maturité texturale de l'unité CV3 suivante. Les grès de la Formation de Cairnside sont matures à supermatures et se distinguent

aisément des grès à variations de maturité texturale importantes des unités de la Formation de Covey Hill. Les données sont synthétisées dans l'annexe B.

2.2.3 Composition minéralogique

La nature des minéraux qui composent les grès est d'un intérêt évident. La présence et les caractéristiques physiques des particules sédimentaires sont contrôlées par les conditions hydrodynamiques des environnements de dépôt. Ce matériel sédimentaire a pour origine des roches qui se sont formées dans des conditions thermodynamiques qui ont favorisé la croissance de certains minéraux en particulier. Cette variabilité peut se refléter jusqu'à un certain point dans la composition des grains des dépôts sédimentaires. Cette composition est donc un élément primordial à évaluer dans l'étude pétrographique. La composition minéralogique de chaque lame mince est retrouvée en annexe B.

2.2.3.1 Quartz

Le quartz est le minéral retrouvé en plus grande quantité dans la carotte étudiée. Sa quantité dépasse largement l'ensemble de la somme de tous les autres minéraux. Les grains de quartz composés d'un seul cristal sont monocristallins tandis qu'ils sont identifiés sous le terme de polycristallins lorsqu'il s'agit d'un agrégat de grains de quartz (Figure 2-17). Dans l'ensemble des unités, les grains de quartz sont majoritairement transparents ou en moindre proportion, légèrement teintés de gris ou blanc. La majorité des grains sont monocristallins et n'ont pas enregistré de déformations importantes. L'unité CA montre la plus grande proportion de ce type de grain, où ils sont observés sous toutes tailles, de très fins à grossiers. Les grains de quartz déformés montrant des extinctions roulantes sont continuellement présents dans les lames. Cette extinction ne présente pas une orientation préférentielle sur une même lame mince et est propre à chaque grain déformé. Les grains polycristallins sont plus nombreux dans l'unité inférieure (CV1) et supérieure (CV3) de la Formation de Covey Hill. Ils sont la plupart du temps plus grossiers que les grains de quartz monocristallins, donc même en faible quantité, cela peut se traduire par une proportion volumétrique importante dans la composition.



Figure 2-17 Grains de quartz mono et polycristallins et fragments lithiques (f lèche rouge) en lumière analysée. Le grain monocristallin en haut à gauche montre une extinction roulante importante (flèche jaune), souvent observée dans le Covey-Hill. Lame mince no. 30 (largeur de la photo = 15 mm)

2.2.3.2 Feldspaths

Les feldspaths ont étés observés en abondance dans les lames minces provenant des unités de la Formation de Covey Hill. Les lames mines de la Formation de Cairnside sont dépourvues de feldspaths outre quelques grains en trace. Les grains présentent invariablement divers degrés d'altération et dégradation indépendamment de la composition des feldspaths (Figure 2-18).

L'identification précise des types compositionnels des feldspaths peut être visuellement évaluée sur la base de leurs macles respectives lorsqu'elles sont présentes ; soit les macles de Carlsbad de l'orthose, les macles polysynthétiques du microcline et les macles de l'albite pour le plagioclase. Une quantité très importante des feldspaths montrent cependant une altération importante par séricitisation et kaolinisation. L'orthose est particulièrement affecté par cette altération et à des degrés parfois très élevés. L'altération de ces feldspaths a comme conséquence immédiate de rendre plus difficile l'identification compositionnelle de certains grains, tout en facilitant l'estimation de la quantité globale de feldspath. Néanmoins, une quantité non évaluée peut être confondue avec le quartz lorsque le seul critère de distinction entre les feldspaths et le quartz monocristallin est le relief en lumière polarisée, une estimation précise de la proportion de chacun des minéraux est plus difficile.

On y retrouve principalement l'orthose et le microcline et dans une proportion beaucoup plus faible, le plagioclase. Les deux premiers types sont retrouvés dans l'ensemble de la Formation de Covey Hill dans des proportions variant entre 2 à 16 % pour l'orthose et entre 1 à 9% pour le microcline. Le plagioclase dépasse rarement 4% et se concentre principalement dans l'unité CV1. Les grains de microcline et de plagioclase sont généralement de taille plus fine que les grains de quartz. L'orthose, bien qu'elle soit généralement plus fine que le quartz, est granulométriquement plus grossière que les autres espèces de feldspaths.



Figure 2-18 Grain d'orthose non maclé avec clivage bien défini en bas à gauche. Au-dessus, à gauche est retrouvé un grain altéré de feldspath. À droite de l'image se retrouvent des cristaux de quartz montrant des surcroissances importantes de quartz (flèche rouge). La cimentation par l'anhydrite (flèche jaune) semble ultérieure à la surcroissance autour des grains. Lame mince no.9 (échelle en bas à gauche :100 μm)

2.2.3.3 Fragments lithiques

De nombreux fragments lithiques sont similaires aux grains de quartz polycristallins, mais la présence de petites inclusions en leur sein est un critère suffisant pour reconnaître la nature fragmentaire de la particule. Ces inclusions peuvent être de petits cristaux de minéraux lourds qui se sont développés en même temps que les grains qui les renferment. Ces grains hôtes sont

généralement plus grossiers que les grains de quartz monocristallins et les feldspaths. Il est possible de classer la plupart de ces grains en quelques catégories. La majorité est composée de ces grains de quartz avec des inclusions mineures de minéraux lourds. En moindre quantité, les fragments lithiques montrent des compositions plus typiquement granitiques avec la présence de quartz et de feldspaths équigranulaires. D'autres montrent davantage une empreinte métamorphique, comme ceux qui exposent des évidences de pression-dissolution par une fabrique schisteuse (Figure 2-19) ou ceux qui ont subi un recuit partiel ou complet des grains qui composent ces fragments.



Figure 2-19 Fragment lithique montrant une fabrique schisteuse. Lame mince no. 23 (largeur de la photo 10 mm)

2.2.3.4 Micas

Les minéraux de la famille des micas sont nombreux dans la Formation de Covey Hill et absents dans celle de Cairnside. Ils sont observés sous forme détritique, comme produits d'altération et au sein de fragments lithiques. Sous forme détritique, ils sont principalement retrouvés dans les espaces intergranulaires associés à une matrice argileuse. Les espèces identifiées sont la biotite brune et verte, la muscovite et la glauconite. Les paillettes sont déformées plastiquement à différents degrés. À la base de l'unité CV1, les cristaux sont généralement moins déformés, tandis que dans les unités supérieures CV2 et CV3, ils adoptent des géométries de déformation plastique. La biotite verte et la glauconite sont observées uniquement à la base de l'unité CV1

alors que les cristaux de biotite brune et muscovite sont observées dans l'ensemble de la Formation de Covey Hill. Comme produit d'altération, on observe une quantité très importante de grains de feldspaths séricitisés à divers degré. De la muscovite a été repérée uniquement au sein de fragments lithiques pour l'ensemble des lames minces.

2.2.3.5 Minéraux lourds

De nombreux types de minéraux lourds sont présents dans les lames minces étudiées. Ils ne constituent qu'une très faible proportion de celles-ci et ne représentent jamais plus de la moitié d'un pourcent de la composition. Ils sont donc catégorisés comme étant en trace. Ils sont tous de tailles très fines, cependant à quelques occasions, ils peuvent atteindre plus de 2.5 sur l'échelle de phi (~0.177 mm de diamètre). Les différentes variétés qui peuvent être présentes n'ont pas été identifiées spécifiquement, par exemple les nombreux minéraux qui composent la famille des tourmalines. Le repérage de ces minéraux lourds s'est fait principalement par le contraste de relief très important avec les grains adjacents de quartz et de feldspaths et une coloration prononcée de certains de ceux-ci. La biréfringence commune à nombre de ceux-ci a aussi permis de cibler rapidement ces minéraux en traces. Le zircon est de loin le minéral qui a été le plus observé, en quantité supérieure à celles des autres minéraux lourds réunis. En ordre d'importance, il y a ensuite l'apatite, la tourmaline, le grenat, le sphène (titanite) et la staurolite.

Le zircon est caractérisé par un relief très élevé et est incolore. Sa biréfringence est forte à extrême. Les grains observés ne montrent pas de clivage net, et montrent souvent des microfractures qui oblitèrent ses propriétés cristallographiques. Il est parfois possible de reconnaître sa géométrie prismatique et ses terminaisons bipyramidales. En général les grains montrent une abrasion importante de leurs surfaces cristallines, et ont dans l'ensemble une sphéricité faible à moyenne et subanguleuse, dans le Covey Hill et le Cairnside (Figure 2-20 et 2-22)

L'apatite est principalement reconnue dans les lames minces provenant de la Formation de Covey Hill. Elle se caractérise principalement par un relief élevé, une coloration et un pléochroïsme absents et une très faible biréfringence. En lumière polarisée, les grains peuvent facilement être confondus avec du quartz. Les grains ne montrent pas de fracturation interne. Ils
montrent cependant une surface généralement bien arrondie, et une forme géométrique ovoïde (faible sphéricité)(Figure 2-21).

La tourmaline est observée dans de nombreuses lames minces (Figure 2-22). Elle se distingue des autres minéraux principalement par son pléochroïsme intense en lumière naturelle. Ces grains ont montré des couleurs brunes et vertes. Les grains sont généralement sphériques à subsphériques et sont arrondis. Certains grains ont des inclusions visibles, et un grain expose un cœur de couleur différente qui suggère une zonation du cristal. Sans pouvoir être identifiées spécifiquement au microscope, au moins 2 espèces différentes de tourmaline semblent présentes dans la Formation de Covey Hill.

Le sphène détritique est observé dans les lames minces de la Formation de Covey Hill. Ces grains sont très arrondis, donc très différents de leur forme losangique habituelle. Ils sont teintés d'une couleur brunâtre en lumière naturelle, et possèdent une biréfringence extrême, qui est de couleur similaire (Figure 2-20)

Le grenat détritique est observé dans quelques lames minces, individuellement ou en concentration dans de minces laminations dans la Formation de Covey Hill. Les cristaux sont tous en mauvais état, très fragmentés (Figure 2-21). Certains fragments suffisamment gros n'exposent pas de clivage défini et ont une apparence vitreuse. Ils sont isotropes en lumière polarisée.

Un grain de staurolite parfaitement arrondi a été observé sur une lame mince de l'unité CV3. Le grain possède une réfringence forte de couleur jaune et une biréfringence faible elle aussi de couleur jaune.

73



Figure 2-20 Grain de zirzon à gauche et grain arrondi d'environ 100 µm de diamètre à droite (échelle à droite : 100 µm



Figure 2-21 Grain d'apatite arrondi indiqué par la flèche verticale jaune à gauche. Le grain indiqué à droite est un grain identifié comme un grenat, isotrope en lumière polarisée. Une très grande partie des grains de grenats observés dans le Potsdam sont morcelés.



Figure 2-22 La flèche jaune à droite indique la présence d'un grain de tourmaline à réfringence verdâtre. Les trois flèches rouges à gauche indiquent la présence de grains de zircons.

2.2.3.6 Fragments argileux

Les unités de la Formation de Covey Hill sont caractérisées par des grès généralement impurs, donc enrichis en fraction argileuse (Figure 2-23). Ce matériel plus fin peut s'observer dans l'espace intergranulaire, dans les laminations et les lits de shale et de siltstone et également par la présence de clastes argileux. Ces fragments argileux ont surtout été observés dans les unités CV2 et CV3. Ils peuvent adopter des géométries et des tailles variables, de sphériques à laminaires et de subcentimétriques à une centaine de micromètres. Plusieurs sont uniquement constitués de matière argileuse dépourvue de grains, ou alors enrichis dans des proportions variables de grains silicoclastiques très fins. Aussi présents, on retrouvede nombreux fragments riches en micas. Ainsi, les fragments sont classés comme mudstone ou comme wacke, voire arénite argileuse, et montrent une diversité de compositions qui varient entre ces extrêmes.

Ces clastes ne sont pas totalement étrangers aux grès dans lesquels ils se trouvent. Les particules silicoclastiques au sein des clastes montrent des similitudes minéralogiques avec ceux retrouvés dans les grès. Il en est de même pour la matrice de ces fragments qui semble être de même

composition que celle retrouvée dans les grès plus propres directement adjacents. Les fragments argileux de la lame mince 32, dans l'unité CV3, exposent notamment des laminations qui ont été préservées dans ceux-ci.





2.2.3.7 *Matrice*

Dans les descriptions de lames minces, la matrice représente le matériel très fin de nature argileuse retrouvé dans l'espace intergranulaire. La présence de ciment et de surcroissance minérale n'a pas été comptabilisée sous ce terme, bien qu'ils partagent le même espace. Cette matrice est composée de particules fines et d'argiles d'origine sédimentaire dans laquelle divers produits et transformations diagénétiques sont observés.

La matrice argileuse présente dans la Formation de Covey Hill est observée dans des proportions très variables en lames minces. Dans les unités CV1 et CV3, où il y a beaucoup plus de lits de shales et de siltstones en contacts graduels avec les grès, les proportions élevées observées en lames minces sont davantage représentatives de lithologies de transition et sont classés wackes (matrice >15%). Dans les lames minces échantillonnées dans les grès « propres », la proportion de matrice est beaucoup plus stable et varie entre 0 à 10%. La Formation de Cairnside en est complètement dépourvue.



Figure 2-24 Matrice argileuse hématisée retrouvée dans l'ensemble de l'unité CV1 et à la base de l'unité CV2. Les grains ont des lisérés d'oxyde de fer.

La nature de la matrice est variable dans l'ensemble du groupe, et trois variétés sont récurrentes. Plusieurs lames montrent des grès avec une matrice qui semble être de nature primaire, avec une granulométrie et une composition argileuse similaires aux shales et siltstones interlités dans les unités. Dans l'unité CV1 et la base de l'unité CV2, ce type de matrice est de couleur rouge au microscope, et elle est considérée comme ayant été hématisée, comme le sont souvent les grès rouges (Figure 2-24).

La matrice la plus abondante pour l'ensemble des unités du Covey Hill est une matrice argileuse complexe, composée d'illite et de séricite (Figure 2-25). En lumière naturelle, elle est translucide légèrement teinté de brun ou de vert. En lumière polarisée, il s'agit d'une matrice à fond noir de faible biréfringence, voire isotrope, sur laquelle se développent des cristaux semblables à des aiguilles de séricite. La matrice est généralement très fine, mais expose parfois des cristaux de séricite de grandes tailles. Il est difficile de reconnaître ce qui pourrait être une matrice primaire d'une matrice de remplacement. Elle est concentrée dans l'espace intergranulaire ou alors est un résultat de l'altération sur certains grains ou sur leurs pourtours. L'altération de la matrice par chloritisation est courante, et se traduit par une couleur en lumière naturelle plus verte et par la biréfringence bleue particulière de la chlorite qui teint celle de l'illite et de la séricite. Des cristaux de chlorite peuvent aussi se développer nettement. Il est à noter que l'illite observée dans ce type de matrice pourrait être confondue avec la kaolinite. L'un ou l'autre des minéraux argileux peuvent donner une matrice très similaire, lorsqu'observée au microscope.

Outre cette matrice qui montre des transformations diagénétiques, de la calcite et de l'anhydrite est fréquemment observée dans plusieurs échantillons de l'unité CV1 (Figure 2-26). Les cristaux de ce ciment peuvent parfois remplacer totalement la présence de l'ancienne matrice.



Figure 2-25 Matrice argileuse altérée par l'illite et la séricite.



Figure 2-26 Ciment de calcite remplacé par un ciment d'anhydrite (biréfringence élevée)

2.3 Interprétation

2.3.1 Origine

L'origine des sédiments ne peut évidemment pas être identifiée avec précision. Ces dépôts sédimentaires peuvent résulter d'un amalgame de plusieurs processus. Certaines caractéristiques régionales des roches peuvent néanmoins être identifiées par l'étude minéralogique étant donné que la composition et certaines caractéristiques cristallines de la roche source vont se refléter dans le matériel détritique.

Dickinson *et al.* (1979) ont proposé plusieurs diagrammes ternaires permettant d'identifier les environnements tectoniques desquels originent les sédiments d'un bassin. Leur méthode est basée sur l'idée que les compositions minéralogiques des grès retrouvés dans différents types de bassins sont propres à des régions sources créées ou exposées par le mouvement des plaques tectoniques. L'ensemble des résultats d'analyse des lames minces des grès provenant des différentes unités du puits ont été transposé sur les diagrammes QFL, QmFLt et QmPK selon les différentes composantes des fractions principales des échantillons. (Figure 2-27, 2-28 et 2-29)

Le diagramme QFL met l'emphase sur la stabilité physico-chimique du grain, et donc sur la météorisation, les mécanismes de transport et sur la roche source ((Dickinson *et al.*, 1979). Clairement, la majorité des échantillons des formations de Covey Hill et de Cairnside se localisent dans la section de craton intérieur à l'exception de quelques lames minces de l'unité CV1 et CV3. Cet écart peut être en partie expliqué par la taille importante de certains fragments lithiques par rapport aux autres grains, et donc entraîner une disproportion dans le pourcentage de composition. La concentration importante du quartz s'explique par la disparition préférentielle des feldspaths et des fragments lithiques par les processus de météorisation et de transport, étant donné des stabilités physico-chimiques réduites par rapport à celle du quartz. L'utilisation du diagramme QmFLt mène à des résultats très similaires au niveau de l'interprétation de l'environnement tectonique régional. La différence avec le diagramme ternaire QFL est que l'emphase est mise sur la granulométrie fine à l'origine va généralement produire une plus grande proportion de fragments polycristallins dans la fraction sableuse résultante. Une origine de matériel recyclé d'orogène pourrait être envisagée pour certains grains de l'unité CV1.



Figure 2-27 Diagrammes ternaires QFL pour chacune des unités, selon les proportions pondérées de différents grains observés. Chaque point correspond à une lame mince. La variable « Q » englobe la proportion de grains de quartz monocristallin et polycristallin, « K » les grains de feldspaths (peu importe leurs compositions) et « L » tous les fragments lithiques (basés sur Dickinson (1985)).



Figure 2-28 Diagramme QmFLt où toutes les lames minces sont indiquées. Qm = Quartz monocristallin, F = Feldspath et Lt = fragments lithiques et quartz polycristallins. (tiré de Dickinson (1985))





Les grains de quartz peuvent provenir de tous les types de roches : ignées, métamorphiques ou sédimentaires. De nombreuses méthodes ont été développées afin d'utiliser ceux-ci pour évaluer l'origine des sédiments. Les grains de quartz monocristallin n'ont pas démontré beaucoup d'utilité, notamment par la quasi-impossibilité de distinguer une source plutonique ou métamorphique. Blatt (1967) propose cependant que les grains monocristallins de tailles comprises entre gravier et sable moyen sont dérivés en plus grande quantité de roches plutoniques massives que de roches gneissiques ou schisteuses. La proportion modérée de ces grains dans le Groupe de Potsdam ne permet cependant pas d'évaluer la granulométrie de la roche d'où les sédiments dérivent. Les quartz polycristallins permettent de proposer diverses hypothèses de travail quant à leur source. Les contacts entre les cristaux retrouvés au sein de ces grains de quartz sont très souvent à 120°, ce qui est compatible avec des roches plutoniques ou des grains qui ont été soumis à un métamorphisme suffisamment élevé pour que le grain subisse un recuit. Les roches plus anciennes à proximité, les roches du Grenville, sont compatibles avec ces hypothèses, on y retrouve des roches très métamorphisées et de nombreux plutons ignés. Nombre de grains polycristallins bien arrondis montrent des contacts suturés diffus entre les grains qui les composent, ce qui est probablement indicateur d'un stage très précoce de métamorphisme ou très avancé de diagenèse des grès du Potsdam (Boggs, 2009). La présence de chrolitisation de la matrice dans le Covey Hill en témoigne aussi.

Les feldspaths détritiques principalement constitués d'orthose (K(Na)AlSi₃O₈) et de microcline (KAlSi₃O₈) suggèrent une roche d'origine riche en potassium. Selon Boggs (2009), ces feldspaths ont souvent comme origine des roches ignées acides et potassiques telles que syénites, granites et granodiorites. Les pegmatites et les roches métamorphiques acides et à composition intermédiaire, tels que les gneiss peuvent aussi en être riches. Les faibles quantités de plagioclases, de surcroit décroissantes entre les unités basales et supérieures du puits, peut s'expliquer par le fait qu'il y avait peu et, suite à l'érosion, de moins en moins de roches à composition calcique qui ont pu contribuer au volume de sédiments.

L'assemblage de minéraux lourds retrouvés dans les lames minces est aussi un bon indicateur. De nombreux ouvrages reprennent la liste d'association établie par Feo-Codecido (1956). Deux ensembles intègrent la majorité des minéraux lourds identifiés en lames minces. Les roches ignées acides semblent être la source la plus à même de fournir les minéraux identifiés, cependant, les minéraux lourds observés pourraient également être dérivés de sédiments remaniés :

Tableau 2-5 Associations de minéraux propres à deux différentes roches sources

Source	Associations de minéraux
Roches ignées acides	Apatite, biotite, brookite, hornblende, monazite, muscovite, rutile, titanite, tourmaline, zircon
Sédiments remaniés	Barite, minerais de fer, leucoxene, rutile, tourmaline (grains arrondis), zircon (grains arrondis)

La chaîne de montagnes du Grenville était localisée au nor-ouest du bassin en formation. Cependant, le dépôt du Potsdam s'est déroulé très tardivement par rapport à l'orogenèse grenvillienne. Considérant qu'une chaîne de montagnes s'érode presque entièrement en 90 millions d'années (Bourque, 2004), la source sédimentaire des grands volumes de grès du Potsdam, qui se sont déposés quelque 400 millions d'années après le dernier épisode orogénique du Grenville, n'ont possiblement pas été formés directement à partir de la chaîne de montagnes grenvillienne. Selon Cawood et al. (2001), lors de la scission du continent Rodinia, un ou des terranes se seraient détachés successivement, avant la mise en place de la marge passive laurentienne. Ces terranes, et les horsts et grabens associés à la rupture peuvent avoir considérablement contribués à l'apport sédimentaire nécessaire à la formation du Groupe de Potsdam. La maturité texturale parfois élevée dans le Covey Hill, la faible angulosité des grains et la faible proportion de feldspath permettent d'envisager plusieurs cycles de sédimentation avant une déposition finale. Cette hypothèse étayée par Lewis (1971) pour des dépôts situés sur l'île et Montréal et plus loin vers l'ouest est compatible avec les observations réalisées dans le forage A203. Le nombre de cycles de sédimentation et les estimations quant au moment où ces sédiments ont pu êtres érodés s'avèrent impossible à quantifier ou déterminer.

2.3.2 Transport

La maturité texturale peut être utilisée dans l'interprétation des mécanismes de transport. Selon Folk (1951), les conditions hydrodynamiques vont contrôler les paramètres granulométriques (accumulation ou non d'argiles), et texturaux (tri et arrondi). Sur la base de ces concepts, les

sédiments de la Formation de Cairnside ont subi un transport ou une longue remobilisation in situ ainsi qu'une abrasion plus importante que les sédiments de la Formation de Covey Hill, car ils ont des particules mieux triées, plus arrondies et sphériques que celles présentes dans la Formation de Covey Hill. Les variations de maturité dans la Formation de Covey Hill témoignent quant à elles d'environnements sédimentaires avant des fluctuations hydrodynamiques plus importantes. Néanmoins, une certaine prudence doit être respectée lorsqu'il est temps d'utiliser les résultats pour l'interprétation, car l'association grain-matrice, utilisée dans la classification de la maturité texturale est le résultat des conditions hydrodynamiques lors de la sédimentation. L'inversion texturale est un bel exemple de cette situation, où on retrouve des grains bien triés, arrondis flottant dans une importante matrice argileuse (Pettijohn et al., 1973). Les sédiments peuvent donc avoir un historique de remobilisation pré-déposition qui ne peut plus être retracé par l'étude de la maturité texturale. C'est d'ailleurs avec nuance que la maturité texturale est utilisée pour interpréter le transport dans la Formation de Covey Hill. Les grains arrondis et sphériques sont en quantité importante dans les trois unités de la Formation de Covey Hill, et témoignent d'un transport prolongé. Selon Dickinson et al. (1979), «le ratio élevé de feldspaths potassiques sur les plagioclases et la proportion élevée de quartz témoigne d'une intense météorisation sur un craton de faible relief, et un transport prolongé sur les surfaces continentales à faibles gradients ». Il est donc envisagé qu'une quantité importante de ces sédiments clastiques ait été transportée sur de très longues distances. Cependant, il est possible qu'ils aient pu subir plus d'un épisode de sédimentation avant leur accumulation finale. Lewis (1971) suggère cette possibilité dans ses conclusions sur le transport des sédiments des grès du Groupe de Potsdam de la région de Montréal. Selon lui, l'arrondissement des grains peut s'expliquer de deux manières : les sables devaient être continuellement alimentés par une source cratonique distante, parvenant à leur maturité texturale et minéralogique durant le transport entre cette source et le bassin ou alors les sables se sont accumulés sur une longue période de temps dans ou à proximité du bassin, acquérant leur maturité texturale avant de parvenir définitivement dans l'environnement où ils se sont déposés durant le Paléozoïque précoce.

Les minéraux lourds identifiés dans les unités supportent l'idée d'un transport prolongé ou en plusieurs phases. Ils sont susceptibles de survivre à la météorisation, le transport et la diagenèse et peuvent donc être utiles dans l'interprétation d'un ordre de grandeur du transport (Pettijohn *et*

al., 1973). Le tableau suivant expose les stabilités relatives de principaux minéraux lourds. Ce classement en niveau de stabilité ne tient pas compte des conditions différentes auxquels sont soumis les minéraux s'ils sont dans un environnement de météorisation de surface, de diagenèse précoce météorique ou à un stade plus évolué (Boggs, 2009). La stabilité des minéraux cités demeure cependant sensiblement les mêmes sous ces différents milieux.

Tableau 2-6 Stabilité relative de quelques minéraux lourds (les minéraux observés dans le puits A203 sont en caractère italique) (Pettijohn *et al.*, 1973)

Ultrastable	Rutile, zircon, tourmaline, anatase
Stable	Apatite, grenat (pauvre en fer), staurolite, monazite, biotite, ilménite, magnétite
Modérément stable	Épidote, kyanite, grenat (riche en fer), sillimanite, sphene, zoisite
Instable	Hornblende, actinolite, augite, diopside, hypersthène, andalousite
Très instable	Olivine

La majorité des minéraux lourds retrouvés en lames minces sont des minéraux modérément stables à ultrastables, donc plus susceptibles d'être préservés lors d'un transport prolongé.

Les deux hypothèses de Lewis (1971) sont toujours valides, et le modèle peut d'autant plus intégrer les deux hypothèses. Une des évidences qui joue en faveur d'une sédimentation en plusieurs cycles est la présence d'argiles dans les grains sphériques et peu anguleux de l'unité CV2.

2.3.3 Environnements de dépôt

L'étude d'une carotte de forage au diamètre d'environ 4,5 cm ne permet pas d'identifier avec certitude et d'observer en détail les environnements de dépôt. À la différence d'observations faites en affleurement, il n'est pas toujours possible d'identifier précisément les types de laminations dans le sédiment. Ce qui pourrait s'avérer des laminations entrecroisées, causées par exemple par une déposition en fosse, seront observées sur une carotte comme étant des laminations obliques à pendages différents dont les relations géométriques peuvent ne pas être préservées sur la faible surface d'une carotte de forage. La carotte n'étant pas orientée, combiné avec une fracturation de la carotte à fréquence variable, il peut devenir difficile, voire

impossible, de mesurer des pendages relatifs de laminations sur plusieurs mètres qui auraient permis d'interpréter les paléocourants. Dans les zones très silicifiées, il peut aussi devenir très difficile d'observer nettement les grains fins et les structures qui pourraient s'y trouver.

De nombreuses questions restent en suspens en ce qui a trait à plusieurs paramètres fondamentaux contrôlant les processus d'accumulations sédimentaires au Paléozoïque précoce au sud du Québec. Ces paramètres fondamentaux sont soit allocycliques tels que le paléoclimat, le taux de subsidence et la variation du niveau eustatique ou autocycliques et imposés par l'architecture et l'évolution intrinsèque du bassin sédimentaire. Les facteurs autocycliques qui ont affecté les sédiments du Groupe de Potsdam ne pourront être évalués qu'à partir des données du puits et les informations contenues dans la littérature concernant cette unité. Il n'est pas possible, à l'échelle du puits, d'avoir une vision d'une échelle suffisamment grande pour identifier clairement des événements individuels (migrations de chenaux, surfaces d'érosion étendues, etc.). L'interprétation des environnements de déposition dans ce puits se basera donc essentiellement sur les assemblages de faciès de la colonne stratigraphique et par la géométrie des laminations et litages.

CV 1

Tel qu'il a été présenté dans le chapitre d'introduction, la déposition du Groupe de Potsdam s'est réalisée dans un contexte tectonique particulier. La Figure 2-30 illustre une coupe de la configuration régionale du bassin sédimentaire durant la déposition du Groupe de Potsdam, où de nombreux horsts et grabens conféraient au socle une topographie très irrégulière.



Figure 2-30 La sédimentation du Covey Hill s'est produite sur un relief à l'origine très accidenté de horsts et grabens. Ce relief s'est aplani au fur et à mesure que les sédiments se sont accumulés, au gré des variations isostatiques (image modifiée de Dykstra *et al.* (1995).

Selon Leeder *et al.* (1987), l'environnement tectonique des blocs basculés est propice à la formation de cônes de déjection, suite au transport de débris clastiques provenant des versants que forment les failles. Ces dépôts se caractérisent par des sédiments très grossiers, mal triés et immatures texturalement dans la partie proximale du cône alors que les sédiments deviennent plus fins et plus matures dans sa partie distale. La proximité entre le forage et la faille normale de Deschambault permet d'envisager localement leur présence à la base du bassin (Figure 2-31Figure 2-31).



Figure 2-31 - Carte géographique où sont projetées les failles majeures qui coupent le socle précambrien. Les failles de direction SO-NE forment un système de failles associées au rifting. Les blocs basculés, et les horsts et grabens, se développent par un mouvement le long de ces failles. (carte tirée de Bédard *et al.* (2013a))

Il est possible que la couche de conglomérats formée de clastes anguleux, retrouvée à la base de l'unité CV1 (1737 m), puisse avoir une origine liée à ce type d'environnement. Tel qu'il a été suggéré dans l'interprétation de l'origine des sédiments, une origine proximale est en accord avec la présence plus importante de quartz polycristallins et de fragments lithiques anguleux. À partir de 1708 m, l'unité CV1 est composée de grains plus subanguleux et à sphéricité faible à moyenne. Cela suggère que les sédiments ont subi un certain transport depuis leur source. L'alternance des conglomérats, des grès, des mudstones et des siltstones permet de proposer des variations importantes de l'hydrodynamicité de l'environnement de sédimentation. L'accumulation importante de sédiments très fins peut laisser suggérer des environnements quasi stagnants où la charge sédimentaire fine peut s'accumuler. Inversement, la présence de particules plus grossières à très grossières, allant de sables fins à grossiers et conglomératiques suggère un transport sous des conditions hydrodynamiques plus élevées.

Dans l'ensemble, tout semble indiquer qu'un environnement de déposition en milieu fluviatile en méandres ait pu déposer en grande partie l'unité CV1. Ce modèle décrit par Walker stipule que l'écoulement dans un tel milieu suit une trajectoire hélicoïdale (R.G. Walker (1984), ch.6). L'écoulement est maximal lorsqu'il atteint le côté de la rive concave, où il y a érosion. Cet écoulement est alors dirigé vers le bas de la rivière où les particules grossières vont se déposer. Le courant va ensuite remonter sur la pente de la rive convexe de l'autre côté de la rivière. Ce côté va être caractérisé par des dépôts plus grossiers en bas de pente et plus fins vers la surface, étant donné la décroissance de l'énergie de l'écoulement ascendant. Cet hydrodynamisme variable va engendrer à travers le temps une migration latérale par l'érosion et la déposition sur les rives concaves et convexes, et une migration en aval du système. Épisodiquement, des méandres seront abandonnés par les recoupements des lacets méandriques. En période de crues, ces derniers ainsi que les plaines d'inondation vont être recouverts de matériaux très fins (i.e. shales) qui vont s'accumuler par aggradation verticale. Ainsi, comme en témoigne ce modèle, il est possible de retrouver un large éventail de tailles de particules au sein d'un même environnement.

Les deux environnements sédimentaires proposés pour expliquer l'accumulation sédimentaire enregistrée à la base de l'unité CV1 peuvent être issus du même environnement tectonique, tel que le suggèrent Leeder *et al.* (1987) dans leur modèle. La figure 2-32 illustre le concept :



Figure 2-32 Illustrations d'environnements sédimentaires et de types de dépôts qui ont pu exister durant l'accumulation des sédiments de l'unité CV1 (diagrammes tirés de Leeder et Gawthorpe (1987)).

La partie supérieure de l'unité CV1 présente des dépôts beaucoup plus homogènes et grossiers. En milieu fluviatile, ce genre de sédimentation peut s'effectuer dans des rivières dont l'écoulement est plus important qui permet un transport de particules plus grossières. L'évolution entre un système fluviatile en méandres vers un système fluviatile droit, unidirectionnel est à envisager.

CV2

Pour l'unité CV2, un environnement fluviatile similaire à celui interprété pour le sommet de l'unité CV1 est proposé. Cependant, sur la base d'une granulométrie plus fine pour les grès de l'unité CV2, il est suggéré que les conditions hydrodynamiques de ce système aient diminué. L'unité CV2 se caractérise surtout par quelque 200 m de sédiments généralement moyens à fins, et rarement grossiers (de 1672 à 1437 m). Les structures sédimentaires sont difficiles à observer, et seulement quelques laminations entrecroisées sont identifiées avec certitude. Ces structures s'observent généralement dans des intervalles précis et montrent des pendages généralement compris entre 15° et 40°. Elles s'observent sur de grandes épaisseurs, si on considère que les laminations obliques ne s'intersectent pas sur la carotte, mais montrent une alternance de pendages opposés, comme étant l'expression de ces mêmes structures. Un milieu fluviatile dans

lequel se développent des fosses d'amplitudes et de longueurs d'ondes variables, qui migrent latéralement peut expliquer ces dépôts. L'accumulation des sédiments entraîne une aggradation verticale par superposition verticale et latérale pouvant laisser suggérer un environnement sédimentaire relativement stable dans le temps. Des laminations parallèles subhorizontales s'accumulent aussi sur plusieurs segments de l'unité. Ces laminations sont interprétées comme des lits planaires formés par la migration d'une charge de fond de granulométrie rarement grossière, par roulement, traction et saltation. Un milieu fluviatile avec des courants unidirectionnels peut entraîner ce genre de déposition. Les horizons silteux observés épisodiquement, sont interprétés comme de possibles épisodes d'accumulation associés à : 1) de très faibles taux de sédimentation, 2) des dépôts de matériaux plus fins, trappés sur des surfaces d'inondation ou encore, 3) dans des bassins stagnants qui pourraient se développer dans les mêmes environnements. Schmerber (1971) a noté des dépôts similaires dans son étude sédimentologique effectuée sur plusieurs forages répartis dans les Basses-Terres du Saint-Laurent.

Il est possible de combiner l'ensemble des dépôts de l'unité CV2 dans un modèle sédimentaire général associé à un bassin versant se développant sur une pénéplaine. À la suite du remplissage des dépressions irrégulières des blocs basculés issus du rifting tel qu'il l'a été suggéré pour l'unité CV1, ce type de pénéplaine a pu par la suite se développer. Un cours d'eau en tresses anastomosées, peut engendrer de tels dépôts. Il se forme lorsque les cours d'eau torrentiels provenant des montagnes creusent leurs chenaux sur les pentes progressivement moins abruptes dans la partie plus distale du cône de déjection amenant ainsi une diminution significative de la capacité de transport des sédiments grossiers (Miller *et al.*, 2010). Ce type d'environnement va contribuer à l'aplanissement régional du secteur. Cette interprétation est compatible avec celle des affleurements de la Formation de Covey Hill qui ont été observés ailleurs au Québec, excepté pour une granulométrie qui semble plus fine dans le puits étudié. Des dépôts associés à des cônes de déjection ne sont pas observés. En surface, ces grès ont été interprétés comme étant une série de dépôts fluviatiles formant des complexes alluviaux (Clark *et al.*, 1979). Les grès observés dans cette carotte pourraient être en position plus distale, située en aval des grès retrouvés en surface.

La grande puissance de l'unité CV2 peut s'expliquer par une forte subsidence du bassin induite par un taux de sédimentation très élevé. L'interprétation de Sanford et Arnott (2010) va en ce sens pour les membres de Hannawa Falls et Chippewa Bay qui sont similaires aux grès observés dans l'unité CV2. La position des deux membres est compatible avec celle de l'unité CV2, qui pourrait reposer sur un potentiel membre de Jéricho (CV1) ou directement sur le socle précambrien, si CV1 est inclus dans la même unité stratigraphique que CV2. En utilisant leurs interprétations de l'évolution paléogéographique de la sédimentation de la Formation de Covey Hill du secteur de Montréal pour le secteur de Sorel-Tracy, le puits A203 se retrouve dans une zone qui aurait été caractérisée par des systèmes fluviaux progradants et des deltas marins (Figure 2-33Figure 2-33). La partie supérieure de l'unité CV2, à partir de la base du lit de shale rouge (1437,7 m) jusqu'à 1430,7 m, expose des grès montrant des laminations lenticulaires riches en fragments argileux. Cet intervalle pourrait avoir été déposé dans un environnement estuarien ou deltaïque, similaire à l'unité suivante. Ces fragments argileux sont donc interprétés comme des fragments partiellement consolidés de dépôts plus argileux et précocement indurés qui ont été incorporés rapidement dans les sédiments silicoclastiques subséquents. À la suite de cet intervalle, dans la partie supérieure de l'unité CV2, il y a un retour à des grès grisâtres quartziques interprétés comme fluviatiles.



Figure 2-33 Interprétation à grande échelle des environnements sédimentaires qui ont mené à la déposition des différents faciès du Covey Hill. Le puits A203 est représenté par l'étoile jaune. Image tirée de Sanford et Arnott (2010).

Les sédiments de l'unité CV2 montrent un changement dans la couleur des grès, passant graduellement de lits rouge ocre dus à la présence d'oxyde de fer en liséré autour des grains, à des lits grisâtres et blancs. Les travaux de Lewis (1971) et de Sanford et Arnott (2010) convergent vers l'hypothèse que cette différence s'explique par un changement dans les conditions hydrogéologiques qui ont affecté les sédiments durant la diagenèse précoce. Un changement au niveau du volume d'eau qui circule et sa composition chimique (variation de son pH ou potentiel d'oxydoréduction) aurait permis le lessivage des oxydes. Ce lessivage, selon les auteurs, serait associé à un environnement moins aride.

CV3

L'unité CV3 est caractérisée par le retour d'une alternance de lithologies différentes dans la colonne stratigraphique, qui contraste avec les centaines de mètres plus homogènes de l'unité CV2. L'environnement de dépôt de CV3 est interprété comme étant à la fois marin et fluviatile. Un environnement de type estuarien ou deltaïque marin pourrait être envisagé. Selon Boyd et al. (2006), ils sont le site d'accumulation de sédiments fluviatiles et marins, et occupent communément une position vers le large d'une vallée inondée. Ils sont limités vers les terres par la limite d'influence marine et vers le large à la limite d'influence fluviale (Figure 2-34). Les couches à laminations lenticulaires pourraient êtres les sédiments déposés dans l'aire d'influence intermédiaire des deux environnements. La présence de la séquence répétée de strates à granocroissance ascendante retrouvée à la base de l'unité CV3 est considérée comme des sédiments déposés en milieu marin. À cinq reprises, on observe des shales fissiles sur lesquels se sont déposés des sédiments de plus en plus grossiers, jusqu'à une granulométrie de sable grossier à très grossier. Cela peut être interprété comme la progradation et la rétrogradation de l'aire d'influence marine et mixte de l'estuaire. Bien qu'il ne soit pas possible de trancher sur le contrôle fondamental de cette cyclicité, l'unité CV3 met en évidence que le milieu sédimentaire fluviatile a évolué vers celui d'un milieu marin. La présence de fossiles de brachiopodes (Lingula) dans les shales finement laminés vient supporter cette interprétation.



Figure 2-34 (A) Schéma d'un environnement estuarien et (B) subdivision de ses trois aires d'influences, marine, intermédiaire et fluviale et leurs niveaux d'énergie relatifs associés. (Image tirée de Boyd *et al.* (2006)).

CA

L'unité CA correspond à la Formation de Cainside. La carotte expose des grès qui sont très similaires à ceux observés en affleurement, et l'interprétation demeure la même qu'en surface (Schmerber, 1971). Les laminations témoignent de structures en fosses, de rides de sables (*ripple mark*) et de laminations obliques. Le tri, la géométrie, l'émoussage et la maturité texturale des grains appuient l'interprétation de Globensky (1987), d'un environnement marin intertidal. À de nombreux endroits, la carotte expose des séparations régulières, aux circonférences sigmoïdales, qui sont concomitantes aux laminations. Ceux-ci pourraient s'expliquer par la présence de rides de plage, ou être le résultat d'un phénomène mécanique dû au relâchement des contraintes verticales et horizontales suite à l'extraction de la carotte (Hadjigeorgiou, 2009).

Plusieurs chercheurs ont proposé l'utilisation des variables déterminées sur les distributions granulométriques comme outil d'interprétation sédimentaire. Beaucoup d'efforts ont été réalisés sur la caractérisation de sédiments échantillonnés dans les milieux de déposition modernes, tels que les dunes aériennes, les milieux intertidaux, ou fluviatiles. Une des contributions

significatives de ces travaux est la proposition de divers abaques utilisés pour évaluer les milieux de transport et de déposition. Friedman (1961) propose l'utilisation des paramètres de l'asymétrie et le tri pour discerner les sables déposés en milieux de plage de ceux déposés en rivière. En utilisant cet abaque, il est possible de constater que les grès dans la Formation de Covey Hill sont situés principalement dans la zone fluviale tandis que les grès étudiés dans la Formation de Cairnside ne se concentrent pas uniquement du côté des sédiments de plage (Figure 2-35). Il est important de garder en tête que les travaux de Friedman ont été réalisés sur des sédiments modernes, à partir de sédiments recueillis dans divers environnements de déposition. Dans le cas des roches sédimentaires, la modification morphologique des grains induite par l'évolution du bassin sédimentaire peut diminuer l'applicabilité de ces abaques.



Figure 2-35 Utilisation de l'abaque développée par Friedman pour discrétiser les sables déposés en milieu de plage de ceux en rivières (basé sur Friedman (1961))

De façon similaire, Moiola *et al.* (1968) utilisent le diamètre moyen, le tri et l'asymétrie pour tenter de différencier les sables déposés en milieu fluvial des sables de dunes et de plages. Les



mêmes données que celles utilisées pour l'abaque précédent ont été utilisées sur celui de Moiola et a. (1968) (figure 2-36).

Figure 2-36 Abaques développés par Moiola et Waiser (1968) pour discrétiser les grès déposés en plage des dunes et rivières.

Les échantillons provenant de la Formation de Cairnside sont situés dans la partie fluviatile de l'abaque. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer la différence entre les deux abaques. Au niveau de la méthodologie, la quantité de mesures de grains est peut-être insuffisante pour bien exprimer la distribution granulométrique moyenne. Dans ce cas-ci, l'abaque permet de constater que les grès de la Formation de Cairnside se concentrent davantage sur la ligne de délimitation des deux environnements, mais ne se distingue nettement pas des échantillons du Covey Hill. L'interprétation à partir de l'assemblage stratigraphique demeure la méthode la plus fiable. L'utilisation de ces abaques pour l'étude de cas d'anciennes formations géologiques est donc à utiliser avec prudence.

2.4 Corrélation régionale des unités du puits A203 avec le Potsdam dans la région de Montréal et en Ontario

La subdivision en membres de la Formation de Covey Hill sur l'ensemble du territoire étudié par Sanford et Arnott (2010), tel qu'illustré sur la Figure 1-6 reposait principalement sur l'identification des membres en surface et en forage sur la base des corrélations stratigraphiques et de leurs couleurs, basé sur leur teneur en oxyde de fer. Les corrélations à partir de la composition lithologique et de l'agencement stratigraphique ont été utilisées dans une moindre mesure. Il se peut donc que les unités identifiées dans le puits A203 ne concordent pas avec la division en membres de ces auteurs.

Le Membre de Jéricho (ou Formation d'Altona d'après Landing *et al.* (2009)) ne peut pas être identifié avec certitude dans le forage A203. Ce membre est dominé par une succession de lits rouges, interprétés comme ayant une origine marine, hypothèse s'appuyant sur la présence de lits de carbonates dans sa stratigraphie. Bien que les successions lithologiques soient similaires à celles observées dans l'unité CV1, par la présence de grès, de shales et conglomérats, l'absence de lit de carbonate et l'interprétation de l'environnement de dépôt ne permettent pas d'établir un parallèle consistant.

Les membres d'Hannawa Falls et de Chippewa Bay se différencient par la différence de couleur et de liséré d'oxyde de fer. Les faciès du Hannawa Falls sont de couleur rouge et la présence des lisérés est quasi systématique. Le Chippewa Bay présente des grès beaucoup moins rosés, composés de grains montrant une préservation partielle à une absence complète des lisérés. Le milieu de dépôt envisagé par Sanford et Arnott (2010) est fluviatile dans le bassin de Québec. À en juger par leurs divisions stratigraphiques proposées sur certains forages provenant du Québec (fig 9; Sanford et Arnott (2010)), la limite entre ces deux membres est identifiée par le changement de couleur. Cette définition suggère donc que le Membre d'Hannawa Falls pourrait intégrer l'unité CV1 et l'unité CV2 jusqu'à une profondeur de 1638 m. Plus haut dans la stratigraphie, le Membre de Chippewa Bay quant à lui peut être clairement reconnu ainsi à partir de la profondeur de 1488 m jusqu'au début de l'unité CV3, par la disparition des lisérés d'oxydes de fer. Entre ces deux profondeurs, soit l'intervalle compris entre 1636 et 1488 m, les faciès sont composé de grès qui montrent une alternance entre le rouge et le blanc dans la coloration des grès. Il n'est pas possible à la lumière des informations recueillies dans ce travail d'identifier une limite précise entre les deux membres, mais le Membre de Chippewa Bay semble occuper une plus grande proportion de cet intervalle. Finalement, l'unité CV3 expose des faciès qui ne correspondent pas à celles des membres décris par Sanford et Arnott (2010). Elle partage cependant quelques caractéristiques du Membre de Chippewa Bay, soit la présence de grès parfois interlités de conglomérats de cailloux et l'absence des lisérés d'oxyde de fer. À la lumière de ces travaux, il n'est pas possible de joindre ni d'exclure cette unité de ce membre.

La Formation de Cairnside conserve les mêmes caractéristiques que la description proposée par Sanford et Arnott (2010), composée principalement d'arénité quartzique de couleur blanchâtre et l'absence de lisérée d'oxyde de fer.

3 CARACTÉRISATION PÉTROPHYSIQUE

Afin d'évaluer le potentiel de stockage du dioxyde de carbone, la porosité est un paramètre pétrophysique important qui doit être évalué, pour calculer le volume des pores pouvant accueillir le CO_2 . Une comparaison rapide de certaines diagraphies de porosité-densité provenant de divers puits montre des porosités qui semblent plus élevées dans la formation de Covey Hill que dans celle de Cairnside.

D	Porosi	té (%)
Puits	Covey Hill	Cairnside
A203	[1,8]	[2,4]
A158	[2,7]	[0,4]
A196	[2,12]	[0,12]
A198	[0,15]	[0,5]

Tableau 3-1 Champs des valeurs de porosité mesurées dans le puits A203 et d'autres puits du secteur de Bécancour

Considérant que ces forages sont situés dans un même domaine structural, le long d'un même couloir qui longe le fleuve Saint-Laurent, il est probable que les mêmes unités lithostratigraphiques montrent des similarités au niveau de cette caractéristique pétrographie.

3.1 Évaluation de la porosité dans le puits A203

Les données de porosité mesurées sur les grès du puits A203 ont été obtenues par trois méthodes. Les deux premières ont été réalisées durant et peu après les travaux de forage, par une mesure insitu par diagraphie de porosité-densité et par la sélection d'échantillons sur la carotte qui ont été envoyés dans des laboratoires spécialisés pour des mesures au porosimètre. Les données proviennent des rapports archivés par le ministère et la qualité de celles-ci est présumée bonne. La troisième méthode a été pratiquée dans le cadre de ce présent projet à l'aide du tomodensitomètre *Siemens SOMATOM Sensation 64* dans le « Laboratoire multidisciplinaire de scanographie pour les ressources naturelles et le génie civil » de l'INRS-ETE. Soixante et onze échantillons de longueurs variables ont été prélevés sur l'ensemble de la carotte et ont été analysés par l'appareil.

La porosité a été évaluée sur les échantillons à partir de l'équation 2,

$$\varphi = 1 - \left(\frac{Hu_{\rm mod} + 1024}{1798 + 1024}\right)$$
 (Équation 2),

ajustée par rapport à une composition de quartz (ou de calcite lorsqu'elle était présente (2300 au lieu de 2300)). Chaque échantillon possède des caractéristiques qui nécessitent un traitement individuel des images, afin d'éviter les veines, les fractures, les fragments et grains très grossiers dans les zones où la porosité est évaluée. Ce sont les zones d'intérêts (Figure 3-1) à partir desquelles seront extraites les données nécessaires aux calculs de porosité.



Figure 3-1 Exemples de sélection des zones d'intérêt sur un échantillon.

Les résultats des échantillons de chacune des unités sont reportés sur la figure 3-2 et dans le tableau 3-3.

Figure 3-2 Évaluation de la porosité à diverses profondeurs dans les différentes unités qui composent les formations de Covey Hill et de Cairnside du Groupe de Potsdam.







Mesure de porosité au porosimètre Mesure de porosité au CT-SCAN Diagraphie porosité-densité (% quartz) Diagraphie porosité-densité (% calcaire)

3.1.1 Sources d'erreurs

Les valeurs moyennes de porosité représentées par les cercles bleus sur la figure 3-2, qui possèdent des barres d'erreurs, sont celles évaluées à partir du tomodensitomètre et de l'équation 2 (eq.2 ; chapitre 1). Les extrémités des barres d'erreurs sont les valeurs de porosité qui ont été évaluées avec l'ajout ou la soustraction de l'écart-type associés à la mesure standardisée du minéral obtenue par le scanneur lorsque l'énergie du faisceau lumineux est à 140 eV (Tableau 3-2). La proportion du feldspath observée sur les échantillons ne semble pas avoir été suffisante pour empêcher d'utiliser l'équation basée sur le quartz dans l'évaluation de la porosité.

Minéral	Coefficient	Écart-type
	d'absorption linéaire (Hu)	(Hu)
Halite	1 574	99
Quartz	1 798	68
Gypse	1 848	114
Microcline	1 894	216
Calcite	2 307	137
Pyrite	4 639	679
Chalcopyrite	4 857	724

Tableau 3-2 Valeur des coefficients d'absorption linéaire pour quelques minéraux, et l'écart-type associée àcette valeur (lorsque l'énergie du rayon X est de 140 eV) (données tirées de Moore (2005)).

Une incertitude existe aussi dans le positionnement en profondeur des échantillons, et une marge d'erreur entre 20 cm et 1 m peut aisément s'appliquer aux échantillons. Cette marge d'erreur, difficile à quantifier, est associée à la corrélation physique entre les valeurs sur la carotte et celles de la diagraphie. Le positionnement était évalué avec les petits blocs repères placés par les foreurs, lorsqu'ils étaient présents. Ainsi, la comparaison de données ponctuelles obtenues par le CT-Scan et la porosimétrie avec des données d'intervalles des diagraphies doit prendre en compte cette incertitude. Finalement, les échantillons qui ont été mesurés par porosimètre à l'époque des travaux dans les années 1980 n'ont pas été restitués, et les échantillons choisis pour le scanneur ont donc été pris sur les morceaux de carottes directement adjacents à ceux manguants, ayant servi pour la porosimétrie.

3.1.2 Résultats

L'ensemble des résultats de porosité évaluée par tomodensitométrie est présenté dans le tableau suivant. Ceux-ci peuvent être comparés à la valeur de porosité obtenue par diagraphie à la profondeur correspondante, et s'il y a lieu, avec les mesures obtenues au porosimètre.

	Profondeur	Porosité CT-SCAN	Porosité densité	Porosimètre
	(m)	(hu)	calcaire)	(%)
	1158,1	4,7 ± 2,4	4,6	
	1167,1	5,9 ± 2,3	3,4	7
	1172,1	6,5 ± 2,3	5,7	8,0
	1172,8	6,4 ± 2,3	6,0	
	1174,7	3,4 ± 2,4	3,0	6,5
	1175,3	2,7 ± 2,4	2,4	6,0
	1183,3	3,8 ± 2,4	2,9	6,5
	1195,1	5,4 ± 2,3	4,5	7,5
CA	1195,9	2,6 ± 2,4	2,5	
	1212,2	5,5 ± 2,3	4,0	7,5
	1214,6	4,0 ± 2,4	4,5	6,5
	1223,9	3,9 ± 2,4	3,3	
	1241,1	2,9 ± 2,4	4,0	
	1252,1	5,5 ± 2,3	5,6	
	1254,3	4,7 ± 2,4	3,7	
	1257,1	4,4 ± 2,4	6,4	8,0
	1257,6	7,5 ± 2,3	4,7	
	1276,1	3,5 ± 2,4	1,1	
	1277,4	2,2 ± 2,4	0,4	4,5
CV3	1279,1	2,9 ± 2,4	0,7	3,0
	1278,9	0,3 ± 2,5	1,6	
	1279,2	1,1 ± 2,4	0,0	
	1286,4	3,3 ± 2,4	2,9	4,0
	1293,2	0,1 ± 2,5	0,6	
	1307,3	-0,8 ± 2,5	0,2	

Tableau 3-3 – Tableau comparatif des porosités mesurées par trois méthodes différentes (1/2)

Tableau 3-4 - Comparaison des porosités mesures par trois méthodes différentes (2/2)

Γ	Profondeur	Porosité CT-SCAN	Porosité densité	Porosimètre
	(m)	(hu)	(% grès) et *(% calcaire)	(%)
CV3	1335,9	3,4 ± 4,1	1,3	
	1340,7	-1,8 ± 2,5	0,0	
	1359,1	0,8 ± 2,4	5,8	
	1373,4	8,4 ± 2,3	7,6	10,0
	1429,5	1,2 ± 2,4	2,0	
	1461,8	8,8 ± 2,3	4,3	
	1468,2	6,1 ± 2,3	6,3	
	1481,9	7,7 ± 2,3	7,7	
	1497,5	2,9 ± 2,4	7,5	
	1500,1	8,4 ± 2,3	9,3	
	1519,9	0,5 ± 2,5	4,6	
CV2	1524,9	1,7 ± 2,4	2,3	
	1554,0	3,5 ± 2,4	2,4	
	1570,0	2,4 ± 2,4	4,5	
	1576,0	1,3 ± 2,4	6,0	
Γ	1596,2	4,2 ± 2,4	0,9	
	1626,1	0,8 ± 2,4	4,2	
	1641,3	-0,8 ± 2,5	1,5	
	1650,3	-0,8 ± 2,5	1,8	
	1654,9	-2,4 ± 2,5	2,4	
	1661,5	1,3 ± 2,4	4,6	
1	1672,7	7,7 ± 2,3	0,0*	
	1675,8	8,4 ± 2,3	5,3*	
011	1678,7	5,3 ± 2,3	5,3*	5,5
	1684,9	-1,5 ± 2,5	1,6	
	1717,9	1,1 ± 4,2	0,0	
	1737,2	1,0 ± 2,4	-	

3.1.2.1 Unité CV1

Les échantillons provenant de l'unité CV1 sont relativement peu nombreux par rapport à son épaisseur, étant donné la proportion importante de lithologies autres que les grès. L'alternance de ces différentes lithologies se traduit par un profil de diagraphie chaotique, où s'observent des variations de porosité de l'ordre de 1 à 5% sur de minces intervalles (Figure 3-2). Les losanges rouges correspondent aux valeurs mesurées avec un porosimètre, les ronds bleus aux mesures obtenues par tomodensitométrie et les lignes, aux profils obtenus à partir des diagraphies. L'unité se caractérise par des porosités très faibles, généralement égales ou inférieures à 2% lorsque le profil n'est tout simplement pas en dehors des limites du graphique. Au sommet de l'unité, au delà de 1720 m de profondeur, les porosités sont de l'ordre de 2% à 4% selon la diagraphie, et entre 6 à 7% selon la tomodensitométrie et le porosimètre. À la toute base de l'unité, à 1737,2 m, l'échantillon provient du lit pluri-centimétrique de conglomérat reposant sur le socle précambrien, où la sonde de la diagraphie n'a pas été en mesure d'y effectuer une mesure, donc impossible à comparer. L'échantillon sus-jacent, à 1717,9 m de profondeur a une porosité nulle en diagraphie et de 1,1% ± 4.2 avec la tomodensitométrie. La lame-mince associée à cet échantillon montre la présence d'un ciment de calcite, qui explique pourquoi la marge d'erreur associée à cette évaluation est plus grande que celle du quartz (137 Hu au lieu de 68 Hu). L'échantillon situé à 1684,9 m possède une porosité très faible selon la diagraphie, et le résultat obtenu du calcul basé sur les valeurs par tomodensitométrie est inférieur à zéro. En ajoutant l'écart-type à la valeur, il y a cependant chevauchement entre les deux mesures. L'échantillon suivant, à 1678,7 m, montre une porosité au CT-Scan $(5,3 \% \pm 2,3)$ similaire à celle obtenue avec le porosimètre en laboratoire (5,5%) et par diagraphie de densité normalisée au pourcentage calcaire (5,3%). Cet échantillon est riche en clastes subcentimétriques anguleux de quartz, qui ont été soigneusement évités lors de la sélection des régions d'intérêt sur les images provenant du scanneur, et la mesure représente donc la porosité associée à la fraction granulométrique du sable. Les deux échantillons suivants, à 1675,8 et 1672,7, ont des porosités obtenues par tomodensitométrie (respectivement [8,4% et 7,7\%] ± 2,3 qui sont supérieures à ceux de la diagraphie de 5,3 et 0,0 respectivement. Ces deux échantillons se caractérisent par un mauvais tri et des granulométries très grossières, et cela pourrait expliquer l'écart entre les méthodes. Des intervalles assez importants de l'unité CV1, compris entre 1680,0 m et 1720,3 m de profondeur, sont réactifs à l'acide (10%), ce qui suggère une présence importante de calcite. Il est possible

que certains intervalles de la diagraphie doivent être ajustés à une matrice composée de calcite, le cas échéant, les valeurs obtenues au sommet de l'unité par les trois différentes méthodes concordent davantage (unité CV1, figure Figure 3-2).

3.1.2.2 Unité CV2

Les valeurs de porosité évaluées dans l'unité CV2 montrent dans son ensemble davantage de résultats de tomodensitométrie concordants aux mesures obtenues par diagraphie. Certaines tendances s'observent cependant sur certains intervalles. Les échantillons compris entre la base et 1625 m vont avoir tendance à sous-estimer les valeurs obtenues par diagraphie. Au-delà, entre 1600 m et le sommet de l'unité, où les grès sont généralement plus homogènes, les mesures vont donner des résultats similaires, dans les limites de la marge d'erreur de l'estimation, à l'exception de quelques échantillons, tels que ceux situés à 1519,9 ou 1497,5 m. Tel qu'expliqué précédemment, il y une erreur associée à l'évaluation de la profondeur qui peut induire un décalage par rapport à la profondeur d'origine réelle. Ce décalage pourrait avoir un impact important lorsqu'il y a fluctuations importantes des valeurs obtenues par diagraphie sur de courtes distances. Certains échantillons montrent clairement des valeurs obtenues par tomodensitométrie inférieures à celles de la diagraphie, telles qu'à 1654,9 m, 1650 m, ou celui à la limite de l'unité à 1359,1 m. L'hypothèse la plus envisageable est la présence plus importante de fractures, notamment observée dans la description de carotte de forage. Dans le cas de l'échantillon situé à la limite entre l'unité CV2 et CV3, à 1359,1 m, il n'est pas constitué que de quartz. Il est retrouvé à proximité d'un intervalle où se retrouvent du shale et les valeurs de densité mesurées par le tomodensitomètre montrent des valeurs de hounsfield supérieures à celles du quartz, même si l'échantillon est d'apparence homogène en quartz.

3.1.2.3 Unité CV3

La base de l'unité CV3 est caractérisée par l'alternance de lits de grès et de shale. De la base de l'unité jusqu'à une profondeur de 1315 m, la porosité évaluée par la diagraphie montre des variations drastiques sur de courtes distances. Il est connu que la méthode d'évaluation de la porosité à partir de diagraphies de densité soit de moins bonne qualité lorsqu'elle est utilisée dans les lits de shale ou d'alternance de shale et de grès (Glover, 2002). Les grès à la base de l'unité montrent un enrichissement en shale et sont d'apparence malpropre en comparaison aux grès de l'unité CV2. Certains lits de grès ont néanmoins une apparence plus propre et homogène

en quartz, par exemple entre 1318 m et 1323 m, ou 1335 m et 1340 m, mais le profil de porosité demeure plutôt chaotique. À partir de 1300 m et jusqu'au sommet de l'unité CV3, les grès sont plus propres et homogènes, tout comme pour l'unité CV2. Les résultats obtenus par tomodensitométrie vont généralement montrer des valeurs de porosité plus faibles par rapport aux valeurs de porosité obtenues par diagraphie (8% au lieu de 10%) et de façon similaire aux valeurs de porosité obtenues au porosimètre en laboratoire. Cet écart n'excède pas la valeur d'incertitude associée à l'utilisation du tomodensitomètre.

3.1.2.4 Unité CA

L'unité CA maintient cette bonne corrélation entre les valeurs. Cette amélioration est associée à une composition des échantillons très homogène, composés à plus de 95% de quartz, tel qu'observé en lames minces. L'ensemble des valeurs obtenues au tomodensitomètre a une bonne corrélation avec celle de la diagraphie, avec un écart généralement inférieur de 1% (6 % de porosité au densitomètre au lieu de 5% par diagraphie, par exemple). En considérant l'incertitude de la mesure associée à l'utilisation du tomodensitomètre, les valeurs des échantillons scannés chevauchent les valeurs de diagraphie. Cependant, les porosités obtenues au porosimètre (losanges rouges) suggèrent une porosité moyenne autour de 7% pour le sommet de l'unité, ce qui contraste avec les valeurs entre 3 et 6% obtenues par tomodensitométrie et diagraphie.

3.2 Variation submillimétrique de la porosité

La bonne corrélation entre les valeurs de porosité obtenues par diagraphie et tomodensitométrie suggère que cette dernière est efficace pour mesurer la porosité. La sélection de régions d'intérêt a permis de constater que la méthode fonctionne bien pour différentes granulométries et compositions. Cela laisse supposer qu'il est aussi possible d'évaluer la variation de la porosité au sein d'un même échantillon hétérogène. Pour ce faire, cette évaluation a été partiellement automatisée. Une région d'intérêt circulaire a été définie sur chacune des coupes reconstituées par le scanneur à partir du centre de la carotte vers sa périphérie, avec un diamètre cependant inférieur à celle-ci (Figure 3-3). La périphérie de la carotte est évitée, car il y a un artefact dans l'image reconstituée par le scanneur qui induit des valeurs aberrantes à l'interface air-roche.


Figure 3-3 – Portion de la carotte où la porosité a été évaluée sur des zones d'intérêt circulaire espacées verticalement de 0,6 mm (où R est le rayon de la carotte et r le rayon de la région d'intérêt circulaire).

La valeur maximale, la moyenne et le mode de la population de voxels retrouvés dans cette région ont été calculés. Cette opération a été automatisée sur chacune des carottes, avec un incrément de 0,6 mm sur l'épaisseur de l'échantillon. Cela a permis d'obtenir des profils de la valeur maximale, de la moyenne et du mode. Avec ces paramètres statistiques en main, il a été par la suite possible d'évaluer la variation de la porosité en utilisant l'équation 2. Les profils résultant évalués pour certains échantillons sont illustrés sur les figures 3-4 à 3-8. Le profil foncé correspond à la valeur calculée et les profils plus pâles correspondent aux profils évalués aux limites des intervalles d'incertitude.

La moyenne des valeurs de porosité obtenues pour un échantillon avec cette méthode est similaire à celles obtenues précédemment, avec l'identification de zones d'intérêt plus grossières (Figure 3-1). La qualité des profils de porosité obtenue va être influencée par la composition minéralogique, la granulométrie, l'orientation des laminations, la présence de minéralisation et la fissuration.



Figure 3-4 Profils de porosité d'échantillons provenant du Cairnside (unité CA). (1/2) De gauche à droite, les échantillons sont aux profondeurs 1158,1m, 1167,1m et 1172,1 m.



Figure3-5Profilsde porositéd'échantillonsprovenantduCairnside(unitéCA).(2/2)De gauche à droite, les échantillons sont aux profondeurs 1174,7 m, 1195,1m et 1254,3m



Figure3-6Profilsdeporositéd'échantillonsprovenantdel'unitéCV3.De gauche à droite, les échantillons sont aux profondeurs 1276,1 m, 1286,4 m et 1335,9m.









Les figures 3-4 et 3-5 regroupent le résultat de 6 cas dans la Formation de Cairnside. Les trois premiers profils montrent les plus grandes variations au sein d'un même échantillon. L'échantillon à 1158,1 m est caractérisé par la présence d'une minéralisation disséminée de pyrite et concentrée dans certaines laminations, une granulométrie plus variable et généralement grossière. Les contrastes de gris sont interprétés comme des variations du degré de surcroissance du quartz et de silicification des échantillons. Ce phénomène est observé à de nombreuses reprises sur l'ensemble des échantillons provenant du forage. Les échantillons situés à 1167,1 m et 1172 m sont d'autres exemples qui illustrent la conséquence de cette variation. Les trois autres échantillons du Cairnside, à 1174,7 m, 1195 m et 1254,3 m illustrent des cas homogènes qui sont caractéristiques des grès de la formation. L'influence de gros pores tels que l'on observe dans la coupe sagittale de l'échantillon à 1195 m peut-être observée sur son profil adjacent, avec une augmentation de 1%.

Les valeurs de porosité moyennes pour le Cairnside vont se retrouver essentiellement entre 2 et 4% et jusqu'à 6% pour certains échantillons. Ces valeurs sont similaires à celles qui ont été évaluées par diagraphies.

La figure 3-6 illustre les profils de porosité de trois échantillons provenant de l'unité CV3. Le premier échantillon, prélevé à 1276,1 m de profondeur montre un grès homogène dans sa partie supérieure avec des porosités entre 2 et 4%. Sa partie inférieure présente des laminations obliques enrichies en minéralisation, qui « contaminent » les régions d'intérêt qui sont perpendiculaires à l'axe de la carotte. L'échantillon situé à 1335,9 m est un grès situé entre des lits de shales noirs et montre une fissuration importante qui ne permet pas d'évaluer la porosité granulaire. La présence de ces fractures qui augmente considérablement la porosité ne peut pas être évaluée à partir des images du tomodensitomètre.

La figure 3-7 montre les profils de trois échantillons provenant de l'unité CV2. Les plus grandes valeurs de porosité dans les grès du Potsdam y sont observées, allant de jusqu'à 12 %. La coupe de l'échantillon à 1373,4 m est un très bon exemple de l'impact de différents degrés de silicification où les écarts de porosité de l'ordre de 10% (entre 2 et 12%) s'observent sur minces intervalles centimétriques. Le cas suivant, à 1462,1 m, est similaire à un des échantillons de l'unité CV3, mais avec des porosités beaucoup plus importantes. Le dernier échantillon, à

1596,2 m montre une structure sédimentaire similaire à un convolute, qui contient de l'hématite détritique. Le profil de porosité de cet échantillon donne de très mauvais résultats.

Finalement, les échantillons sélectionnés dans l'unité basale du Covey Hill permettent d'illustrer davantage l'impact de la variation granulométrique et de la configuration géométrique des laminations (Figure 3-8). Le premier échantillon, à 1678,7 m est un grès mal trié à grains très grossiers, voire conglomératiques. Le profil de porosité est affecté par la présence de ces gros grains et ne permet pas une mesure précise de la porosité, bien qu'une valeur moyenne puisse émerger du profil, avec des porosités généralement inférieures à 4%. Le dernier cas, à 1737,2 m, est un profil obtenu pour un échantillon de conglomérat composé de clastes centimétriques. Dans ce cas, la porosité ne peut pas non plus être évaluée. L'échantillon intermédiaire, à 1704,6, montre l'impact des laminations délimitées par du matériel plus silteux. L'échantillon montre des porosités qui varient entre 8 et 10%.

3.3 Discussion

3.3.1 Évaluation du CT-Scan pour mesurer la porosité

Quelques constatations ressortent sur l'utilisation des images de densité reconstituées par le tomodensitomètre. La proportion variable des feldspaths qui a été évaluée dans les lames minces, entre 0 et 25%, ne semble pas avoir un grand impact sur la valeur de la porosité calculée. Avec un coefficient d'atténuation linéaire supérieur à celui du quartz (Tableau 3-2), une plus grande sous-estimation aurait été envisageable. La présence de minéralisations et de minéraux lourds disséminés va généralement avoir peu d'influence sur le calcul de la porosité lorsque la zone d'intérêt sélectionnée avec le logiciel sur l'image de la carotte est suffisamment grande. Lorsque cette minéralisation est concentrée le long de laminations, de même lorsqu'il y a des portions finement laminées de silt, il devient impossible d'évaluer la porosité à cet endroit précis. Ces régions ne sont pas incluses dans la zone d'intérêt. Les valeurs de porosité peuvent varier grandement sur de très courtes distances, tels que l'illustrent les contrastes de densité importants entre des laminations qui ont à priori la même composition. Finalement, les porosités très faibles sont parfois difficiles à évaluer. Le calcul peut donner des résultats négatifs et donc invalides, et c'est seulement en ajoutant l'écart-type qu'il y a une correspondance des valeurs. Des

échantillons plus homogènes sont nécessaires afin d'obtenir une bonne estimation lorsque ces porosités sont faibles.

La porosité mesurée en laboratoire, au porosimètre, est considérée comme étant la plus fiable. Le décalage des valeurs obtenues par les autres méthodes est alors considéré comme une erreur d'estimation. En comparant les valeurs de porosité obtenues au laboratoire à celles des diagraphies, quelques constatations en ressortent (Figure 3-9).



Figure 3-9 Comparaison des valeurs de porosités obtenues par diagraphie et en laboratoire (porosimètre).

La corrélation statistique entre les deux séries de valeurs est très bonne (R2 = 0.94). Cependant, il y a une sous-estimation moyenne d'environ 3,2 % sur les valeurs obtenues par les diagraphies (l'ordonnée à l'origine). Ces sous-estimations vont varier entre 1,85 et 3,65 % le long du profil. Cela s'observe notamment sur les profils de la Figure 3-2, principalement pour les valeurs provenant d'échantillons du Cairnside (unité CA).

La correspondance entre les valeurs obtenues à partir des images du tomodensitomètre et la diagraphie montre cependant une corrélation qui est moins robuste (Figure 3-10). Cette plus faible corrélation suggère donc que les deux méthodes ne vont pas nécessairement exprimer des

valeurs identiques mais qui cependant vont définir des tendances verticales similaires d'évolution de la porosité. Par exemple, le profil de la diagraphie aux profondeurs comprises entre 1600 et 1450 m montre une telle variation (Figure 3-2) et les résultats obtenus par la tomodensitométrie suivent la même tendance, bien que les résultats ne soient pas précisément les mêmes. Afin de réduire la différence, il est possible d'utiliser des moyennes des valeurs mesurées par la diagraphie de part et d'autre de la profondeur de l'échantillon. Dans ce cas-ci, des moyennes des données situées à 7,5 et 30 cm de part et d'autre des échantillons ont été testées (tableau de corrélation dans la figure 3-10). Il est préférable d'utiliser des valeurs moyennes étant donné que l'erreur associée au positionnement de l'échantillon peut être de l'ordre de ces distances.

L'étude des différents profils de la Figure 3-2 permet de bien observer la différence entre les deux méthodes. Les valeurs du tomodensitomètre sont ponctuelles, et sont parfois inférieures, équivalentes ou supérieures aux valeurs du profil des diagraphies. Cette différence peut s'expliquer par des contraintes physiques associées à la prise de mesures dans le forage. La sonde utilisée par la diagraphie utilise une source et des détecteurs qui sont séparés physiquement; le signal mesuré correspond donc à une valeur moyenne correspondant à cette contrainte. Les modèles récents tels que la sonde de *Densité de Formation Compensée* de Schlumberger, ont des détecteurs situés à 6 et 16 pouces de la source (Glover, 2002). Ces distances peuvent être supérieures aux longueurs des échantillons qui ont été sélectionnés sur la carotte du puits A203. Ainsi, une mesure effectuée sur un petit échantillon peut être plus élevée que la valeur moyenne mesurée par diagraphie à cette profondeur, ou inversement, être plus faible que la densité moyenne observée dans l'intervalle de mesure de la diagraphie.



Cairnside				
N.	Tomodensitométrie (Qtz)	Diagraphie (matrice Qtz)	Moyenne sur 15cm	Moyenne sur 60 cm
Tomodensitométrie (Qtz)	1			
Diagraphie (matrice Qtz)	0,78	1		
Moyenne sur 15cm	0,78	1,00	1	
Moyenne sur 60 cm	0,79	0,99	0,99	1

Figure 3-10 Comparaison des valeurs de porosité obtenues par diagraphie et par tomodensitométrie et résultats de l'analyse de corrélation entre les résultats de la tomodensitométrie, les valeurs des diagraphies et les valeurs des diagraphies moyennes sur 7 et 30 cm autour de la profondeur d'intérêt.

3.3.2 Potentiel de stockage du CO₂ à la lumière des résultats

La porosité des grès du Potsdam n'est pas très élevée en général. Le tableau 3-4 regroupe les valeurs moyennes de porosité des unités, obtenues par les trois méthodes d'évaluation. L'unité CA (Formation de Cairnside) et CV2 sont celles qui présentent le plus grand potentiel de stockage en fonction de la porosité.

Tableau 3-5 Porosités moyen	nes (%) obteni	ies par les trois	méthodes
-----------------------------	----------------	-------------------	----------

Unité	Porosité moyenne (%)			
	Diagraphie	Porosimètre	CT-Scan	
CA	3,6 %	7,1 %	4,7 ± 2,5 %	
CV1	2,0 %	4,0 %	$2,0 \pm 2,5 \%$	
CV2	3,9 %	10,0 %	4,0 ± 2,3 %	
CV3	1,0 %	5,5 %	4,7 ± 2,6 %	

La faible porosité des grès dans le Covey Hill ne permet pas d'envisager un grand potentiel de stockage. La présence des deux zones plus poreuses séparées par des zones moins poreuses, ainsi que par des lits de shale et de siltstone, indique des variations verticales de porosité et que le réservoir potentiel est probablement compartimenté en plusieurs sous-réservoirs. Cette conclusion est appuyée par les résultats présentés dans le rapport spécifique au puits A203 par Fleury (1988). Les faibles perméabilités rapportées dans ce rapport, qui ont été mesurées lors des travaux de forage, sont dans l'ensemble inférieures à 1mD, soit le seuil qui distingue les roches réservoirs de celles qui ne le sont pas (Glover, 2002). Ces faibles perméabilités ne militent pas en faveur d'un bon potentiel d'injection du CO₂.

Dans le rapport de Fleury (1988), des essais d'injection réalisés dans le cadre des travaux de forage ont permis d'identifier 4 grandes zones avec un meilleur potentiel. On retrouve précisément les mêmes intervalles poreux, soit celui de 1159 m à 1259,5 m (100,5m) qui correspond à la Formation de Cairnside, et les deux intervalles de 1357 m à 1387 m (30 m) et de 1454 m à 1515 m (61m) qui correspondent spécifiquement à l'intervalle plus poreux retrouvé au sommet de l'unité CV2 et sur quelques mètres à la base de l'unité CV3, et à l'intervalle plus poreux situé vers le milieu de l'unité CV2. Les essais d'injection viennent donc confirmer la compartimentation du réservoir dans le Groupe de Potsdam, principalement dans le Covey Hill. Dans le rapport, les valeurs de porosité qui y sont observées sont supérieures à celles des diagraphies et du tomodensitomètre, et concordent avec les valeurs obtenues en laboratoire. Dans le Cairnside, les valeurs de porosité estimées varient entre 6,5 et 7 % et entre 7 et 11 % pour l'unité CV2.

4 CONCLUSION

4.1 Caractérisation pétrographique

L'étude pétrographique du Groupe de Potsdam de la carotte de forage provenant du puits A203 a permis d'affiner les connaissances sur le Groupe de Potsdam. L'étude de la stratigraphie a permis de caractériser le Groupe de Potsdam en sous surface qui montre une épaisseur importante dans le puits A203. La Formation de Covey Hill montre une stratigraphie qui est composée d'assemblages lithostratigraphiques distincts qui contrastent avec les travaux de compilation réalisés par Globensky (1987, 1993). Aux « couches conglomératiques, grès grossiers arkosiques et grès quartzitique impurs » (Globensky, 1987), il faut rajouter la présence d'interlits de shales et de siltstones rouges ou noir parfois gréseux. Les descriptions proposées par Globensky sont valides pour les portions qui sont affleurantes au Québec, mais elles n'intègrent pas la plus grande complexité observée en sous-surface. À l'inverse, la Formation de Cairnside observée en sous-surface montre une lithologie similaire, consistant entièrement à « un grès quartzitique ».

La Formation de Covey Hill a été divisée en trois unités distinctes entre 1744 et 1260 m de profondeur. L'unité CV1 a été interprétée comme une unité de grès déposée en milieu tout d'abord continental ayant évolué en un milieu fluvial. Le relief accidenté associé à un environnement tectonique de blocs basculés a pu y être propice à la formation de cônes de déjection à la base des pentes instables. Le nivellement engendré par le remplissage des dépressions aurait par la suite engendré une surface continentale favorable à la progression d'environnements fluviaux, tels qu'en témoignent les successions de grès du sommet de l'unité CV1 et une grande proportion de l'unité CV2 suivante. La stratigraphie sommitale de l'unité CV2 ainsi que celle de l'unité CV3 est par la suite interprétée comme une succession de dépôts sédimentaires mis en place dans un environnement progressivement marin. Cette transition s'est réalisée via une transition estuarienne. L'unité CV3 est la dernière unité identifiée dans la Formation de Covey Hill. La Formation de Cairnside, située entre les profondeurs de 1270 m et 1158 m, ne comprend qu'une seule unité composée de grès quartzique. L'interprétation d'un environnement marin, où les grès se sont déposés en milieu subtidal à intertidal, est l'interprétation qui a été retenue. Il s'agit de la même interprétation que celle très largement

répandue dans la littérature scientifique. La transition entre le Covey Hill et le Cairnside n'est pas bien définie sur la carotte du forage A203, et il n'apporte pas d'élément de réponse quant au caractère concordant ou discordant du contact entre les deux formations.

Les définitions des membres du Covey Hill, proposés par Sanford et Arnott (2010), montrent des similitudes avec les unités identifiées dans le forage A203. Le Membre de Jéricho, composé de conglomérats et de grès rouges foncé et brun interlités de shales et de siltstones marrons, est similaire à l'unité stratigraphiques observée à la base de l'unité CV1, de la base du forage jusqu'à une profondeur d'environ 1685 m. L'interprétation proposée par les auteurs, soit celle d'un milieu marin, ne concorde cependant pas à l'interprétation déterminée dans ce travail. L'assemblage stratigraphique de l'unité CV1, dans lequel aucun lit de carbonates n'a été observé, a été interprété comme ayant été déposé dans un environnement d'abord continental et puis fluvial. Les Membres de Hannawah Falls et de Chippewa Bay sont quant à eux présents dans la succession recoupée par le forage A203. Ils correspondent avec les grès riches en lisérés de fer qui caractérisent le sommet de l'unité CV1, à partir d'environ 1685 m, et la base de l'unité CV2, jusqu'à une profondeur de 1638 m. Cette présence laisse présager une continuité des membres en profondeur depuis la région d'Ottawa - Montréal (Sanford et Arnott, 2010) vers le secteur est du bassin sédimentaire. Finalement, le Membre de Chippewa Bay, composé d'arénite grossière parfois intercalée de conglomérats, semble correspondre à l'unité CV2, à partir de la profondeur approximative de 1685 m jusqu'à sa limite supérieure. Il faudrait cependant noter l'absence de conglomérats qui sont parfois observés par Sanford et Arnott (2010) pour le Membre de Chippewa Bay. L'unité CV3 pourrait aussi appartenir au Membre de Chippewa Bay, mais sa stratigraphie montrant plusieurs lits de shales noirs diverge de la définition du membre. Finalement, l'unité CA du puits A203 correspond en tout point à la composition homogène de la Formation de Cairnside. Cette division en membre du Groupe de Potsdam est nécessaire afin de permettre une interprétation plus fine de l'histoire géologique du groupe. Un travail de révision devrait cependant être fait pour les carottes des forages qui se retrouvent plus près des roches étudiées par Sanford et Arnott (2010). La distance importante qui sépare le puits A203 des forages étudiés par ces auteurs ne permet pas de confirmer la corrélation et les hypothèses de continuités des membres.

4.2 Caractérisation pétrophysique

La tomodensitométrie pour évaluer la porosité a donné des résultats très satisfaisants. La comparaison des résultats de porosité par tomodensitométrie et ceux des profils de porosité calculée avec les mesures prises par diagraphie de porosité-densité est bonne. Les échantillons d'arénites quartziques provenant de la Formation de Cairnside sont ceux qui montrent la meilleure correspondance, avec des écarts avec le profil de diagraphie généralement inférieurs à 1%. En considérant la précision du tomodensitomètre, et donc l'incertitude associée à la valeur de porosité obtenue, l'ensemble des résultats provenant des échantillons du Cairnside concorde pour les deux méthodes. Dans cette même unité, ces deux méthodes ont cependant donné des résultats inférieurs d'environ 2% à ceux obtenus au porosimètre. Dans la Formation de Covey Hill, les résultats pour les arénites subarkosiques homogènes sont similaires pour les deux méthodes, comme dans la Formation de Cairnside. La stratigraphie variée sur de petites épaisseurs de la formation, comme dans les formations CV1 et CV3, engendre cependant un profil de porosité obtenu par diagraphie qui est très variable sur de petits intervalles et rend plus hasardeux la comparaison des valeurs obtenues par tomodensitométrie et par le porosimètre. La granulométrie grossière et le mauvais tri d'un échantillon vont empêcher une évaluation adéquate de la porosité, notamment parce que la zone d'intérêt sélectionnée sur les échantillons peut ne pas être représentative de l'échantillon. La composition minéralogique plus hétérogène va aussi avoir une influence quant au résultat. La concentration des feldspaths qui a été évaluée en lame mince ne semble pas avoir été suffisante pour empêcher l'utilisation de l'équation de la porosité basée sur des échantillons ayant une composition homogène en quartz. Ce n'est seulement en présence de ciment de calcite que l'équation à dû être modifiée pour en arriver estimation valide.

La porosité observée du Groupe de Potsdam dans le puits A203 varie globalement entre 2% à 6%. Les unités CV1 et CV3, qui ont des assemblages stratigraphiques plus complexes avec alternances de shales et de grès, sont celles qui montrent les plus faibles porosités, généralement inférieures ou égales à 2%. Ces unités peuvent avoir une influence certaine dans la migration verticale des fluides en profondeur. Les unités les plus poreuses sont retrouvées dans l'unité intermédiaire de la Formation de Covey Hill, CV2, qui correspond à près de 66% de l'épaisseur de la formation, ainsi que dans l'unité CA qui constitue la totalité de la Formation de Cairnside. L'unité CV2 a une porosité qui varie entre 1 et 4 % sur sa moitié inférieure et un intervalle

d'environ 25 m dans sa portion supérieure, et de 4 à 8% sur le tiers de l'épaisseur restante de l'unité. L'unité CA montre un profil de porosité beaucoup plus régulier et généralement entre 3 et 4 %. Bien que ces valeurs peuvent sembler faibles en comparaison à des réservoirs pétroliers conventionnels, par exemple, ce sont des valeurs suffisantes pour envisager une capacité d'injection de CO_2 dans les formations géologiques (Bédard *et al.*, 2013b). Le puits A203 est cependant un réservoir hétérogène, avec la présence de couches et de lentilles de shales aux extensions latérales indéterminées qui pourraient compartimenter le réservoir en plusieurs sousréservoirs.

5 REFERENCES

- Allen JS, Thomas WA & Lavoie D (2010) The Laurentian margin of northeastern North America. *Geological Society of America Memoirs* 206:71-90.
- Bédard K, Comeau F-A & Malo M (2013a) Modélisation géologique 3D du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Édit Scientifique INDLRQuébec).
- Bédard K, Malo M & Comeau F (2013b) CO2 Geological Storage in the Province of Québec, Canada Capacity Evaluation of the St. Lawrence Lowlands basin. *Energy Procedia* 37(0):5093-5100.
- Blatt H (1967) Original characteristics of clastic quartz grains. Journal of Sedimentary Research 37(2):401-424.
- Boggs S (2009) Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, Second edition
- Boulvain F (2012) Éléments de Sédimentologie et Pétrologie sédimentaire.), http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm
- Bourque P-A (2004) *Planète Terre.*), http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html (Consulté le 02-11)
- Boyd R, Dalrymple RW & Zaitlin BA (2006) Estuarine and Incised-Valley Facies Models. Facies Models Revisited, Walker. HWPaRG (Édit.) SEPM Special Publication, Vol 84.
- Castonguay S, Dietrich J, Shinduke R & Laliberté J-Y (2006) Nouveau regard sur l'architecture de la plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches du sud du Québec par le retraitement des profils de sismique réflexion M-2001, M-2002 et M-2003. *Geological Survey of Canada. Open file 5328.*
- Castonguay S, Tremblay A, Ruffet G, Féraud G, Pinet N & Sosson M (1997) Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians: Bridging the gap between New England and Newfoundland. *Geology* 25(7):583-586.
- Cawood PA, McCausland PJA & Dunning GR (2001) Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin* 113(4):443-453.
- Chadwick GH (1915) Post-Ordovician deformation in the St. Lawrence Valley, New-York. Geological Society of America Bulletin (26):287-294.
- Clark TH (1952) Montreal area, Laval and Lachine map-areas. in *Geological Report*, Édit Mines DO), p 159.
- Clark TH (1966) Châteauguay area: Châteauguay, Huntingdon, Beauharnois, Napierville and St. Jean Counties.
- Clark TH, Globensky Y & Hofmann HJ (1979) Excursion A-7 Stratigraphie paléozoïque des Basses-terres du Saint-laurent du Québec., Édit Canada AGD (Université Laval), p 38.

- Comeau F-A, Bédard K & Malo M (2012) Les régions de Nicolet et de Villeroy: état des connaissances pour le stockage géologique du CO2. (INRS), p 52.
- Cushing HP (1901) Geology of Rand Hill and vicinity, Clinton County: the area comprised in the Mooers atlas sheet. University of the state of New York. http://books.google.ca/books?id=BKcLAAAAMAAJ
- Cushing HP (1908) Lower portion of the Paleozoic section in northwestern New York. GSA Bulletin 19(7):155-176.
- Dickinson WR (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Provenance of Arenites, Zuffa GG (Édit.) Dordrecht Reidel. p 333-361.
- Dickinson WR & Suczek CA (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin* 63(12):2164-2182.
- Dott RH (1964) Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research* 34(3):625-632.
- Dykstra JWR & Longman MW (1995) Gas Reservoir Potential of the Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec Lowlands, Canada. AAPG Bulletin 79(4):18.
- Emmons E (1841) Proposed Keeseville Sandstone for parts of Potsdam : 5th Annual Report of the Survey, of the 2nd Geological District. New York Geologist Annual Report 5:113-136.
- Feo-Codecido G (1956) Heavy-mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy. *AAPG Bulletin* 40(5):984-1000.
- Fisher DW (1968) Geology of the Plattsburgh and Rouses Point, New York-Vermont, quadrangles. (University of the State of New York, State Education Dept.), p 51.
- Fleury A (1988) Évaluation pétrophysique du puits tioxide Tracy No.1. (Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec), p 19.
- Folk RL (1951) Stages of textural maturity in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Research 21(3):127-130.
- Folk RL & Ward WC (1957) Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* 27(1):3-26.
- Friedman GM (1961) Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Research* 31(4):514-529.
- Gagnon J, Lavoie D & Tremblay A (2000) Geological Survey of Canada, Current Research (Online) no. 2000-D11. Natural Resources Canada,
- Globensky Y (1987) *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. Ministère de l'énergie et des ressources, Direction général de l'exploration géologique et minérale, Service de la géologie. http://books.google.ca/books?id=LM0VAAAACAAJ
- Globensky Y (1993) Lexique stratigraphique canadien: v. 5B. Région des Appalaches, des Basses-Terres du Saint-Laurent et des îles de la Madeleine. Gouvernement du Québec. http://books.google.ca/books?id=-MNLAAAACAAJ
- Glover PWJ (2002) GLG-66565 Petrophysics MSc Course Notes (Université Laval), p 281.

Hadjigeorgiou J (2009) Mécaniques des roches GMN-2001. (Université Laval), p 242.

- Héroux Y, Lapalme R & Chagnon A (1976) Étude conclusive des grès de base (Groupe Potsdam) des Basses-terres du Saint-Laurent. (INRS-Pétrole), p 230.
- Hodych JP & Cox RA (2007) Ediacaran U-Pb zircon dates for the Lac Matapédia and Mt. St.-Anselme basalts of the Quebec Appalachians: support for a long-lived mantle plume during the rifting phase of Iapetus opening. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44(4):565-581.
- Kirkwood D & Lavoie D (2007) Tectono-stratigraphy of the Appalachian nappes and structural front, Quebec city aera : early Paleozoic evolution of Laurentia as recorded in taconiandeformed deep marin sediments. *Guidebook for field trips in Southern Quebec of the NEIGC-FOG-AQUEST joint meeting*:48.
- Konstantinovskaya E, Claprood M, Duchesne M, Giroux B, Malo M & Lefebvre R (2010a) Le potentiel de stockage du CO2 expérimental dans les aquifères salins profonds de Bécancour : Partie I Analyse des diagraphies et des profils sismiques, RAPPORT INRSCO2-2010-V2.1.), p 59.
- Konstantinovskaya E & Malo M (2010b) Analyse pétrophysique des carottes du puits Junex Bécancour No.0 (A262) et corrélations régionales des diagraphies et de la lithologie. RAPPORT INRSCO2-2010-V2.3.), p 98.
- Krumbein WC & Sloss LL (1963) Stratigraphy and Sedimentation.660.
- Landing ED, Amati L & Franzi DA (2009) Epeirogenic transgression near a triple junction: the oldest (latest early-middle Cambrian) marine onlap of cratonic New York and Quebec. *Geological Magazine* 146(4):552-566.
- Lavoie D (1994) Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31(8):1309-1319.
- Lavoie D, Burden E & Lebel D (2003) Stratigraphic framework for the Cambrian–Ordovician rift and passive margin successions from southern Quebec to western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40(2):177-205.
- Leeder MR & Gawthorpe RL (1987) Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *Geological Society, London, Special Publications* 28(1):139-152.
- Lewis DW (1971) Qualitative Petrographic Interpretation of Potsdam Sandstone (Cambrian), Southwestern Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences 8(8):853-882.
- Logan WE (1863) Report of the Geology of Canada, Geological Survey of Canada. Report of Progress from Commencement.
- Malo M, Tremblay A, Kirkwood D & Cousineau P (1995) Along-strike Acadian structural variations in the Québec Appalachians: Consequence of a collision along an irregular margin. *Tectonics* 14(6):1327-1338.
- Miller FP, Vandome AF & McBrewster J (2010) Braided River. Alphascript Publishing. http://books.google.ca/books?id=wdLVbwAACAAJ

- Moiola RJ & Weiser D (1968) Textural parameters; an evaluation. Journal of Sedimentary Research 38(1):45-53.
- Moore F (2005) Application de la scanographie R.X. à l'étude de la sédimentation-consolidation : modélisation physique et théorique. Maitrîse (Institut national de la recherche scientifique). 140 p
- MRN (2012) SIGEOM Carte intéractive du Québec.), carte-geomine.mrn.gouv.qc.ca/
- Pettijohn FJ, Potter PE & Siever R (1973) Sand and Sandstone. Springer-Verlag. http://books.google.ca/books?id=QnpYqGksckwC
- Rey J (1983) Biostratigraphie et lithostratigraphie: principes fondamentaux, méthodes et applications. Éditions Technip. http://books.google.ca/books?id=dFCtYdNs3bsC
- Rivers T, Martignole J, Gower CF & Davidson A (1989) New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics* 8(1):63-84.
- Salad Hersi O & Dix GR (2006) Precambrian Fault Systems as Control on Regional Differences in Relative Sea Level Along the Early Ordovician Platform of Eastern North America. *Journal of Sedimentary Research* 76(4):700-716.
- Salad Hersi O & Lavoie D (2000) Lithostratigraphic Revision of the Upper Cambrian Cairnside Formation, Upper Potsdam Group, Southwestern Québec. *Current Research 2000-D4 -Commission géologique du Canada* Current Research 2000-D4:10.
- Salad Hersi O, Lavoie D & Nowlan GS (2003) Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the Lower-Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40(2):149-176.
- Salad Hersi O, Mohamed AH, Lavoie D & Nowlan GS (2002) Subaerial unconformity at the Potsdam–Beekmantown contact in the Quebec Reentrant: regional significance for the Laurentian continental margin history. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 50(3):419-440.
- Sanford BV & Arnott RWC (2010) Stratigraphic and Structural Framework of the Potsdam Group in Eastern Ontario, Western Quebec, and Northern New York State. *Bulletin de la Commission géologique du Canada* (No. 597, 2010):84.
- Sasseville C, Tremblay A, Clauer N & Liewig N (2008) K–Ar age constraints on the evolution of polydeformed fold–thrust belts: The case of the Northern Appalachians (southern Quebec). *Journal of Geodynamics* 45(2–3):99-119.
- Schmerber G (1971) Étude sédimentologique "Potsdam" "Potsdam à Utica inclus" "Kamouraska". (SOQUIP, Québec).
- Selleck BW (1980) The post-orogenic history of the Adirondack Mountain region: A review. Geological Society of America Bulletin 91(2):120-124.
- Sloss LL (1963) Sequences in the Cratonic Interior of North America. Geological Society of America Bulletin 74(2):93-114.

- Thériault, R., 2012 Caractérisation du Shale d'Utica et du Groupe de Lorraine, Basses-Terres du Saint-Laurent - Partie 2: Interprétation géologique. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec; DV 2012-04, 80 pages.
- Tollo RP, Corriveau L, McLelland J & Bartholomew MJ (2004) Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: An introduction. *MEMOIRS-GEOLOGICAL* SOCIETY OF AMERICA:1-18.
- Van Ingen G & Clark PE (1902) The Potsdam Sandstone of the Lake Champlain Basin: Notes on Field Work 1901. J.B. Lyon. http://books.google.ca/books?id=ByXlGwAACAAJ
- Walker JD & Geissman JW (2009) GSA Geologic Time Scale: Commentary. GSA Today 19(4).
- Walker RG (1984) *Facies models*. Geological Association of Canada. http://books.google.ca/books?id=kp00L6w B5IC
- Walther J (1894) Lithogenesis der Gegenwart: Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche. Dritter Teil einer Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Gustav Fisher Verlag. http://books.google.ca/books?id=NREzGwAACAAJ
- Wentworth CK (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30(5):377-392.
- Williams H (1979) Tectonic-stratigraphic subdivisions of the Appalachian Orogen. Geological Society of America Abstracts with Programs 8(2).

·

ANNEXE A

Description de la carotte de forage

1744,1 m à 1737,7 m

Socle précambrien composé de granité gneissique, avec une fabrique parfois schisteuse. Réaction avec l'acide sur certaines fractures.

1737,7 m à 1736,4 m

Conglomérat arkosique avec clastes pluri-millimétriques à centimétriques. Granoclassement normal. La lithologie devient une arénite localement car les grains submillimétriques composent parfois plus de 70% de la matrice. Lamination subhorizontale.

1736,4 m à 1719,8 m

Grès brunâtre à granulométrie assez constante (0,2 à 0,5 mm). Laminations généralement régulières et subhorizontales. Laminations entrecroisées à certains endroits. Granulométrie plus grossière vers le sommet. Réaction à l'acide localement (5645 pi).

1719,8 m à 1708,6 m

Alternance de shales gréseux et des lits de shales plus homogènes brun rougeâtre. Parfois les laminations sont lensoïdales, et apparence de brèche. bréchifiée. Plus gréseux à la base, qui devient un shale s'homogénéisant au sommet. Laminations globalement subhorizontales.

1708,6 m à 1708,1 m

Conglomératique rouge brun à la base qui devient un grès grossier avec clastes de dimensions variant entre 0,1 à 1 cm et une matrice d'une granulométrie de 1mm globalement. Le litage est subhorizontal.

1708,1 m à 1706,9 m

Shale et/ou siltstone de couleur rouge ocre majoritairement. Quelques intervalles centimétriques ont des granulométries de grès. Les laminations sont subhorizontales.

1706,9 m à 1706 m

Conglomérat rouge brun. Laminations entrecroisées à 5597 pi.

1706 m à 1705,4 m

Siltstone brunâtre à laminations subhorizontales.

1705,4 m à 1705,2 m

Grès très grossier, conglomératique de couleur poivre et sel.

1705,2 m à 1704,7 m

Shale silteux ocre, fissible.

1705,1 m à 1704,6 m

Grès grossier de couleur poivre et sel.

1704,6 m à 1704,4 m

Siltstone ocre, parfois perturbé avec lamination lensoïdale

1704,4 m à 1704,1 m

Conglomérat rosé à claste centimétrique et grès très grossier.

1704,1 m à 1703,5 m

Siltstone ocre avec une déposition similaire à 5592,6 pi @ 5591,7 pi.

1703,5 m à 1702,9 m

Conglomérat et grès grossier à très grossier mal trié.

1702,9 m à 1702,8 m

Siltstone qui devient un grès moyen à grossier au sommet de l'intervalle.

1702,3 m à 1698 m

Shale très calcareux en alternance graduelle avec des lits de shale plus silteux. Le shale est contaminé par une fraction gréseuse plus grossière dans l'intervalle 5579,5 pi à 5577 pi. De 5577 pi à 5571 pi, les sédiments sont déposés par une succession de grès et de shales en alternance.

1698 m à 1693,5 m

Grès arkosique argileux en continuité avec l'intervalle précédent. Laminations entrecroisées possibles. Intervalle de shale de 5560 pi à 5559,5 pi.

1689,5 m à 1693,5 m

Grès arkosique très grossier argileux en continuité avec l'intervalle précédent par une transition graduelle. Quelques lits centimétriques de matrice de shale/silt. Laminations entrecroisées visibles à 5551 pi.

1689,5 m à 1688,7 m

Siltstone ocre, à laminations régulières horizontales. Plusieurs taches vertes de réductions sont dispersées sur la surface de la carotte. Quelques grains de quartz sont retrouvés flottants dans le siltstone.

1688,6 m à 1687,4 m

Grès mal trié, grossier à très grossier. Laminations entrecroisées. Quelques veinules et fractures remplies de calcite sont retrouvées dans cet intervalle, jusqu'à environ 5485 pi.

1687,4 m à 1686,5 m

Conglomérat rosâtre.

1686,5 m à 1684,9 m

Grès très grossier mal trié, avec laminations obliques.

1684,9 m à 1684,3 m

L'intervalle précédent devient conglomératique.

1684,3 m à 1683,9 m

Grès fin rosâtreavec de minces intervalles silteux.

1683,9 m à 1682,6 m

Grès moyen rosâtre à très grossier mal trié. Laminations obliques.

1682,6 m à 1682,3 m Grès fin rosâtre plus foncé.

1682,3 m à 1681,3 m

Grès rosâtre moyen à grossier mal trié.

1681,3 m à 1681 m

Grès fin/siltstone rouge foncé.

1681 m à 1679,1 m

Grès arkosique moyen à laminations obliques 15°, entrecroisées parfois. Fracture « slickenside » oblique à 30° par rapport à la verticale.

1679,1 m à 1677,9 m Grès très grossier, mal trié.

1677,9 m à 1676,9 m

Grès plus fin, mieux trié que l'intervalle précédent (mais dans une transition graduelle). Laminations entrecroisées à 5502,5 pi.

1676,9 m à 1676,6 m

Grès plus fin silteux, plus foncé.

1676,6 m à 1671,8 m

Grès très grossier, mal trié. Les particules fines qui composent la matrice dessinent des laminations obliques et entrecroisées.

1671,8 m à 1645,9 m

Apparition du premier lit vert centimétrique très marqué. Les grès deviennent soudainement mieux triés à partir de ce niveau, avec une granulométrie fine à grossière. Les laminations généralement subhorizontales, pouvant varier jusqu'à 20° d'inclinaison. Alternance de grès arkosiques, grès quartzitique bien trié, séparé par de minces épaisseurs de grès plus fin (voire siltstone) verdâtre d'épaisseur variant de 3 cm à 8 cm. Avec une fréquence d'environ 1 lit verdâtre par 5±2 pieds de carotte.

1645,9 m à 1634 m

Grès arkosique rosâtre très poreux. Grain moyen à grossier, quelquefois très grossier. Quelques épaisseurs (< 20 cm) plus propre quartzitique moyen à grossier. Laminations subhorizontales à plus ou mois 10° d'inclinaison. Quelques lentilles de grès sont en contrastes parfois. Lamination entrecroisée à 5388 pi. Ripple marks à 5367 pi. Les épaisseurs verdâtres silteuses sont encore de la même épaisseur et de la même fréquence (voir 5485 pi @ 5400 pi).

1634 m à 1620,6 m

Grès généralement plus propre, blanchâtre. Passages plus silicifiés, d'autres beaucoup plus poreux. Les lits verdâtres toujours présents. Laminations subhorizontales généralement et entrecroisées à 4345 pi, 5322 pi.

1620,6 m à 1611,8 m

Retour à un grès plus arkosique, très poreux. Laminations subhorizontales jusqu'à 20° d'inclinaisons, semblable à précédent. Lamination entrecroisée à 5308 pi.

1611,8 m à 1599,3 m

Retour à des grès plus quartzitique, semblables à ceux précédents (5361 pi @ 5317 pi)

1599,3 m à 1588,9 m

Grès plus arkosique, mais relativement propre en comparaison à l'intervalle 5317 pi @ 5288 pi. Laminations entrecroisées présentes 5247 pi, 5224 pi à 5227 pi. Semblable à précédent, poreux, granulométrie moyenne à grossière.

1588,9 m à 1558,9 m

Semblable à l'intervalle précédent, avec des laminations entrecroisées à 5171 pi, 5176 pi, 5206 pi et généralement subhorizontales. L'arrêt de cet intervalle correspond à la profondeur où la présence du grès arkosique semble considérablement diminuer.

1558,9 m à 1540,8 m

Grès plus propre, plus fin/moyen. Laminations généralement subhorizontales, entrecroisées à 5064 pi.

1540,8 m à 1511,8 m

Grès semblable à l'intervalle précédent, fin à moyen. Interlits silteux verdâtres plus fréquents (environ 1 lits aux $2\1,5$ pieds. Dans le grès, certaines laminations plus foncées montrent des laminations subhorizontales, parfois très chaotiques (ondulées, chaotiques), avec du matériel qui semble s'être fluidisé. Laminations parallèles subhorizontales ($\pm 20^\circ$). Entrecroisées à 5004,5 pi et 5022 pi.

1511,8 m à 1481,8 m

Grès fins à moyens grossiers, propre ou rosé. Essentiellement le même grès que l'intervalle précédent, mais les laminations sont plus foncées, silteuses, rougeâtre à mauve foncées, ondulées et chaotiques. Laminations généralement subhorizontales ($\pm 15^{\circ}$), entrecroisées à plusieurs endroits.

1481,8 m à 1462,4 m

Grès plus propre, moyen à fin. Laminations silteuses plus foncées montrent essentiellement la même chose que l'intervalle précédent.Laminations subhorizontales, parfois jusqu'à 30-40° d'inclinaison (4818 pi, 4843 pi). Certaines épaisseurs silteuses jaunâtres (circulations de fluides avec possible minéralisation. Présence de laminations entrecroisées.

1462,4 m à 1437,7 m

Grès semblables à précédent, moyen. Laminations subhorizontales, inclinées jusqu'à 5-10°. Laminations chaotiques à 4776 pi, entrecroisées à 4730,5 pi. Le grès est très grossier sur l'intervalle 4722 pi -4717 pi.

1437,7 m à 1434,4 m

Shale rouge non calcareux.

1434,4 m à 1429,8 m

Grès poreux, mal trié, passant de très grossier à grès plus fins avec des clastes grossiers-très grossiers voire gravier. Section plus argileuse à la base de cette intervalle, où il y a une transition entre le shale rouge au dessous et les grès propres au sommet.

1429,8 m à 1382,6 m

Grès relativement semblable à celui d'avant le shale, moyen fin à grossier. Laminations silteuses (minces lits plus foncés par rapport au grès homogène entre ces lignes), subhorizontales à inclinée, 10°. Laminations entrecroisées à 4636 pi, et chaotiques à certaines endroits.

1382,6 m à 1362,2 m

Grès moyen, semblable à l'intervalle précédent, mais une coloration plus foncée. Laminations parfois entrecroisées.

1362,2 m à 1359,1 m

Grès semblable à l'intervalle précédent, qui se termine

1359,1 m à 1357,6 m

Grès grossier à très grossier, poreux, brun foncé. Conglomératique sur 5 pouces à la base. Laminations parallèles à 5° d'inclinaisons, possiblement des laminations entrecroisées de faibles amplitudes à 4457 pi.

1357,6 m à 1357,3 m

Shale gréseux ressemblant à des dépositions en laminations asymétriques.

1357,3 m à 1356,7 m

Grès moyen à grossier, conglomératique au sommet (avec matrice silteuse).

1356,7 m à 1355,3 m

Shale à la base. Graduellement plus silteux vers le sommet, jusqu'à l'apparence varvée.

1355,3 m à 1354,1 m

Grès propre moyen, où un mince lit de conglomérat le recoupe (~ 2cm) et ensuite le grès devient grossier et plus poreux.

1354,1 m à 1353,5 m

Laminations asymétriques de siltstone grossier & Grès poreux au sommet.

1353,5 m à 1349 m

Grès moyens à fins, et grossier. Relativement propre. Il y a des épaisseurs de 2-3 po à chaque intervalle de 2±1 pieds de matériel verdâtre plus silteux (chloritisé ?). Laminations généralement subhorizontales.

1349 m à 1348,6 m

Shale.

1348,6 m à 1346 m

Siltstone style en lamination asymétrique qui devient un grès moyen propre unimodal au sommet.

1346 m à 1344,5 m

Laminations asymétriques gréseuses, voire d'apparence bréchifiée qui devient un shale noir très mat sur 10 pouces au sommet.

1344,5 m à 1342,6 m

Grès moyen à grossier séparé par des épaisseurs plus fins à laminations asymétriques..

1342,6 m à 1342,3 m

Shale

1369,8 m à 1336,2 m

Grès moyen à grossier.

1336,2 m à 1335,6 m

Shale, possiblement calcareux (faible réaction à l'acide).

1335,6 m à 1334,1 m Grès moyen à grossier.

1334,1 m à 1332,3 m Shale

1332,3 m à 1327,4 m Grès moyen à grossier.

1327,4 m à 1327,1 m Shale

onare

1327,1 m à 1324,7 m

Grès moyen à grossier.

1324,7 m à 1324,1 m

Siltstone en lamination asymétrique.

1324,1 m à 1319,5 m

Grès grossier à très grossier

1319,5 m à 1318,3 m

Shale (fossile) et siltstone en laminations asymétriques.

1318,3 m à 1317 m

Shale silteux en laminations asymétriques, silicifié

1317 m à 1315,2 m

Grès moyen à grossier, parfois conglomératique.

1315,2 m à 1314,9 m

Shale silteux en laminations asymétriques, silicifié

1314,9 m à 1308,5 m

Grès à laminations diffuses

1308,5 m à 1307,6 m

Shale silteux en laminations asymétriques, silicifié

1307,6 m à 1303,6 m

Grès chloritisé, moyen à grossier avec des fragments subcentimétriques. Structures sédimentaires chaotiques.

1303,6 m à 1300,3 m

Grès similaire à l'intervalle précédent, plus propre, moins argileux.

1300,3 m à 1299,4 m

Grès avec shale gréseux. Les laminations semblent asymétriques, mais elles sont plus chaotiques que les précédentes.

1299,4 m à 1297,2 m

Grès grossier à très grossier. Laminations parallèles subhorizontales.

1297,2 m à 1296,6 m

Shale silteux ,parfois gréseux, en lamination asymétrique.

1296,6 m à 1288,4 m

Grès moyen à grossier, unimodal. Laminations subhorizontales $\pm 10^{\circ}$ d'inclinaison.

1288,4 m à 1270,4 m

Alternance de grès gris et beige, grès quartzitique. Des conglomérats de petites épaisseurs s'intercallent parfois. Calcareux (réagit à l'acide 10%). Laminations globalement 10°, beaucoup d'entrecroisées, notamment à 4196 pi – 4198 pi.

1270,4 m à 1261,9 m

Début du Cairnside avec le dépôt du dernier conglomérat. Par la suite les grès sont plus uniformes. Laminations subhorizontales à 4168 pi.

1261,9 m à 1257,6 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination parallèle planaire / wavy, subhorizontale (petites laminations silteuses plus foncées). Semble parfois très lenticulaire (<1cm).

1257,6 m à 1253 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination subplanaire ou ondulée subhorizontale de 4126 @ 4115 et lenticulaire voire entrecroisée de 4123 pi @ 4120 pi. Plonge à 20°, 4115 pi, 4114 pi. Stylolithe à 4115 pi.

1253 m à 1249,4 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination planaire subhorizontale $\pm 10^{\circ}$. Laminations entrecroisées très présentes, notamment de 4111 pi @ 4109 pi.

1249,4 m à 1245,1 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination planaire subhorizontales ±10° l'ensemble, parfois ondulée. Entrecroisée à 4090,5 pi et lenticulaire de 4099 pi @ 4010 pi.

1245,1 m à 1240,5 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations entrecroisées de 4083,5 pi @ 4076 pi. Lenticulaires de 4072 pi @ 4070 pi et autrement planaire et ondulée.

1240,5 m à 1236 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination planaire et ondulé légèrement. Laminations très subhorizontales $\pm 20^{\circ}$, lenticulaire sporadiquement. Les laminations silteuses sont plus ou moins subhorizontales, ondulées.

1236 m à 1231,7 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination subhorizontale plane $\pm 10^{\circ}$. Laminations silteuses subhorizontales, ondulées. Lamination lenticulaire à 4055 pi.

1231,7 m à 1227,1 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations subhorizontales plates. Entrecroisées entre 4035 @ 4036.

1227,1 m à 1222,9 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations planaires entre 0 et 10°. Lamination silteuse chaotique, très ondulée. Entrecroisée entre 4025 pi @ 4021 pi.

1222,9 m à 1218,6 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations subhorizontales, planaire $\pm 5^{\circ}$ à 10° . Entrecroisées à 4011 pi, 4005 pi.

1218,6 m à 1214,3 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations subhorizontales, planaire ± 5°. Entrecroisée à 3996 pi @ 3994 pi, 3992 pi.

1214,3 m à 1209,8 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations planaires subhorizontales jusqu'à 10°. Laminations silteuses subhorizontales, ondulées. Présence de veine de calcite sub-verticale et à 45° entre 3986 pi @ 3985 pi.

1209,8 m à 1205,2 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations planaires subhorizontales. Laminations silteuses subhorizontale pareilles aux précédentes. Laminations entrecroisées à, 3969 pi @ 3966 pi, 3963 pi @ 3960 pi, 3958 pi

1205,2 m à 1201,2 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination subhorizontale planaire. Entrecroisée à 3949-3948 pi.

1201,2 m à 1196,6 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations planaires subhorizontales $\pm 10^{\circ}$. Entrecroisée 3941 pi -3937 pi.

1196,6 m à 1192,4 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination planaire entre 0° et 20°. Entrecroisée à 3926 @ 3923 pi, 3914 pi. Lamination silteuse subhorizontale, ondulée, parfois dans la même configuration que la lamination du grès, parfois recoupé.

1192,4 m à 1188,1 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Entrecroisée de 3898 pi @ 3901 pi. Lamination planaire non parallèle, sur l'ensemble. Même chose pour les laminations silteuses.

1188,1 m à 1183,8 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations entrecroisées de 3898 pi @ 3890 pi. Lamination subparallèle planaire (\pm 5°) de 3890 pi @ 3887 pi, et entrecroisée jusqu'à la fin par la suite.

1183,8 m à 1179,6 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination subhorizontale de 3884 @ 3882. Entrecroisée de 3882 @ 3880 et finalement subhorizontale de 3880 pi @ 3870 pi.

1179,6 m à 1175 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Généralement parallèle subhorizontale (\pm 5-10°).

1175 m à 1170,7 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination entrecroisées jusqu'à 40° d'inclinaison. Laminations silteuses et le sable semble plus chaotique.

1170,7 m à 1166,2 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Lamination entrecroisée de 3841 pi @ 3836 pi, et de 3836 pi @ 3833 pi. Sinon lamination subprallèle d'environ 0°.

1166,2 m à 1158,0 m

Grès quartzitique très homogène, moyen à fin. Laminations entrecroisées de 3826 pi @ 3824 pi. Possiblement à la grandeur. 3819 pi @ 3816 pi, lamination horizontale parallèle jusqu'à 30°. 3816 pi @3812 pi, laminations entrecroisées de très grande longueur d'onde ? 1158,0 m et plus.

Calcilutite [Beekmantown]

ANNEXE B

Description et photographies d'exemple de faciès dans les différentes unités.

Faciès de l'unité CV1

Planche 1 : Faciès CV1-1. Rudite lithique riche en argile située à la base de la formation du Covey Hill, au contact avec le socle précambrien. Les fragments lithiques forment des agrégats complexes, ce qui suggère un déplacement limité. Il y a une présence importante de matériel micacé. Lame mince no. 1, Covey Hill – Forage A203 - 1737,4 m.

Planche 2 : Faciès CV1-2. Arénite subarkosique rouge, massive, mal triée, à grains très grossiers à fins, submature. La proportion de matrice hématisée est d'au moins 5% dans les échantillons les plus propres. Les grains sont très généralement jointifs et peu de pores sont observés, ce qui suggère une bonne compaction. Les contacts entre les laminations peuvent montrer un enrichissement en minéraux opaques ou la présence des microstylolithes. De nombreuses laminations entrecroisées peuvent êtres observées dans ce type de faciès. Ce faciès est concentre dans les deux tiers inférieures de l'unité CV1. Lame mince no. 6, Covey Hill – Forage A203 - 1684,9 m.

Planche 3 : Faciès CV1-3. Arénite subarkosique rose-blanchâtre, massive, moyennement à très mal trié, à grains moyens à très grossier. Sa maturité texturale est généralement submature. La matrice très peu présente est parfois entièrement remplacée par la calcite et/ou l'anhydrite. La matrice résiduelle est très foncée, argileuse et hématisée. Le faciès est surtout présent au sommet de l'unité CV1. Lame mince no. 7, Covey Hill – Forage A203 – 1675,9 m.


Faciès de l'unité CV2

Planche 4 : Faciès CV2-1 : Arénite subarkosique blanchâtre, massive, très mal triée et à grains moyens. Le triage les grains généralement subanguleux et moyennement sphérique indiquent un grès submature. La compaction est importante et beaucoup de quartz authigènes est observé. Similaire au faciès CV1-3.

Lame mince no. 9, Covey Hill – Forage A203 – 1661,5 m.

Planche 5A/5B : Faciès CV2-2 : Arénite subarkosique rougâtre à rosée, massive, moyennement à très bien trié, à grains moyens à très fins. Les laminations sont subhorizontales, obliques, entrecroisées et parfois semblent lenticulaires. Le contact entre les laminations s'observe entre les granulométries contrastantes (5B). Des linéations argileuses/silteuses et la présence de stilolites sont très présents au sein et au contact des laminations. La matrice, à l'origine argileuse, est micacée et kaolitisée. Elle est présente en proportion trace jusqu'à 10% dans les divers lames-minces provenant de ce faciès. Lames minces nº 22(5a) et nº 21(5b), Covey Hill – Forage A203 – 1497,6 m et 1521,2 m.

Planche 6A/6B : Faciès CV2-3 : Arénites subarkosiques blanchâtres, massives, bien à très bien triée, à grains moyens à très fins. Les grains sont généralement subanguleux à bien arrondis, moyennement sphérique. Les laminations sont subhorizontales, obliques et entrecroisées. De nombreuses linéations stilolitiques se surimposent sur les grès, pouvant être confondues à des linéation silteuses (6a). À la base de l'unité, il est en alternance avec le faciès CV2-2 en proportion 1 pour 1, pour devenir le faciès prédominant sur une grande partie de l'épaisseur de l'unité.

Lames minces nº 20(6a) et no.16(6b), Covey Hill – Forage A203 – 1550,4 m et 1606,3 m.







Planche 7A : Faciès CV2-3. Horizon mince de grès très friable et poreux. Faciès similaire à la planche précédente (6A/6B). Lame mince nº 11, Covey Hill – Forage A203 – 1650,2 m.

Planche 7B : Faciès CV2-3. Horizons enrichis en pyrites dans les zones poreuses (faciès similaire à la planche précédente 6a/6b). Lame mince nº 24, Covey Hill – Forage A203 – 1461,5 m.

Planche 8 : Faciès CV2-3 : Faciès similaire au faciès CV2-3, arénite subarkosique moyennement à mal trié et à grains fins. Laminations obliques. Ce faciès se caractérise surtout par une présence de clastes argileux flottants dans le grès (tiret jaune). Lame mince nº 26, Covey Hill – Forage A203 – 1433,9 m.

Planche 9 : Faciès CV2-4: Faciès retrouvé au sommet de l'unité CV2. Arénite subarkosique mal à très mal triée, à grain très grossier à fins. Ce faciès est caractérisé par des variations granulométriques importantes entre les laminations subhorizontales et entrecroisées. Certaines laminations peuvent êtres classifiées comme conglomératiques. Lame mince nº 27, Covey Hill – Forage A203 – 1432,0 m.





Planche 10 : Faciès CV3-1 : Silts gréseux et wackestones retrouvés à intervalle régulier dans l'unité CV3. Ils continennent des proportions variables de grains de sables et clases argileux. Exposent très souvent des linéations micacée déformées à l'interfaces des laminations. Lame mince no. 30, Covey Hill – Forage A203 – 1354,5 m.

Planche 11 : Faciès CV3-2 : Arénite quartzique moyennement à mal trié à grains grossiers à fins. Ce faciès est caractérisé par des variations granulométriques importantes entre les laminations et la présences de stilolithes et linéations silteuses/argileuses. Certaines portions montrent des clastes argileux et de wackstones très riches en grains de quartz. Lame mince no. 37, Covey Hill – Forage A203 – 1293,3 m.

Planche 12 : Faciès CV3-3 : Arénite quartzique mal trié à grain moyen à grossier, à quartzwacke dépendant de la proportion de matrice. Compaction importante dans les horizons argileux où il y a formations de solution seam et stylolithes.

Lame mince no.35, Covey Hill – Forage A203 – 1296,9 m.

Planche 13 : Faciès CV3-3 : Arénite quartzique massive, de grain grossier à cailloux, moyennement à très mal trié. Ces grès sont retrouvés au sommet de l'unité CV3 et les sédiments sont de tailles très variables. Les laminations subhorizontales et entrecroisées sont facilement observables. Lame mince no. 39, Covey Hill – Forage A203 – 1275,9 m.

Planche 14a : Faciès CA-1 : Arénite quartzique massive, moyennement à très bien triée, de grains fins à moyens. Des stilolithes sont présents sur presque l'ensemble de la formation de Cairnside à une fréquence de 2-3 cm au décimètre. Ils peuvent facilement êtres confondus avec le litage. Lame mince no. 41, Cairnside – Forage A203 – 1258,8 m.

Planche 14b : Faciès CA-1. Déformation observée dans l'unité. Un stilolithes noirs est subhorizontal et une microfaille normale injectée de calcite recoupe celui-ci. Lame mince no. 41, Cairnside – Forage A203 – 1223,9 m.





ANNEXE C

Données de lames minces et description pétrographique.

Minéraux	Échantillons							*
	A203 - 01	A203 - 02	A203 - 03	A203 - 04	A203 - 05	A203 - 06	A203 - 07	A203 - 0
					•			
Quartz								
Monocristallin (%)	9	76	84	78	78	84,5	65	50
Polycristallin (%)	19	6	8	4	5	4	9	20
Feldspath								
Plagioclase (%)	2	2	2	1	4	1,5	1	2
Orthoclase (%)	8	8	2	3	5	10,5	15,5	16
Microcline (%)	9	5	2	2	3	3,5	1,5	3
Mica (%)	Bt (5%)		-	_	_	-	-	Tr Ms
Fragment lithique (%)	47	1	1	12	5	1	6	7
Minéraux opaques (%)	6	2	1	Tr	tr	2	1	tr
Mx accessoires (trace)		Zrn, Grt	_	Tur	_	Zrn, Grt, Ttn, Tur, Ap	_	-
Matrice (%)	15	6	> 75	_	10	tr	8	tr
	chloritisée	Arg. hématiseé	Arg. hématisée		Arg. hématisée	Arg. hématisée	Arg. hématisée	n/d
Ciment								
Calcite (%)			5	33	29	-	0,5	-
Anhydrite (%)			-	2	1	tr	2,5	5

Minéraux	Échantillons					
	A203 - 09	A203 - 10	A203 - 11	A203 - 12	A203 - 13	A203 - 14
Quartz	87	89	90	84.5	90	92
Monocristallin (%)	86	80	88,5	83,5	90	91
Polycristallin (%)	1	9	1,5	1	-	1
Feldspath						
Plagioclase (%)	1	1	_	1	-	_
Orthoclase (%)	8	7	7,5	11	9	5
Microcline (%)	3	2	2,5	2,5	1	2
Mica (%)	_	Tr Ms	-	-	-	-
Fragment lithique (%)	-	-	-	-	-	. –
Minéraux opaques (%)	1,5	1	-	1	-	1
Mx accessoires (trace)	-	Zrn, Grt, Tur, Ap	Zrn, Ap	Zrn, Tur, Ap	Zrn, Ttn	Zrn
Matrice argileuse (%)	n/d	9	10	11	0	8
				Argileuse		Arg. Hématisée
Ciment						
Calcite (%)	0	1	_	tr	-	_
Anhydrite (%)	1	tr		_	5	-

•

Minéraux	Échantillons									
	A203 - 15	A203 - 16	A203 - 17	A203 - 18	A203 - 19	A203 - 20	A203 - 21			
Quartz										
Monocristallin (%)	93	93	87	83,5	77	83	92			
Polycristallin (%)	1,5	1	· _	0,5	2	5	1			
Feldspath										
Plagioclase (%)	0,5	0,5	1	_ •	-	_	-			
Orthoclase (%)	3	4,5	8	15	17	10	6			
Microcline (%)	1	1	3	2	3	2	2			
Mica (%)	-	-	_	-	-	_	-			
Fragment lithique (%)	-	-	-	_	-	-	-			
Minéraux opaques (%)	1	_	1	1	1	-	1			
Mx accessoires (%)	Grt, Ttn	Zrn	Tur, Zrn	Ttn	Zrn		Tur, Zrn			
Matrice argileuse (%)	n/d	2	2	_	_	1	n/d			
Ciment										
Calcite (%)	_	-	_	-	-	-	-			
Anhydrite (%)	1	1	_	_	_		_			

Minéraux	Échantillons								
	A203 - 22	A203 - 23	A203 - 24	A203 - 25	A203 - 26	A203 - 27	A203 - 28	A203 - 29A	A203 - 29B
Quartz			÷						
Monocristallin (%)	95	95	90	90	88	85	88,5	78	98
Polycristallin (%)	0	0	1	3	2	3	5	15	0
Feldspath									
Plagioclase (%)	0	0	0,5	1	tr	1	tr	0	0
Orthoclase (%)	4	4	3,5	1	6,5	8,5	4	1,5	2
Microcline (%)	1	1	1	1,5	3	1,5	1,5	0,5	0
Mica (%)					Bt (4%), Chl, Ms		Chi		
Fragment lithique (%)	-	-	-	-	-	_	-	5	_
Minéraux opaques (%)	0	0	2	3	2	1	1	0	0
Mx accessoires (%)	Tur, Zrn	-	Tur	Tur, Ttn, Zrn	Ap, Ttn, Tur	Zrn		Tur	Tur, Ttn
Matrice argileuse (%)	10	10	10	10	15	5	10	tr	tr
Ciment									
Calcite (%)	-	-	_	-	-	1	_	-	-

.

Minéraux	Échantillons										
	A203 – 30	A203 - 31	A203 - 32	A203 - 34	A203 - 35	A203 - 36A	A203 - 36B	A203 - 37			
Quartz											
Monocristallin (%)	86	86	97	88	03.5	03 5	94 5	94			
Polycristallin (%)	6	6	1	2	2,5	2,5	1,5	1			
Feldspath		•									
Plagioclase (%)		0,5	1	2	nd	nd	nd	nd			
Orthoclase (%)	4	4	3	5	nd	nd	3,5	5			
Microcline (%)	2	1	2	2	2	3	0,5	nd			
Mica (%)	Bt, Ms, Chl	-	Bt (<1)	-	-	-	Ms (tr)	_			
Fragment lithique (%)	2	1	-	_	-	_	_	tr			
Minéraux opaques (%)	Tr	1	tr	1	1	1	0	0			
Mx accessoires (%)	Grt	Grt, Zir, Ttn, Sta	Tur, Zir	Ap, Grt, Zir	Zir, Ttn			Tur, Ttn			
Matrice argileuse (%)	25 Micacée chloritisée		7,5	7,5	25	26	2	4			
Ciment											
Calcite (%)		1	_	1	_	-	8	tr			

Quartz Monocristallin (%) Polycristallin (%) Feldspath Plagioclase (%) Orthoclase (%)	A203 - 38A 98 1	A203 - 38B 20 60	A203 - 39 99 1	A203 - 40A 64 35	A203 - 40 100
Quartz Monocristallin (%) Polycristallin (%) Feldspath Plagioclase (%) Orthoclase (%)	98 1	20 60	99 1	64 35	100
Monocristallin (%) Polycristallin (%) Feldspath Plagioclase (%) Orthoclase (%)	98 1	20 60	99 1	64 35	100
Polycristallin (%) Feldspath Plagioclase (%) Orthoclase (%)	1	60	1	35	0
Feldspath Plagioclase (%) Orthoclase (%)					U
Plagioclase (%) Orthoclase (%)					
Orthoclase (%)			-	_	-
	-	-	_	_	-
Microcline (%)	-	-	-	_	-
Mica (%)					
Fragment lithique (%)	1	20	-	-	-
Minéraux opaques (%)	tr	-	-	1	-
Mx accessoires (%)					
Matrice argileuse (%)	30	10	5	7,5	-
Ciment					
Calcite (%)	2	· 15	_	_	

Minéraux	Échantillons					
	A203 - 41	A203 - 43	A203 - 44	A203 - 45	A203 - 46	A203 - 4
Quartz						
Monocristallin (%)	100	100	100	100	99	98
Polycristallin (%)	0	0	0	0	1	2
Feldspath						
Plagioclase (%)	-	_	_	_	_	Tr
Orthoclase (%)	-	_	_	_	_	_
Microcline (%)	-	_	_	_	_	-
Mica (%)	_	_	_	_	-	_
Fragment lithique (%)	-	-	_	_	-	_
Minéraux opaques (%)	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Mx accessoires (%)	_	_	_	_	_	_
Matrice argileuse (%)	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Ciment (%)						
Calcite (%)	-	-	-	· _	-	2

No. de lame-mince	Lithologie	Taille	Triage	Angularité	Sphéricité	Maturité texturale	Pression dissolution
Jnité CV1							
A203 - 01	Rudite lithique	argile à moyen	très mauvais	anguleux	faible	immature	élevée
A203 - 02	Arénite subarkosique	moyen à fin	mauvais	anguleux à arrondis	moyenne à élevée	submature	élevée
A203 - 03	Mudstone gréseux	argile	mauvais	anguleux à subarrondis	faible à bonne	immature	faible
A203 - 04	Arénite subarkosique	grossier à moyen	bien à moyen	subarrondis à arrondis	moyenne	submature	modérée
A203 - 05	Arénite subarkosique	grossier	mauvais à très mauvais	subangulaire	moyenne	submature	modérée
A203 - 06	Arénite subarkosique	moyen	mauvais	subanguleux à arrondis	moyenne	submature	élevée
A203 - 07	Arénite subarkosique	grossier	moyen	subanguleux		submature	modérée
A203 - 08	Arénite subarkosique	grossier	très mauvais	anguleux à subarrondis	faible à moyenne	submature	modérée à élevée
Jnité CV2							
A203 - 09	Arénite subarkosique	moyen	bien	anguleux à subanguleux	faible à moyenne	mature	modérée à élevée
A203 - 10	Arénite subarkosique	moyen à fin	bien	subanguleux à arrondis	faible à moyenne	mature	modérée
A203 - 11	Arénite subarkosique	très fin	bien	subanguleux à subarrondis	moyenne	mature	modérée
A203 - 12	Arénite subarkosique	moyen à fin	bien	subanguleux à subarrondis	faible	submature	modérée
A203 - 13	Arénite subarkosique	moyen à fin	bien	subanguleux à subarrondis	moyenne à élevée	mature	modérée
A203 - 14	Arénite subarkosique	moyen	moyen	subanguleux	moyenne	submature	modérée
A203 - 15	Arénite subarkosique	moyen	bien à très bien	subanguleux	faible	submature	modérée à importante
A203 - 16	Arénite subarkosique	moyen à fin	bien à très bien	anguleux à subanguleux	faible	submature	modérée à importante
A203 - 17	Arénite subarkosique	fin	très bien	anguleux	faible	submature	modérée
A203 - 18	Arénite subarkosique	fin	bien à moyen	subarrondis	moyenne à élevée	· -	modérée
A203 - 19	Arénite subarkosique	fin	bien	anguleux à subanguleux	moyenne	-	modérée
A203 - 20	Arénite subarkosique	moyen à fin	moyen à bien	très anguleux à subanguleux	faible	submature	modérée
A203 - 21	Arénite subarkosique	fin	moyen	anguleux à subanguleux	faible	submature	modérée
A203 - 22	Arénite quartzique	très fin	moyen	anguleux à subarrondis	faible	immature	modérée
A203 - 23	Arénite quartzique	fin	moyen	anguleux à subanguleux	faible	immature	modérée
A203 - 24	Arénite subarkosique	fin à très fin	bien à très bien	subarrondis à bien arrondis	moyenne	immature	modérée
A203 - 25	Arénite subarkosique	fin	moyen	anguleux à subanguleux	moyenne	submature	modérée

No. de			T rians	A	Calificity	Maturité	Pression
lame-mince	Litnologie	raille	iriage	Angularite	Sphericite	texturale	dissolution
Unité CV2 (suite)							
A203 - 26	Arénite subarkosique	fin	mauvais à moyen	subanguleux à subarrondis	moyenne	immature	Modérée
A203 - 27	Arénite subarkosique	moyen à fin	mauvais	anguleux à subanguleux	faible	submature	modérée
A203 - 28	Arénite subarkosique	moyen à fin	mauvais	subanguleux	moyenne	immature	modérée
A203 - 29	Arénite quartzique	caillou très fin à sable très grossier	bien à mauvais	anguleux à arrondis	faible à moyenne	submature à mature	modérée
Unité CV3							
A203 - 30	Mudstone gréseux	argile	mauvais	subanguleux	möyenne	-	-
A203 - 31	Arénite subarkosique	moyen	mauvais	subanguleux	faible	submature	modérée à élevée
A203 - 32	Arénite subarkosique	fin	moyen à bien	anguleux à subanguleux	faible à moyenne	immature	modérée
A203 - 33	Wacke subarkosique	argile a silt	-	anguleux à subarrondis	faible	-	-
A203 - 34	Arénite subarkosique	moyen à fin	mauvais	subanguleux	moyenne	immature	modérée
A203 - 35	Wacke subarkosique	argile a silt	mauvais	subanguleux à subarrondis	moyenne	immature	modérée à élevée
A203 - 36	Arénite quartzique	grossier à moyen	moyen	subarrondis	moyenne à élevée	submature à mature	modérée
A203 - 37	Wacke quartzique	moyen à fin	moyen à mauvais	subanguleux à subarrondis	élevée	submature	élevée
A203 - 38	Rudite sublithique	cailloux très fins	mauvais	arrondis	moyenne	-	élevée
A203 - 39	Arénite quartzique	grossier	moyen à bien	arrondis	moyenne	submature	-
A203 - 40A	Rudite quartzique	caillou fin sable très grossier	mauvais	subarrondis à arrondis	moyenne à élevée	inversion texturale	-
A203 - 40B	Arénite quartzique	fin	bien	subarrondis	moyenne	-	-
Unité CA							
A203 - 41	Arénite quartzique	moyen	moyen à bien	subarrondis à arrondis	moyenne	submature à mature	élevée
A203 - 43	Arénite quartzique	moyen	bien à très bien	subarrondis à arrondis	élevée	supermature	élevée
A203 - 44	Arénite quartzique	moyen à fin	bien	subarrondis à arrondis	élevée	supermature	modérée
A203 - 45	Arénite quartzique	moyen	moyen	subarrondis	moyenne	submature à mature	modérée
A203 - 46	Arénite quartzique	moyen à tres fin	mauvais	subarrondis à arrondis	élevée	submature	modérée
A203 - 47	Arénite quartzique	fin	bien	subanguleux à subarrondis	moyenne	supermature	modérée à élevée

.