

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MATHIEU DUCHESNE, B. Sc.

**SÉDIMENTOLOGIE DE DÉPÔTS QUATERNAIRES GRAVELEUX DANS LE
BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE CHICOUTIMI À LATERRIÈRE, QUÉBEC.**

Juin 2001



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	p.ii
Liste des figures	p.iv
Liste des tableaux	p.vi
Remerciements	p.vii
Chapitre 1: Introduction	p.1
1.1 Problématique	p.1
1.2 Objectifs	p.5
1.3 Méthodologie	p.6
Chapitre 2 : Géologie régionale	p.10
2.1 Contexte régional	p.10
2.2 Stratigraphie régionale des dépôts meubles	p.12
Chapitre 3 : Sédimentologie des dépôts	p.19
3.1 Classification et description des faciès	p.19
3.2 Classification et description des assemblages de faciès	p.30
3.3 Analyse des dépôts	p.40
3.3.1 Courbes granulométriques	p.40
3.3.2 Morphologie des cailloux et des galets	p.52
3.4 Interprétation des faciès	p.59
3.5 Interprétation des assemblages de faciès	p.67
3.6 Variation latérale des faciès	p.72
3.7 Mesures de paléocourants	p.89
Chapitre 4 : Paléogéographie des dépôts quaternaires graveleux	p.97
4.1 Retrait glaciaire régional	p.97
4.2 Reconstitution paléogéographique du site étudié	p.105
4.3 Incidences sur l'hydrogéologie du secteur	p.113
Chapitre 5 : Conclusion	p.119
Références	p.125
Annexes	p.134
Annexe 1. Liste des faciès échantillonnés	p.135
Annexe 2. Courbes granulométriques	p.136
Annexe 3. Descriptions pétrographiques	p.156
Annexe 4. Colonnes stratigraphiques	p.160
Annexe 5. Symboles utilisés	p.179
Annexe 6. Tamis utilisés et équivalents granulométriques	p.181

RÉSUMÉ

Le but de cette étude était de déterminer un modèle sédimentologique pour les dépôts graveleux de la région étudiée. Le site étudié est constitué d'une série de gravières en exploitation en bordure de la route 175 à Laterrière dans la région du Saguenay, au Québec. La description des murs des gravières a été effectuée à l'aide de l'approche sédimentologique par faciès et d'assemblages de faciès. Ensuite, pour chaque faciès, une étude a été réalisée à l'aide de tamis et d'hydromètres afin de tracer des courbes granulométriques. Une série de rapports axiaux fut estimée sur les cailloux et galets des faciès graveleux pour préciser le mode de sédimentation et le milieu sédimentaire.

Les deux assemblages de faciès dominants sont : 1) les chenaux (CH) et 2) les barres graveleuses (GB). Les faciès graveleux comptent pour plus de 60% des faciès décrits sur le site. Le faciès le plus souvent observé est un faciès de galets massifs (Cm). La majorité des particules sont subarrondies et possèdent une sphéricité allant de moyenne à bonne. Les particules ont des morphologies allant de lamellaire à allongée. La plupart des faciès sont caractérisés par un vaste étalement granulométrique. La forme des fragments et l'aspect jointif des faciès graveleux impliquent un transport par traction. Le mauvais tri, la présence de films de particules fines recouvrant certains graviers suggèrent une mise en place rapide probablement sous forme de barres graveleuses longitudinales ou de chenaux. Les faciès sableux représentent 30% des observations. Le principal faciès est disposé en laminations entrecroisées en auge (St). Ces sables possèdent un bon tri. Ils représenteraient probablement des dunes sableuses actives en périodes d'étiages à la surface ou entre les barres graveleuses.

Outre ces assemblages il y a deux assemblages de faciès particuliers. Le premier assemblage se retrouve uniquement à proximité de lacs de kettles et est plus difficilement interprétable. Celui-ci est formé de particules allant de sable très fin aux argiles. Les faciès de particules fines comptent pour 10% des descriptions. Ces faciès possèdent un bon tri et sont souvent déformés. Le seul assemblage à grains fins est interprété comme étant le résultat du remplissage de dépression (DF) par une puissance d'écoulement plus faible que les deux assemblages principaux. Le seul assemblage de faciès caractéristique des sables est celui d'accrétion latérale (LA). Cet assemblage a été observé au sommet d'un mur d'une

gravière près de la rivière Chicoutimi et son altitude correspond à celle d'un ancien méandre de cette même rivière.

Le mauvais tri des faciès graveleux et les nombreux kettles confirment la nature sub-aérienne du dépôt. L'importante présence de gravier massif et de sable laminé témoigne des fluctuations de la puissance d'écoulement et montre des épisodes de débit relativement élevé lors de la mise en place des sédiments qui sont caractéristiques des plaines d'épandage. Enfin, CH et GB sont également typiques des assemblages de faciès rencontrés dans les rivières tressées répandus sur les plaines d'épandage. L'assemblage DF se serait formé tardivement alors que l'assemblage LA se serait formé postérieurement à CH et GB. Enfin, il n'y a aucune manifestation évidente de transgression marine au site étudié.

Ces caractéristiques sédimentologiques indiquent que le site étudié fait partie d'une plaine d'épandage sub-aérienne développée à travers les restes d'une langue de glace stagnante devant un front glaciaire actif situé plus à l'ouest, peut-être à la bordure est de la plaine du lac Saint-Jean.

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation du site étudié au Saguenay-Lac-Saint-Jean (A) et carte détaillée des gravières étudiées (B)	p.9
Figure 2. Géologie régionale	p.13
Figure 3. Position des fronts de retrait glaciaire selon Lasalle et Tremblay (1978)	p.16
Figure 4. Limites atteintes par la mer Laflamme selon Lasalle et Tremblay (1978)	p.16
Figure 5. Diagramme montrant les relations entre les faciès les plus souvent observés sur le site étudié	p.32
Figure 6. Planche photographique 1	p.36
Figure 7. Planche photographique 2	p.37
Figure 8. Planche photographique 3	p.38
Figure 9. Planche photographique 4	p.39
Figure 10. Courbes enveloppes des faciès graveleux et courbe typique pour les faciès graveleux	p.44
Figure 11. Courbes enveloppes pour les faciès sableux et courbe typique pour les faciès sableux	p.45
Figure 12. Classification morphologique des particules selon Sneed et Folk (1958) (A) et modifié de Sneed et Folk (1958) (B)	p.57
Figure 13. Classification morphologique des galets (A) et des cailloux (B) échantillonnés	p.58
Figure 14. Corrélations de lithofaciès selon l'axe Ac-1	p.74
Figure 15. Corrélations de lithofaciès selon l'axe Ac-2	p.75
Figure 16. Corrélations de lithofaciès selon l'axe Ac-3	p.76
Figure 17. Vue en coupe d'un mur de la gravière G1	p.77
Figure 18. Corrélations de lithofaciès des colonnes G1-1, G1-2 et G1-3	p.78
Figure 19. Corrélations lithofaciès des colonnes G2-6 et G2-7	p.79
Figure 20. Position de la limite de transgression selon Lasalle et Tremblay (1978) sur une photographie aérienne datant de 1964	p.80
Figure 21. Stratigraphie de la gravière G3	p.83
Figure 22. Stratigraphie de la gravière G4	p.84
Figure 23. Cartographie des dépôts de surface à proximité du site à l'étude selon Lasalle (1978) sur un montage de photographies aériennes datant de 1996 et de 1994	p.86
Figure 24. Description du forage relevé à 1,5 km à l'est du site à l'étude	p.87

Figure 25. Distribution des mesures de paléocourants sur le site étudié	p.92
Figure 26. Distribution des mesures de paléocourants pour les gravières G1, G2 et G3	p.93
Figure 27. Distribution des mesures de paléocourants pour la gravière G4	p.94
Figure 28. Distribution des mesures de paléocourants pour l'assemblage de faciès DF	p.95
Figure 29. Distribution des mesures de paléocourants pour l'assemblage de faciès LA	p.96

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Environnements de dépôts possibles pour les sédiments graveleux quaternaires	p.4
Tableau 2. Éléments de classification des faciès	p.20
Tableau 3. Descriptions et nombre d'observations des faciès pour chaque gravière	p.28
Tableau 4. Éléments architecturaux des dépôts observés	p.33
Tableau 5. Paramètres statistiques calculés à partir des courbes granulométriques	p.41
Tableau 6. Classification granulométrique utilisée d'après Wentworth (1922)	p.42
Tableau 7. Classification verbale correspondant aux valeurs de SK_I selon Folk (1980)	p.50
Tableau 8. Classification verbale correspondant aux valeurs de σ_I selon Folk (1980)	p.50
Tableau 9. Classification verbale correspondant aux valeurs de K_G selon Folk (1980)	p.51
Tableau 10. Valeurs des différents paramètres statistiques pour les faciès échantillonnés	p.51
Tableau 11. Paramètres statistiques calculés pour la projection sphérique maximale	p.59

REMERCIEMENTS

La mise à terme de ce projet a nécessité l'implication de plusieurs personnes et organismes, sans qui je n'aurais pu mener ma barque à bon port. Mes premières pensées vont à mes parents, Lise et Jean-Robert, qui m'ont supporté à tous les points de vue durant les dernières années dans l'acquittement de mes tâches. Vous m'êtes tous deux bien chers; merci mille fois. Je tiens à remercier sincèrement mon directeur de recherche, le professeur Pierre A. Cousineau, pour sa grande disponibilité ainsi que pour le généreux partage de ses connaissances. Également, des mercis bien mérités aux membres de mon comité, au professeur Denis W. Roy pour la profondeur et la richesse de ses commentaires notamment sur la géologie historique, et au professeur Alain Rouleau pour son vaste savoir en hydrogéologie. Également, j'aimerais remercier Michel Parent (exminateur externe) de la Commission géologique du Canada pour ses remarques constructives. Aussi, de gros mercis à Marcel Lapointe pour les analyses granulométriques, à Paul Bédard pour les séparations densimétriques et électromagnétiques, à mon assistant Jean-Philippe Gobeil pour sa patience lors de chaudes journées de l'été 1999 au cours des travaux d'arpentage et d'échantillonnage ainsi qu'à Claude Dallaire et Denis Côté pour m'avoir aidé à résoudre mes tracas informatiques. Un merci tout spécial à mon collègue Hugues Longuépée pour ses conseils et les multiples discussions enrichissantes traitant de sédimentologie. De plus, je tiens à exprimer ma gratitude à la Commission géologique du Canada pour m'avoir permis d'utiliser le logiciel GRANULO ce qui m'a fait économiser de longues heures lors du traitement statistique des analyses granulométriques. Enfin, j'aimerais remercier le Conseil de recherche des sciences naturelles et du génie, le Fonds d'investissement pour les étudiants en géologie de la Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi, ainsi que la Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi pour leur support financier.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Problématique

Les dépôts graveleux sont utilisés comme source de matériaux pour la fabrication d'agrégats, comme matériaux d'assise stable pour diverses infrastructures et de remblai, comme site d'enfouissement de matériaux secs ainsi que pour leur potentiel aquifère (Dyke et al., 1989). Le type d'utilisation de ces dépôts dépend grandement de leurs caractéristiques minéralogiques, texturales et structurales. L'étude sédimentologique et les modèles de faciès de dépôts graveleux sont relativement connus (Eyles et Eyles, 1992). Les études antérieures pouvaient parfois être centrées sur une caractérisation des dépôts pour des fins de génie civil et leurs interprétations paléogéographiques découlaient d'éléments géomorphologiques (Brennand, 1994). Au Québec, les eaux souterraines alimentent 66 % des localités du Québec comptant pour 20 % de la population. Ces eaux proviennent, en

bonne partie, de dépôts graveleux. En effet, les sédiments fluvio-glaciaires sont prisés pour leurs propriétés aquifères (porosité et conductivité hydraulique élevée).

Les structures sédimentaires se trouvant dans ces dépôts peuvent aussi avoir un impact sur la circulation et l'emmagasinement des fluides comme l'eau (Bierkens et Weerts, 1994). L'étude des structures sédimentaires des dépôts graveleux permet également d'évaluer l'incidence de celles-ci sur la migration de contaminants. Le manque de données concernant ces structures limite la possibilité d'effectuer une caractérisation hydrogéologique adéquate de ces dépôts et d'évaluer convenablement leur potentiel aquifère. Le site visé par ce projet de recherche permet l'étude sédimentologique de dépôts graveleux qui sont relativement accessibles, présentant des coupes stratigraphiques relativement fraîches et qui sont exploités tant pour leur potentiel aquifère que comme source d'agrégats.

Les dépôts graveleux quaternaires peuvent avoir sédimenté dans différents types d'environnement selon trois principales conditions de mise en place: sub-aérienne, sub-aqueuse et sous-glaciaire (Lønne, 1995; Postma, 1995; Miall, 1992; Maizels, 1991) (tableau 1). Les sédiments mis en place dans ces conditions peuvent être de nature juxtaglaciale.

Ces dépôts peuvent se former à diverses étapes de la déglaciation : 1) La sédimentation du drift pro-glaciaire se fait à partir des eaux de fonte à la marge du glacier. 2) Il arrive souvent que le drift pro-glaciaire soit remobilisé par les eaux de fonte du glacier à cette étape, et du matériel fluvio-glaciaire est alors déposé sur le substratum au-delà du glacier. 3) Lors de la transgression marine des silts et argiles sédimentent dans la partie profonde du bassin alors que des sables marins et des graviers sont mis en place dans la partie moins profonde. 4) Ensuite, la remontée isostatique de la croûte cause une régression marine qui provoque le dépôt de séquences de sédiments fluviatiles et alluviaux. Ces sédiments et les dépôts glaciaires antérieurs peuvent aussi être retravaillés par le vent. 5) Enfin, les sols et la végétation actuels s'établissent. Des dépôts résultant des deuxième, troisième et quatrième étapes seront traités dans ce projet.

Les cônes de déjection (étape 2) sont caractérisés par des lits frontaux à fort pendage résultant de taux de sédimentation élevés (Lønne, 1995). Le fort pendage de ces lits engendre souvent de nombreuses coulées de débris (Aitken, 1995). Le matériel qui y sédimente peut être de granulométrie variable. Si le milieu est sub-aqueux, des sables et des graviers se mettent en place dans la portion proximale du système tandis que des silts et des argiles, triés hydrauliquement à l'exutoire du système, se déposent dans la partie distale

(Postma, 1995). En milieu sub-aérien, le tri sera mauvais et la mise en place se fait par phénomène de gel par friction (Maizels, 1991).

Tableau 1. Environnements de dépôt possibles pour les sédiments graveleux quaternaires.

Environnement de dépôt	Milieu de mise en place
Systèmes deltaïques	côtier
Cônes de déjections	Sub-aqueux ou sub-aérien
Plaines d'épandage et systèmes alluviaux	Sub-aérien
Eskers, chenaux sous-glaciaires	Sous-glaciaire

Les systèmes deltaïques sont composés d'une partie sub-aérienne (plaine deltaïque) et d'une interface sub-aérienne / sub-aqueuse (front deltaïque) et d'une partie sub-aqueuse (prodelta) (Bhattacharya et Walker, 1992). Les matériaux les plus grossiers sédimentent au front du delta tandis que les sédiments à grains fins forment le prodelta. Des chenaux et des barres peuvent être observés au sein de la plaine et du front deltaïques (Postma, 1995). Tout dépendant de l'ouverture du système, la houle et la marée peuvent influencer le tri du dépôt.

Les systèmes alluviaux et les plaines d'épandage sont caractérisés par la présence de différents types de barres (Miall, 1992). Les chenaux tressés sont typiques des plaines

d'épandage (Maizels, 1993). Le matériel y sédimentant peut être mis en place par différents mécanismes comme les écoulements de masse et les coulées hyperconcentrées (Maizels, 1993). Les sédiments alluviaux sédimentent principalement en traction (Smith, 1974). Les matériaux composant ces systèmes sont surtout des graviers et des sables. Au sein des plaines d'épandage, le matériel est jointif et possède un tri mauvais ou moyen (Maizels, 1991). Dans les systèmes alluviaux continentaux, le matériel possède généralement un bon tri (Miall, 1978).

1.2 Objectifs

Le but de cette recherche est de déterminer la nature des dépôts graveleux de la région à l'étude. Les objectifs sont :

- 1° Décrire, classier et interpréter les textures et structures des dépôts granulaires.
- 2° Identifier, analyser les faciès et le contexte régional afin d'élaborer un modèle de faciès sédimentologiques.
- 3° Déterminer les régimes hydrauliques de dépôt des divers faciès ainsi que leurs fluctuations.
- 4° Insérer les étapes de dépôt au sein d'un modèle de déglaciation régionale.

1.3 Méthodologie

Les observations et les descriptions des faciès ont été réalisées sur les murs de gravières en exploitation. L'interprétation de cette étude a été effectuée à partir de la description des faciès et des assemblages de faciès, des courbes granulométriques, de la morphologie des fragments, des mesures de paléocourants et du contexte géologique régional qui fut utilisé pour faire la reconstitution paléoenvironnementale du site.

Les gravières étudiées se situent au sud du lac Clairval et à l'ouest de la route 175 à Laterrière dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Le choix de ce site est motivé en partie par la proximité des nappes phréatiques en exploitation par l'usine Alcan et la municipalité de Laterrière. De plus, l'accès à des journaux de sondages concernant le site pour des fins de corrélation stratigraphique et d'analyse hydrogéologique fut possible. La figure 1 localise le site étudié ainsi que l'emplacement de différents éléments utiles à la description du site. Les textures et structures ont servi à identifier les faciès. Les faciès ont été nommés et regroupés en assemblages de faciès selon la méthode de Miall (1985).

L'échantillonnage a été réalisé sur les différents faciès observés sur les murs des gravières. Un échantillon d'environ 0,5 kg à 3 kg de matériaux a été prélevé pour chaque faciès des gravières afin de tracer leurs courbes granulométriques.

Les courbes granulométriques ont été établies à l'aide de tamis et d'hydromètres, et les données traitées suivant une méthode mathématique conventionnelle (Folk, 1980). Au total, 34 tamis ont été utilisés pour les particules des grosseurs allant des galets (22,6 mm \approx 5 ϕ) aux silts (0,0625 mm \approx 4 ϕ) selon la classification d'Udden-Wentworth (annexe 1). Les hydromètres ont été mis à profit pour effectuer des analyses granulométriques par suspension de la fraction la plus fine de la courbe (ASTM, 1995).

Les trois axes des matériaux les plus grossiers (cailloux, galets et blocs) contenus dans les faciès échantillonnés, ont été mesurés afin d'en étudier la forme selon une méthode modifiée de Sneed et Folk (1958). Celle-ci est basée sur le calcul de deux types de rapports axiaux qui sont ensuite placés sur un diagramme binaire. La forme est exprimée par la relation entre les trois axes d'un objet. L'étude de la forme des particules a permis de déterminer l'importance du transport et le mode de transport responsable de la mise en place des sédiments composant le faciès. Par le fait même, il fut également possible de

déterminer le milieu de sédimentation. Ensuite, l'arrondi et la sphéricité de ces particules furent étudiées. L'arrondi des fragments fut déterminée à l'aide de l'échelle semi-quantitative de Powers (1953).

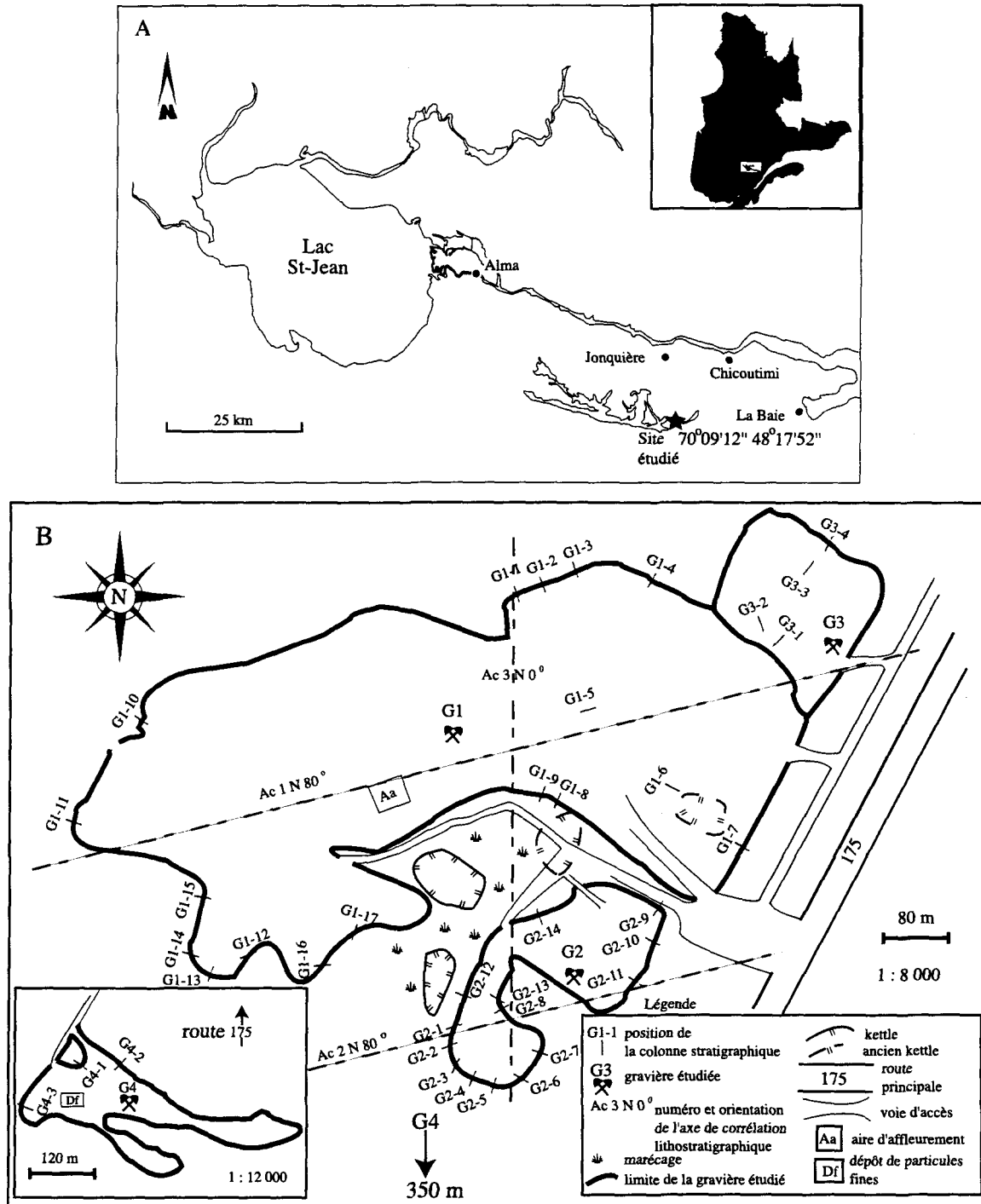


Figure 1 : Carte de localisation du site étudié au Saguenay-Lac-Saint-Jean (A) et carte détaillée des gravières étudiées (B).

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.1 Contexte régional

Le socle rocheux de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean se situe dans la partie sud-ouest de la Province géologique de Grenville. Ce secteur est dominé par la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean, la mangérite de Chicoutimi et le granite de La Baie (figure 2). La topographie de ce secteur est dominé par la vallée du graben du Saguenay. Ce fossé d'effondrement tectonique est délimité au nord par la faille de la rivière Sainte-Marguerite bordant les monts Vallin et au sud par la faille du lac Kénogami.

Dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, les hautes terres ont été libres de glace avant les basses terres (Lasalle et Tremblay, 1978). Au sud, les hautes terres s'élèvent

graduellement à environ 800 m d'altitude tandis qu'au nord, elles atteignent rapidement plus de 900 m au massif des monts Vallin. Quant aux basses terres, celles du haut Saguenay sont séparées de celles du lac Saint-Jean par le seuil topographique de Kénogami d'une altitude ne dépassant pas les 240 m.

Entre Métabetchouan et l'extrémité ouest du lac Kénogami se trouve la plaine d'Hébertville montrant des altitudes variant d'environ 120 m à Métabetchouan à approximativement 180 m à Hébertville. La plaine est bordée au sud par le mur du graben du Saguenay ayant une altitude oscillant de 200 à 300 m. Le lac Kénogami est encastré entre le seuil de Kénogami au nord et le mur du graben au sud. À l'extrémité est du lac Kénogami le sommet du mur du graben du Saguenay possède une altitude de plus de 300 m. À l'est, le lac Kénogami donne sur la plaine de Laterrière-Bagotville. Cette plaine possède une altitude moyenne approximative de 150 m et une pente régionale orientée vers la rivière Saguenay passant de 0 à 15 %. Au sud, la plaine est délimitée par les montagnes de la réserve faunique des Laurentides ayant des élévations d'environ 180 à 200 m.

2.2 Stratigraphie régionale des dépôts meubles

La stratigraphie des dépôts meubles de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean a été établie principalement par les travaux de Lasalle et Tremblay (1978) et de façon plus sectorielle par Tremblay (1971) pour le sud-est du lac Saint-Jean et Dion (1986a et 1986b) pour le haut Saguenay. En général, la stratigraphie des dépôts meubles reposant sur le socle comprend les matériaux suivants : 1) du till, 2) des sédiments fluvio-glaciaires, 3) des argiles marines ou des sables marins et deltaïques, et 4) des alluvions.

Les sédiments quaternaires les plus anciens des basses terres sont des tills qui ont été documentés par Lasalle et Tremblay (1978) à la hauteur d'Alma et de Chicoutimi. Selon ces auteurs, le till possède une épaisseur pouvant dépasser 10 m et est de couleur gris foncé à brun. Aux environs d'Alma, le till est calcaireux et contient des proportions importantes de sables (50 à 80 %), des particules fines (1 à 20 %) et peu de graviers. Parfois, il peut également contenir des blocs de roches précambriennes ou ordoviciennes. Le till apparaît quelques fois sous la forme de crêtes morainiques notamment dans le secteur de Saint-François-de-Sales.

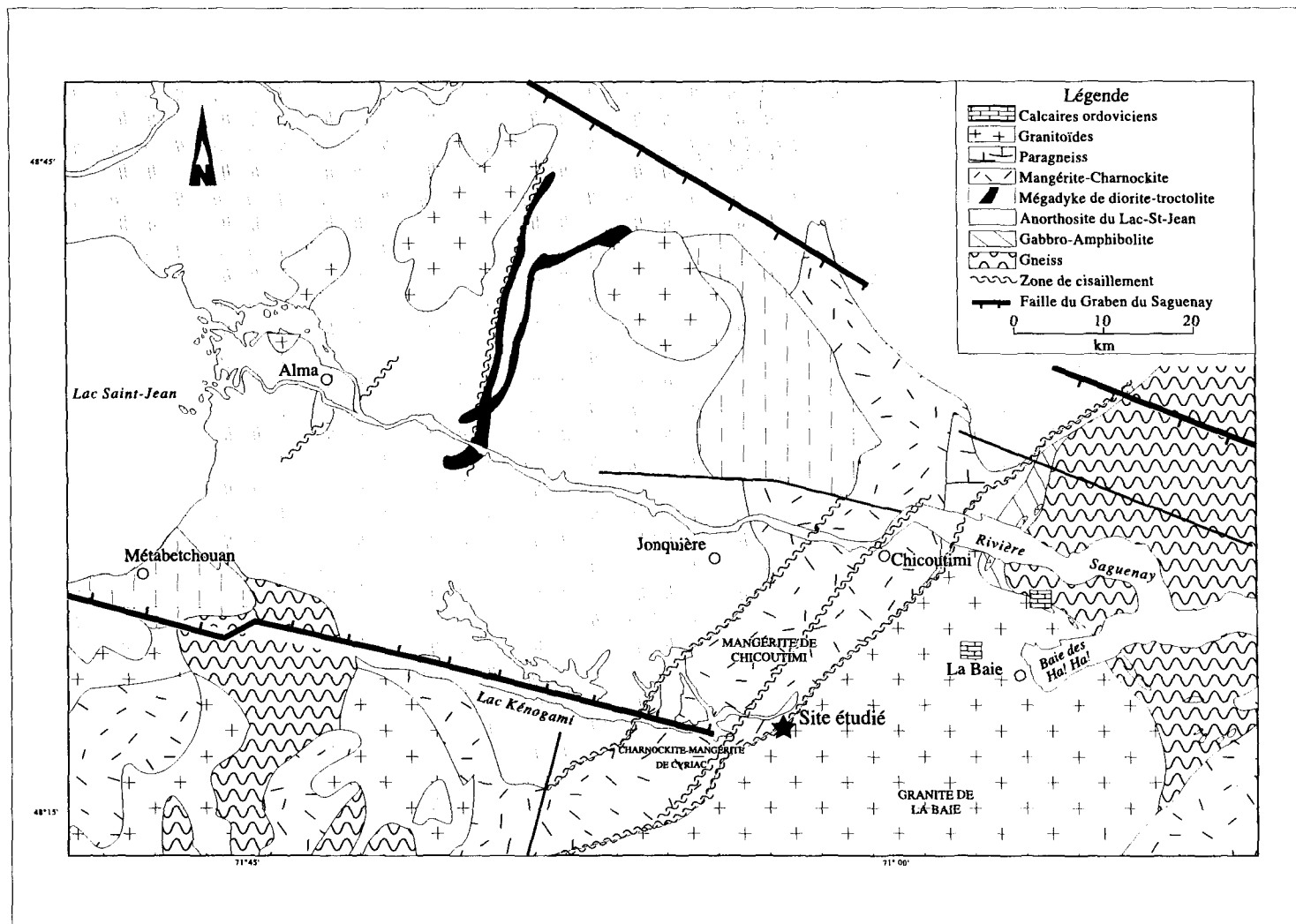


Figure 2 : Géologie régionale (modifiée de Hébert et Lacoste, 1998)

Le till des hautes terres, plus ancien que celui des basses terres, se démarque par le caractère plus grossier des matériaux qui le composent. En effet, celui-ci correspondant en grande partie à du till d'ablation, il est formé de blocs et de cailloux précambriens ainsi que d'une matrice sableuse (Lasalle et Tremblay, 1978). Son épaisseur peut atteindre un peu plus de 5 m et présente une extension latérale discontinue.

Dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Lasalle et Tremblay (1978) ont localisé des bandes de sédiments fluvio-glaciaires sous forme de plaines d'épandage, d'eskers et de terrasses de kame (figure 3). Ils utilisent ces bandes pour localiser quelques positions du front de retrait de la langue de glace résiduelle qui occupait alors les basses terres. La terrasse de kame entre Laterrière et Bagotville correspond à la position du front trois. Ces dépôts sont majoritairement constitués de sables et de graviers issus du substratum protérozoïque et paléozoïque (Lasalle et Tremblay, 1978). L'épaisseur la plus importante de ces matériaux se situe entre le barrage Portage des roches à Laterrière et Bagotville ; elle peut avoir une puissance de 35 m (Dion, 1986a). Lasalle et Tremblay (1978) placent la position du front quatre près de l'extrémité ouest du lac Kénogami et la position du front cinq suit la rive sud du lac Saint-Jean. Alors les eaux de fonte transportèrent des quantités

importantes de sédiments qui se sont déposés sous forme d'une vaste plaine d'épandage entre Métabetchouan et l'ouest du lac Kénogami

La dernière transgression marine ayant touché le Saguenay-Lac-Saint-Jean, date de 10 300 B.P. (Lasalle et Tremblay, 1978) (figure 4). Lasalle et Tremblay (1978) ont distingué deux types de sédiments marins : 1) les sédiments d'eaux relativement profondes et 2) les sédiments littoraux d'eaux peu profondes. Dans la partie profonde de la Mer de Laflamme se sont déposées des argiles grises souvent silteuses recouvrant une importante partie des basses terres de la région et possédant un faciès massif et un autre stratifié (Lasalle et Tremblay, 1978). Les argiles massives, pour la plupart constituées de farine de roches broyées par le glacier, sont fossilifères (Lasalle et Tremblay, 1978). L'autre faciès montre une stratification entre des argiles et des sables. L'épaisseur de ces lits est très variable. Ces auteurs affirment que l'épaisseur des lits d'argile diminue dans la partie supérieure de la stratigraphie. Ils ont également observé plusieurs déformations post-sédimentaires, principalement dues aux charges différentielles ou à des glissements subaqueux dans ces mêmes lits. Du matériel de délestage a aussi été observé dans les argiles.

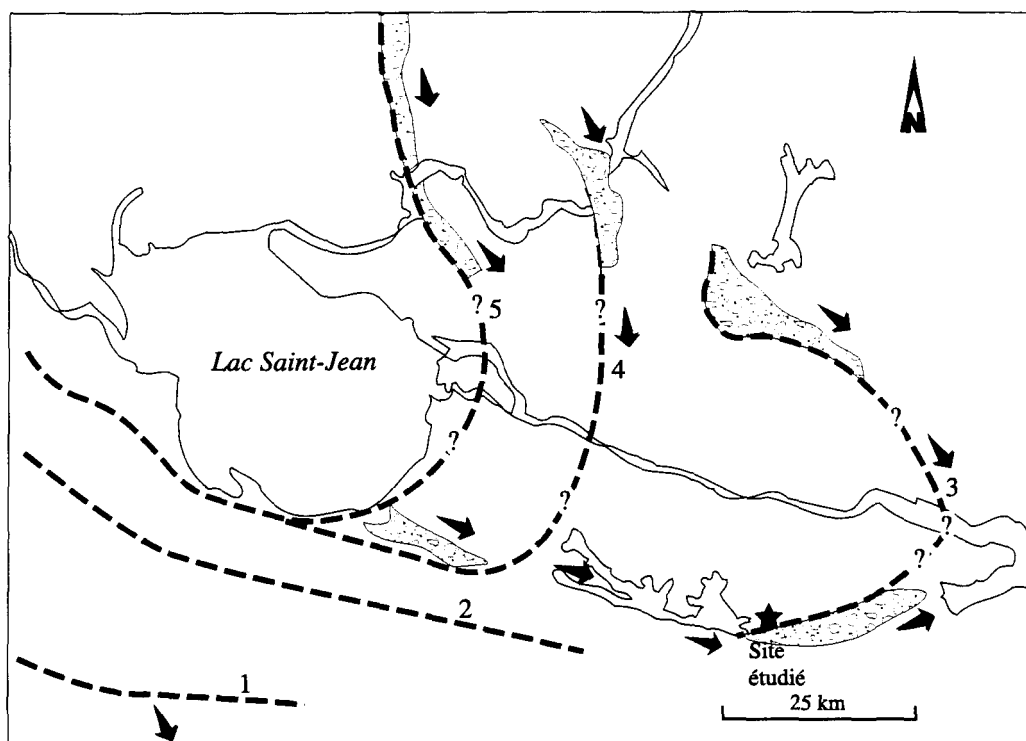


Figure 3 : Position des fronts de retrait glaciaire selon Lasalle et Tremblay (1978) (Modifiée de Lasalle et Tremblay, 1978).

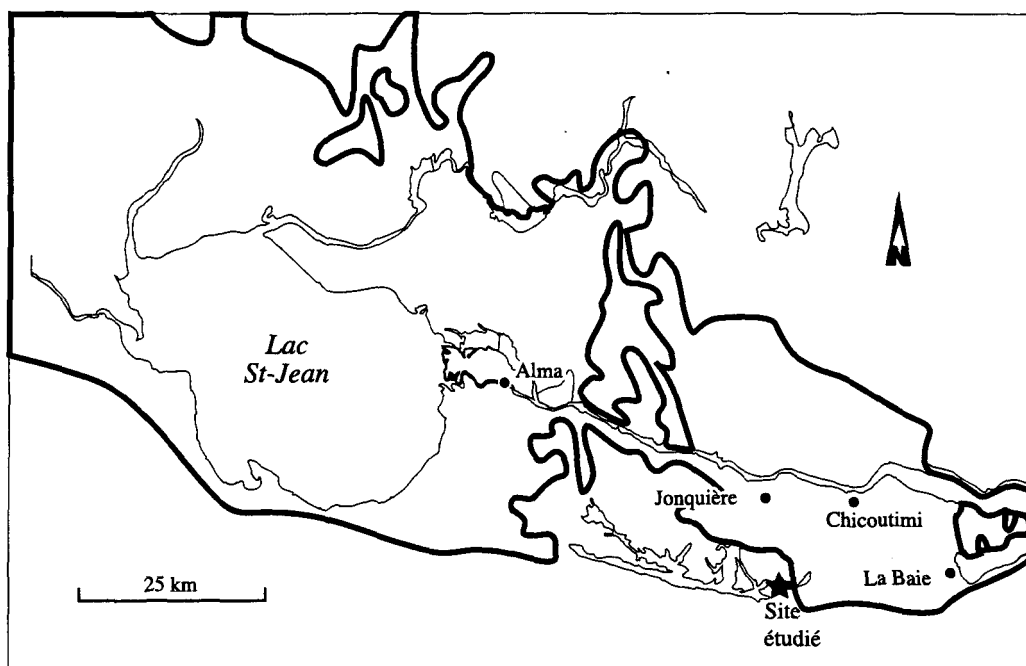


Figure 4 : Limites atteintes par la mer Laflamme selon Lasalle et Tremblay (1978) (Modifiées de Lasalle et Tremblay, 1978).

Finalement, la puissance des deux faciès argileux est supérieure à 6 m dans la région de La Baie des Ha ! Ha ! (Dion, 1986b).

La partie la moins profonde du bassin est caractérisée par la présence de dépôts communément appelés sables et graviers de la Mer de Laflamme (Dion, 1986a et 1986b ; Lasalle et Tremblay ; 1978). Ces dépôts incluent en partie des dépôts de la phase terminale de la transgression et de régression dûs à la remonté isostatique. Lors de la transgression des silts et des argiles peuvent être remis en suspension ce qui explique qu'une partie de ce matériel contient des proportions variées d'argile. Ces sédiments ont aussi pu être retravaillés par l'action des vagues lors de la régression. Lasalle et Tremblay (1978) ont distingué quatre types principaux de sables et graviers de la Mer de Laflamme : 1) les sables deltaïques, 2) le till remanié, 3) les sédiments fluvio-glaciaires remaniés et 4) les cordons littoraux.

Les sables deltaïques ont été mis en place par les principaux tributaires au nord du lac Saint-Jean et du haut Saguenay dans les eaux de la mer Laflamme à des altitudes presque toujours supérieures à 150 m. Ils se trouvent principalement au nord et à l'ouest de la région. Ils possèdent un bon tri et sont constitués d'environ 85 % de sable. Le till remanié a

une épaisseur moyenne de 3 m et présente des concentrations de blocs ainsi que des lits de graviers et de granules interstratifiés. Ces dépôts ont été documentés au sud d'Alma et reposent sur du till. Les sédiments fluvio-glaciaires remaniés ont été observés, entre autres, sur les versants nord et nord-ouest de deltas proglaciaires près de Métabetchouane. Ces dépôts surmontent en discordance des sédiments fluvio-glaciaires non-remaniés. Ils sont composés de proportions diverses de graviers et de sables. Les cordons littoraux ont été relevés au sud-est du lac Saint-Jean. Ils sont composés de sables et graviers. Enfin, seuls les sédiments fluvio-glaciaires remaniés ne présentent pas de contenu fossilifère.

Les alluvions sont surtout compris dans les basses terres de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Lasalle et Tremblay, 1978). Les séquences alluviales sont principalement comprises dans les plaines alluviales des cours d'eau actuels et dans les terrasses en bordure du lac Saint-Jean se trouvant à une altitude inférieure à 120 m. De plus, elles possèdent moins de 3 m d'épaisseur et reposent en discordance sur les argiles marines ou des dépôts plus anciens (Lasalle et Tremblay, 1978). Les alluvions consistent un mélange de sables, de silts, d'argiles et quelques fois de graviers et de matière organique (Dion, 1986a).

CHAPITRE 3

SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS

3.1 Classification et description des faciès

Les faciès inventoriés ont été identifiés et classés à partir de leur granulométrie et de leurs structures dominantes en modifiant la classification de Miall (1978) pour les dépôts alluviaux (tableau 2). Les modifications proposées touchent les dépôts de gravier (de granule à bloc) pour permettre une étude plus précise des particules grossières vu le caractère graveleux dominant du dépôt étudié. La nature très descriptive de la classification facilite son application à tous les dépôts clastiques grossiers par référence à l'environnement de dépôt.

Tableau 2. Éléments de classification des faciès

Code de faciès	Faciès	Structures sédimentaires	Interprétation
Bm	blocs	massifs, jointifs	barres longitudinales, résidus de fond
Cm	galets	massifs, jointifs	barres longitudinales, résidus de fond, dépôts tamisés
Cms	galets	support de matrice	coulée de débris
Ct	galets	stratifications entrecroisées en auge	dunes, remplissages de petits chenaux
Cp	galets	stratifications entrecroisées planaires	dunes, barres longitudinales
Pm	cailloux	massifs, jointifs	barres longitudinales, résidus de fond, dépôts tamisés
Pms	cailloux	support de matrice	coulée de débris
Pt	cailloux	stratifications entrecroisées en auge	dunes, remplissage de petits chenaux
Pp	cailloux	stratifications entrecroisées planaires	régime d'écoulement supérieur, planaire
Rm	granules	massifs, jointifs	dunes, remplissage de petits chenaux
Rh	granules	stratifications horizontales à sub-horizontales	barres longitudinales, dunes
Rt	granules	stratifications entrecroisées en auge	déformations post-sédimentaires
Rp	granules	stratifications entrecroisées planaires	dunes, barres longitudinales
Rd	granules	déformés	coulée de débris
Sm	sables très fins, fins, moyen, grossiers, très grossiers	massifs, jointifs	écoulement de masse
Sh	sables très fins, fins, moyen, grossiers, très grossiers	laminations horizontales à sub-horizontales	régime d'écoulement supérieur, planaire
St	sables très fins, fins, moyen, grossiers, très grossiers	laminations entrecroisées en auges	dunes, barres transverses, régime d'écoulement inférieur
Sp	sables très fins, fins, moyen, grossiers, très grossiers	laminations entrecroisées planaires	dunes, barres transverses, rides, régime d'écoulement inférieur
Fm	argiles	massifs	milieu calme
Fl	silts et argiles	fines laminations, très petites rides	berges
Fd	silts et argiles	déformés	berges ou milieu calme, déformations post-sédimentaires

Elle est utilisée ici premièrement dans un sens descriptif et afin d'établir un premier niveau d'interprétation. Les descriptions des faciès ont été faites sur les murs de quatre gravières à partir de 38 sections verticales (figure 1). Pour chaque faciès les structures et les textures des faciès ont été décrites. La description des textures des faciès comprend : l'arrondi, la sphéricité, le tri, l'approximation des diamètres minimum, moyen et maximum, les structures sédimentaires (granoclassées, stratifications, laminations), la nature des contacts, les mesures de paléocourants et le degré d'imbrication. Par la suite, les faciès identifiés ont été regroupés en assemblages de faciès. La classification de Miall (1985) fut utilisée et modifiée pour inclure un assemblage particulier. De plus, des levés d'arpentage ont permis de d'établir un niveau de référence afin de positionner les colonnes stratigraphiques.

Les faciès graveleux (de granules à blocs) sont les faciès dominants pour le site étudié (tableau 3). Pour le faciès à blocs massifs (Bm), une faible proportion des occurrences de ce faciès est également constitué de galets mais dans la plupart des cas des particules allant sables grossiers à granules comblait les interstices. Le faciès Bm compte pour 10,8 % des faciès observés. Dans 15 des 19 observations, des imbrications ont pu être vues. L'angle d'imbrication varie de 5° à 40° et avec une moyenne de 20°. Deux granoclassements normaux ont aussi été observés. De plus, quelques lentilles de sable grossier, de granules ou

encore de cailloux ont pu être vues. Deux interstratifications ont été identifiées avec le faciès Cm.

Le faciès le plus souvent rencontré est le faciès à galets massifs Cm (figure 6). Il représente 23,3 % des observations faites. Des particules de granulométries plus petites (silt à cailloux) remplissent souvent les pores du faciès. Quatre granoclasses ont aussi été observés, soit trois granoclasses inverses et un granoclasement normal. L'angle d'imbrication entre 5° et 40° ont été mesurées dans 50 % des observations. L'imbrication moyenne possède une inclinaison de 25°. Dans la gravière G1, ce faciès est interstratifié trois fois avec d'autres faciès dont deux fois avec Bm et une fois avec Pm. Plusieurs lentilles de nature sableuse, caillouteuse ou silteuse ont été observées à l'intérieur des quatre gravières. Dans 41,6 % des cas, ces lentilles étaient composées de cailloux. Le même pourcentage de lentilles était composé de matériel sableux. Celles-ci contenaient autant de sable grossier que de sable fin à très fin.

Le faciès à galets à support de matrice Cms est un faciès peu présent sur le site étudié (figure 8). En effet, il n'a été observé que quatre fois au total. Ce faciès est constitué d'une matrice sableuse (sable grossier à moyen) et dans un des quatre cas d'une matrice argileuse

dans laquelle des galets flottaient. Dans un de ces cas, une faible orientation préférentielle des galets a pu être observée.

Le faciès à galets à stratifications entrecroisées en auge (Ct) fut observé à deux reprises ; une fois au site G1 et une autre fois au site G2 (figure 6). Au site G1, Ct est constitué d'un certain nombre de blocs tandis que dans la gravière G2 des cailloux composent également ce faciès.

Le faciès à cailloux massifs (Pm) a été décrit neuf fois dans la zone d'étude (figure 7). Un granoclassement inverse a été observé dans ce faciès au site G3. Au même site, un autre faciès Pm contient une lentille de sable grossier (Sp). De plus, en deux occasions, Pm est interstratifié avec Cm.

Le faciès à cailloux à stratifications entrecroisées en auge (Pt) a été documenté six fois. Dans deux cas des granoclassements inverses ont été observés. De plus, à deux reprises Pt est interstratifié avec des lits de granule (Rt).

Le faciès à cailloux à stratifications entrecroisés planaires (Pp) a été observé 11 fois sur le site à l'étude. Pp contient des strates dont l'inclinaison varie de 15 à 45°. La majorité des inclinaisons mesurées se situent entre 25 et 30°. Pour sept des faciès Pp décrits, des galets se trouvent en faible quantité, flottant entre les cailloux.

Le faciès de cailloux à support de matrice (Pms) n'a été relevé que deux fois. La matrice est constituée de sable ayant une granulométrie variant de fine à grossière. Pour ce qui est du faciès observé au site G2, le sable fin est oxydé et contient des cailloux y flottant. De plus, un granoclassement inverse a pu être identifié dans ce lit.

Le faciès à granules à stratifications horizontales (Rh) a été décrit deux fois. Ce faciès contient une faible proportion de cailloux et galets. Quant aux stratifications formant le faciès Rh dans la gravière G4, elles étaient ondulantes et parfois même presque en auge.

En ce qui concerne le faciès à granules à stratifications entrecroisées en auge (Rt), il a été observé sept fois (figure 7). Deux de ces faciès montrent une interstratification avec des cailloux (Pt) dont une fait voir un rythme régulier. Aussi, dans la plupart des cas, quelques fragments allant de la taille des cailloux aux blocs, peuvent flotter dans les

granules. De plus, à deux reprises des granoclassements inverses font passer les particules du champ des granules à celui des cailloux. La longueur d'onde des auges varie de 0,8 m à 2,5 m.

Le faciès à granules à stratifications entrecroisées planaires (Rp) n'a été étudié que deux fois. Les strates sont inclinées de 20° à 30° et quelques galets flottent dans ce faciès déformant très peu celles-ci. Un des deux faciès observé, présente un faible volume de cailloux et de galets.

Les faciès sableux sont nettement plus nombreux dans la gravière G1 que dans les trois autres gravières (tableau 3). Le faciès à sable massif (Sm) n'a été documenté qu'à une seule reprise et ce dans la gravière G2. Ce dernier est constitué de sable fin.

Le faciès à sable à laminations horizontales (Sh) a été documenté cinq fois sur l'ensemble du terrain étudié (figure 6). La granulométrie des sables composant ce faciès va de très fine à grossière. Les lamines, parfois ondulantes, sont interstratifiées dans un cas avec des particules fines (F1) et dans un autre cas avec Rh.

Un des faciès Sh documenté à la section verticale G1-6, constitue la partie sommitale d'un dépôt de particules fines formé d'une interstratification des faciès Sh et Fl ainsi que Sp et Fl. À cet endroit, le passage du faciès Sp à Sh semble concorder avec l'évolution de la morphologie du dépôt vers le sommet ; c'est-à-dire d'une partie arquée à la base du dépôt vers une structure plus horizontale au sommet. La granulométrie du sable formant ce faciès est très fine avec un diamètre maximal de 0,15 mm. Le tri y est excellent et les grains sont anguleux et possèdent une bonne sphéricité. Les lamines sont inclinées de 10° à la base du faciès et deviennent sub-horizontales au sommet de celui-ci. Quelques convolutions ont également été observées. De plus, plusieurs micro-failles normales ayant un pendage variant de 50° à 70° ont été relevées. Enfin, le seul contact vu sur ce faciès avec le faciès Fl est franc.

Le second faciès le plus souvent documenté est le faciès à sable à laminations entrecroisées en auge (St). En effet, ce faciès a été identifié 39 fois et représente 22,3 % des faciès observés. Ce faciès est composé de sable dont le spectre granulométrique va du sable très grossier au sable très fin. La longueur d'onde des auges varie de 3 à 250 cm. Pour 41 % des faciès St, une interstratification avec des lamines de granulométries différentes est

observable. La moitié du matériel interstratifié est du sable tandis que l'autre moitié est des granules. De plus, trois granoclassements inverses ont pu être identifiés.

Certains faciès St observés comprennent des caractéristiques particulières (figure 8). Quelques uns de ceux-ci contiennent des galets qui flottent dans les laminations entrecroisées en auge, sans causer de déformations aux lamines sus et sous-jacentes aux galets. Ces derniers ont leur axe long (a) disposé parallèlement au sens d'écoulement. Par contre, d'autres galets se trouvant dans ce faciès, sont imbriqués et inclinés à 20° par rapport au plan de la lamine (sections verticales G1-5 et G1-14). Aussi, un certain nombre de faciès constitués de sable fin à très fin et souvent interstratifié avec le faciès Fl ont été décrits. Ceux-ci ont été répertoriés sur les sections verticales G1-17, G2-14, G3-1 et G3-2. Pour trois de ces faciès contenus dans G1-17, G2-14 et G3-2, des fractures ont été relevées. Celles-ci sont multidirectionnelles pour les faciès St se trouvant à la colonne stratigraphique G2-14 et ont un pendage d'environ 55° pour celles contenues dans G1-17. De plus, une micro-faille normale a été vue dans G3-2. Dans trois des faciès St documentés sur l'ensemble du terrain d'étude, il est possible d'apercevoir de fines lamines de couleur rouge grisâtre aux sections verticales G2-9, G3-1 ainsi que dans un dépôt de particules fines situé au sud-ouest de la gravière G4.

Tableau 3. Descriptions et nombre d'observations pour chaque gravière des faciès graveleux et sableux.

Faciès	Description	G1	G2	G3	G4
Bm	Particules subarrondies de bonne sphéricité, tri bon à mauvais, contacts francs ou graduels	6	13		
Cm	Particules subarrondies de sphéricité moyenne, tri moyen ou mauvais, contacts francs ou graduels	19	15	2	5
Cms	Particules subarrondies de moyenne à mauvaise sphéricité, tri mauvais, contacts graduels	3	1		
Ct	Particules subarrondies de moyenne à bonne sphéricité, tri moyen, contacts graduels	1	1		
Cp	Particules subarrondies de bonne sphéricité, tri mauvais, contacts francs				1
Pm	Particules subanguleuses à bien arrondies de sphéricité moyenne, tri bon, contacts francs ou graduels	4	2	3	
Pt	Particules subarrondies de sphéricité moyenne, tri mauvais, contacts francs ou graduels	2	4		
Pp	Particules subanguleuses ou subarrondies de bonne à mauvaise sphéricité, tri bon ou moyen, contacts francs ou graduels	4	4	2	1
Pms	Particules subanguleuses à arrondies de bonne à mauvaise sphéricité, tri mauvais, contacts graduels	1	1		
Rh	Particules anguleuses ou subanguleuses de bonne à moyenne sphéricité, tri moyen, contacts graduels			1	1
Rt	Particules subanguleuses ou subarrondies de bonne à mauvaise sphéricité, tri moyen, contacts graduels	5	2		
Rp	Particules subarrondies à subanguleuses de sphéricité moyenne, tri moyen, contacts graduels	1	1		
Sm	Particules anguleuses et de bonne sphéricité, tri bon, contacts francs		1		
Sh	Particules anguleuses à subanguleuses de sphéricité bonne à moyenne, tri bon à moyen, contacts francs	3	2		
St	Particules subanguleuses de bonne sphéricité, tri bon, contacts francs	22	12	3	2
Sp	Particules anguleuses à subarrondies de sphéricité mauvaise à bonne, tri moyen, contacts francs	2	2		

Le dernier faciès sableux relevé sur le terrain étudié est le faciès à laminations entrecroisées planaires Sp. Le sable constituant ce faciès est généralement grossier ou moyen. Quant à l'inclinaison des laminations entrecroisées planaires elle peut passer de 25 à 40°. Ce faciès possède généralement quelques interstratifications avec des lits de granules. Un granoclassement normal a aussi été observé en G1-5.

Le faciès Sp observé à la colonne stratigraphique G1-6 montre des caractéristiques différentes des autres faciès Sp. Tout d'abord, il montre une interstratification avec le faciès Fl. La granulométrie de ce sable est très fine et ce dernier est très bien trié. Également, de nombreuses convolutions ont été documentées sur cette section verticale. Aussi, plusieurs micro-failles normales ayant un pendage allant de 50 à 70° ont pu être relevées. Ensuite, l'inclinaison des lamines qui est de 40° au point de mesure le plus bas du faciès, tend à diminuer vers le sommet de celui-ci.

Les faciès regroupant les particules fines (argile et silt) furent étudiés à 15 reprises. Ils représentent 9 % des observations faites sur le terrain étudié. Le faciès Fl est en majeure partie constitué de silt et est très bien trié (figure 8). Les grains de silt sont disposés en fines lamines souvent subhorizontales ou ondulantes. Quelques lentilles de matériel plus grossier

comme du sable fin (St) et des granules (Rm) ont été aperçues dans ce faciès. À une occasion des cailloux plats ont été observés dans un faciès à caractère plus argileux sans déformer de façon importante les structures (G1-16).

Enfin, le faciès Fd n'a été analysé qu'à une reprise dans la gravière G2 (G2-12) et à une autre reprise dans la gravière G4 (G4-1). Dans les deux cas, la structure laminée des particules fines était déformée par quelques galets ou encore par quelques empreintes de galets flottant sur leur grand axe (a) dans le faciès.

3.2 Classification et description des assemblages de faciès

Les deux principaux assemblages de faciès ont été établis sur la base d'observations sur le terrain ainsi qu'à partir de diagrammes de relations entre les faciès inspirés des processus markoviens (Schwarzacher, 1975). Les contacts inférieur et supérieur de chacune des 175 observations de faciès à l'intérieur des quatre gravières étudiées ont été mis en relation par rapport à la nature du faciès se trouvant au-dessus et en dessous du faciès analysé (figure 5). Un diagramme de relations a été conçu pour aider à modéliser les deux principaux assemblages de faciès.

Les faciès ont été regroupés en assemblages de faciès selon la méthode de Miall (1985) (tableau 4). À noter que les termes choisis sont similaires à Miall (1985) mais que l'interprétation peut différer. Le principal assemblage de faciès observé est la barre graveleuse (GB). De plus, de nombreux chenaux (CH) ont été documentés. Enfin, des macroformes de remplissage de dépression (DF) et des macroformes d'accrétion latérale (LA), ont pu être étudiées à quelques reprises. La macroforme DF constitue un élément distinct dont la nomenclature signifie *depression fill* (DF) et est utilisé dans ce manuscrit car aucune équivalence dans la littérature ne satisfait totalement la description de cet assemblage.

L'assemblage GB est caractérisé par des barres contenant une quantité de matériel sableux plus importante dans la gravière G1 tandis que celles se trouvant à la gravière G2 sont constituées dans une plus grande proportion de matériel graveleux (figure 6). Des lits de matériel graveleux allant de la granulométrie des blocs à celle des granules y sont contenus, souvent interstratifiés avec des lits de sable très grossier à fin. Le diagramme de relations (figure 5) entre les faciès formant les assemblages GB et CH, montre notamment une forte association entre le faciès St et le faciès Cm (environ 20 % des relations du

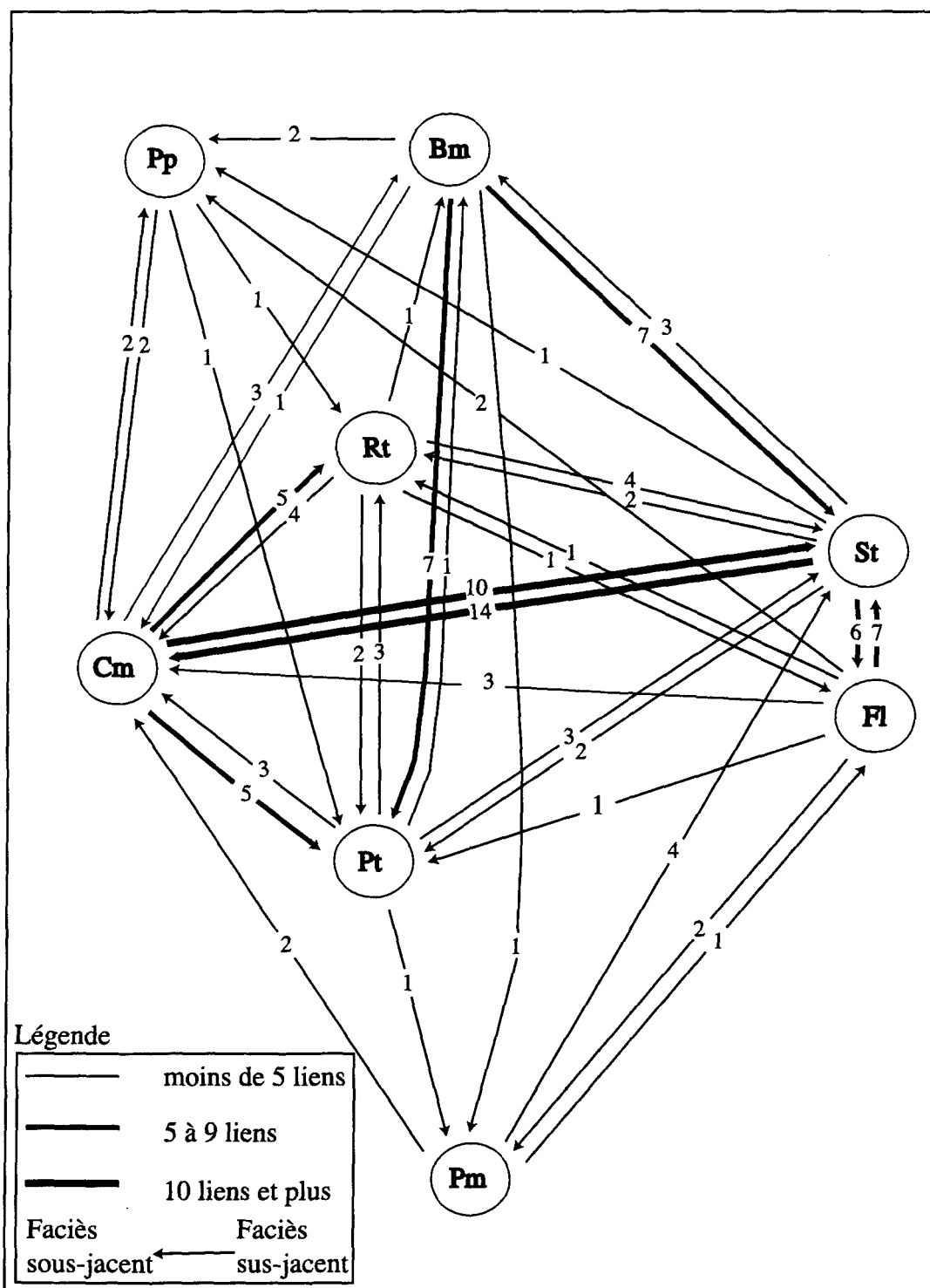


Figure 5 : Diagramme montrant les relations entre les faciès les plus souvent observés sur le site étudié.

diagramme). L'épaisseur des lits constituant cet assemblage varie d'environ 50 cm à 150 cm. L'extension latérale de cet assemblage de faciès peut dépasser la dizaine de mètres. À quelques endroits sur le site G-1, une répétition de l'association GB a été observée sur une même section verticale. Par exemple, sur le mur de la gravière contenant les colonnes

Tableau 4. Éléments architecturaux des dépôts observés (adaptés de Miall, 1985).

Éléments	Symbole	Principaux assemblages de faciès	Géométrie et relations	Puissance (m)
Chenaux	CH	Toutes combinaisons	Doigts, lentilles ou feuillets ; base érosive concave ; dimensions et formes variables ; résidu de fond	0,5 à 1,5 m
Barres graveleuses	GB	Bm, Cm, Ct, Cp, Pm, Pt, Pp, Rm, Rt, Rp	Lentilles; normalement corps tabulaires ; communément interstratifiées avec barres de sable	0,5 à 2 m
Macroforme d'accrétion latérale	LA	St, Sp, Sh, moins commun ; Cm, Ct, Cp, Pm, Pt, Pp, Rm, Rt, Rp	Biseaux, feuillets, lobes	4 m
Macroforme de remplissage de dépression	DF	St, Sh, Fl	Lits continus et arcqués, interstratifications fréquentes des sables avec Fl	2 à 4 m

stratigraphiques G1-1, G1-2 et G1-3, deux assemblages GB sont superposés séparés, par un lit de galets disposé en Cm et ayant une épaisseur approximative de 50 cm (figure 18 et annexe 4). Enfin, une certaine granodécroissance peut être observée dans cet assemblage.

Les assemblages de faciès LA, CH et DF, par contre, ont été établis uniquement à partir des observations de terrain. Ces assemblages sont peu fréquents et n'ont donc pas nécessité de traitements particuliers afin d'identifier un empilement idéal de faciès.

Des chenaux (CH) ont pu être observés à plusieurs reprises et ce dans trois des quatre gravières étudiées (G1, G2 et G3). La macroforme CH est caractérisée par un lit de fragments grossiers souvent de la grosseur des blocs ou des galets constituant un pavage (*lag deposit*) qui tapisse la base concave de l'assemblage (figure 15). Cet assemblage est constitué de faciès de sédiments grossiers ou fins à contacts francs ayant une extension latérale limitée se « pinçant » contre le pavage. La plupart de ces macroformes sont surmontées par un dépôt de particules grossières massives à matrice sableuse (Bm et Cm).

La macroforme de remplissage de dépression (DF) a été observée à deux reprises sur l'ensemble du site étudié; une fois à la gravière G1 et une autre fois à la gravière G2 sur les sections verticales G1-6 et G2-14 à proximité de lacs de kettles (figures 8, 9, 15 et 16). Ces lacs sont perchés au sein des macroformes GB et CH. Cette association de faciès est dominée par des faciès sableux et silteux. Le sable (faciès St et Sh) varie de moyen à très fin. Parfois, certains lits de silt laminés contiennent des galets isolés déformant les lamines.

Dans les deux cas, la macroforme DF a pu être observée en trois dimensions et présente une morphologie arquée à la base. De plus, de nombreuses micro-failles normales en apparence conjuguées et des convolutions ont été vues, et ce tant dans les lits de sable que ceux de silt (faciès St, Sh et Fl). Tous les contacts entre les faciès sont francs. Parfois, les lits semblent avoir basculés partiellement et montrent une forme convexe. Cette macroforme comporte des faciès pouvant s'apparenter à l'assemblage de faciès d'accrétion en aval (DA) documenté dans Miall (1992). Le caractère local et l'importance des déformations ne permettent pas de conclure aisément qu'il s'agit bien de l'assemblage DA. Pour cela, il est jugé plus prudent de désigner cet assemblage d'une façon distincte.

Enfin, la macroforme d'accrétion latérale (LA) est dominée par un ensemble de faciès à grains fins et par une alternance entre des faciès de sable et des faciès de particules fines (silt et argile) (figures 7, 14 et 16). Elle a été observée sur les colonnes stratigraphiques G1-1, G1-4 et G3-4 où elle surmonte l'assemblage GB-1. La puissance de cette macroforme est d'environ 2,3 m. À la base et au sommet de celle-ci, un lit de cailloux massifs (Pm) contenant une matrice de sable très grossier d'une épaisseur approximative de 50 cm a été relevé. Ce dernier faciès peut être issu d'un épisode de puissance d'écoulement plus grande. Ces lits laissent entrevoir une légère fabrique sub-horizontale des cailloux. Entre ces deux

lits, une succession de lits de sable allant de fin à grossier sédimentés en laminations entrecroisées en auge (St), sont interstratifiés avec des lits de silts ou de silt-argileux laminés. L'épaisseur de ces lits varie de 30 à 100 cm. De plus, quelques lentilles de particules fines laminées ayant une extension latérale de quelques mètres ont été décrites. Tous les contacts dans LA sont horizontaux et francs.

3.3 Analyse des dépôts

3.3.1 Courbes granulométriques

L'analyse des dépôts à l'étude a été complétée à l'aide de la distribution granulométrique et de la morphologie des particules.

Les données obtenues à l'aide des tamis et de l'hydromètre ont servi à générer des courbes granulométriques semi-logarithmiques (% passant vs granulométrie). Le tamisage ou l'analyse granulométrique par sédimentation des 29 échantillons a été fait selon les normes de l'*American Society for Testing and Materials* (ASTM) (1995). Les faciès plus grossiers (Bm et Cm) sont difficilement traitables par méthode de tamis et d'hydromètres.

Ceux-ci ont été analysés à partir de l'échantillonnage de leur matrice. L'analyse granulométrique par sédimentation a été effectuée à l'aide d'un hydromètre 152 h. Cette dernière analyse fut faite sur les échantillons dont le poids passant le tamis # 325, excédait 5 % du poids total tamisé. Ensuite, une série de traitements statistiques faite sur les courbes granulométriques a été réalisée selon la méthode de Folk (1980) (tableau 5 et 6). Les méthodes statistiques ont permis une évaluation plus précise de certains paramètres évalués sur le terrain comme la granulométrie moyenne et le tri.

Tableau 5. Paramètres statistiques calculés à partir des courbes granulométriques (tirés de Folk, 1980).

Paramètre statistique	Équation
Moyenne graphique	$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$
Écart type inclusif	$\sigma_i = ((\phi_{84} - \phi_{16})/4) + ((\phi_{95} - \phi_5)/6.6)$
Coefficient d'asymétrie graphique inclusif	$SK_i = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$
Coefficient d'angulosité graphique	$K_G = \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$

Tableau 6. Classification granulométrique utilisée d'après Wentworth (1922).

Classe granulométrique	Sous-classe granulométrique	cm	ϕ
Particules fines	argiles	1 / 2 560 et moins	8 et plus
	silts	1 / 160 à 1 / 2 560	4 à 8
Sables	sables très fins	0,00625 à 0,0125	4 à 3
	sables fins	0,0125 à 0,025	3 à 2
	sables moyens	0,025 à 0,050	2 à 1
	sables grossiers	0,050 à 0,1	1 à 0
	sables très grossiers	0,1 à 0,2	0 à -1
Granules		0,2 à 0,4	-1 à -2
Cailloux		0,4 à 1,6	-2 à -4
Galets		1,6 à 25,6	-4 à -8
Blocs		25,6 et plus	-8 et plus

La moyenne graphique (M_g) permet de donner une approximation de la granulométrie moyenne sans avoir à compter et à mesurer chaque grain de l'échantillon à partir de valeurs de percentiles lues sur la courbe (Folk, 1980). L'écart type graphique inclusif (σ_i) est utilisé car il inclut 90 % de la distribution et par conséquent, donne une meilleure estimation du tri de l'échantillon (Petitjohn et al., 1987) (tableau 7). Le coefficient d'asymétrie graphique inclusif (SK_i) reflète la portion de l'étalement granulométrique qui est en excès (Boggs, 1995) (tableau 8). Le mode ne correspond donc pas à la moyenne. Le coefficient d'angulosité graphique (K_G) permet de mesurer quantitativement la déviation de cette distribution par rapport à une distribution normale (tableau 9). Le coefficient d'angulosité graphique (K_G) mesure le ratio entre le tri de la queue de la courbe de fréquences et le tri de

sa partie centrale (Folk, 1980). Si la fréquence de la classe centrale est élevée, la courbe de fréquence sera alors dite pointue.

Les graviers traités montrent un étalement granulométrique très prononcé allant des galets aux silts (figure 10). Quant aux sables, les courbes enveloppes sont moins larges et l'étalement granulométrique passe des cailloux aux silts (figure 11).

Deux courbes granulométriques ont été générées à partir d'échantillons, jugés représentatifs, du matériel remplissant les interstices du faciès Cm (annexes 1 et 2; colonnes stratigraphiques G1-15, G2-3). Les quatre courbes présentent un bon étalement granulométrique indiquant un tri pauvre (tableau 10). La moyenne graphique des quatre échantillons de grains tamisées est de $-2,5 \phi$ (cailloux). Le calcul de l'écart-type inclusif (σ_i) montre aussi un tri pauvre tandis que le coefficient d'asymétrie graphique inclusif (SK_i) présente également un étalement relativement important suggérant une proportion

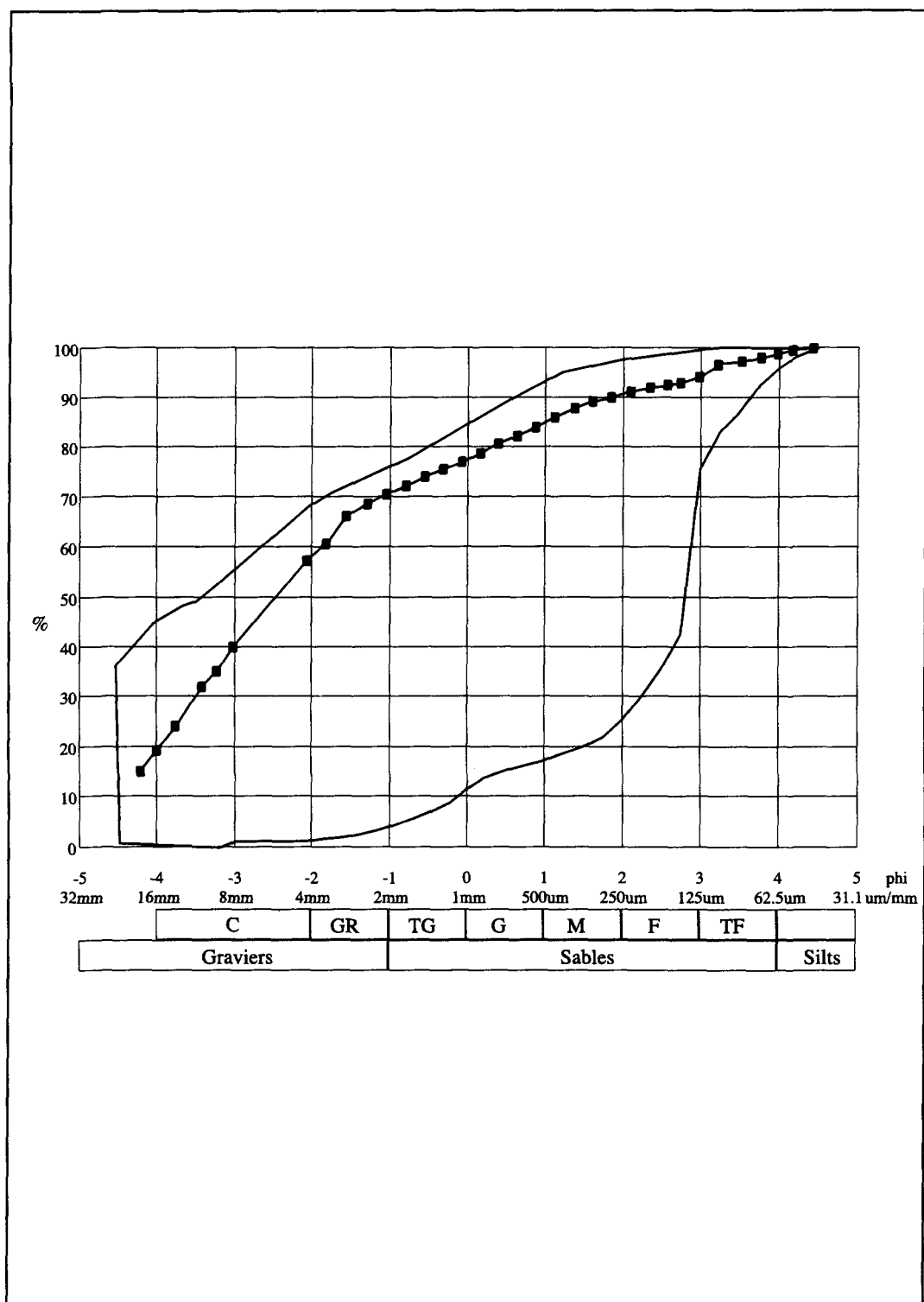


Figure 10 : Courbes enveloppes des faciès graveleux et courbe typique d'un faciès graveleux (annexe 1).

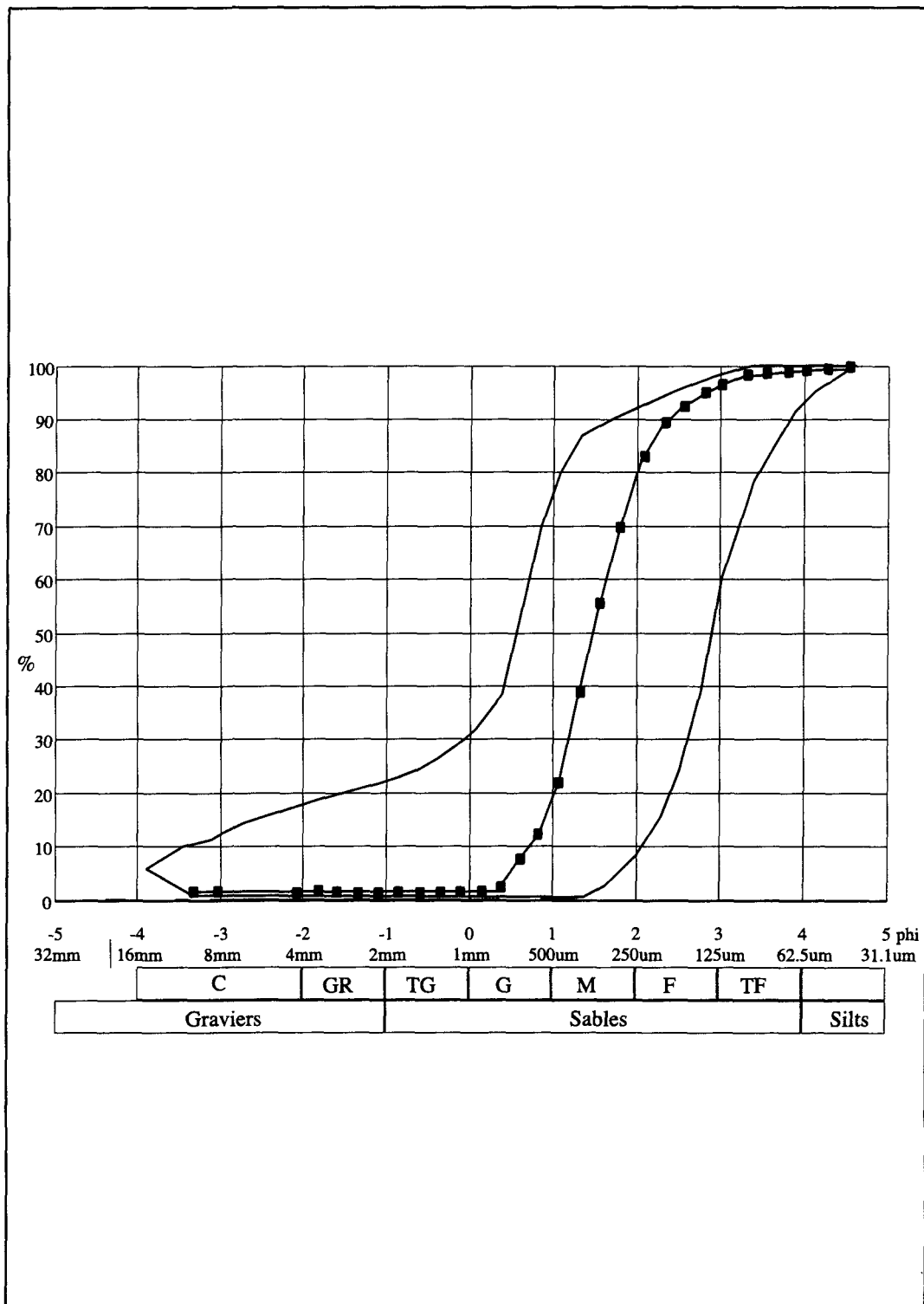


Figure 11 : Courbes enveloppes pour les faciès sableux et courbe typique pour un faciès sableux (annexe 1).

équivalente de matériel graveleux et sablonneux. Le coefficient d'angulosité graphique (K_G) confirme le fait que ce faciès montre un étalement granulométrique important. Enfin, ce matériel interstitiel est en moyenne composé d'environ 1 % de silt, de 31 % de sable et de 68 % de gravier. La courbe granulométrique de ce matériel du faciès Cm échantillonné à la section verticale G2-3 est celle présentant la moyenne graphique la plus élevée ($-3,4 \phi$). Les quatre échantillons du faciès Cm analysés présentent des valeurs très variables entre eux pour les différents paramètres statistiques ce qui confirme le large étalement granulométrique de ce faciès en général.

Le faciès St a été prélevé 11 fois pour permettre une analyse plus approfondie de certains phénomènes géologiques qui seront discutés ultérieurement ainsi que pour son taux de récurrence élevé sur l'ensemble du site étudié (tableau 10). Toutes les courbes indiquent un étalement granulométrique restreint et un faible contenu en gravier et en particules fines (annexe 2). La moyenne granulométrique graphique de ce faciès est de $1,6 \phi$ et l'écart type inclusif moyen de ce faciès est de $0,79 \phi$ (modérément trié). Le coefficient d'asymétrie inclusif moyen pour ce faciès est de $0,06$ montre que le faciès St possède une distribution symétrique. Selon le coefficient d'angulosité graphique ($1,25 =$ courbe peu aplatie), la partie centrale de la courbe influence fortement la distribution granulométrique de

l'échantillon. Les échantillons analysés contiennent en moyenne 2 % de silt et 96 % de sable.

La seconde analyse a été effectuée sur un échantillon du faciès de sable à laminations horizontales (Sh) prélevé sur la section verticale G4-2. Le sable est de nature très grossière ($M_z = -0,2 \phi$) et possède un mauvais tri ($\sigma_i = 1,77 \phi$) (tableau 10). De plus, les calculs du coefficient d'asymétrie inclusif (-0,41) et du coefficient d'angulosité graphique (1,51) de cet échantillon, montrent que les particules grossières sont en excès dans la distribution. Le pourcentage de matériel graveleux (20%) dans cette population vient corroborer ces données.

Un échantillon du faciès à granules (Rp) a été tamisé pour évaluer le pourcentage de sable contenu dans ces faciès souvent constitués de strates de granules interstratifiées avec des lamines de sable (tableau 10). L'échantillon utilisé provient de la section verticale G2-10. La courbe granulométrique de ce faciès met en évidence la présence plus grande de sable que de gravier dans celui-ci ainsi que l'étalement granulométrique relativement important l'échantillon (annexe 2). La moyenne graphique de $-0,6 \phi$ permet de noter la prédominance de sable de cet échantillon (68 %). De plus, l'écart type inclusif de $2,45 \phi$

confirme la pauvreté du tri pour cet échantillon et le coefficient d'asymétrie inclusif (-0,19) montre un léger surplus de particules grossières dans la distribution. Finalement, le coefficient d'angulosité graphique (1,67) illustre le fait que la partie centrale de la courbe influence grandement la distribution de cette population.

La courbe granulométrique du faciès Pm a été tracée à partir de l'analyse d'un échantillon pris à la colonne stratigraphique G2-10 (tableau 10). Ce faciès possède une courbe granulométrique très étalée dominée par la portion graveleuse (59 %). La moyenne granulométrique de cette population de cailloux massifs est de $-1,9 \phi$. L'écart-type inclusif de $2,45 \phi$ lui confère un tri mauvais. Le coefficient d'asymétrie inclusif de $-0,15$ dénote un très faible surplus de la fraction grossière par rapport à la fraction plus fine. Enfin, le coefficient d'angulosité graphique de $0,82$ montre que la queue de la courbe granulométrique est mieux triée que la partie centrale de la courbe.

La courbe granulométrique du faciès Pp a été construite à l'aide d'un échantillon de ce faciès à la section verticale G2-10 (tableau 10). La courbe présente un étalement granulométrique marqué allant des silts grossiers aux graviers. Ces derniers constituent la majeure portion de l'échantillon soit 82 %. La grosseur moyenne des particules est de $-2,5$

ϕ et le tri de cet échantillon est pauvre ($\sigma_i = 1,88$). L'étalement granulométrique montre un faible excès de sable ($SK_i = 0,32$). Le tri de la partie centrale a un effet important sur l'ensemble de la distribution granulométrique ($K_G = 1,54$).

La courbe granulométrique du matériel intersticiel d'un faciès graveleux massif a été générée à partir d'un échantillon prélevé à la colonne stratigraphique G1-1 dans un faciès de blocs massifs (Bm) (tableau 10). La courbe montre un étalement prononcé de la granulométrie allant des silts grossiers aux graviers. La granulométrie moyenne ($-1,7 \phi$) est de la taille des granules. Le matériel possède un écart type inclusif important de $2,22 \phi$ dénotant le tri très pauvre de l'échantillon. Le coefficient d'asymétrie inclusif ($-0,34$) confirme un excès des particules grossières dans la distribution du matériel intersticiel. Enfin, ce matériel intersticiel est constituée à 48 % de sable.

Le matériel fin prélevée du faciès Cms de la gravière G4, présente une courbe granulométrique peu caractéristique couvrant l'ensemble du spectre granulométrique ; i.e des argiles aux graviers (tableau 10 et annexe 2). Malgré le fait que la courbe passe des particules fines aux graviers, une faible proportion de ces deux matériaux compose l'échantillon. En effet, des argiles en quantité trace et 1 % de silt ainsi que 5 % de gravier

ont été échantillonnés. Ce faciès est en grande partie composé de sable (94 %). La granulométrie moyenne du faciès est un sable grossier ($M_z = 1,2 \phi$). Bien que tous les spectres granulométriques soient couverts par la courbe, cette dernière ainsi que l'écart type inclusif ($0,35 \phi$) confirment que cette population de grains est bien triée. Le coefficient d'asymétrie graphique de $-0,35$ suggère une distribution granulométrique très fortement asymétrique affectée par la présence de matériel grossier au sein de l'échantillon. Enfin, le caractère peu aplati de la distribution souligne le fait que la partie centrale de la courbe est bien triée ($K_G = 1,33$).

Tableau 7. Classification verbale correspondant aux valeurs de σ_i selon Folk (1980).

Valeurs de σ_i	Classification verbale
$0,35 \phi$	très bien trié
$0,35$ à $0,50 \phi$	bien trié
$0,50$ à $0,71 \phi$	modérément bien trié
$0,71$ à $1,0 \phi$	modérément trié
$1,0$ à $2,0 \phi$	pauvrement trié
$2,0$ à $4,0 \phi$	très pauvrement trié
plus de $4,0 \phi$	extrêmement pauvrement trié

Tableau 8. Classification verbale correspondant aux valeurs de SK_i selon Folk (1980).

Valeurs de SK_i	Classification verbale
$1,00$ à $0,30$	forte asymétrie positive
$0,30$ à $0,10$	forte asymétrie positive
$0,10$ à $-0,10$	symétrique
$-0,10$ à $-0,30$	forte asymétrie négative
$-0,30$ à $-1,00$	très forte asymétrie négative

Tableau 9. Classification verbale correspondant aux valeurs de K_G selon Folk (1980).

Valeurs de K_G	Classification verbale
moins de 0,67	très aplatie
0,67 à 0,90	aplatie
0,90 à 1,11	moyennement aplatie
1,11 à 1,50	peu aplatie
1,50 à 3,00	très peu aplatie
3,00 et plus	extrêmement peu aplatie

Tableau 10. Valeurs des différents paramètres statistiques pour les faciès échantillonnés.

Faciès/ Paramètre	Bm* (G1-1)	Cm* (G1-15)	Cm* (G1-15)	Cm* (G1-9)	Cm* (G2-3)	Cms* (G4-Df)	Pm (G2-10)	Pp (G2-10)	Rp (G2-10)
M_z	-1,7 ϕ	-2,01 ϕ	-3 ϕ	-1,82 ϕ	-3,12 ϕ	1,2 ϕ	-1,9 ϕ	-2,5 ϕ	-0,6 ϕ
σ_1	2,22 ϕ	2,51 ϕ	2,95 ϕ	2,99 ϕ	2,85 ϕ	0,35 ϕ	2,45 ϕ	1,88 ϕ	2,45 ϕ
SK_1	-0,34	0,37	0,16	-0,36	0,13	-0,35	-0,15	0,32	-0,19
K_G	1,04	0,97	1,06	0,95	0,85	1,33	0,82	1,54	1,67
	St (G1-14)	St (G1-17)	St (G1-1)	St (G1-5)	St (G1-6)	St (G2-13)	St (G2-7)	St (G3-1)	St (G3-4)
M_z	1,6 ϕ	1,1 ϕ	2,65 ϕ	2,9 ϕ	1,42 ϕ	-0,13 ϕ	1,46 ϕ	2,33 ϕ	0,51 ϕ
σ_1	0,63 ϕ	0,96 ϕ	0,89 ϕ	0,64	0,76 ϕ	1,54 ϕ	0,63 ϕ	0,47 ϕ	0,77 ϕ
SK_1	0,2	0,14	0,11	0	0,2	-0,38	0,13	0,17	0,23
K_G	1,1	1,26	1,16	1,29	0,92	1,58	1,19	0,99	1,75
	St (G4-3)	St (G4-Df)	Sh (G1-6)	Sm (G1-5)	F1 (G2-14)				
M_z	0,86 ϕ	2,88 ϕ	-0,2 ϕ	0,37 ϕ	9,02 ϕ				
σ_1	0,75 ϕ	0,78 ϕ	1,77 ϕ	1,05 ϕ	1,97 ϕ				
SK_1	0	-0,15	-0,41	0	0,13				
K_G	1,75	1,1	1,51	1,12	0,77				

* : matériel intersticiel du faciès

3.3.2 Morphologie des cailloux et des galets

La morphologie des particules a été étudiée à partir de 329 fragments, de la dimension des galets jusqu'aux cailloux, provenant de six faciès échantillonnés. Ces six faciès ont été choisis parce qu'ils contiennent du matériel graveleux permettant d'effectuer aisément les mesures des trois axes. Une méthode modifiée de Sneed et Folk (1958) a été appliquée sur les échantillons en fonction de la granulométrie (galets et cailloux) et de leur composition (figure 12). La principale modification faite au diagramme original vient du fait que cette méthode, bien que présentant les résultats sous la forme d'un diagramme ternaire, n'utilise que deux axes pour positionner le point (figure 12). Aucun logiciel générant des diagrammes ternaires ne peut le faire qu'avec deux valeurs. Il a donc fallu présenter les résultats sous la forme de diagrammes binaires pour satisfaire aux exigences du logiciel utilisé. La pétrographie des échantillons regroupe cinq unités principales : 1) la mangérite de Chicoutimi, 2) la Suite charnockite / mangérite de Cyriac, 3) la Suite anorthositique de lac Saint-Jean, 4) le complexe gneissique du Saguenay et 5) les calcaires de Trenton. Ces unités correspondent à des provenances locales sauf pour le fragment de calcaire de Trenton dont la provenance est régionale (sud-est du lac Saint-Jean) (figure 2).

Pour les galets, les échantillons se trouvent essentiellement dans les champs E (allongé), CE (compact et allongé), B (lamellaire), CB (compact et lamellaire), P (plat) et CP (compact et plat) (figure 13). Le champs E regroupe la plus grande concentration de points. Pour les cailloux, les échantillons sont éparés à l'intérieur des champs E, CE, B, CB, P et CP (figure 13). Les champs CP, CE et B incluent la majeure partie des échantillons. La prédominance des formes allongés et lamellaires pour les cailloux et ls galets, peut s'expliquer par la nature des lithologies. Celles-ci ne montrent pas de d'orientation préférentielle des cristaux, textures ou structures (P. Cousineau, communication orale, 2001).

Des descriptions pétrographiques ont été réalisées à partir de lames minces polies sur trois fractions de minéraux lourds (densité supérieure à 3,3) contenus dans des sables échantillonnés dans la gravière G4 (annexe 3). Les minéraux observés ainsi que leur caractère subarrondi ou subanguleux des particules laissent supposer des sources relativement proches pour la plupart de ces sables. L'importante superficie couverte par le massif anorthositique de lac Saint-Jean ainsi que sa relative proximité représente une source probable d'un certain nombre des minéraux contenus dans les trois échantillons (figure 2). Ainsi, une bonne portion des orthopyroxènes, de la magnétite et de l'ilménite peuvent

provenir de ce massif. De façon plus rare, de la biotite, des amphiboles et des grenats peuvent être issus de cette source. La mangérite apparaît également comme source probable pour les orthopyroxènes, les amphiboles et les minéraux opaques (magnétite et ilménite). Le complexe gneissique du Saguenay peut être considéré comme étant la source d'une quantité importante de biotite car plusieurs gneiss sont enrichis en biotite. Ce même complexe peut également être considéré comme source probable pour les grenats, la magnétite et les zircons. Aussi, des gneiss riches en amphiboles ont pu contribuer à enrichir les sables en hornblendes. Les roches charnockitiques de la région ont également pu alimenter les sables en biotite et en amphiboles. De plus, certaines orthopyroxènes peuvent provenir de ce type de roches. Les principaux minéraux accessoires dans ces roches sont le zircon et les minéraux opaques. Pour ce qui est des quartz, bien qu'ils soient présents dans la plupart des roches grenues, le fait qu'ils se trouvent associés à de la magnétite sous forme de grains polyminéraliques, restreint quelque peu les possibilités pour la source. En effet, l'absence de quartz dans l'anorthosite laisse supposer trois sources possibles pour ces grains polyminéraliques 1) le complexe gneissique 2) la mangérite et 3) la charnockite. Pour ce qui est des silicates de métamorphisme (disthènes) ils peuvent être quelques fois rencontrés dans des gneiss.

La valeur de la projection sphérique maximale (Ψ_p) a été calculée pour chaque particule. Cette valeur permet d'approximer le comportement de la particule dans le fluide avant sa sédimentation (Folk, 1980 ; Sneed et Folk, 1958). Les grains ont tendance à sédimenter avec la surface de projection maximale, c'est-à-dire le plan représenté par les axes L et I, perpendiculaire à la direction du mouvement ce qui applique une plus grande force de résistance sur la particule (Petitjohn et al., 1987). L'équation de Ψ_p permet de faire la comparaison entre la surface de projection maximale d'une particule donnée et celle d'une sphère de même volume. Ainsi, si une particule possédait une sphéricité de x, cela signifierait qu'une sphère ayant le même volume posséderait une surface de projection maximale de y nombre fois celle de la particule (Folk, 1980). Ce résultat implique que la particule sédimenterait à une vitesse correspondant à z fois celle de la sphère à cause de l'augmentation de la surface résistant au mouvement descendant. L'équation (1) correspond à la valeur de Ψ_p d'une particule selon Sneed et Folk (1958) :

$$\Psi_p = \sqrt[3]{(D_s^2/D_L D_I)} \quad (1)$$

où D_s est le diamètre de l'axe court, D_L est le diamètre de l'axe long et D_I le diamètre de l'axe intermédiaire.

Le tableau 11 montre les paramètres statistiques calculés à partir des 329 valeurs de Ψ_p . La valeur de Ψ_p est indicatrice de la vitesse de sédimentation du sédiment relativement à la vitesse de sédimentation d'une sphère. Plus la valeur se rapproche de un, plus la sédimentation se fait rapidement. Les galets et les cailloux ont des valeurs moyennes de Ψ_p similaires. Le mode (M_o) des galets est légèrement inférieur à celui des cailloux. Ainsi, il est possible de conclure pour la plupart des particules ont sédimenté rapidement et ce pour les différentes granulométries à l'exception de la charnockite et du calcaire. Toutefois, le nombre restreint de fragments étudiés pour ces deux lithologies ne permet pas de tirer des conclusions significatives concernant la vitesse de leur mise en place.

Les mesures d'arrondi faites sur les 329 graviers (179 cailloux et 150 galets) montrent que les échantillons sont en moyenne subanguleux à subarrondis. Ceci indique que les fragments ont subi un transport relativement court. Ce fait vient confirmer le caractère local de la source des sédiments. Certaines particules possèdent une surface striée plane témoignant de l'abrasion mécanique subie lors de leur transport probable à la base du glacier.

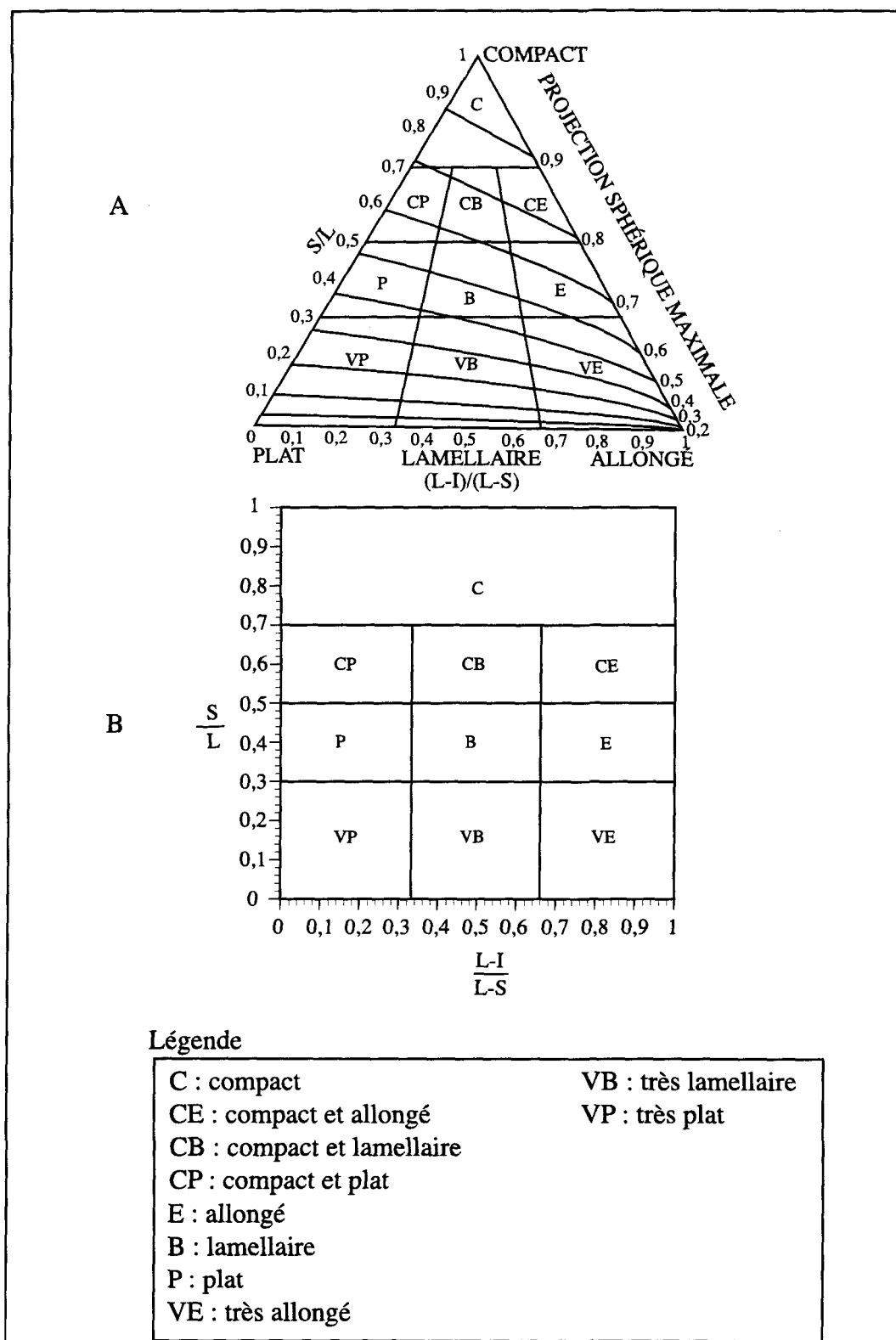


Figure 12 : Classification morphologique des particules selon Sneed et Folk (1958) (A) et modifiée de Sneed et Folk (1958) (B).

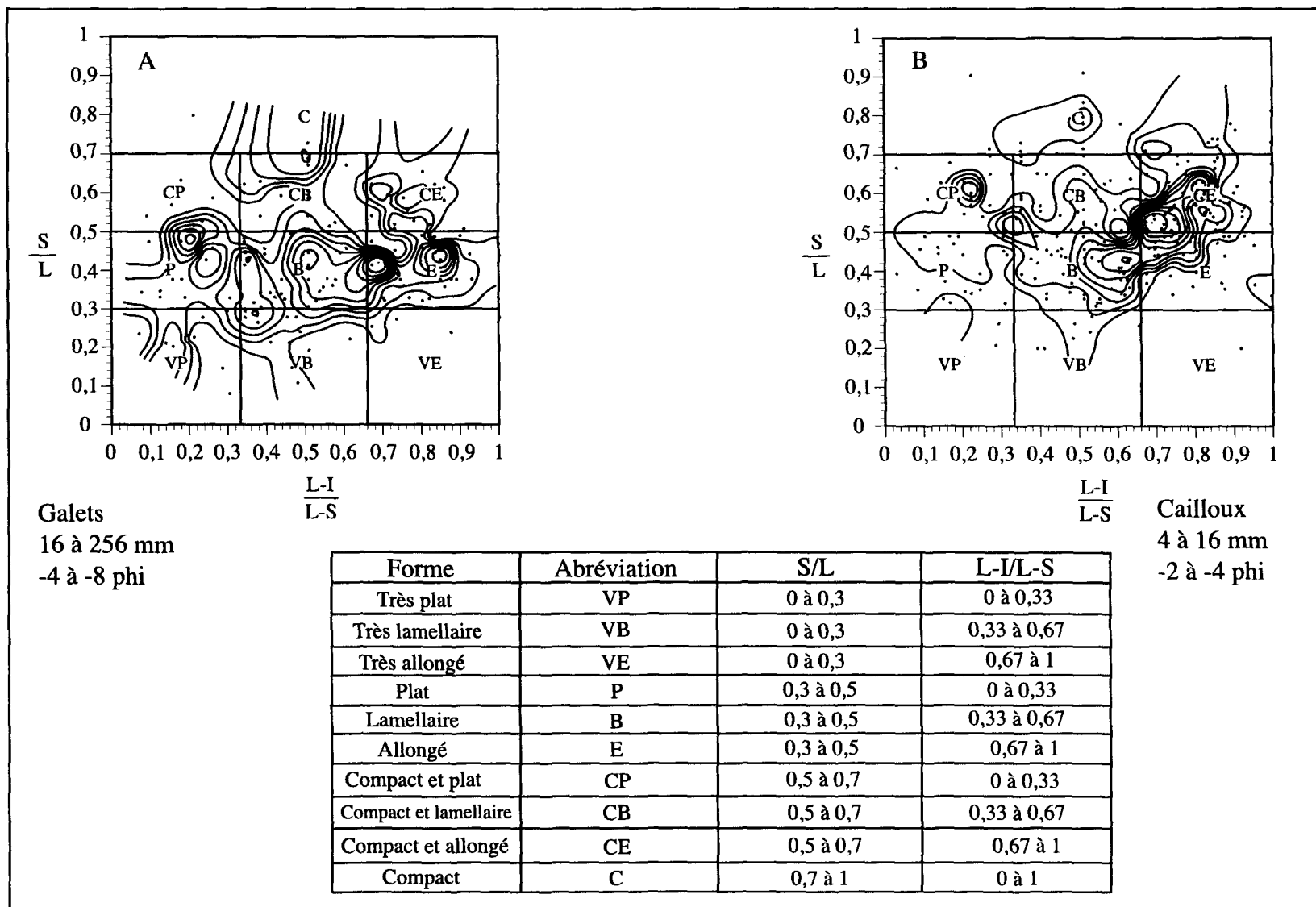


Figure 13: Classification morphologique des galets (A) et des cailloux (B) échantillonnés.

Tableau 11. Paramètres statistiques calculés pour Ψ_p .

Péetrographie / Granulométrie	Péetrographies confondues	Anorthosite	Mangérite	Charnockite	Calcaire	Complexe gneissique
Granulo. confondues	moy =0,72 $M_o^*=0,689$ max=1 min=0,374 n=329	moy=0,72 $M_o=0,689$ max=1 min=0,374 n=139	moy=0,74 $M_o=0,811$ max=0,941 min=0,391 n=106	moy=0,55 max=0,6 min=0,507 n=5	N.A.**	moy=0,72 $M_o=0,722$ max=1 min=0,446 n=78
Galets	moy =0,72 $M_o=0,689$ max=1 min=0,38 n=150	moy =0,71 $M_o=0,689$ max=0,865 min=0,487 n=63	moy =0,73 $M_o=0,818$ max=0,893 min=0,391 n=58	moy=0,56 max=0,641 min=0,507 n=3	N.A.	moy =0,71 $M_o=0,756$ max=0,82 min=0,544 n=32
Cailloux	moy=0,73 $M_o=0,753$ max=1 min=0,374 n=179	moy=0,73 $M_o=0,719$ max=1 min=0,374 n=76	moy=0,76 $M_o=0,893$ max=0,941 min=0,521 n=48	moy=0,46 max=1 min=0,532 n=2		moy=0,76 $M_o=0,893$ max=0,941 min=0,521 n=46

* M_o : mode **N.A. : non applicable

3.4 Interprétation des faciès

Les faciès graveleux ont été subdivisés sur la base de la granulométrie. Ceci permet de mieux faire ressortir les fluctuations de la puissance d'écoulement. La puissance requise pour transporter des particules de la taille des blocs (>256 mm) est évidemment supérieure à celle requise pour transporter des particules de la taille des galets (64 - 256 mm), des cailloux (4 – 64 mm), ou des granules (2 – 4 mm). Toutefois, l'interprétation déduite des faciès présentant les mêmes textures et structures, mais de granulométrie différente, peut

être la même (tableau 2). De plus, les passages verticaux et latéraux entre faciès de même granulométrie mais avec des structures différentes sont similaires, de même que les passages vers des faciès de granulométries plus grossières à plus fines (figure 5). En conséquence, les faciès pouvant être interprétés de la même façon ont été regroupés ensemble.

Les faciès graveleux massifs (Bm, Cm, Pm et Rm) peuvent sédimenter dans les environnements sédimentaires suivants : 1) dans les deltas de contact glaciaire, 2) dans les plaines d'épandage, 3) dans les systèmes deltaïques et 4) dans les milieux fluviaux. Ces faciès peuvent être observés au sein des éléments géomorphologiques suivants : terrasses de kame, barres, moraines frontales et d'ablation ainsi que des dépôts de crevasse (Eyles et Eyles, 1992). La mise en place de ces faciès nécessite une puissance d'écoulement considérable étant donné la grande dimension des particules. Ces derniers sont souvent mis en place par des coulées hyperconcentrées (Steel et Thompson, 1983).

Lorsque ces faciès sédimentent en milieu sous-marin ils sont généralement bien triés. Toutefois, pour les deltas de contact glaciaire, les faciès graveleux massifs peuvent contenir du matériel de délestage provenant de banquises se détachant du front de retrait glaciaire

(Eyles et Eyles, 1992). De plus, des déformations glacio-tectoniques induites par les réavancées glaciaires peuvent être observées (Lønne, 1995). Dans les environnements deltaïques dominés par la houle, les lits de gravier massifs sont très bien triés, contiennent peu ou pas de matrice et les fragments sont bien arrondis et possèdent une bonne sphéricité (Picard et McBride, 1993). À l'intérieur des plaines d'épandage, ces faciès sont caractérisés par la présence de matrice ainsi que par un vaste étalement granulométrique témoignant d'une sédimentation rapide (Maizels, 1991). En milieu fluviatile, les faciès graveleux massif possèdent un tri relativement bon et les particules montrent fréquemment une forme cylindrique et un bon arrondi résultant du transport en traction par une vitesse d'écoulement assez stable (Smith, 1974). Enfin, de nombreuses imbrications peuvent être observées (Rust, 1982).

Les faciès gravelleux massif (Bm, Cm, Pm, Rm) présentent les caractéristiques communes suivantes. Il y a absence de structures sédimentaires, le tri est généralement mauvais, mais l'aspect demeure jointif et les particules sont modérément arrondies. De façon générale, les dépôts massifs sont interprétés comme le produit: 1) d'un écoulement turbulent de haute densité, 2) d'une sédimentation rapide par suspension ou 3) d'un écoulement laminaire, comme une coulée de débris (Major, 1997; Maizels, 1993; Eyles et

Kocsis, 1988; Lowe, 1988). Si la sédimentation est rapide et l'écoulement est de haute densité, le matériel n'aura pas le temps d'être trié. Ceci et l'absence de structures de traction supportent une sédimentation par suspension rapide (Lowe, 1988). La pauvreté du tri est souvent caractéristique d'une sédimentation rapide (Maizels, 1993). L'aspect jointif supporte, toutefois, une sédimentation au sein d'un écoulement assez turbulent pour maintenir en suspension les particules les plus fines. Ceci exclut une mise en place par coulée de débris. L'arrondi des particules supporte un transport partiel ou antérieur par traction. En conséquence, il est probable que ces faciès représentent des dépôts mis en place lors de périodes de grandes crues par écoulement turbulent de haute densité, telle des coulées hyperconcentrées (Steel et Thompson, 1983; Todd, 1989). Les fluctuations de la puissance d'écoulement lors de la mise en place de tels dépôts permettent le développement des granoclassements normaux ou inverses observés à l'occasion (Todd, 1989).

Les faciès graveleux massifs (Bm, Cm et Pm) ont été mis en place en traction par une sédimentation rapide à l'intérieur de barres graveleuses (GB) et de chenaux (CH). Selon Miall (1977), ceux-ci peuvent faire partie d'une barre graveleuse longitudinale ou encore peuvent correspondre à un résidu de fond. Les éléments suivants permettent d'interpréter ainsi ces faciès. Tout d'abord, la sphéricité passe généralement de bonne à moyenne et la

forme des fragments varie de allongée à lamellaire, ce qui suppose un transport par traction tandis que l'arrondi (subanguleux à subarrondi) suggère un court transport. Aussi, les nombreuses imbrications observées, témoignent d'un écoulement unidirectionnel. Ensuite, le tri oscille de moyen à mauvais pour la plupart des faciès tel que précisé par les courbes granulométriques. La présence de particules dans les interstices des faciès graveleux peut également être due à la vitesse de sédimentation. Si la sédimentation est rapide et l'écoulement est de haute densité, le matériel n'aura pas le temps d'être trié. Enfin, les nombreuses lentilles résultent des fluctuations de la puissance d'écoulement du cours d'eau (Collinson, 1996).

Pour les faciès Cp, Pp, Rp et Sp, le caractère généralement subarrondi à subanguleux des particules composant ce faciès suggèrent un transport court et un mode de sédimentation par traction. La forte inclinaison des lamines (environ 25° à 30°) laisse supposer des taux de sédimentation relativement élevés marquant la progradation du système à la suite de ruptures de pente successives sur la face aval de la barre (Lønne, 1995). Le tri moyen de ces faciès s'explique par des alternances de lamines plus fines et plus grossières (i.e. granules et sable), ce qui montre une certaine irrégularité dans le régime hydraulique au moment de la sédimentation. Le faciès Sp est interprété comme un

faciès de dune (Miall, 1977). Cette interprétation est valide pour l'ensemble de ces faciès. Ceux-ci sont en général associés aux faciès massifs ou aux faciès à laminations entrecroisées en auge au sein des assemblages de faciès de barres graveleuses (GB) ou de chenaux (CH). Sp est aussi associé à des faciès sablonneux et silto-argileux au sein de l'assemblage de remplissage de dépression (DF).

Pour ce qui est des faciès à laminations entrecroisées en auges (Ct, Pt, Rt et St), Miall (1977) les interprète comme étant le résultat du remplissage de petits chenaux. Une fois de plus, pour les faciès graveleux, la morphologie des grains indique un transport par traction et l'arrondi suppose un transport relativement court. La longueur d'onde importante des auges laisse supposer la migration de dunes à crête ondulante à irrégulière. Également, les interstratifications de lits de Pt avec des lamines de Rt représentent les pulsations du régime d'écoulement permettant de sédimenter des particules de tailles différentes. La mise en place de particules plus grossières à la base des auges résulte d'une accumulation sur la face aval après avalanche lors de la sédimentation. Toutefois, la présence de grains plus grossiers dans le milieu des auges peut être causée soit par le phénomène de pression dispersive opérant de façon normale au plan de cisaillement sur les grains ayant des surfaces importantes ou soit par le décrochement de parois de barres graveleuses causé par

l'érosion hydrique (Boggs, 1995). Les galets déposés avec l'axe long (a) parallèle au sens d'écoulement peuvent être attribués au phénomène de pression dispersive (Postma, 1995). Enfin, les sables disposés en fines laminations entrecroisées en auge de couleur rouge grisâtre ont été observés en lame mince polie et ont été identifiés comme étant constitués essentiellement de minéraux lourds (annexe 3).

Les faciès graveleux à support de matrice (Cms et Pms) sont des dépôts caractéristiques des coulées de débris (Miall, 1977). Leur tri pauvre est caractéristique d'un dépôt de coulée de débris (Major, 1997). Les graviers flottant dans la matrice indiquent que la forte densité de particules a limité leurs mouvements dans l'écoulement. Le granoclassement inverse observé dans un faciès Pms a été généré par : 1) le tamisage cinématique, 2) par la pression dispersive et 3) par la force de cisaillement produite à la base de l'écoulement. L'écoulement permettant la mise en place de ces dépôts est généralement laminaire (Major, 1998).

Les faciès à laminations horizontales ou parallèles (Rh et Sh) sont rares et sont parfois constitués de lamines ondulantes, devenant presque en auges. Ils sont généralement interprétés comme feuillets de sédiments produits par traction en régime d'écoulement

supérieur (Miall, 1985). Comme pour les faciès précédents, il y a fréquemment alternance de lamines de sable et granules ou de sable et de boue qui indique des fluctuations du régime d'écoulement, et des cailloux au sein des lamines, lesquels forment souvent des lentilles de cailloux, suggérant que d'autres mécanismes que la turbulence opéraient. Ces faciès ont souvent été associés à des faciès chenalisés et pourraient donc être interprétés comme étant le résultat de débordement de chenaux, similaire à des dépôts de crevasse évasés.

Les faciès à grains fins (Fl et Fld) peuvent être interprétés comme s'étant mis en place à la fin d'une crue par suspension ce qui est typique d'une plaine d'inondation (Miall, 1977). Toutefois, leur interstratification avec du sable fin (St) peut être due aux fluctuations épisodiques ou saisonnières de l'écoulement (Manickam, 1982). Les quelques cailloux plats déformant les lamines observées dans le faciès argileux situé à la section verticale G1-16, sont interprétés comme étant des cailloux de délestage provenant l'écoulement de radeaux de glace au printemps. Enfin, les déformations et les galets documentées dans le faciès Fld proviennent sans doute du même phénomène.

3.5 Interprétation des assemblages de faciès

Les barres graveleuses (GB) sont typiques des rivières tressées (Lønne, 1995 Maizels, 1993; Maizels, 1991; Miall, 1977). L'association des faciès graveleux massifs avec les autres faciès de gravier et sable appuie cette hypothèse. Ces associations de faciès sont communes au sein de l'assemblage de faciès de barre graveleuse (GB de Miall, 1985). Cette association de faciès est typique des environnements où: 1) les taux de sédimentation sont élevés, 2) les débits importants sont sporadiques et 3) la végétation n'est pas suffisamment importante pour restreindre l'érosion. Cette association de faciès est observée aussi bien en milieu marin profond qu'en milieu deltaïque et alluvial continental (McPerson et al. 1987; Hein et Walker, 1982). Ils sont communs lors de la déglaciation au sein de deltas de contact glaciaire, et dans les plaines d'épandage sous-marines ou sub-aériennes, au sein des terrasses de kame, moraines frontales et d'ablation ainsi que des dépôts de crevasse (Eyles et Eyles, 1992; Lønne, 1995 Maizels, 1993; Maizels, 1991; Miall, 1977). Les faciès sablonneux au sein de l'assemblage principalement graveleux GB peuvent provenir d'une réduction de la puissance d'écoulement. Le caractère parfois plus fin et parfois plus grossier de certains assemblages GB peut provenir de 1) des variations fréquentes des conditions de mise en place dans ce genre d'environnement et/ou 2) de la

migration de barres graveleuses adjacentes à des dunes plus sableuses localisées entre les barres graveleuses de la rivière.

L'assemblage de faciès CH est caractérisé par une extension latérale limitée, un résidu de fond grossier et des matériaux de granulométries diverses et de structures variées contenus au sein d'une surface concave. Pour cette raison, ils sont interprétés comme étant le produit du remplissage d'un chenal. Cet assemblage constituerait des chenaux localisés entre les barres graveleuses longitudinales ou des chenaux de chute qui découperaient la surface de ces barres (Collinson, 1996). Ces deux assemblages s'interdigitent entre eux régulièrement.

Les matériaux moins grossiers formant la macroforme de remplissage de dépression (DF) témoigne d'un épisode de sédimentation distinct de celui des macroformes GB et CH. Cet assemblage est principalement composé d'une alternance des faciès sableux fins (St, Sp, Sh) avec les faciès silto-argileux (Fl et Fld). Des faciès plus grossiers au sein de l'assemblage Df ont été documentés mais ils sont moins fréquents. Ainsi, dans la gravière G3, les faciès apparentés à cet assemblage sont essentiellement des faciès sableux à laminations entrecroisées en auge (St), associés à un faciès graveleux massif (Pm) aux lits

partiellement inclinés, et à un faciès silto-argileux. Les dépôts de cet assemblage de faciès semblent être circonscrits à un regroupement d'aires isolées de quelques dizaines de mètres de largeur localisé au centre des gravières G1, G2, G3 et possiblement G4. La puissance de ces aires ne dépasse pas quelques mètres. Il n'y a pas de constance dans la nature et dans les associations de faciès présents au sein de ces différentes aires. Cet assemblage de faciès semble se localiser dans des dépressions au sein de l'assemblage GB. Pour cette raison, cette association est appelée association de remplissage de dépressions (DF). Toutefois, ces dépressions ne se situent pas toutes au même niveau stratigraphique. Certaines se trouvent en surface et sont surmontées par des dépôts de tourbe et des lacs perchés entre les gravières G1 et G2. D'autres semblent s'insérer au sein de l'assemblage GB, car des faciès graveleux typiques de cet assemblage le surmontent. Ce fait peut suggérer que le remplissage des dépressions aurait pu avoir lieu au moment où il y avait transfert d'écoulement d'un chenal à un autre. Également, des photographies aériennes datant de 1964 (Q64 114 249-250; figure 20) ont aussi permis de constater qu'une aire de cet assemblage, actuellement isolée, (section G1-6, figure 16) se trouvait sous une petite dépression pouvant correspondre à un ancien kettle maintenant en partie excavé par l'exploitant.

De façon générale, les faciès de cet assemblage sont plus fins que ceux des assemblages précédents, ce qui indique des débits moins forts que pour les assemblages GB et CH. L'abondance de laminations convolutées suggère des taux de sédimentation élevés. Les faciès et associations de faciès ressemblent à ceux décrits pour l'assemblage de faciès DA de Miall (1985) et sont interprétés comme des dépôts de barre sablonneuse transverse. Ils ne sont pas sans ressembler aussi aux successions de faciès interprétés comme des dépôts de plaine d'épandage sous-marin (Rust, 1988; Burbidge et Rust, 1988). C'est au sein de cet assemblage que des micro-failles normales sont les plus fréquentes. Parfois, il y a affaissement des lits en une structure arquée convexe. Ces micro-failles et structures d'affaissement sont fréquentes dans les dépôts alluviaux glaciaires mis en place au dessus ou en contact avec un bloc de glace et sont fréquemment interprétés comme des dépôts de remplissage de kettles (Burbidge et Rust, 1988; Hayward et French, 1980). Dionne (1970), a déjà interprété le remplissage de cuvettes à l'ouest du lac Saint-Jean (Roberval, Saint-Prime et Saint-Félicien) comme étant lié à la fonte de blocs de glace enfouis dans les dépôts fluvioglaciers. Quoique possédant une morphologie convexe plutôt que concave, dans les cas documentés par Dionne (1970), le remplissage a pu avoir lieu lors d'une décrue. Les micro-failles et les convolutes observées peuvent être indicatrices de la croissance du dépôt (Lønne, 1995). Il est cependant difficile de relier avec conviction la mise en place de cet

assemblage de faciès car les contacts latéraux, de ce dernier avec les murs des gravières, ont été excavés par l'exploitant.

Un quatrième assemblage de faciès est constitué par une association dominée par les faciès sablonneux et où les faciès graveleux sont non seulement moins abondants mais aussi composés de gravier moins grossier que dans les assemblages GB et CH. Cet assemblage est semblable à l'assemblage de faciès d'accrétion latérale (LA) qui selon Miall (1985), représente une séquence alluviale correspondant à un dépôt de rivière méandrique ou à sinuosité élevée. L'interprétation de ces sédiments comme un dépôt d'accrétion en aval (LA) est renforcée ici par 1) sa position stratigraphique et 2) par sa relation avec un ancien bras de méandre de la rivière Chicoutimi. D'ailleurs, cette association de faciès semble avoir entaillé les associations GB et CH et l'altitude de cet assemblage de faciès d'environ 150 m correspond à l'altitude de l'ancien bras de méandre en question. Ainsi, cet assemblage correspondrait à une barre de lobe convexe de méandre (*point bar deposit*) (Miall, 1992).

3.6 Variation latérale des faciès

Les variations latérales des faciès ont été fréquemment observées à partir de 20 des sections verticales levées sur le territoire cartographié (annexe 4). Trois axes de corrélation de lithofaciès ont été utilisés afin d'identifier des changements de faciès. Les deux premiers sont parallèles (Ac 1 et Ac 2) et orientés N80° et le troisième (Ac 3) est orienté N000°, soit grossièrement parallèles et oblique aux directions d'écoulement notées dans le cadre de ce travail et présumés par Lasalle et Tremblay (1978). Ces corrélations permettent de décrire les variations de faciès et d'assemblages de faciès selon des distances approximatives de 700 m (Ac-1, figure 14), 670 m (Ac 2, figure 15) et 575 m (Ac-3, figure 16).

L'analyse des diverses colonnes permet de constater qu'il est difficile d'effectuer des corrélations par faciès car les variations latérales sont trop importantes. Par contre, les assemblages de faciès GB/CH semblent avoir une grande continuité latérale. En effet, ils se trouvent de la base au sommet des colonnes et ceci pour l'ensemble des gravières étudiées. Cependant, il y a présence plus importante de faciès sableux vers l'extrémité nord-est de l'axe Ac-1. Les figures 17 et 18 permettent d'observer la variabilité latérale des faciès selon deux plans rapprochés. Les colonnes de la figure 17 ont été réalisées juste avant

l'exploitation du mur de la gravière. Ce mur a reculé d'un peu plus de 5 mètres et la figure 18 montre la même zone, mais avec une distribution de faciès significativement différente. Ceci malgré l'apparente continuité latérale de certains faciès de barres graveleuses documentées sur ce mur de la gravière.

La figure 19 montre l'extension latérale de faciès à l'intérieur d'une association de faciès CH. Les colonnes stratigraphiques G2-6 et G2-7 sont séparées d'environ 30 m. L'association de faciès documentée à la section verticale G2-6 pourrait permettre d'interpréter celle-ci comme une barre graveleuse, mais le résidu de fond concave et la morphologie lenticulaire de certains lits confirment la présence d'un chenal à cet endroit.

Les figures 14 et 15 montrent l'assemblage LA entaillant les assemblages GB et CH. Cet assemblage semble correspondre à un phénomène local limité à l'extrémité nord-est de la gravière G1. L'étude de la photo aérienne permet de constater que l'assemblage se situe là où se trouvait l'ancien bras de méandre (figure 20). Toutefois, aucun autre dépôt de cet assemblage n'a été observé le long du tracé de cet ancien méandre, soit que la zone a été exploitée ou que le mur de la gravière est couvert d'éboulis.

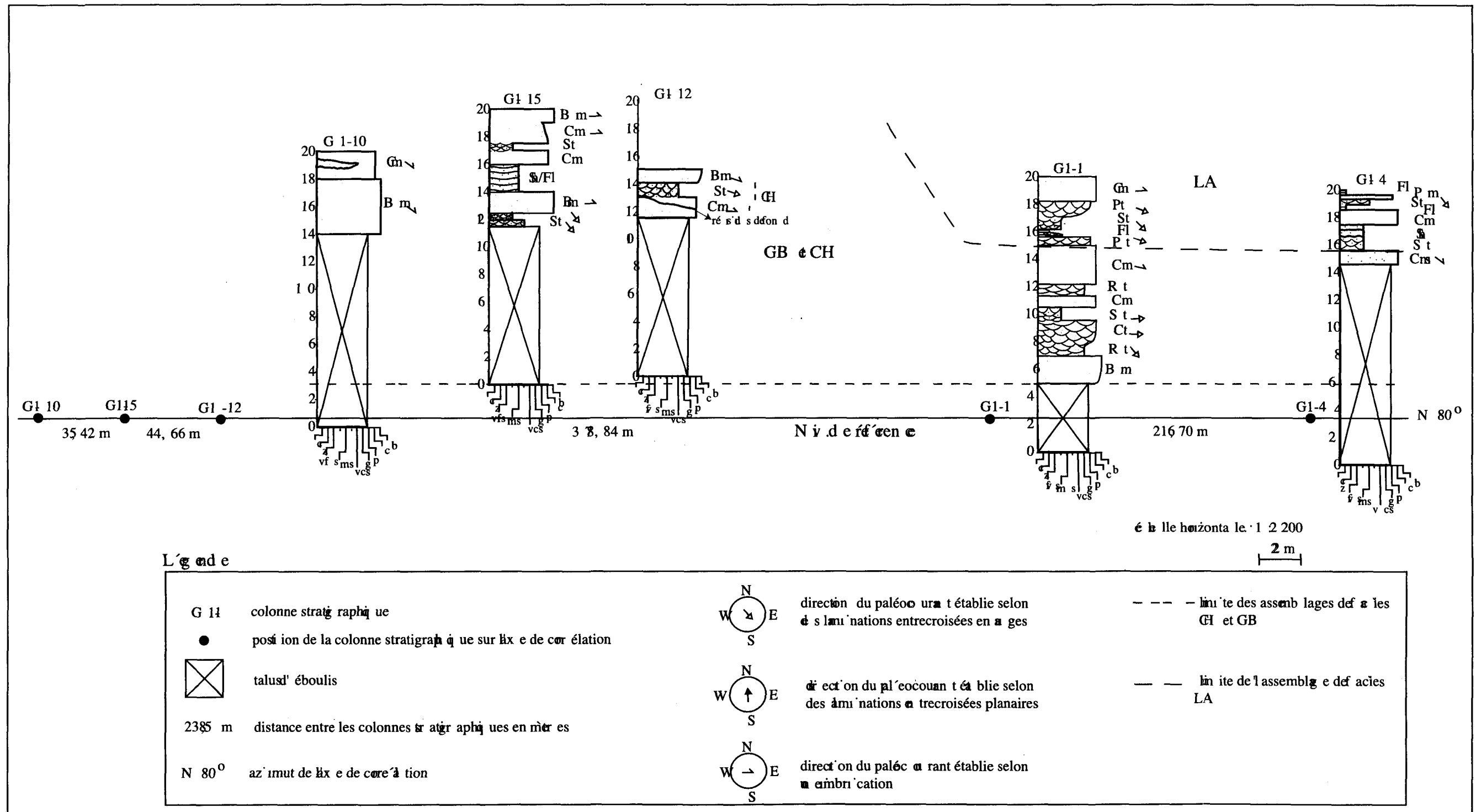


Figure 4 : Corrélation stratigraphique des faciès selon l'axe Ac-1.

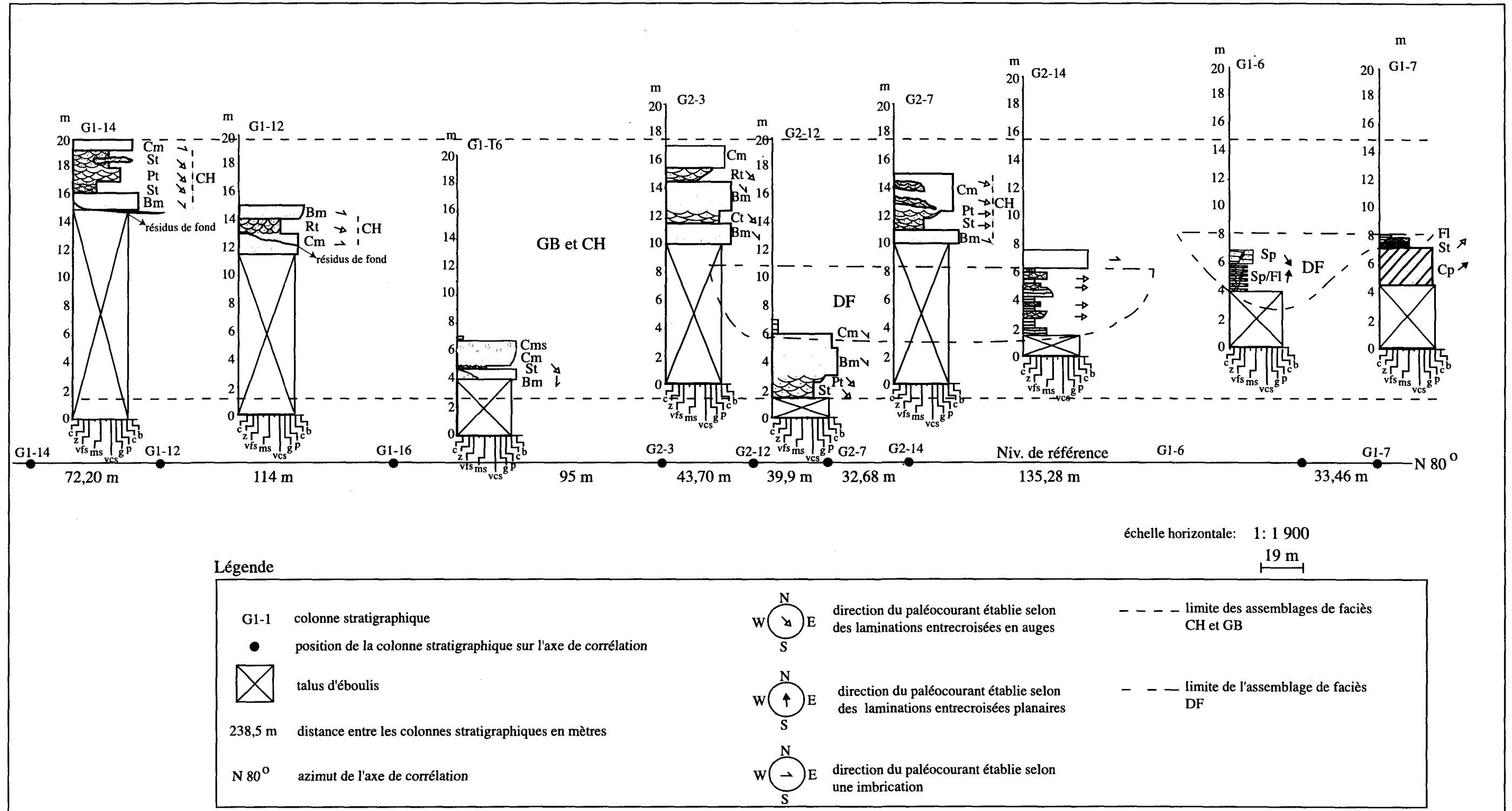


Figure 15 : Corrélations de lithofaciès selon l'axe Ac-2.

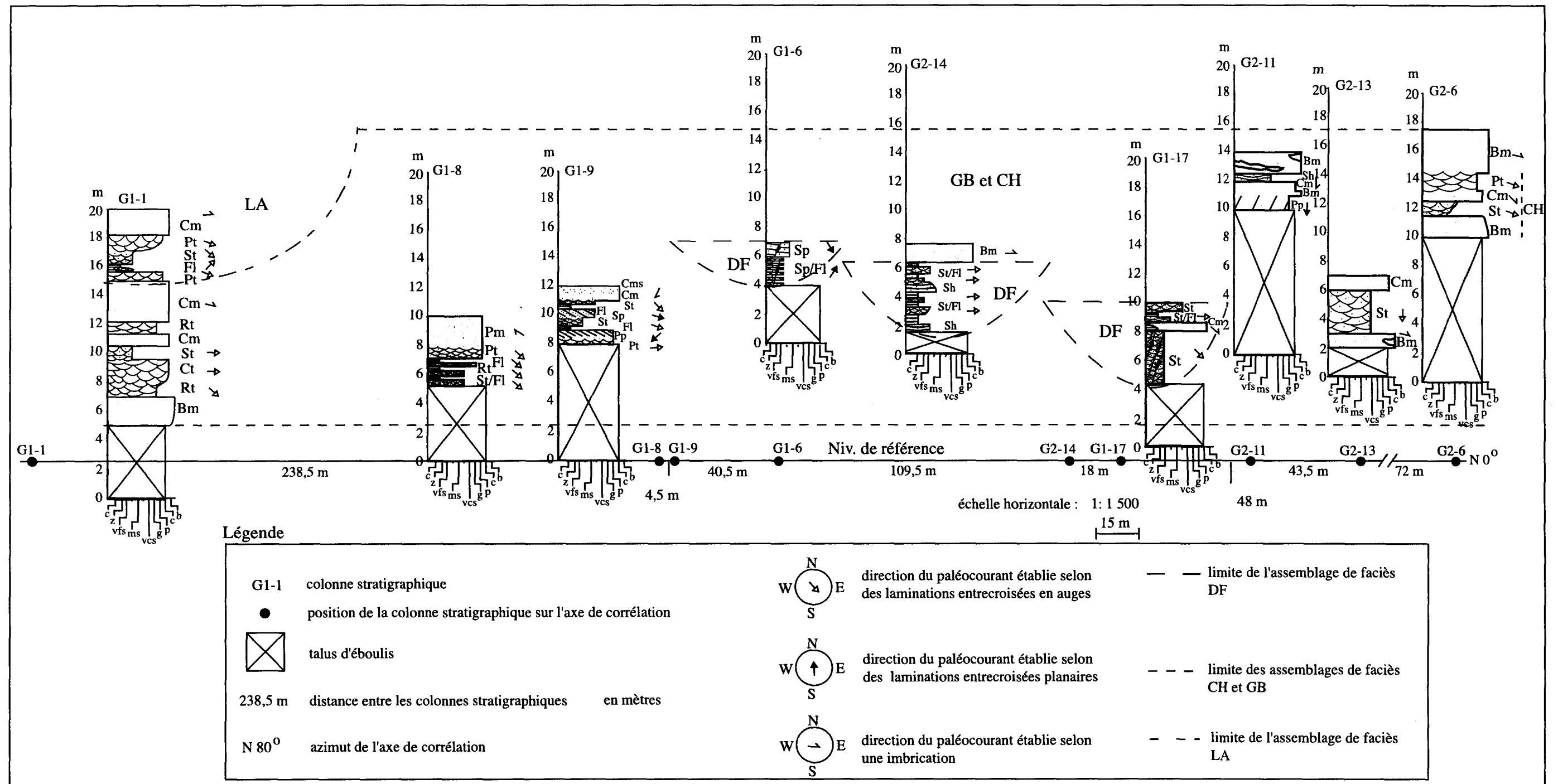


Figure 16 : Corrélations de lithofaciès selon l'axe Ac-3.

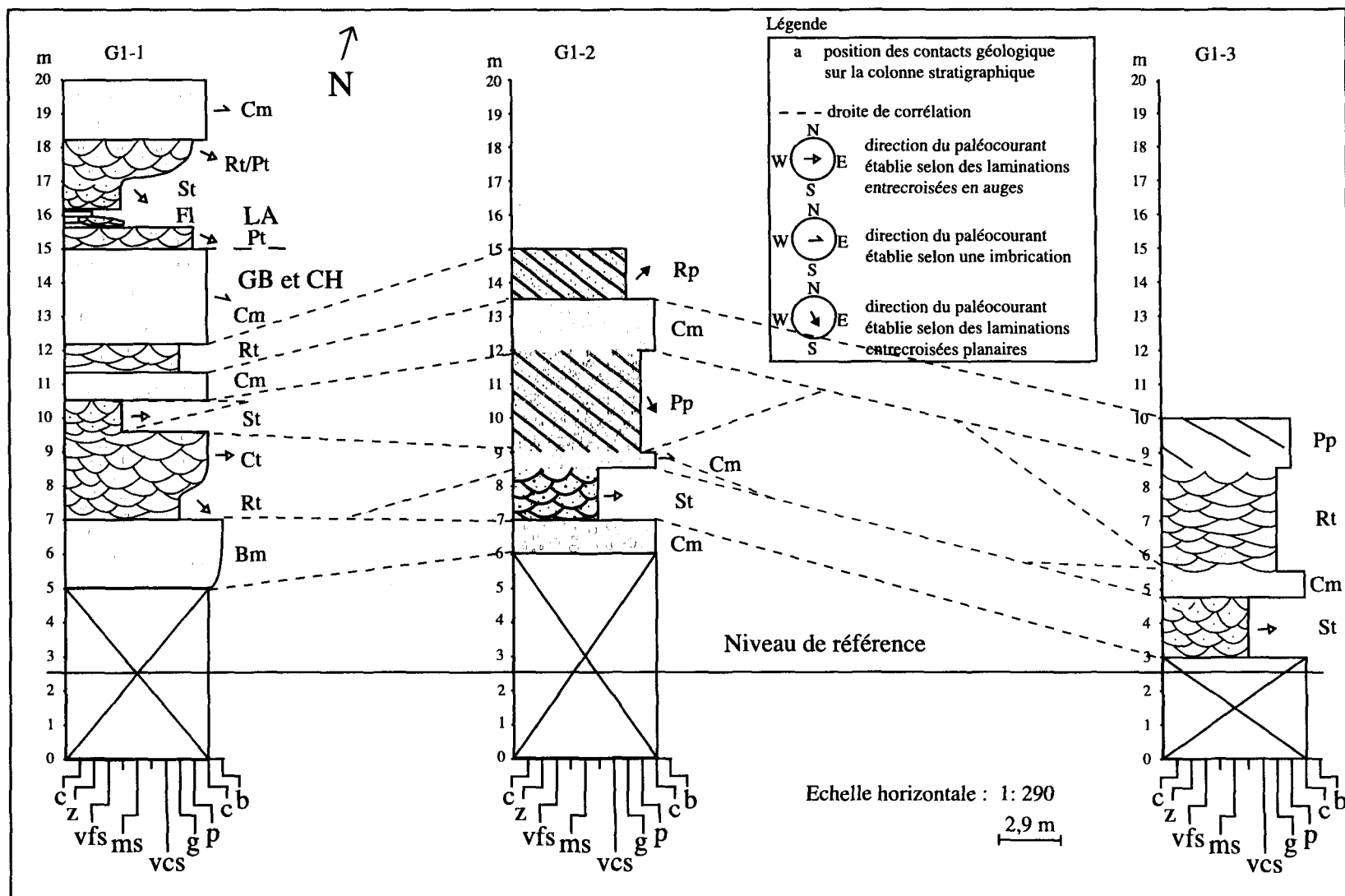


Figure 18: Corrélations de lithofaciès des colonnes G1-1, G1-2 et G1-3.

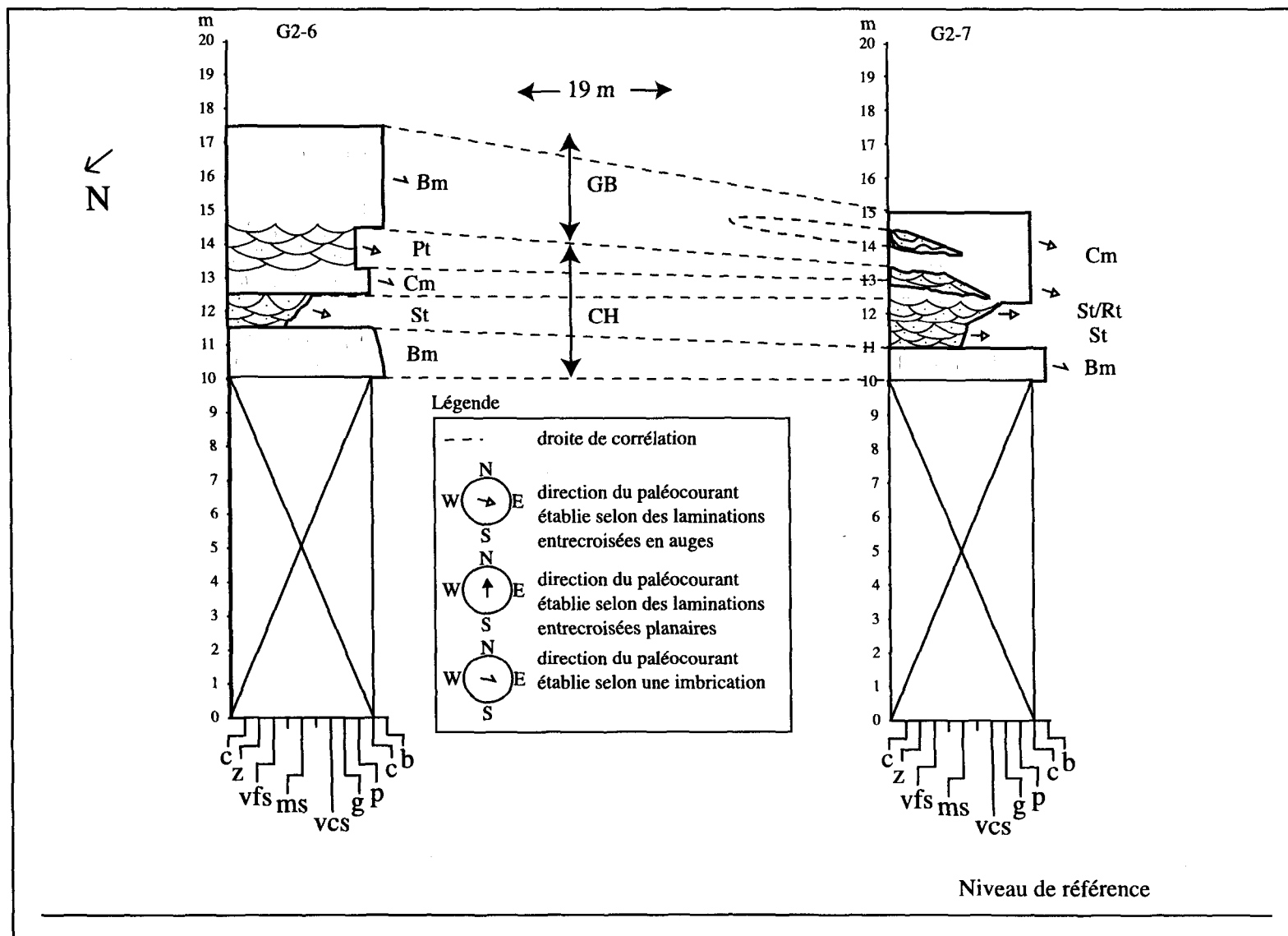


Figure 19 : Corrélations de lithofaciés des colonnes G2-6 et G2-7.



Figure 20 : Position de la limite de la transgression selon Lasalle et Tremblay (1978) sur une photographie aérienne datant de 1964.

La continuité latérale limitée et la position stratigraphique variable de l'assemblage DF sont documentés sur les figures 15 et 16. Cet assemblage semble restreint à l'intérieur d'un corridor prenant la forme d'une anse dans les gravières G1 et G2.

Quatre sections verticales ont été faites dans la gravière G3 et trois dans la gravière G4. Les niveaux de référence de ces deux gravières n'ont pu être reliés au niveau de référence des deux premières gravières, vu les limites imposées par certains éléments physiques séparant les gravières G3 et G4 des gravières G1 et G2. La variabilité latérale des faciès dans la gravière G3 a été observée sur un axe d'approximativement 130 m de long (de G3-1 à G3-4) (figure 21). Les faciès les plus fins de la stratigraphie de cette gravière, ont été documentés aux sections verticales G3-1 et G3-2. Ils se trouvent dans une position similaire aux dépôts de l'assemblage DF dans les gravières G2 et G3 (figure 15 et 16) puisque des faciès typiques de l'assemblage GB se trouvent en continuité latérale et à une position stratigraphique plus élevée. Les faciès situés au sommet de la colonne G3-4 possèdent aussi des similitudes avec ceux de l'assemblage LA (G1-1 et G1-4, figure 14).

Les sections verticales observées à la gravière G4 sont distribuées sur une distance d'environ 200 m (figure 22). Ici, il est possible de tracer un niveau repère, un faciès à galets

massifs (Cm), se trouvant au sommet de la colonne G4-3 avec un niveau similaire sur les deux autres colonnes stratigraphiques. Ceci permet de bien documenter les changements de faciès situés de part et d'autre de ce niveau repère. Les faciès sableux présentent une fois de plus une extension latérale limitée et prennent souvent la forme de lentilles. Ces faciès sont similaires à ceux de l'assemblage GB des gravières précédentes. De plus, dans cette gravière, un dépôt de particules fines d'un dizaine de mètres de hauteur par environ 20 m de longueur a été documenté entre les colonnes G4-3 et G4-2. Le faciès à galets massifs (Cm) est surmonté par un faciès de particules fines fortement déformé (Fd) avec laminations convolutées, lequel contient des cailloux et des granules flottant dans les particules fines. Puis, il y a un faciès de sable très fin et très bien trié, interstratifié avec des particules fines (St/FI) au sommet de cet empilement. Cet assemblage de faciès peut s'apparenter à la macroforme de remplissage de dépression (DF).

La gravière G4 se trouve dans une bande de dépôts ayant été identifiés comme étant des dépôts fluvio-glaciaires par Lasalle et Tremblay (1978) alors que les gravières G1, G2 et G3 sont situées dans un secteur où les sédiments ont été interprétés par les mêmes auteurs comme étant des sables et graviers de la mer Laflamme (figure 23). La persistance des observations décrites ci-dessus à l'ensemble de la bande de sable et gravier de la mer

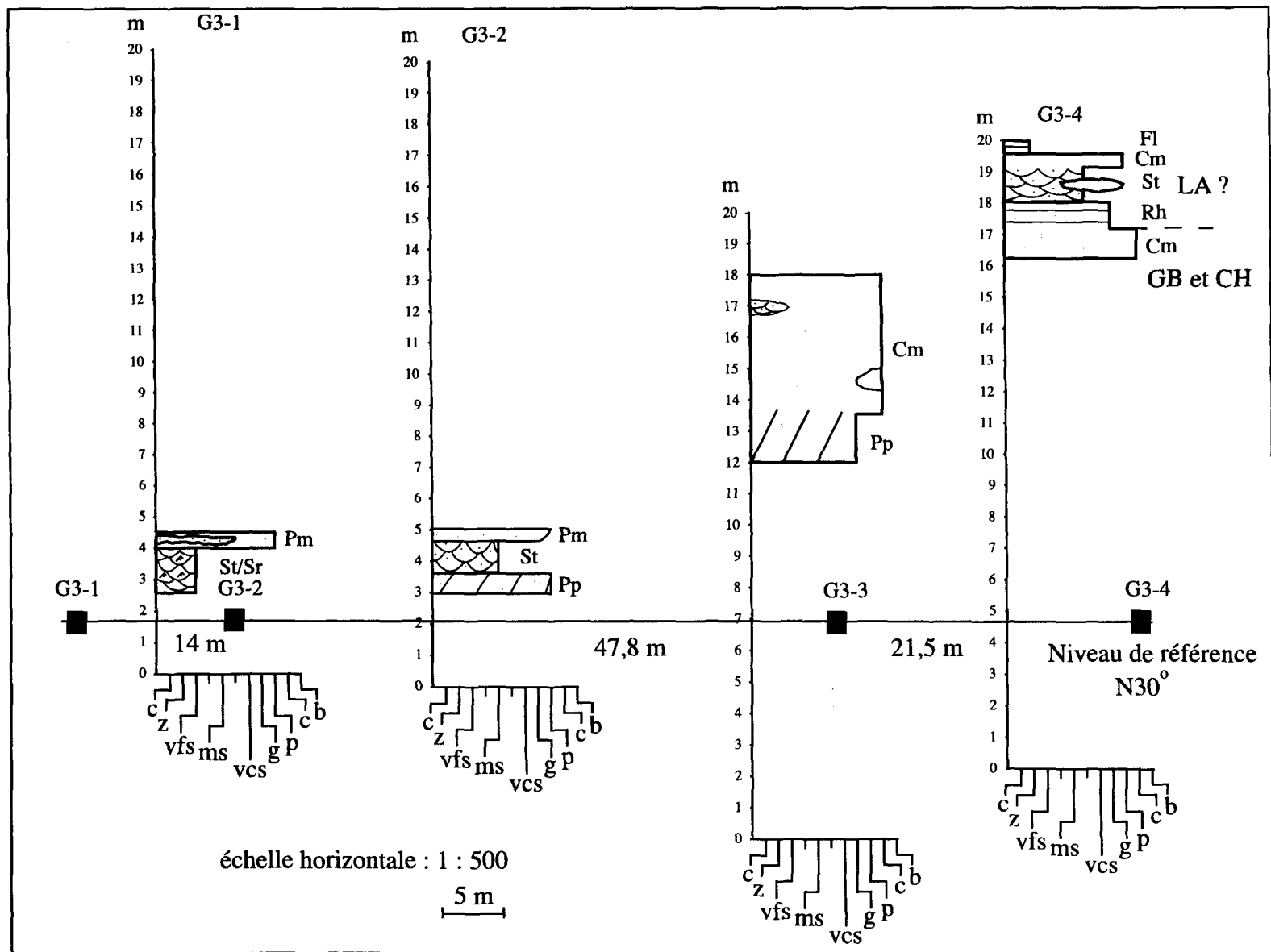


Figure 21 : Stratigraphie de la gravière G3.

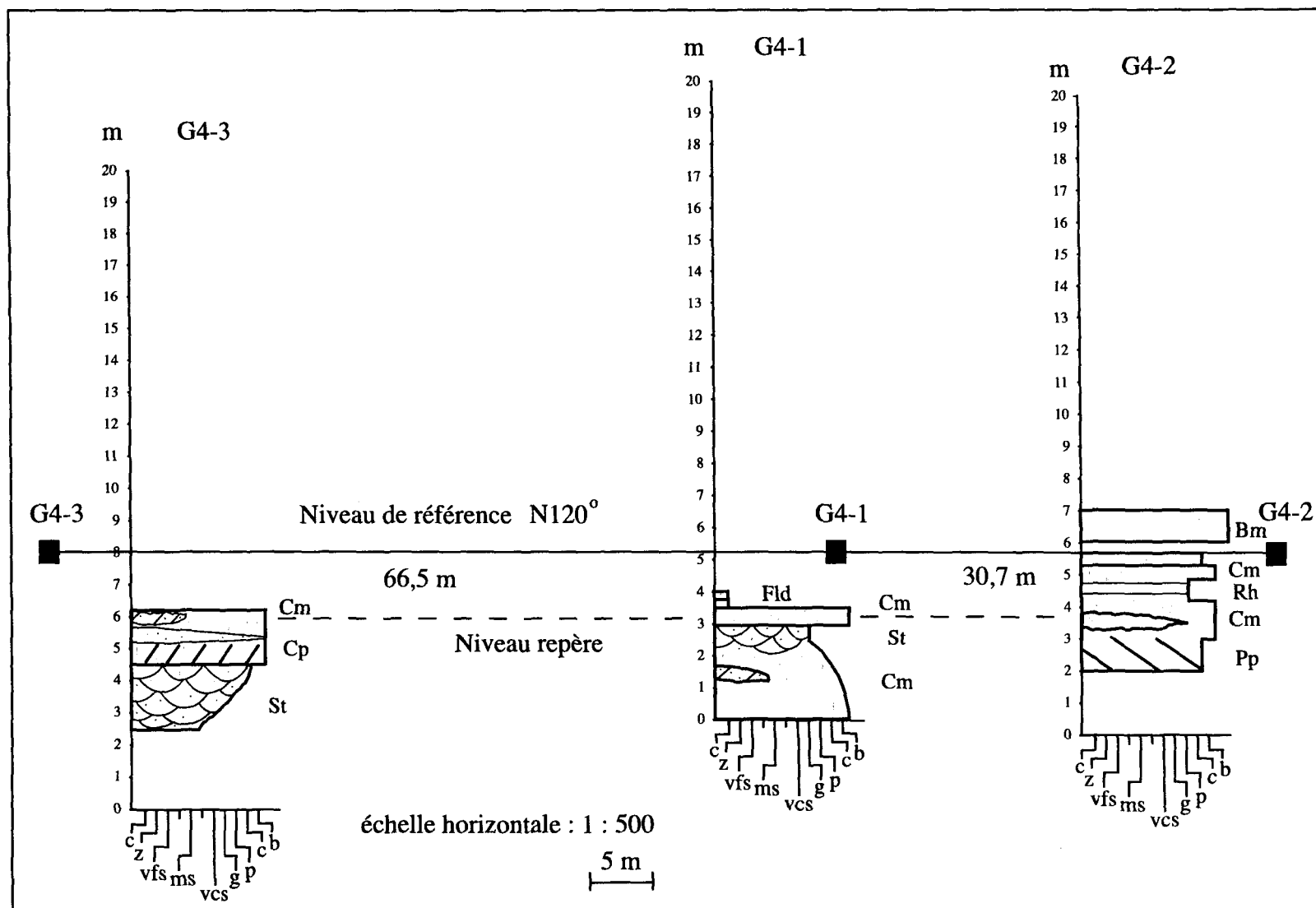


Figure 22 : Stratigraphie de la gravière G4.

La flamme est difficile à démontrer. Plusieurs gravières anciennes ont été réhabilitées (arasée, plantation de gazon et d'arbustes) notamment les gravières en exploitation lors de travaux de Lasalle et Tremblay (1978). Toutefois, il est possible d'estimer en partie l'extension latérale des assemblages de faciès à partir de la description d'un forage exploratoire et d'un forage pilote réalisés respectivement pour le compte de la firme Experts-Conseils Hydrogéol-Sol inc. et des consultants Les Laboratoires S.L. inc. (Le Groupe LMB inc, 1997 ; Les Laboratoires S.L., 1999). Les deux forages ont été faits au même endroit soit à 1,5 km à l'est du site étudié et à environ 163,51 m d'altitude.

Le forage exploratoire a été implanté au 108^{ième} m d'une ligne de sismique réfraction longue de 207 m et orientée N305° (Le Groupe LMB inc, 1997). Le profil sismique montre une profondeur du roc variant de 29 à 57 m. Le forage a permis d'établir la stratigraphie sur 39,62 m à l'endroit où le socle rocheux est le plus profond (figure 24). Entre 39,62 et 15,24 m, des lits de sable et gravier en proportions variables contenant également des silts ont été notés. L'épaisseur de ces lits varie d'environ 0,6 m à 4,6 m. Par la suite, l'épaisseur des lits entre les profondeurs 15,24 m et 5,18 m est plus importante, oscillant de 4,6 m à 5,5 m. Ceux-ci sont composés de matériaux moins grossiers soit surtout du sable grossier à fin. Il y a également présence de silt et de graviers. Le dépôt constitué



Figure 23 : Cartographie des dépôts de surface à proximité du site étudié selon Lasalle (1978) sur un montage de photographies aériennes datant de 1996 et 1994.

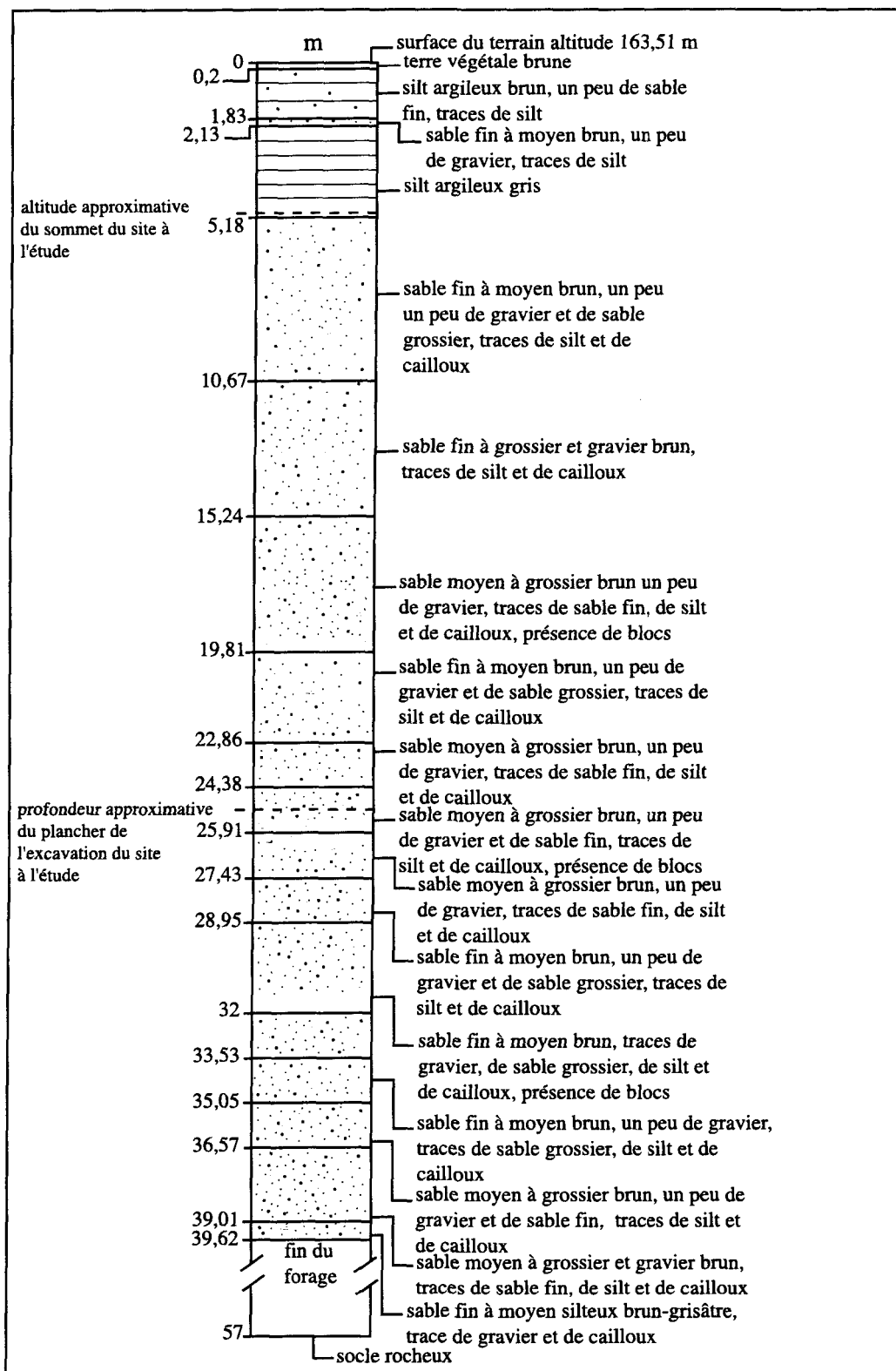


Figure 24 : Description du forage relevé à 1,5 km du site à l'étude (modifiée du Groupe LMB inc., 1997).

par les cinq mètres les plus près de la surface actuelle du sol, présentent du matériel sablo-silteux disposé à l'intérieur de lits de 0,3 m à 3 m d'épais. Ces lits sont surtout constitués de particules fines interstratifiées avec un lit de sable fin à moyen.

Les données du forage pilote permettent d'obtenir la distribution granulométrique en pourcentage sur une profondeur de 48,76 m (Les Laboratoires S.L. inc, 1999). L'ensemble des données présente un contenu en sable supérieur au contenu en gravier et un faible contenu en silt. Le pourcentage moyen des matériaux composant les 19 échantillons est de 33,6 % de gravier, 64,1 % de sable et de 2,2 % de silt.

L'abondance de sable et gravier suggère que l'assemblage GB pourrait s'étendre sur ces sites. La prépondérance de sable sur les graviers est l'inverse de ce qui est toutefois observé dans les gravières G1 à G4. Ceci pourrait signifier que ces forages ont été réalisés dans des équivalents latéraux plus distaux que ceux observés. Le matériel silto-argileux se situant entre 5,18 m et 0,2 m de profondeur, décrit dans le forage exploratoire, n'est pas présent dans les gravières étudiées. Diverses hypothèses peuvent être avancées pour l'expliquer : des sédiments marins d'eaux profondes, des dépôts de remplissage de

dépression (DF) ou encore des dépôts de plaine d'inondation (*overbank fines* ou OF selon Miall, 1985).

3.7 Mesures de paléocourants

Au total 118 mesures de paléocourants ont été prises dans les quatre gravières à l'étude. Ces mesures ont été documentées à partir de laminations entrecroisées planaires et en auge dans les sables et graviers ainsi qu'à partir d'imbrications observées dans les faciès graveleux (figure 25). Pour les quatre gravières, la direction prédominante des paléocourants est le sud-est (N135°) avec 42 % des observations. La seconde direction d'écoulement la plus souvent observée est l'est (N90°) avec 27 % des mesures. La troisième et dernière direction de paléocourant la plus souvent mesurée est l'est-sud-est (N112.5°) avec 12 % des relevés. Les autres directions présentent des azimuts marginaux oscillant de 1 à 4 %.

Les 57 mesures de paléocourants (N135°=47,4 %) prises à partir des macroformes GB et CH montrent une forte tendance vers le sud-est aussi bien dans les gravières G1, G2, G3 (figure 26) que dans la gravière G4 (figure 27). L'est (N90°=19,3 %) et l'est-sud-est

(N112,5°=14 %) correspondent aux deux autres directions les plus importantes des mesures de paléocourants. Ces deux directions sont présentes dans les assemblages DF et LA (figure 28 et 29). Les mesures effectuées sur les associations de faciès DF et LA sont moins nombreuses (DF=9 et LA=7). Toutefois certaines tendances ont pu être observées. Pour l'assemblage de faciès DF, la composante est de l'écoulement domine avec 55,6 % des mesures. La direction sud-est représente 33,3 % des observations pour cet assemblage (figure 28). Enfin, dans la macroforme LA, la direction sud-est domine avec 42,8 % des mesures tandis que la direction est représente 28,6 % des relevés (figure 29). Un écoulement mineur vers le sud dans la gravière G4 est aussi documenté dans les gravières G1 à G3, alors qu'un écoulement vers le sud-ouest a été observé seulement dans la gravière G4. Ce dernier pourrait refléter un écoulement en provenance de la rivière à Mars, via le ruisseau de la décharge et de la rivière du Moulin (Parent, M., communication orale, 2000).

En comparant les mesures d'écoulement des diverses macroformes, il est possible d'observer l'importance des composantes 1) sud-est et 2) est. Les tendances se dégageant des mesures de paléocourants prises à partir des assemblages de faciès reflètent celles observées sur l'ensemble des mesures effectuées sur le site à l'étude. La dominance des composantes sud-est et est, peut être associée à la direction de l'écoulement est-sud-est de

l'exutoire du lac Kénogami au barrage Portage-des-Roches dans la rivière Chicoutimi. La présence d'un ancien bras de méandre de la rivière Chicoutimi traversant le site étudié à la hauteur des gravières G1 et G2 en direction est, peut également expliquer l'importance du vecteur d'écoulement est, notamment au sein des macroformes DF et LA.

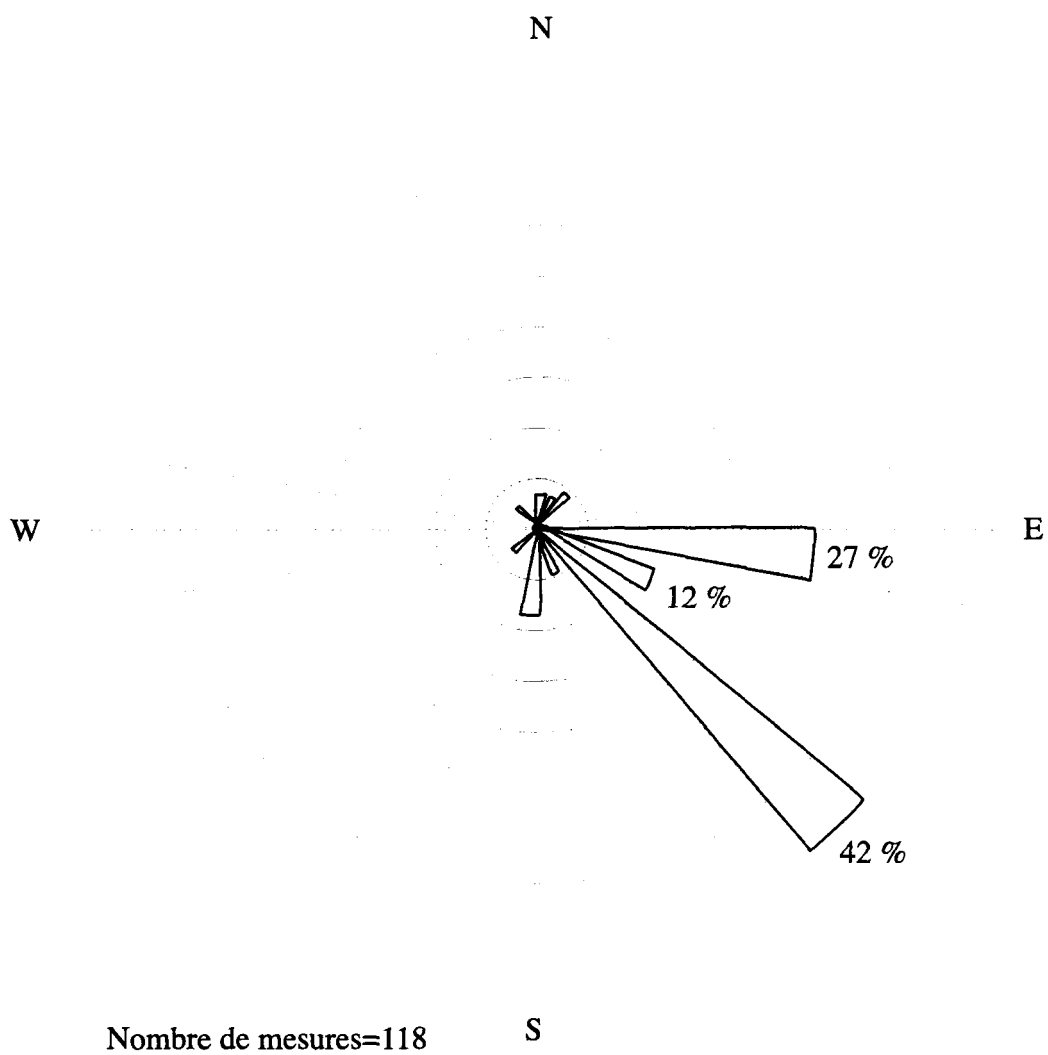


Figure 25 : Distribution de toutes les orientations de paléocourants mesurées au site étudié.

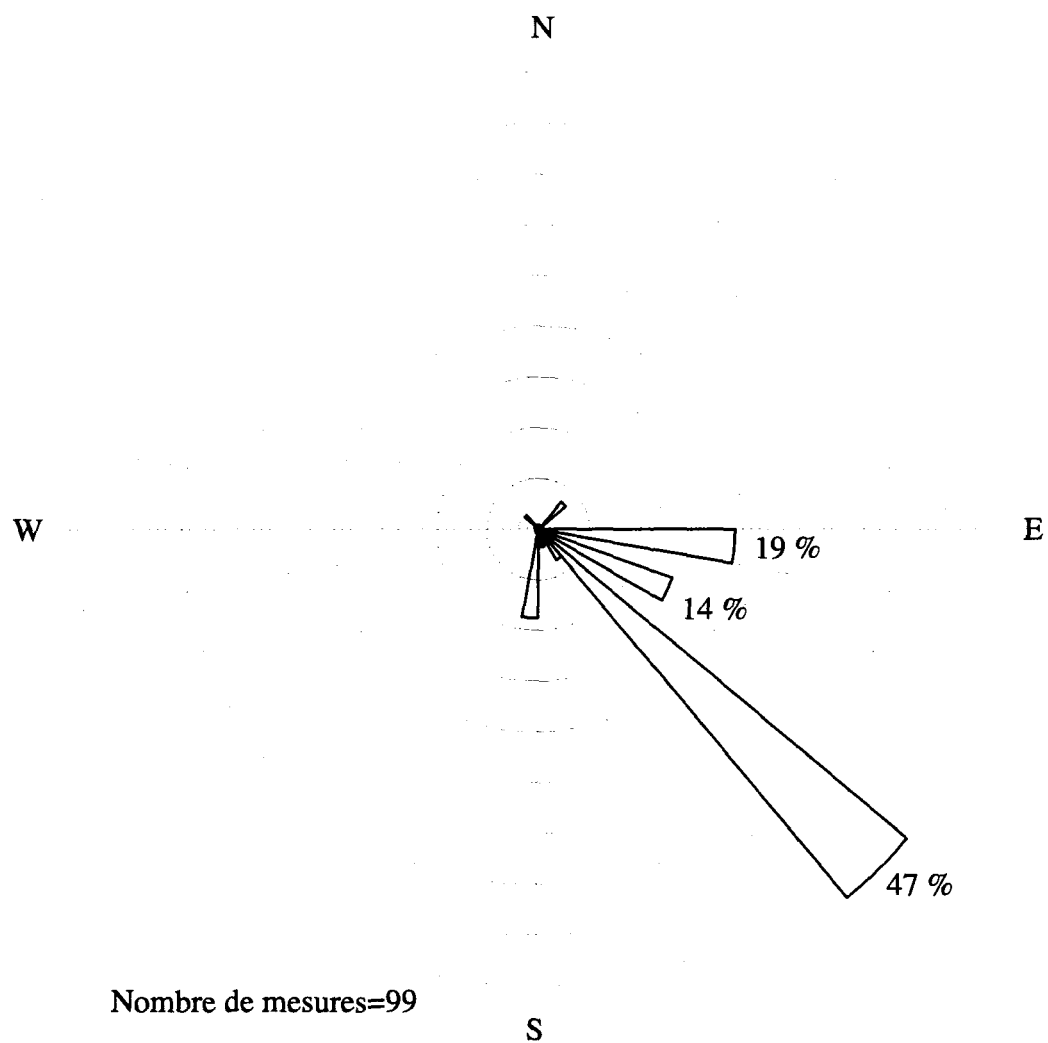


Figure 26 : Distribution des mesures de paléocourants pour les gravières G1, G2 et G3.

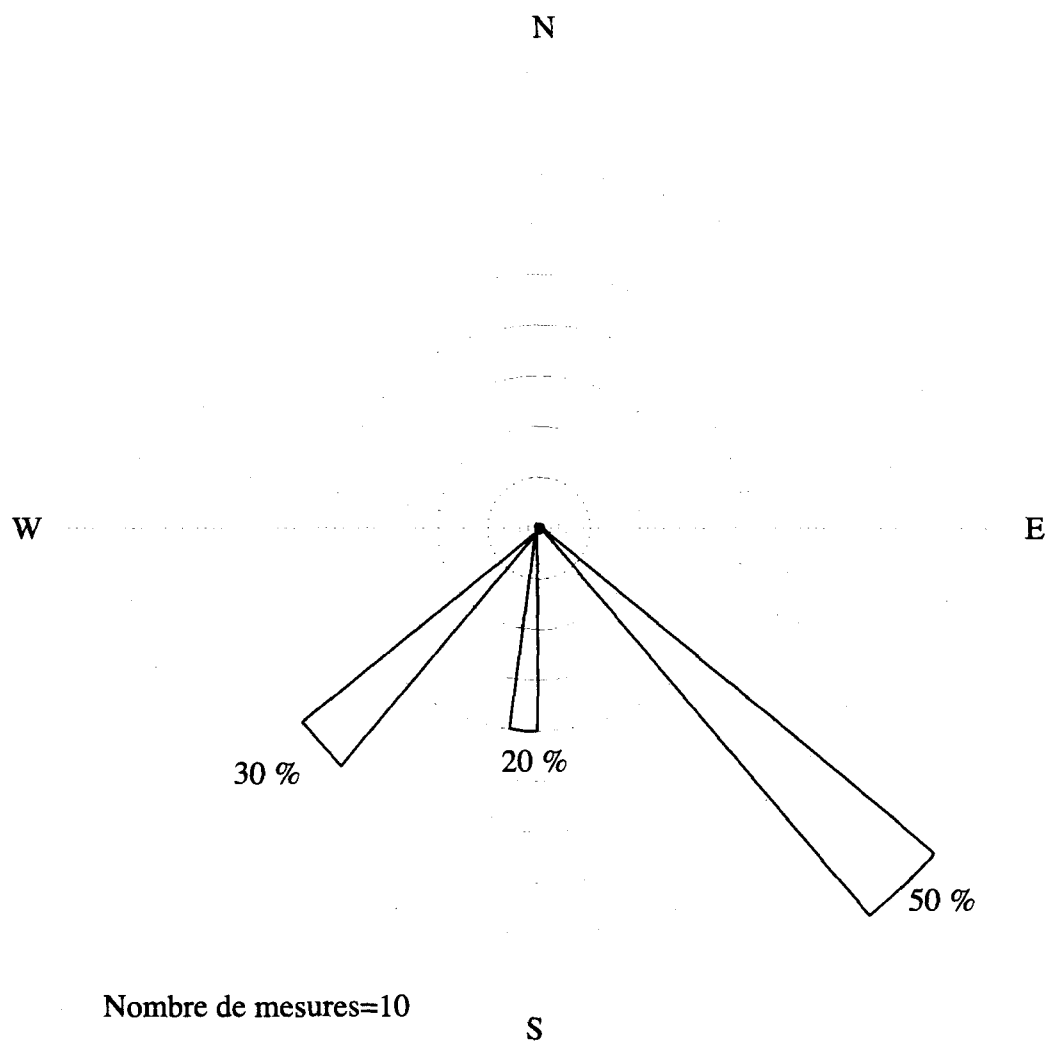


Figure 27 : Distribution des mesures de paléocourants pour la gravière G4.

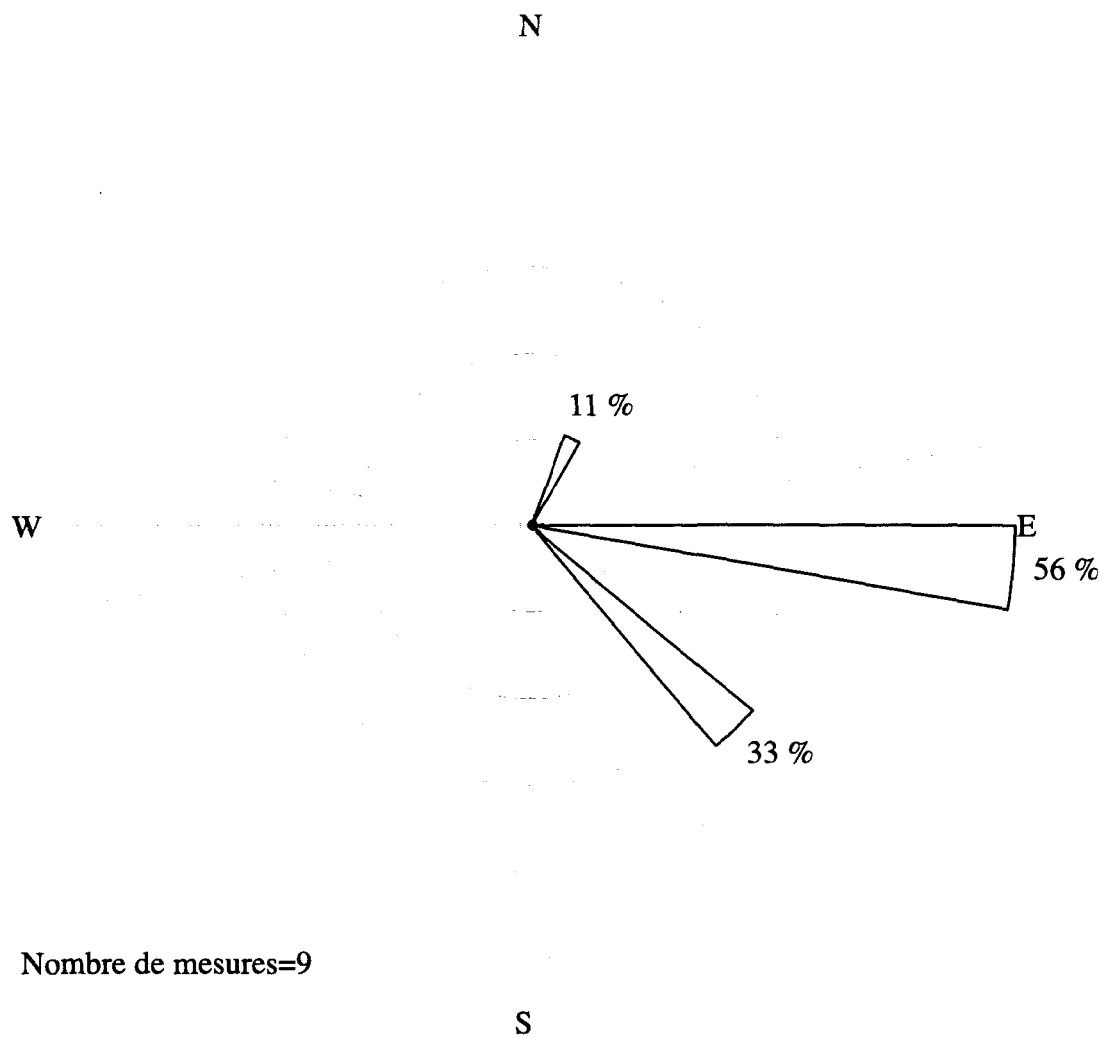


Figure 28 : Distribution des mesures de paléocourants pour l'assemblage de faciès DF.

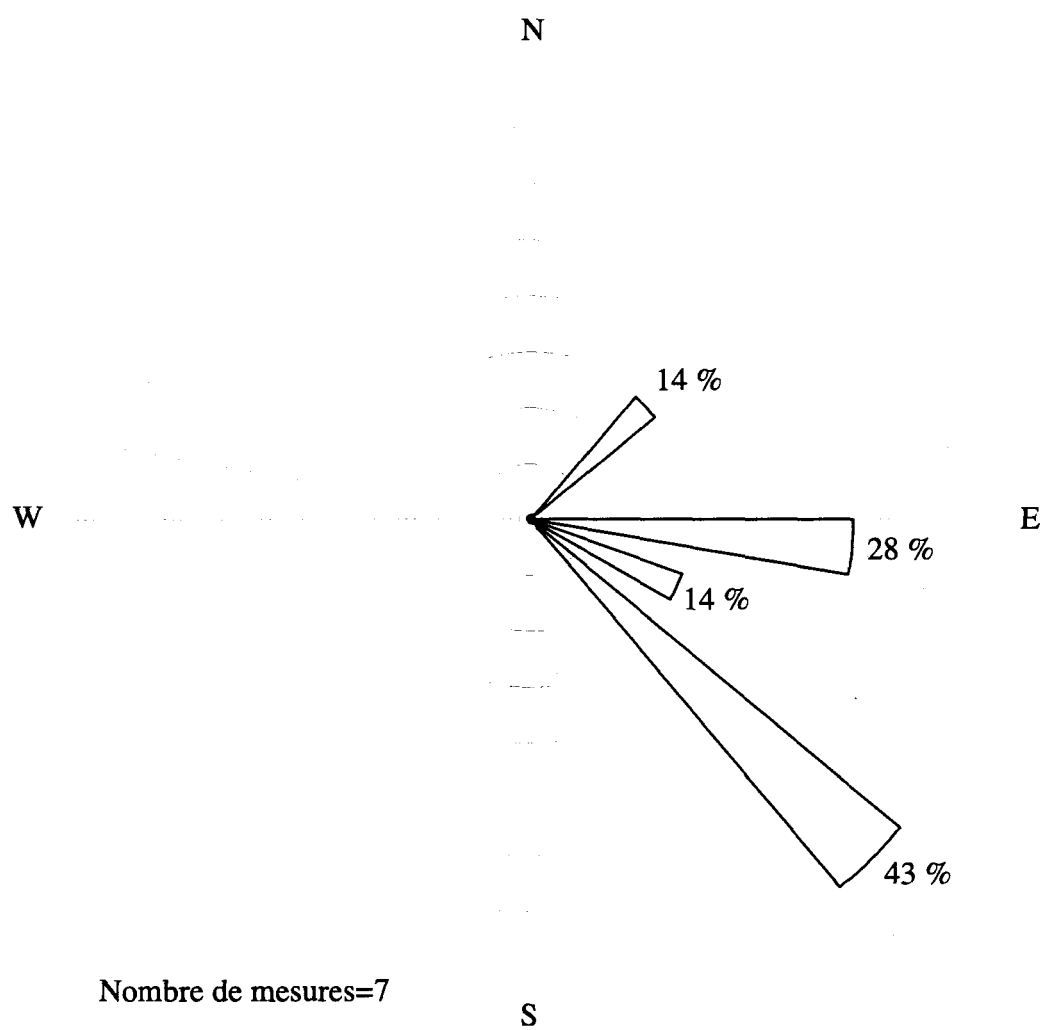


Figure 29 : Distribution des mesures de paléocourants pour l'assemblage de faciès LA.

CHAPITRE 4

PALÉOGÉOGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES GRAVELEUX

4.1 Retrait glaciaire régional

Afin d'insérer le site à l'étude dans le modèle de déglaciation régionale, il est important d'établir les principaux éléments permettant de mettre ce modèle en place. Au Wisconsinien, la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean était recouverte par l'Inlandsis laurentidien (Vincent, 1989). Les mesures de stries glaciaires et d'orientation des cailloux dans le till ont montré que l'avancée glaciaire s'est faite en moyenne vers le sud mais les nombreuses variations dans l'orientation des stries prouvent que la topographie locale a influencé cette avancée (Lasalle et Tremblay, 1978). Dans la gravière G1, des stries glaciaires mesurées sur un affleurement rocheux, montrait une orientation nord-ouest / sud-

est ce qui concorde avec les orientations avancées par Lasalle et Tremblay (1978) (figure 1).

Le retrait glaciaire s'est effectué il y a environ 10 300 BP (Lasalle et Tremblay, 1968). La datation de ce retrait la plus proche du site à l'étude se trouve à Bagotville à environ 4,5 km de celui-ci et a été établie au ^{14}C à partir de marne. La date est de $10\,650 \pm 160$ BP à une altitude d'environ 150 m (Lasalle, 1968). Toutefois, les datations ^{14}C obtenues à partir de marne sont souvent faussées par le *old carbon effect* et il vaut mieux, lorsque possible, se référer aux âges provenant de datations faites sur des coquillages marins (Parent, M., communication orale, 8 mai 2001). Dans le cas présent, aucune datation effectuée à partir de coquillages marins ne se trouvait à proximité du site étudié. Lasalle et Tremblay (1978) ainsi que Tremblay (1971) ont utilisé la position de moraines frontales et des données topographiques pour générer un modèle de retrait glaciaire (figure 3). Lasalle et Tremblay (1978) mentionnent que ces positions demeurent hypothétiques car 1) la discontinuité des cordons de moraines terminales ne permet pas d'établir des corrélations fiables d'un cordon à l'autre et 2) le front de retrait glaciaire est une zone d'ablation difficilement représentable par une ligne concave ou convexe.

Le retrait du glacier s'est fait selon l'axe de la rivière Saguenay, soit est-sud-est / ouest-nord-ouest (Dionne, 1994; Lasalle et Tremblay, 1978; Dionne, 1973). Les mesures de relèvement isostatique différentiel prises par Vanicek et Nagy (1981) ainsi que par Frost et Lilly (1966) suggèrent que le retrait du glacier et la transgression marine subséquente se sont faits d'est en ouest. Frost et Lilly (1966) ont noté des taux relèvement isostatique de 1,5 mm/an pour l'est du lac Saint-Jean et de 2,4 mm/an pour l'ouest. Quant à eux, Vanicek et Nagy (1981) ont compilé des taux de relèvement isostatique de 4 mm/an pour l'est du lac Saint-Jean et de 6 mm/an pour l'ouest. La différence d'altitude entre la hauteur maximale d'invasion marine au nord et à l'ouest du lac Saint-Jean (198 m) et celle au sud (167 m) indique bien le sens du retrait du front glaciaire (Lasalle et Tremblay, 1978; Dionne, 1968; Laverdière et Mailloux, 1956). Toutefois, les données disponibles sont insuffisantes pour établir des taux de soulèvement et les variations de niveau marin. Enfin, il faut se méfier de l'utilisation des mesures de relèvement isostatique différentiel à cause des variations de la rigidité de la lithosphère (Walcott, 1970). Ces mesures sont indicatives de la disposition générale des aires de surcharge glacio-isostatique. Il est donc possible que le graben du Saguenay, en raison de la présence de contraintes ne suivant pas le modèle régional, n'est pas réagi de la même façon au relèvement isostatique régional.

Les eaux de fonte du glacier ont permis la mise en place de sédiments fluvio-glaciaires. Lasalle et Tremblay (1978) et Tremblay (1971) proposent que, lorsque le front glaciaire se trouvait sur la rive sud du lac Saint-Jean, les eaux de fonte transportèrent des quantités importantes de sédiments qui se sont déposés sous forme d'une vaste plaine d'épandage entre Métabetchouan et l'ouest du lac Kénogami et sous forme de terrasses de kame entre Laterrière et Bagotville.

Certaines évidences permettent de supposer que les hautes terres de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean ont été libres de glace avant les basses terres. Premièrement, les trainées de matériel fluvio-glaciaire se trouvant dans la vallée du Saguenay semblent correspondre à des fronts de retrait glaciaire d'une langue de glace résiduelle se trouvant dans la vallée (Lasalle et Tremblay, 1978) (figure 3). Lasalle et Tremblay (1978) ont également utilisé la position de moraines frontales à l'ouest de Roberval ainsi qu'à l'est de Saint-Nazaire pour situer les fronts de retrait glaciaire 4 et 5 de leur modèle de déglaciation. La position du front 3 est précisée par la présence de sédiments glacio-marins à l'ouest de la Baie des Ha! Ha!. Deuxièmement, Dionne et Ochiatti (1996) ont indiqué que la position du front glaciaire à l'exutoire du Saguenay était soulignée par une succession de trois arcs morainiques, caractéristiques de la langue de glace se trouvant dans la vallée du Saguenay.

Troisièmement, les mêmes auteurs mentionnent la présence des complexes deltaïques et pro-deltaïques de Tadoussac et de Baie Sainte-Catherine en bordure du fjord. Effectivement, il est difficilement imaginable que de tels dépôts sédimentaires aient été mis en place en supposant que le Saguenay ait été libre de glace. Actuellement, l'exutoire de la rivière Sainte-Marguerite est la baie Sainte-Marguerite (Canada, 1982).

Le graben du Saguenay a donc eu un rôle notable lors de l'avancée et du retrait glaciaire ainsi que sur la répartition des dépôts fluvio-glaciaires. En effet, ce fossé d'effondrement tectonique a servi de bassin de sédimentation à une importante quantité de fragments de roches broyées par le glacier. Ces fragments de roches sont issus de l'ensemble du bassin-versant du Saguenay drainant les hautes terres de la région par un système de vallées transversales à l'axe du Saguenay. Les sédiments ont donc été transportés par les eaux de fusion de la calotte glaciaire se trouvant sur les hautes terres, canalisées par le réseau hydrographique vers le graben du Saguenay et le lac Saint-Jean.

Les dépôts fluvio-glaciaires du corridor reliant Métabetchaouan et la baie des Ha! Ha! correspondent aux fronts 3 et 4 de retrait glaciaire selon Lasalle et Tremblay (1978). Ces dépôts sont ponctués de nombreux kettles dont certains sont encore ennoyés. Les kettles

témoignent de la stagnation du front de retrait du glacier à un certain moment (Flint, 1971). Or, les sédiments fluvio-glaciaires se situant dans ce corridor ont probablement été mis en place au moment où les fronts 3 et 4 documentés par Lasalle et Tremblay (1978) étaient stagnants. Ceci expliquerait les sédiments fluvio-glaciaires disposés principalement sous forme de terrasses de kame dans le secteur de Bagotville.

Lasalle et Tremblay (1978) ont relevé l'inclinaison de certains lits obliques vers le sud-est entre Métabetchouan et l'extrémité ouest du lac Kénogami. Ceci leur a permis d'affirmer que les eaux de fonte s'écoulaient par la vallée de ce lac; donc en direction sud-est. Les nombreuses mesures de paléocourant orienté vers le sud-est (42 % des observations) appuient la direction proposée par Lasalle et Tremblay (1978). De plus, ces mêmes auteurs ainsi que Dionne (1973) ont relevé la présence de cailloux paléozoïques dans ce secteur provenant de calcaires ordoviciens affleurant au sud du lac Saint-Jean. La présence de ces cailloux à Bagotville, peut permettre de confirmer que les eaux de fonte du glacier ayant formé le complexe fluvio-glaciaire de Métabetchouan, s'écoulaient bel et bien en direction de la baie des Ha! Ha! via le lac Kénogami. Cependant, la provenance des cailloux paléozoïques documentés aux environs de Bagotville par ces trois auteurs est remise en question par deux affleurements de calcaires ordoviciens dans ce même secteur

(Roy, D. W., communication orale, 10 mai 1999). Toutefois, plusieurs fragments de roches ordoviciennes ont été trouvés sur le site à l'étude, soit en amont de ces deux affleurements. La provenance la plus probable semble effectivement être la source mentionnée par Lasalle et Tremblay (1978) et Dionne (1973).

Le maximum transgressif a été atteint une fois que la langue de glace résiduelle dans le fjord eut complété sa fonte. Lorsque la vallée du Saguenay fut complètement libérée de cette langue, les eaux marines envahirent les basses terres du Saguenay-Lac-Saint-Jean (figure 4). Toutefois sur le site étudié, aucune donnée ne permet d'établir le niveau maximal de la transgression ainsi que la vitesse celle-ci. De plus, il n'y a pas d'observation documentant les oscillations possibles de la limite marine ainsi que l'existence de niveaux intermédiaires relativement stables sous le niveau de transgression maximale. Enfin, aucune observation ne permet de conclure sans doute aucun qu'une partie de ces dépôts a sédimenté sous l'eau.

Les dépôts de transgression marine entre Métabetchouan et la baie des Ha ! Ha ! sont essentiellement constitués d'argiles ayant un faciès massif et une épaisseur importante à proximité de la baie des Ha! Ha!. Ces argiles sont souvent parsemées de cailloux ou de

blocs correspondant à du matériel de délestage. Des argiles en quantité plus ou moins importante ont été déposées entre Métabetchouan et Desbiens. Celles-ci possèdent un faciès stratifié alternant avec des lits de sable (Lasalle et Tremblay, 1978). Les argiles recouvrent des dépôts fluvio-glaciaires.

La régression dans cette région s'est effectuée selon le relèvement isostatique différentiel, c'est-à-dire d'ouest en est. Celle-ci a donc suivi le relèvement isostatique rapide lors des premiers millénaires suivant la déglaciation (Flint, 1971). La plupart des dépôts de régression forcée sont des sables et graviers de la mer Laflamme mis en place par les principaux tributaires au nord du lac Saint-Jean et du haut Saguenay.

La principale formation de dépôts de régression forcée dans le corridor Métabetchouan / baie des Ha! Ha! s'étend sur une distance d'environ 4,3 km dans l'axe sud-est / nord-ouest à partir de l'extrémité sud-est du lac Kénogami. Le front sud de ces dépôts se trouve à une altitude de 150 m (Dion, 1986b), soit à près de huit mètres de moins que l'altitude approximative du site étudié (157,9 m). Ces derniers seraient des sables marins retravaillés par les rivières Chicoutimi et du Moulin et leur épaisseur moyenne est de 5 m et ils reposent sur des dépôts fluvio-glaciaires (Dion, 1986a). Des sables marins sont

aussi présents à l'extrémité ouest du lac Kénogami. Ces sables ont été remaniés par des vents venant de l'ouest. Ces vents ont contribué à la formation d'accumulations éoliennes. Celles-ci sont des dunes paraboliques d'une hauteur maximale de 10 m aujourd'hui immobilisées par la végétation (Lasalle et Tremblay, 1978).

4.2 Reconstitution paléogéographique du site étudié

La position relative des dépôts par rapport au niveau marin permet fréquemment de préciser l'environnement de mise en place des dépôts quaternaires. Dans la région, les données pour situer la limite transgressive maximale sont limitées. Paradis et al. (1998) ont relevé la présence de cordons littoraux à une altitude approximative de 150 m à environ 600 m (N120°) de l'usine Grande-Baie de l'Alcan à ville de La Baie. À quelques mètres en amont de ces cordons, ils ont interprété les dépôts comme étant des séquences deltaïques s'étant mises en place au contact de la glace (Paradis, S., communication orale, 1999). Lasalle et Tremblay (1978) rapportent que des coquillages ont été trouvés à une altitude de 167 m près de Saint-Fulgence. L'altitude moyenne de la région étudiée se situerait à près de 158 m. Ceci pourrait donc signifier qu'une partie des dépôts du secteur se sont mis en

place sous l'eau ou qu'ils ont été recouverts par la mer durant une partie de leur histoire (figure 29).

Dans les gravières étudiées, aucun coquillage n'a été trouvé. Il est possible que cela soit dû au caractère grossier des dépôts. Toutefois, même les faciès fins typiques de l'assemblage DF ne renferment pas de fossiles. Ceci pourrait laisser penser que les dépôts étudiés sont surtout sub-aériens. Toutefois, Dionne (1968) rapporte que seule une partie des dépôts marins du Saguenay et du Lac Saint-Jean sont fossilifères. Il attribue cela à la trop grande importance d'eau douce et trouble près des embouchures des grandes rivières charriant les eaux de fonte glaciaire.

Dans la région de l'Outaouais, des dépôts de sable et gravier ont été interprétés comme mis en place au sein de plaine d'épandage subaqueuse dans la Mer Champlain (Rust, 1988; Burbidge et Rust 1988; Sharpe, 1988). Cette interprétation était basée sur la présence sous les dépôts en question de till ou de dépôts marins, la présence au dessus de ces dépôts d'une surface d'érosion surmontée de dépôts de boues, sable ou gravier renfermant des fossiles marins. Des dépôts de remplissage de dépression contiennent parfois aussi des faunes marines. Toutefois, les travaux de Parent et Occhietti dans ce

secteur ont révélé la présence d'ostracodes d'eau douce *Candona* sous une unité de sédiments marin de la mer de Champlain. Ce fait laisse supposer que des lacs glaciaires ont également pu occuper le bassin de la Mer de Champlain avant l'invasion marine (Parent et Occhietti, 1988). Aucun de ces éléments n'est présent dans la région étudiée. La présence d'un affleurement de socle rocheux au sein de la gravière G1 pourrait même suggérer que les dépôts de la zone à l'étude reposent directement sur ce dernier. Il est possible que la discordance et les dépôts soulignant la transgression marine aient pu difficilement se constituer à la surface de dépôts aussi grossiers que ceux de la région. Toutefois, il y a absence de lits de gravier massif jointif très bien triés, bien arrondis et possédant une bonne sphéricité comme ceux produits par l'action des vagues (Picard et McBride, 1993).

L'analyse sédimentologique demeure le principal outil dans ce travail afin de pallier le manque de fossiles et de dépôts caractéristiques permettant de préciser le niveau marin dans la région au moment de la mise place des dépôts étudiés.

Les principaux assemblages de faciès (GB et CH) représentent des dépôts de barres longitudinales qui pourraient se former aussi bien en milieu marin profond, peu profond, deltaïque et alluvial continental. Ils sont associés à un assemblage DF apparenté à des

dépôts de barres transverses sablonneuses et sont surmontés par un assemblage semblable à ceux produits au sein de rivières méandriques. Le contexte permet d'éliminer le milieu marin profond, comme les cônes sous-marins. La littérature sur les dépôts de plaine d'épandage sub-aqueux demeure limitée. Dans la région de l'Outaouais, la majorité des dépôts sont constitués de dépôts plus fins que GB et qui pourraient s'apparenter à DF (Rust, 1988; Burbidge et Rust, 1988). Des dépôts de graviers, avec des faciès semblables à GB, interprétés comme des dépôts proximaux de ces plaines d'épandage sous-marines ont aussi été décrits (Rust et Romanelli, 1975; Sharpe 1988). Toutefois, la forme de ces dépôts de graviers est celle d'un mince ruban avec passage latéral rapide à de volumineux dépôts plus fins. Ceci n'est pas le cas de la région étudiée où les dépôts de GB semblent couvrir une vaste superficie et où les dépôts plus fins semblent restreints à des dépressions. Dans les faciès les plus proximaux de deltas à grain grossier en Outaouais, il y a abondance de dépôts de diamicton et de coulées de débris. De plus, les lits sont souvent fortement inclinés (Eyles et Eyles 2000; Lønne, 1995; Postma, 1995). De nouveau, ceci n'est pas le cas pour les dépôts étudiés où il y a peu de dépôts de gravier non-jointif et où les lits sont sub-horizontaux. De plus, des déformations glacio-tectoniques induites par les réavancées glaciaires sont souvent rapportés dans les dépôts graveleux de contact de glace (Lønne, 1995) et du matériel de délestage provenant d'icebergs se détachant du front de retrait

glaciaire sont aussi présents dans les dépôts sous-marins formés à proximité relative des glaciers (Eyles et Eyles, 1992). Ces structures et cailloux de délestage sont pas ou peu présents dans la région étudiée.

En fait, les dépôts de la région présentent de fortes similitudes avec les dépôts grossiers de plaine alluviale et de plaine deltaïque alluviale (McPerson et al. 1987). Les barres graveleuses (GB) et de chenaux (CH) observés peuvent se développer notamment dans un système de rivières tressées de plaines d'épandage pro-glaciaires sub-aériennes (Maizels, 1993; Maizels, 1991). Le mauvais tri de la plupart des faciès constituant ces macroformes indique une sédimentation rapide avec absence de tri hydraulique, alors qu'un meilleur tri est plus typique des milieux sous-marins (Lønne, 1995 ; Maizels, 1993). La présente étude appuyée par le relevé des observations de terrain, indique que les matériaux composant l'ensemble du secteur à l'étude présentent des caractéristiques typiques de dépôts interprétés comme fluvio-glaciaires par Lasalle et Tremblay (1978). Les résultats montrent que, tout comme l'unité de sédiments fluvio-glaciaires de Bagotville, les dépôts des gravières (G1, G2 et G3) sont composés de matériaux similaires. En effet, les courbes granulométriques des graviers, obtenues lors de la présente étude, possèdent une allure

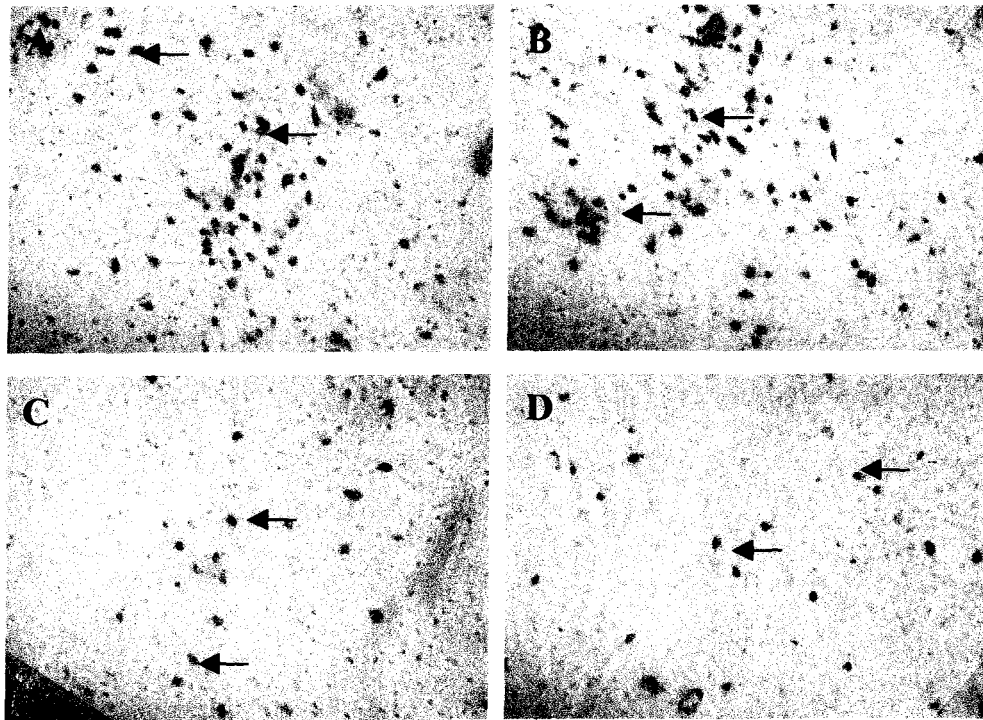


Figure 2. CD4⁺ T cells Infiltrate the brain parenchyma of SCID mice. Acetone-fixed frozen sections were stained for CD4⁺ T cells using immunoperoxidase staining (Vectastain ABC kit) and the rat anti- CD4⁺ mAb (GK1.5) as a primary Ab. Arrow indicate positive cells. Data show CD4⁺ T cells in the brain of SCID mice adoptive transfer with (A) wt CD4⁺T cells; (B) IFN- γ ^{-/-} CD4⁺ T cells or a combination of IFN- γ ^{-/-} CD8⁺ T cells plus (C) wt CD4⁺ or (D) IFN- γ ^{-/-} CD4⁺ T cells. Arrows indicate CD4⁺ T cells infiltrating the brain parenchyma.

semblable à la courbe granulométrique 66-F2 (dépôts fluvio-glaciaires de Lasalle et Tremblay, 1978).

La présence de plusieurs kettles concentrés dans une bande 13 km vers l'est par 6 km vers le nord (entre la gravière G1 et Bagotville), indique la présence d'une langue de glace stagnante. Certains de ces kettles ont une dimension pouvant atteindre 600 m dans leur axe le plus long. Sur le site étudié, les kettles sont de dimension moindre (environ 30 à 40 m de diamètre). Bien que des blocs de glace puissent être enfouis sous des sédiments aussi bien sous l'eau qu'en milieu sub-aérien, ceux-ci sont généralement considérés comme particulièrement fréquents dans les dépôts fluvio-glaciaires (Maizel, 1993). Il est possible que certaines dépressions ne correspondent pas à des kettles, mais la présence de faciès avec lits basculés favorise l'hypothèse que la majorité d'entre eux en sont.

Les dépôts de l'assemblage DF indiquent qu'ils ont été mis en place par un tout autre écoulement que celui qui a déposé l'assemblage GB. Cet écoulement était de plus faible puissance et dominé par des barres sablonneuses transverses plutôt que par des barres graveleuses longitudinales. Il est possible que ces dépôts reflètent des périodes de moindres crues d'un même système fluvial, ce qui expliquerait que l'assemblage GB puisse surmonter

l'assemblage DF. Il est aussi possible que le patron des rivières au site étudié ait évolué d'un patron de rivière tressée à barres graveleuses longitudinales vers une rivière tressée à barres transverses sableuses et finalement à une rivière avec dépôts d'accrétion en aval. Une partie importante de la plaine d'épandage serait alors devenue une plaine alluviale susceptible d'être inondée périodiquement ce qui expliquerait le remplissage des kettles par du sable et du silt.

L'absence de dépôts marins importants dans le secteur étudié pourrait signifier que le niveau de transgression maximum n'a pu atteindre le site à l'étude que de façon sporadique. L'absence de dépôts marins connus au sein du lac Kénogami pourrait appuyer cette hypothèse (Lasalle et Tremblay 1978). De plus, les mesures de paléocourant notées suggèrent une persistance d'un écoulement unidirectionnel vers le sud-est et l'est, ce qui correspond mieux à un patron d'écoulement fluvial que à celui de dépôts de plage. Cependant, la figure 23 montre qu'il y a présence de sédimentation fine à 1,5 Km au sud-est du site à l'étude à une altitude supérieure (163,51 m) à celle du secteur étudié (157,9 m). Il est donc également probable que des sédiments fins puissent avoir recouvert ce secteur pour être ensuite délavés par des courants fluvio-glaciaires.

Le fait que la position de la limite de la transgression soit difficile à déterminer peut également être dû aux nombreuses fluctuations du niveau marin relatif au cours de l'Holocène. Dionne (2000) discute de ces fluctuations majeures et mineures concernant la transgression post-glaciaire (Mer de Goldthwait). En effet, pas moins de cinq phases majeures du niveau marin relatif ont pu être identifiées dans l'estuaire du Saint-Laurent par cet auteur. La Mer de Laflamme étant un bras de la Mer de Goldthwait, il est donc possible que ces fluctuations aient pu survenir au Saguenay-Lac-Saint-Jean. Les multiples pulsations du niveau marin relatif nuisent à l'enregistrement d'évidences d'une transgression. L'instabilité du niveau marin relatif au Quaternaire dans ce secteur a donc pu nuire à la conservation de dépôts marins qui, étant donné leur faible puissance, ont pu être lessivés dans leur totalité lors de la régression.

Une autre hypothèse qui pourrait expliquer l'absence apparente de dépôts marins serait que les évidences de transgression ont été complètement érodées par la régression subséquente. La présence de dépôt de l'assemblage LA entaillé au sein de l'assemblage GB suggère le développement d'une rivière méandrique dans le secteur. Le fond de cette rivière méandrique se situe à 150 m, soit à plus de 15 m sous la limite de la transgression maximale. Le déplacement d'une rivière Chicoutimi ancestrale au dessus de toute la région

étudiée, taillant aussi bien dans les dépôts anciens que ses propres alluvions, serait alors la cause de cette absence.

4.3 Incidences sur l'hydrogéologie du secteur.

Deux paramètres d'intérêt pour l'analyse des caractéristiques hydrogéologiques des dépôts étudiés sont la porosité (n) et la conductivité hydraulique (K) des sables et graviers, lesquels constituent 91 % des matériaux décrits. Selon la littérature, les graviers possèdent une porosité de 0,25 à 0,35 et une conductivité hydraulique variant de 10^{-3} m/s à 10^0 m/s (Banton et Bangoy, 1997). Pour les sables les valeurs de porosité oscillent de 0,25 à 0,40 et la conductivité hydraulique peut passer 10^{-1} m/s à 10^{-8} m/s (Banton et Bangoy, 1997). Ces deux paramètres sont influencés par les caractéristiques texturales et structurales du dépôt. Pettijohn et al. (1987) ont défini différents niveaux de contrôle sédimentologique sur la conductivité hydraulique primaire des matériaux poreux : 1) le système de pores primaires, 2) les structures sédimentaires primaires, 3) le litage et 4) les litages de matériaux composites. Selon ces mêmes auteurs, l'orientation des grains semble avoir un effet mitigé sur le contrôle de la conductivité hydraulique parallèle au plan de litage mais présente un

contrôle important perpendiculaire à ce même plan. Ainsi, ce fait impose une anisotropie au système de pores.

La profondeur limite de l'exploitation des gravières correspond généralement à la hauteur de la table d'eau. Or, la profondeur des excavations étudiées est d'approximativement de 15 à 20 m. Malgré le fait que les aquifères de ce secteur soient peu documentés, Dion (1986a) discute brièvement du potentiel aquifère de ces dépôts quaternaires graveleux. Un essai de pompage effectué à Laterrière fait état d'un débit de 700 l/min (Dion, 1986a). De plus, cet aquifère est caractérisé par une surface piézométrique de 10 m de profondeur ainsi que par un très faible gradient hydraulique ce qui laisse supposer que ce milieu possède une transmissivité élevée. Les eaux souterraines qui y sont contenues sont relativement jeunes et de type carbonaté calcique avec une faible teneur en minéraux (Dion, 1986a). D'ailleurs les observations de terrain ont permis de constater la présence de nombreux fragments grossiers de carbonates dont certains avaient plus de 60 cm de diamètre. De plus, dans la gravière G2 à proximité de la section verticale G2-1, des phénomènes de consolidation précoce causés par la dissolution de carbonates et la reprecipitation de ces derniers ont pu être documentés. Ces observations expliqueraient la dureté (charge de l'eau en cations Ca^{2+} et Mg^{2+}) relativement élevée de 140 mg/l observée

par le Groupe LMB (1997) et de 146 mg/l relevée par Les Laboratoires S. L. inc. (1999) lors d'analyses chimiques effectuées sur de l'eau souterraine à environ 1,5 km au sud-est du site étudié.

Un autre facteur pouvant influencer les qualités hydrogéologiques de ces dépôts graveleux est la continuité latérale et verticale des faciès composant ceux-ci. Comme le chapitre précédent l'a montré, la continuité latérale des faciès est limitée par la présence de nombreux chenaux (CH). Cette discontinuité peut faire varier les paramètres comme la porosité et la conductivité hydraulique à un même niveau stratigraphique (Weber, 1982). Il en va de même pour la continuité verticale des faciès. Les diagrammes de relations entre les faciès ont montré que les faciès graveleux sont souvent associés avec des faciès sableux (figure 5). La différence de porosité (n) et de conductivité hydraulique (K) entre ces matériaux peut modifier l'écoulement de fluides dans la stratigraphie à l'intérieur du mètre. Malgré une discontinuité latérale très marquée, la majorité des faciès possèdent des qualités texturales similaires, si bien que plusieurs discontinuités influencent présumément peu l'écoulement des eaux souterraines dans ces dépôts. Par exemple, les faciès de galets massifs (C_m) comportent des fragments de roches de morphologies similaires et possèdent

un étalement granulométrique important où qu'ils se trouvent sur le site et dans la stratigraphie (figure 13; annexes 2).

La continuité latérale de faciès à grains fins peut avoir un impact notable sur l'hydrogéologie des dépôts non-consolidés (Castany, 1988). En effet, il peut y avoir, par exemple, confinement de l'écoulement dans des formations sablo-graveleuses sous des formations silto-argileuses (Fetter, 1988). Or, les faciès à grains fins ne représentent que 9 % des observations faites dans les quatre gravières. De plus, ceux-ci présentent une extension latérale et verticale limitée (moins de 10 mètres de long par quelques centimètres d'épais). Également, ces faciès ne comportent que de faibles proportions d'argile (courbes granulométriques). Ces facteurs suggèrent que les faciès à grains fins ne constituent pas une limite importante à l'écoulement des eaux souterraines sur le site étudié. Par conséquent, ils affectent le régime d'écoulement souterrain que de façon locale.

Toutefois, la présence de particules fines sur certains graviers et l'interstratification de lamines d'argiles dans les lits de sable, observées à plusieurs reprises sur le terrain (formant une mince pellicule sur certains graviers ou en lamines interstratifiées avec du sable) et comme fraction fine des courbes granulométriques, peut affecter la perméabilité

du matériel. En effet, selon Pettijohn et al. (1987) ce phénomène contribue à diminuer l'écoulement vertical, donc l'infiltration et la recharge de la nappe.

L'effet des nombreuses séquences chenalisées (CH) sur la circulation des fluides est non-négligeable. Effectivement, la présence de chenaux perturbe le réseau d'écoulement souterrain. Ils constituent des systèmes d'écoulement préférentiel qui possèdent des faciès ayant diverses valeurs de porosité et de conductivité hydraulique (Koltermann et Gorelick, 1995). D'ailleurs Davis et al. (1993), présentent des résultats d'estimations de la conductivité hydraulique suggérant que chaque élément architectural pourrait être utilisé comme une unité hydrogéologique distincte.

Les kettles remplis d'eau se trouvant entre les gravières G1 et G2 suggèrent la présence de nappes perchées. En effet, ces kettles sont situés plus haut que le plancher de ces deux excavations et sont isolés du réseau hydrographique. Ces deux aspects laissent supposer qu'une membrane imperméable de particules fines tapisse le fond de ces kettles empêchant les eaux de précipitation de se drainer. D'ailleurs, un chenal rempli par des particules fines a pu être observé à quelques mètres au sud de ces kettles.

Les nappes perchées de toutes les échelles peuvent être documentées. Celles-ci représentent peu d'intérêt pour leur exploitation car leur extension latérale est limitée. La recharge de ces systèmes dépend des précipitations et ils sont souvent asséchés en l'absence de précipitations (Banton et Bangoy, 1997). Les nappes perchées nuisent souvent à la recharge de nappes sous-jacentes plus importantes en freinant l'écoulement vertical des fluides. Près du secteur étudié, plusieurs kettles de dimensions variables, ennoyés et isolés du réseau hydrographique, pourraient correspondre à des nappes perchées.

CHAPITRE 5

CONCLUSION

Les dépôts quaternaires graveleux étudiés sont composés de 16 faciès. Ces faciès ont été décrits à partir d'une étude sédimentologique basée sur une analyse de faciès par l'étude de textures et de structures. Ces faciès ont par la suite été regroupés en assemblages de faciès. Quatre assemblages de faciès ont été identifiés. Le premier assemblage (GB) représente la migration de barres graveleuses à l'intérieur d'un système de rivières tressées. Le second assemblage (CH) constitue les chenaux des rivières tressées serpentant une plaine d'épandage fluvio-glaciaire. Les eaux de fusion du glacier ont permis la sédimentation des assemblages GB et CH. Le troisième assemblage (DF) représente le remplissage de dépressions formées par des kettles soit 1) par des sédiments fluvio-glaciaires plus fins alors que le front de retrait glaciaire était plus distal, ou 2) par des dépôts de levée lors du débordement d'un ancien bras de méandre de la rivière Chicoutimi lors de la régression forcée. Le quatrième assemblage (LA) correspond à des dépôts d'accrétion latérale mis en place par ce même bras de méandre de la rivière Chicoutimi.

Les grandes variations granulométriques des lamines et des lits à l'intérieur de certains faciès et des assemblages de faciès témoignent des pulsations du débit de l'écoulement. Ces pulsations sont plus marquées à l'intérieur des macroformes GB et CH. La majorité des faciès composant les quatre macroformes ont été mis en place par traction. Le mauvais tri des faciès graveleux massifs suggère une mise en place par un écoulement de haute densité. Le caractère généralement grossier des dépôts montre que la puissance de l'écoulement était élevée. Peu de faciès à grains fins ont été documentés; ils se présentent sous forme lenticulaire, ayant sédimenté par suspension lors de périodes d'étiage. L'extension latérale de ces faciès est plus grande dans les assemblages de faciès LA et DF. Les assemblages de faciès GB et CH ont été observés sur l'ensemble du secteur à l'étude. L'association de faciès LA a été observée au sommet des sections verticales G1-1, G1-4 et possiblement G3-4. La macroforme DF a pu être relevée aux colonnes stratigraphiques G1-6 et G2-14. La morphologie arquée de l'architecture peut correspondre au remplissage d'une dépression lors d'une décrue préalablement formée lors d'une crue.

Le modèle paléogéographique retenu pour expliquer la sédimentation des quatre assemblages de faciès, s'appuie sur les points suivants :

- 1) La présence de nombreux kettles dont certains possèdent un diamètre de plus de 400 m suggère un front de retrait glaciaire stagnant à la hauteur de la plaine de Laterrière. Aussi, le mauvais tri des faciès composant les macroformes GB et CH appuie un milieu subaérien.
- 2) Le caractère grossier des matériaux composant les assemblages de faciès GB et CH permet de supposer que le front de retrait glaciaire était de proximal à médial lors de la sédimentation de ces macroformes.
- 3) La morphologie des fragments de roche et les structures sédimentaires composant les faciès ainsi que les nombreuses imbrications observées dans les graviers, témoignent de la nature fluviatile du milieu.
- 4) La revue de littérature montre que les macroformes GB et CH sont des éléments typiques contenus dans les rivières tressées.
- 5) L'observation d'un ancien bras de méandre de la rivière Chicoutimi sur des photographies aériennes explique l'aspect localisé de la macroforme LA souvent documentée dans les rivières méandriques.
- 6) L'intégration de l'assemblage de faciès DF dans le modèle paléogéographique est plus difficile. Toutefois, les photographies aériennes prises avant le début de l'exploitation des gravières, montrent la présence de petites dépressions circulaires pouvant

correspondre à des kettles, aux endroits où cette macroforme a été rapportée. De plus, les mesures de paléocourant et les faciès composant cette macroforme appuient les hypothèses soulevées expliquant le remplissage de kettles.

7) Il n'y a pas d'évidence directe de transgression marine sur le site étudié.

Le modèle paléogéographique s'insère dans le modèle de déglaciation régionale proposé par Lasalle et Tremblay (1978). La direction d'écoulement sud-est déduite à partir des mesures de paléocourant ainsi que la nature des matériaux étudiés concordent avec l'interprétation du retrait glaciaire régional faite par ces mêmes auteurs. Un modèle de reconstitution paléogéographique régionale au Wisconsinien propose que les hautes terres de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean ont été libres de glace avant les basses terres et qu'une langue de glace résiduelle est demeurée plus longtemps dans la vallée du Saguenay. Celle-ci aurait affecté grandement la mise en place des sédiments. Ainsi, une partie des clastes observés dans les gravières a pu être transportée par les eaux de fusion glaciaire alors que le front de retrait se trouvait à la hauteur de Métabetchouan via un culot de glace résiduel occupant le lac Kénogami. Cependant, il existe peu d'évidences permettant de vérifier cette hypothèse. Cette suggestion est dérivée d'observations topographiques et bathymétriques.

Cette étude constitue une analyse détaillée des dépôts quaternaires graveleux à Laterrière. Selon Lasalle et Tremblay (1978), la limite sud de la mer de Laflamme se situe, selon la topographie actuelle, à une altitude de 167 m. L'altitude correspondant au point 71°09'12" 48°17'52" se trouvant au centre de la gravière G1 est de 158 m (carte topographique 22 D/5). Cependant, aucune évidence sur le terrain étudié ne permet de prouver que la mer Laflamme a atteint cet endroit. L'incompatibilité entre les données de terrain et le niveau maximal de la transgression n'a pu être élucidée aisément. Les études subséquentes dans la région devront tenir compte de ce point.

Les études approfondies traitant de la géologie quaternaire dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean sont peu nombreuses. Jusqu'à maintenant l'analyse la plus détaillée demeure celle de Tremblay (1971) concernant la géologie quaternaire de l'est du lac Saint-Jean. Plus récemment, suite aux inondations de juillet 1996, une série de projets de recherche ont été mis en branle dans le haut Saguenay. La caractérisation des dépôts quaternaires au Saguenay-Lac-Saint-Jean provient essentiellement d'analyses à petite échelle comme les rapports de Dion (1986a) et de Lasalle et Tremblay (1978). Comme cette étude vient de le montrer, les travaux à grande échelle permettent de confirmer ou d'infirmer certaines hypothèses contenues dans ces rapports. L'étude des sédiments

quaternaires est aussi d'une importance primordiale pour la caractérisation d'aquifères et de matériaux entrant dans la fabrication d'agrégats. Le secteur touché par cette étude représente une partie très petite de la géologie du quaternaire dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean et, par conséquent, il reste encore beaucoup à faire. À l'issue de ce mémoire, mon souhait le plus cher est que ces travaux aient suscité un regain d'intérêt pour l'analyse détaillée des dépôts quaternaires dans cette région.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aitken, J. F. 1995. Lithofacies and depositional history of late Devensian ice-contact deltaic complex Northeast Scotland. *Sedimentary Geology*, **99**: 11-130.
- American Society for Testing and Materials (ASTM), 1995. Standard Test Method for Particle Size Analysis of Soils D 422. pp. 10-16.
- Banton, O. et Bangoy, L. 1997. Hydrogéologie : Multiscience environnementale des eaux souterraines. Presse de l'Université du Québec/AUPELF-UREF, 460 pages.
- Bierkens, M. F. P. et Weerts, H. J. T. 1994. Block conductivity of cross-bedded fluvial sediments. *Water Resources Research*, **30**: 2665-2678.
- Bhattacharya, J. P. et Walker, R. G. 1992. Deltas. *In* Facies models : Response to Sea Level Change. *Édité par* R. G. Walker et N. P. James, Geological Association of Canada, pp. 157-177.
- Boggs, S. jr 1995. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Prentice Hall, 774 pages.
- Brennand, T. A. et Shaw, J. 1996. The Harricana glaciofluvial complex, Abitibi region, Quebec : its genesis and implications for meltwater regime and ice-sheet dynamics. *Sedimentary Geology*, **102**: 221-262.
- Brennand, T. A. 1994. Macroform, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario : implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedimentary Geology*, **91** : 9-55.

- Burbidge, G. H. et Rust, B. R. 1988. A Champlain sea subwash fan at St. Lazare, Quebec. *In The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Édité par N. R. Gadd. Geological Association of Canada*, pp. 47-61.
- Canada, 1976. Carte Topographique, région de Tadoussac. Surveys and Mapping Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1 carte 22C/4, échelle 1 : 50 000.
- Canada, 1982. Carte Topographique, région de Cap Éternité. Surveys and Mapping Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1 carte 22D/8, échelle 1 : 50 000.
- Canada, 1983. Carte Topographique, région du Lac des Pons. Surveys and Mapping Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1 carte 22C/5, échelle 1 : 50 000.
- Canada, 1984. Carte Topographique, région de Jonquière-Chicoutimi. Surveys and Mapping Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1 carte 22D/6, échelle 1 : 50 000.
- Castany, G. 1988. Hydrogéologie et affaissement de terrains : conflit entre l'exportation de l'eau et la préservation de l'environnement. *Géologues*, **85-86**: 98-106.
- Collinson, J. D. 1996. Alluvial Sediments. *In Sedimentary Environments : Processes, Facies and Stratigraphy. Édité par H. G. Reading. Blackwell Science, Oxford*, pp. 37-82.
- Davis, J. M., Lohman, R. C., Phillips, F. M., Wilson, J. L. et Love, D. W. 1993. Architecture of the Sierra Ladrones Formation, central New Mexico; depositional controls on the permeability correlation structure. *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 998-1007.
- Dion, D. J. 1986a. Levé Géotechnique de la région de Jonquière-Chicoutimi-La Baie. MB86-56, Ministère des ressources naturelles, Québec.

- Dion, D. J. 1986b. Levé Géotechnique: cartes d'aptitudes; région de Jonquière-Chicoutimi-La Baie. Ministère des Ressources naturelles, Québec, 2 cartes 22D/6 et 22D/7, échelle 1 : 50 000.
- Dionne, J.-C. 2000. État des connaissances sur le bas niveau marin relatif et la transgression laurentienne dans le Saint-Laurent. Congrès Conjoint AQQUA-CGRG, Montréal, p. 2.
- Dionne, J.-C. et Occhietti, S. 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, **50**: 5-34.
- Dionne, J.-C. 1994. Les erratiques lointains de l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, **48**: 179-194.
- Dionne, J.-C. 1973. La dispersion des cailloux ordoviciens dans les formations quaternaires, au Saguenay/Lac-Saint-Jean, Québec. *Revue de Géographie de Montréal*, **27**: 339-364.
- Dionne, J.-C. 1970. Structures sédimentaires dans du fluvio-glaciaire, Lac-Saint-Jean, Québec. *Revue de Géographie de Montréal*, **24** : 255-263.
- Dionne, J.-C. 1968. Fossiles marins pléistocènes dans la partie nord du Lac-Saint-Jean. *Le Naturaliste Canadien*, **95**: 1401-1408.
- Dyke, A. S., Vincent, J. S., Andrews, J. T., Dredge, L. A. et Cowan, W. R. 1989. L'Indlandsis laurentidien : introduction à la géologie quaternaire du Bouclier canadien. In *Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Édité par R. J. Fulton*, *Géologie du Canada* no 1, Commission Géologique du Canada et vol. k-1, *Decade of North American Geology*, Geological Society of America, pp. 189-202.
- Eyles, C. H. et Eyles, N. 2000. Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barbwire Terrace, Canning Basins, Western Australia. *Sedimentology*, **47**, 343-356.

- Eyles, N. et Eyles, C. H. 1992. Glacial depositional systems. *In* Facies models : Response to Sea Level Change. *Édité par* R. G. Walker et N. P. James, Geological Association of Canada, pp. 73-100.
- Eyles, N. et Kocsis, S. 1988. Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan. *Sedimentary Geology*, **59** : 15-28.
- Fetter, C. W. 1994. Applied Hydrogeology. Prentice Hall, Upper Saddle River, 691 pages.
- Flint, R. F. 1971. Glacial and Quaternary Geology. John Wiley and Sons, New York, 892 pages.
- Folk, R. L. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, 184 pages.
- Frost, N. H. et Lilly, J. E. 1966. Crustal movement in the lake Saint John area, Quebec. *The Canadian Surveyor*, **20**: 292-299.
- Hayward, M. et French, H. M. 1980. Pleistocene marine kettle-fill deposits near Ottawa, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **17**: 1236-1245.
- Hébert, C. et Lacoste, P. 1998. Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). RG 96-08, Ministère des Ressources Naturelles, Charlesbourg, 32 pages.
- Hein, F. J. et Walker, R. G. 1982. The Cambro-Ordovician Cap Enrage formation, Quebec, Canada; conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, **29**: 309-329.
- Koltermann, C. E. et Gorelick, S. M. 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits : A review of structure imitating, process imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, **32**: 2617-2658.
- Lasalle, P. et Tremblay, G. 1978. Dépôts meubles du Saguenay-Lac-Saint-Jean. RG 191, Ministère des richesses naturelles, Québec, 61 pages.

- Lasalle, P. 1968. Excursion Géologique du Quaternaire Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministères des Richesses naturelles, Québec, 31 pages.
- Laverdière, C. et Mailloux, A. 1956. État des connaissances d'une transgression marine post-glaciaire dans les régions du Haut-Saguenay et du Lac-Saint-Jean, Québec. *Revue de Géographie*, **10**: 201-220.
- Le Groupe LMB Inc. 1997. Puits de captage d'eau souterraine : Étude Préparatoire. P55431-110-01. Jonquière, pp. 15-24.
- Les Laboratoires S. L. Inc. 1999. Puits d'alimentation en eau, Laterrière. Rapport SL-98G071. Chicoutimi, 30 pages.
- Lønne, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, **98**: 151-164.
- Lowe, D. R. 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, **35**, 765-776.
- Maizels, J. 1993. Lithofacies variations within sandur deposits : the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology*, **85**: 299-325.
- Maizels, J. 1991. The origin and evolution of Holocene sandur deposits in area of Jökulhlaup drainage, Iceland. In *Environmental Change in Iceland : Past and Present*. Édité par J. Maizels et C. Caseldine. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 267-302.
- Major, J. J. 1997. Depositional processes in large-scale debris flow experiments. *Journal of Geology*, **105**: 345-366.
- Major, J. J. 1998. Pebble orientation on large, experimental debris flow deposits. *Sedimentary Geology*, **117**: 151-164.

- Manickam, S. 1982. Seasonal variation of the grain size parameters of the recent sediments and their significances: the Yamuna River drainage basin, India. Third European Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists (IAS), Copenhagen, pp. 46-48.
- McPerson, J. G., Sanmugan, G. et Moiola, R. J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, **99**: 331-340.
- Miall, A. 1992. Alluvial deposits. *In* *Facies Models : Response to Sea Level Change*. Édité par R. G. Walker et N. P. James. Geological Association of Canada, pp. 119-142.
- Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, **22**: 261-308.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In* *Fluvial Sedimentology*. Édité par A. D. Miall, Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 597-604.
- Miall, A. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sciences Review*, **13**: 1-62.
- Paradis, S. J., Parent, M., Perret, D. et Bégin, C. 1998. Géologie des formations superficielles de La Baie. Geological Survey of Canada, Calgary, 1 carte, échelle 1 : 20 000.
- Parent, M. et Ochiatti, S. 1988. Late Wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, **42**: 215-246.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. et Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York, 553 pages.

- Picard, D. M. et McBride, E. F. 1993. Beach sands of Elba Island, Tuscany, Italy : Roundness study and evidence of provenance. *In* Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Édité par* M. J. Johnsson et Basu, A., Geological Society of America, Special Paper 284, Boulder, Colorado, pp. 235-245.
- Postma, G. 1995. Sea-level-related architectural trends in coarse-grained delta complexes. *Sedimentary Geology*, **98** : 3-12.
- Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**: 117-119.
- Québec. 1964a. Photographie Aérienne Q64 114 249 L. 4813. Ministère des Terres et Forêts, Service de la Cartographie, Photo-Carthothèque Provinciale, Québec, 1 photographie aérienne, échelle 1 : 15 840.
- Québec. 1964b. Photographie Aérienne Q64 114 250 L. 4813. Ministère des Terres et Forêts, Service de la Cartographie, Photo-Carthothèque Provinciale, Québec, 1 photographie aérienne, échelle 1 : 15 840.
- Rust, B. R. 1988. Ice proximal deposits of the Champlain sea at South Gloucester near Ottawa, Canada. *In* The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. *Édité par* N. R. Gadd. Geological Association of Canada, pp. 37-45.
- Rust, B. R. 1982. Depositional models for braided alluvium. *In* Fluvial Sedimentology. *Édité par* A. D. Miall. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 605-625.
- Rust, B. R. et Romannelli, R. 1975. Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. *In* Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation Special Paper 23. *Édité par* A. V. Jopling et B. C. McDonald. Society of Economic Palentologists and Mineralogists (SEPM), pp. 177-192.
- Scwarzacher, W. 1975. Developments in Sedimentology 19 : Sedimentation models and quantative stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 382 pages.

- Sharpe, D. R. 1988. Glaciomarine fan deposition in the Champlain sea. *In* The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. *Édité par* N. R. Gadd. Geological Association of Canada, pp. 63-82.
- Smith, N. D. 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, **82**: 205-223.
- Sneed, E. D. et Folk, R. L. 1958. Pebbles in the lower Colorado river, Texas; a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, **82**: 205-223.
- Steel, R. J. et Thompson, D. B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, **30**: 341-367.
- Todd, S. P. 1989. Stream-driven, high frequency gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, South-Western Ireland and some theoretical consideration on their origin. *Sedimentology*, **36**: 513-530.
- Tremblay, G. 1971. Géologie et Géomorphologie Quaternaires à l'Est du Saguenay-Lac-Saint, Québec, Canada. Thèse de doctorat, Université de Paris, Paris, France, 2 volumes.
- Vanicek, P. et Nagy, D. 1981. On the compilation of the map of contemporary vertical crust movements in Canada. *Tectonophysics*, **71**: 75-86.
- Vincent, J. S. 1989. Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. *In* Le Quaternaire du Canada et du Groenland. *Édité par* R. J. Fulton. Geological Society of America, pp. 266-295.
- W. S. Tyler Company 1969. Testing Sieves and their Uses. The W. S. Company of Canada Ltd, Saint-Catharines, 48 pages.
- Walcott, R. I. 1970. Isostatic response to loading of the crust in Canada. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, **7**: 716-725.

- Weber, K. J. 1982. Influence of common sedimentary structures on fluid flow in reservoir models. *Journal of Petroleum Technology*, **34**: 665-672.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 507-521.

ANNEXES

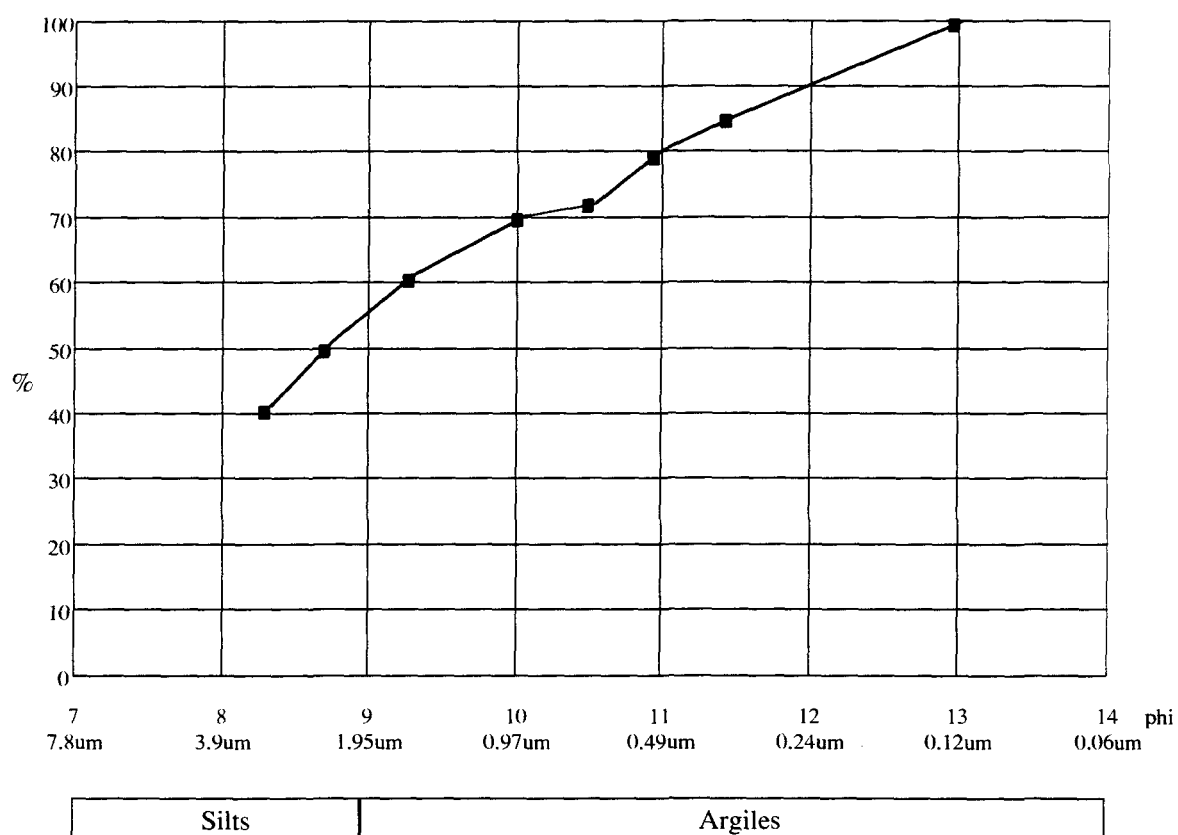
ANNEXE 1

Liste des faciès échantillonnés.

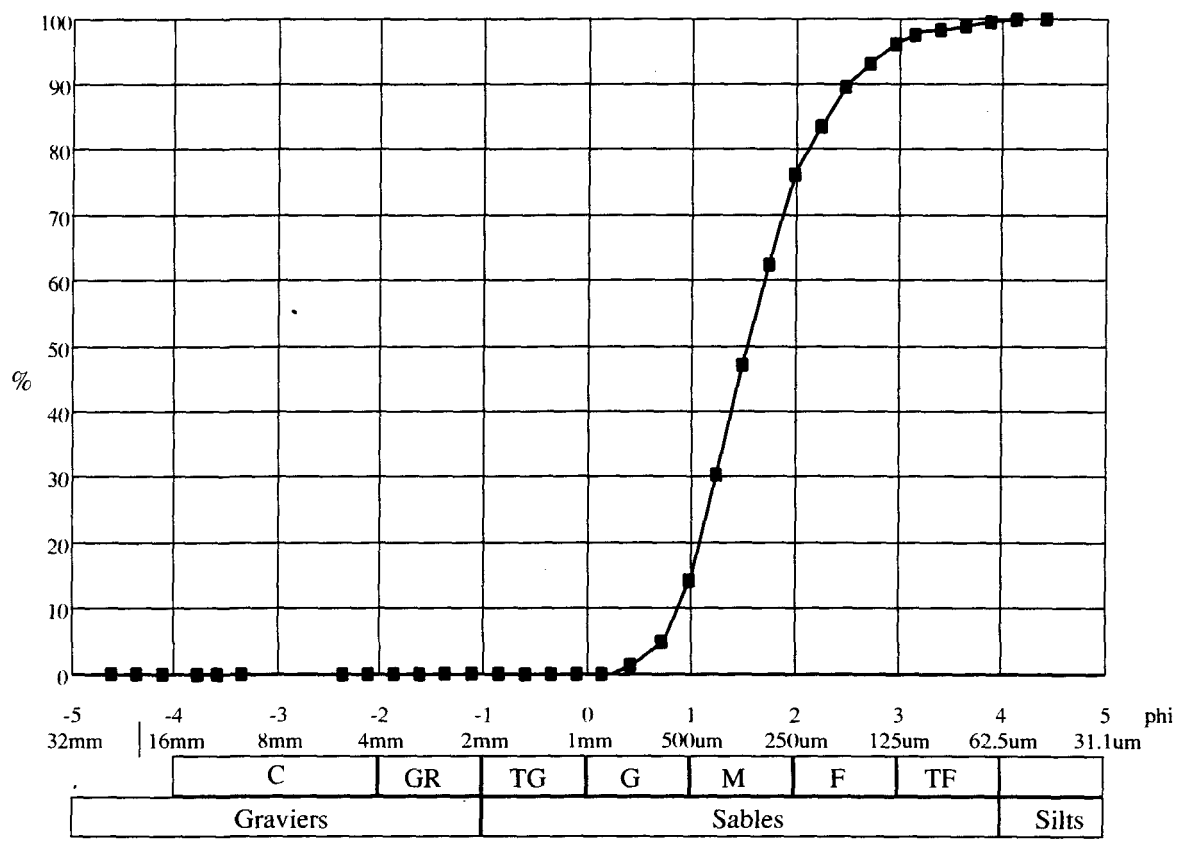
Gravière	Colonne stratigraphique	Faciès échantillonnés
G1	G1-1	Pt, Bm, St
	G1-4	St
	G1-5	St, Sm
	G1-6	St, Fl
	G1-9	Cm
	G1-14	GRt
	G1-15	Cm
	G1-17	St
G2	G2-3	Cm
	G2-7	St
	G2-10	GRp, Pp
	G2-12	Cm
	G2-13	St
	G2-14	Fl, St
G3	G3-1	St
	G3-4	St
G4	Df	St, Cms, St (minéraux lourds)
	G4-3	St

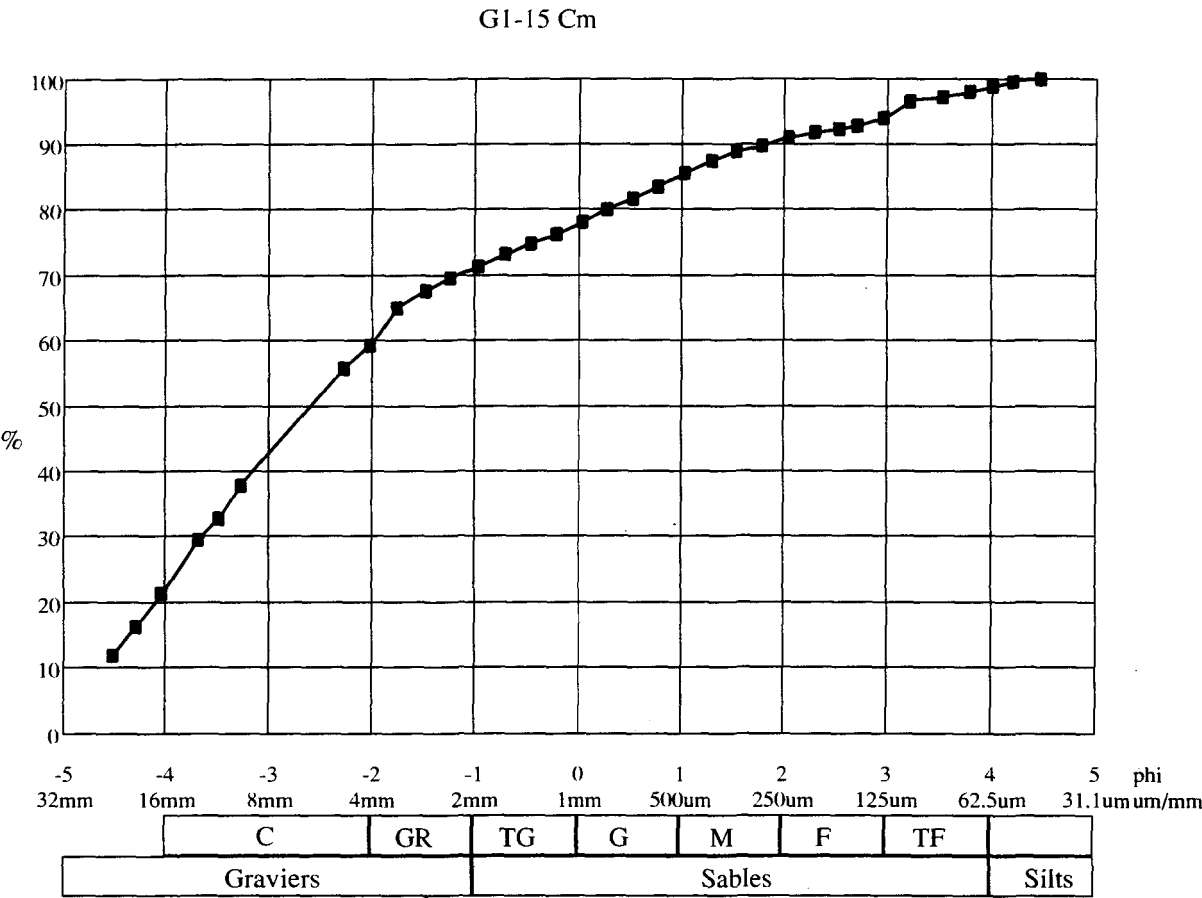
ANNEXE 2
COURBES GRANULOMÉTRIQUES

G2-14 FI

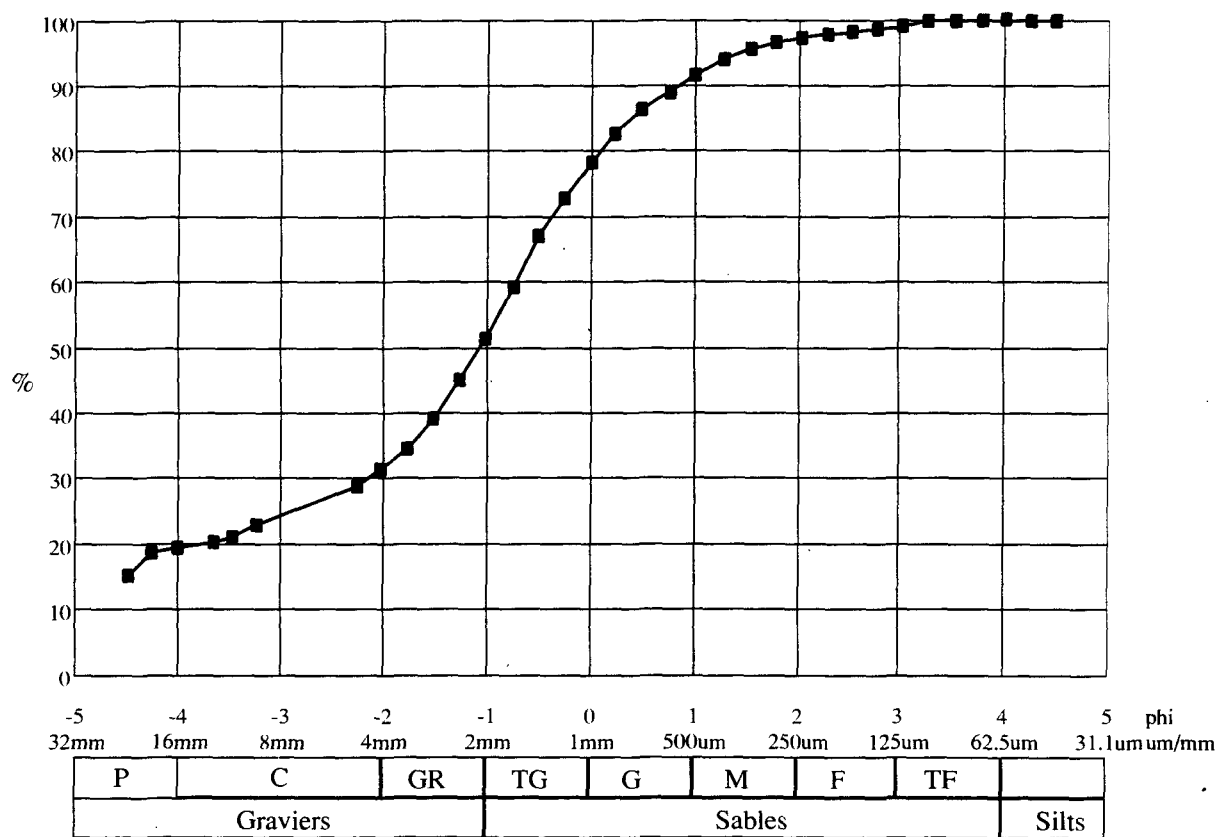


G1-14St



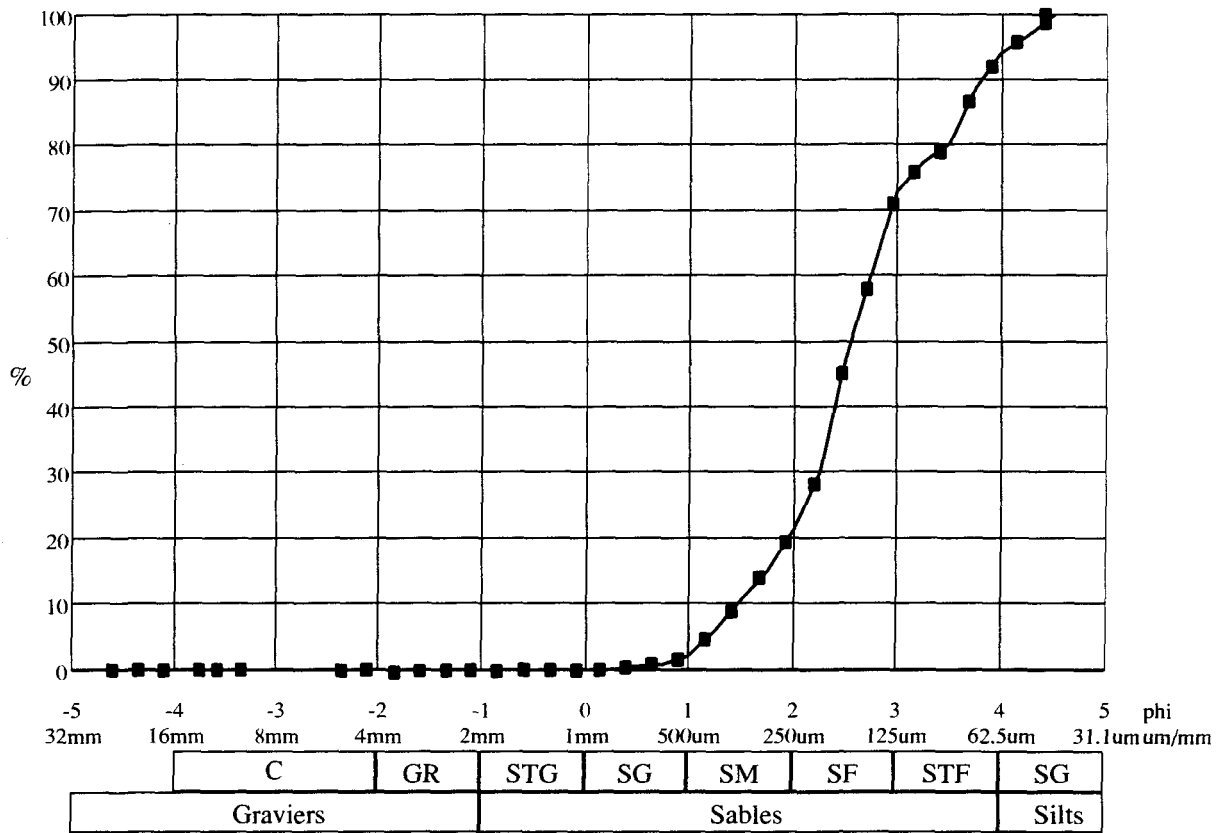


G1-1 Bm*

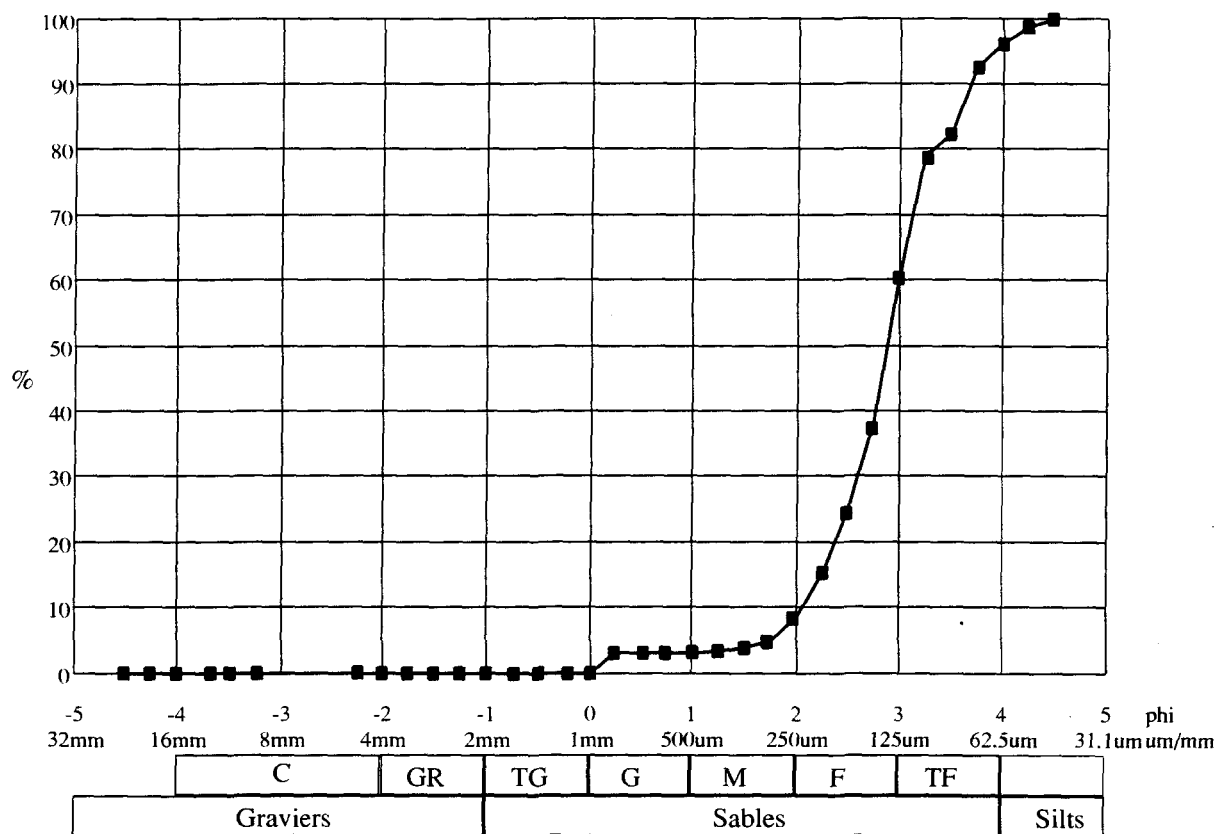


* : matrice seulement

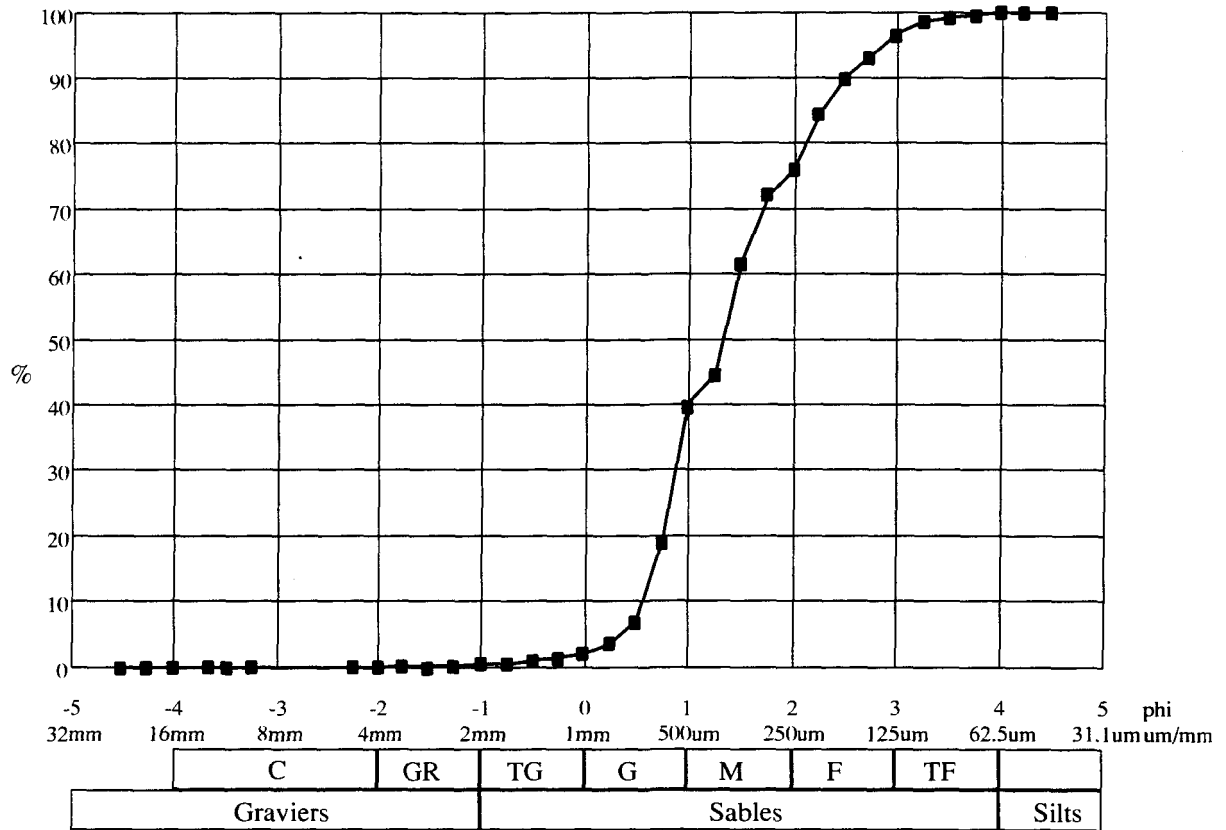
G1-1 St



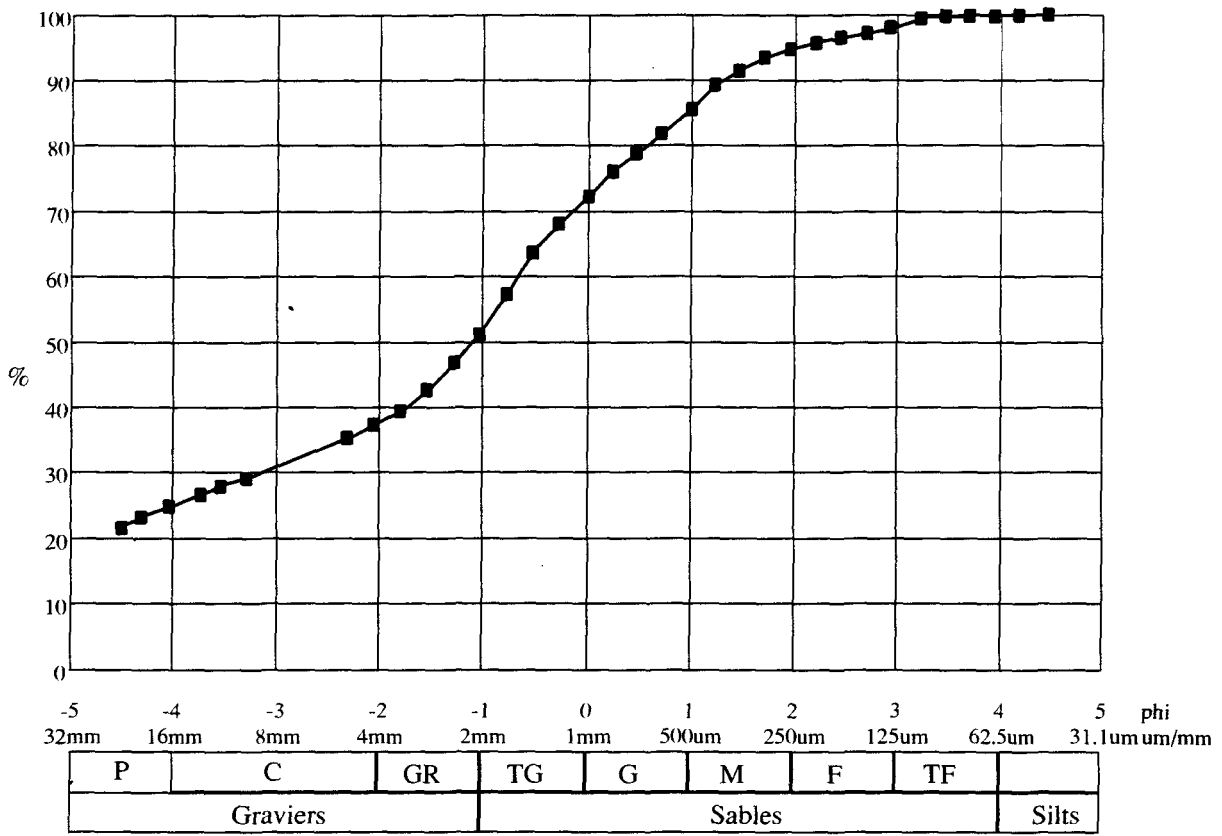
G1-5 St



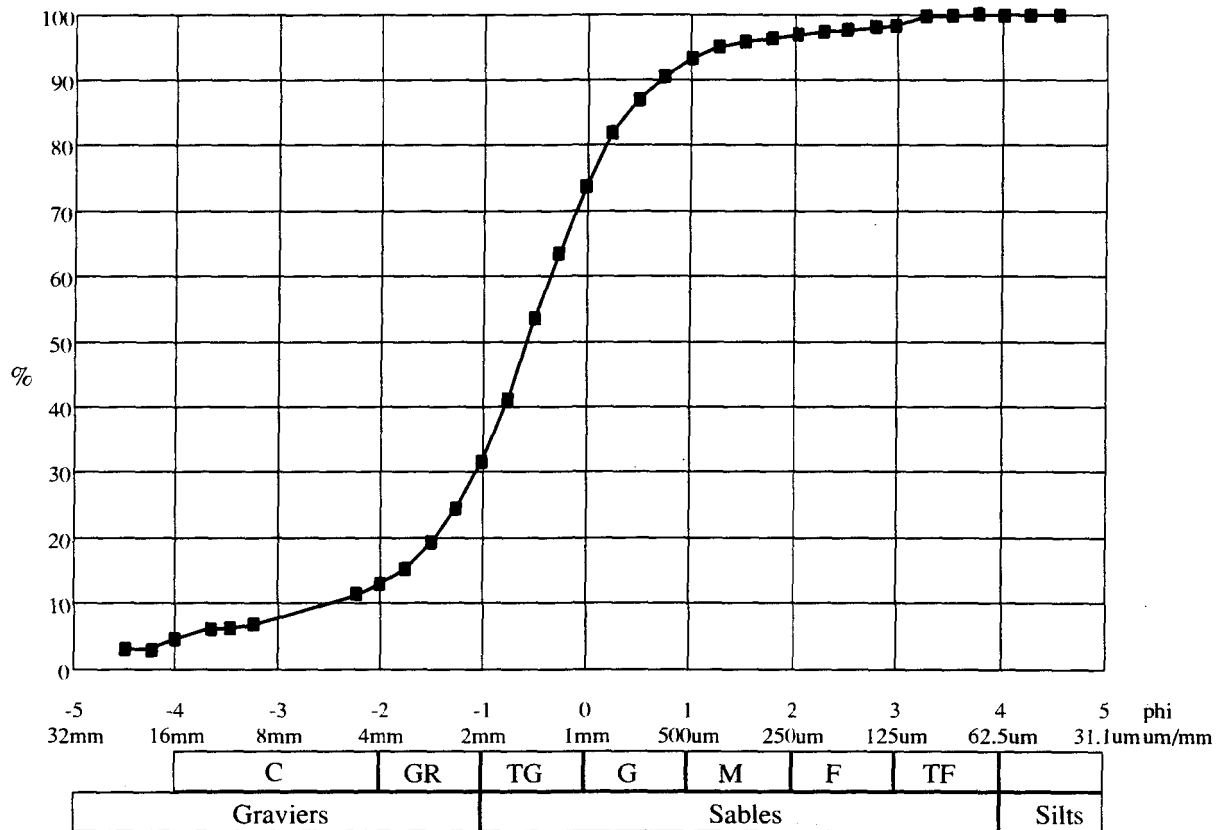
G1-6 St



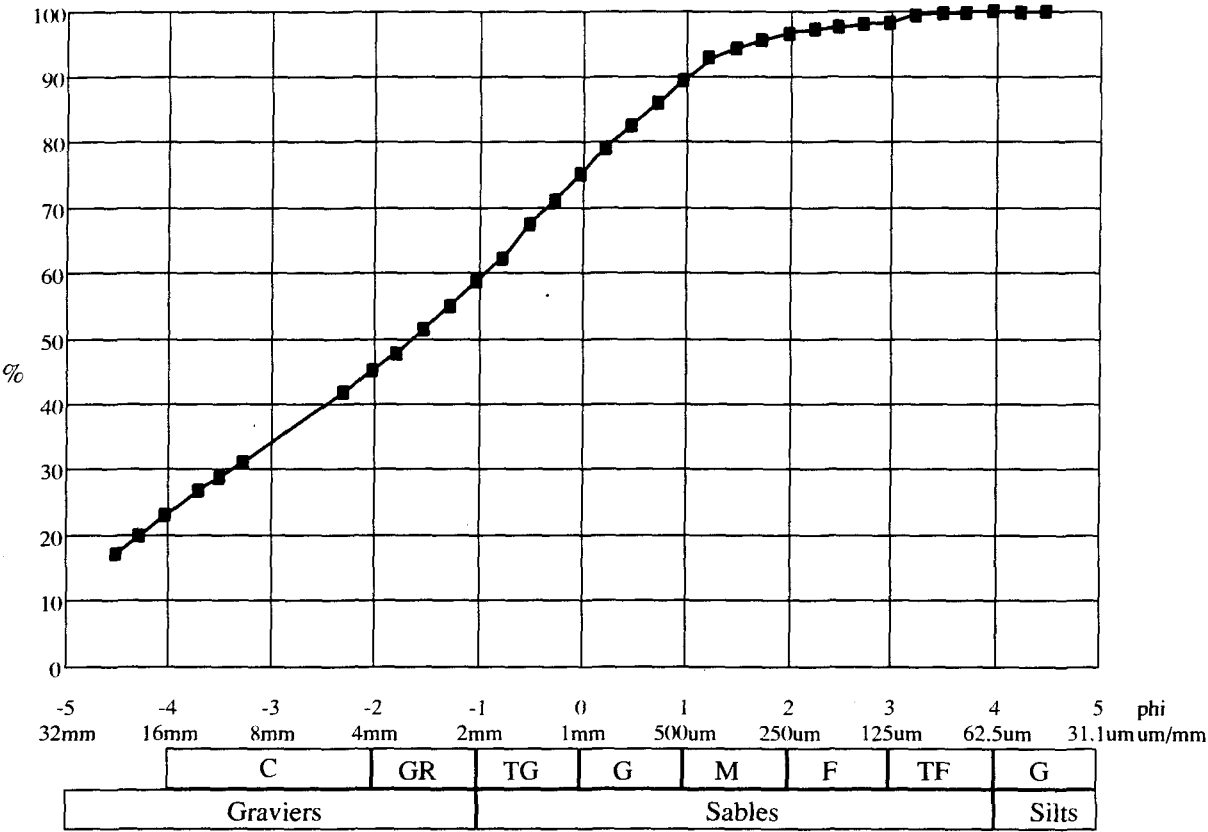
G1-9 Pm

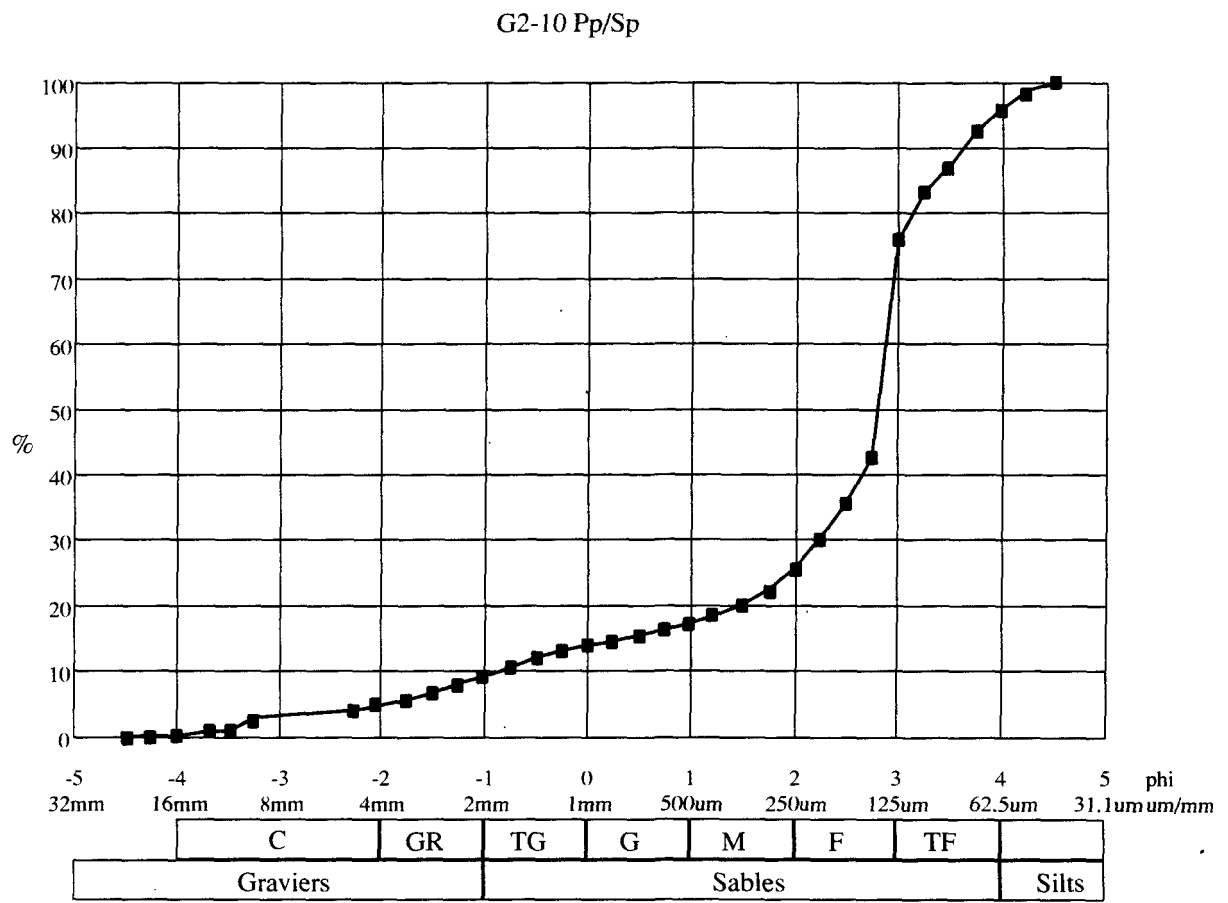


G2-10 Rp/Sp

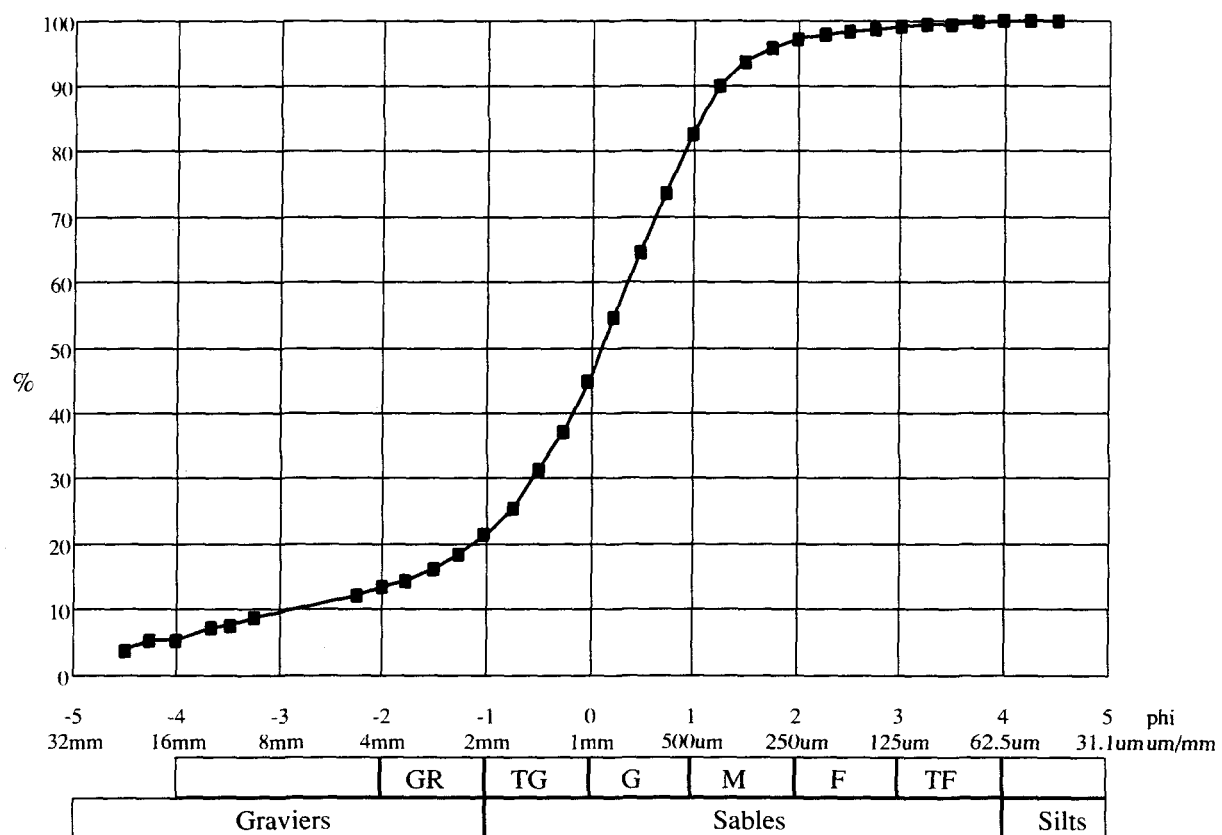


G2-10 Pp

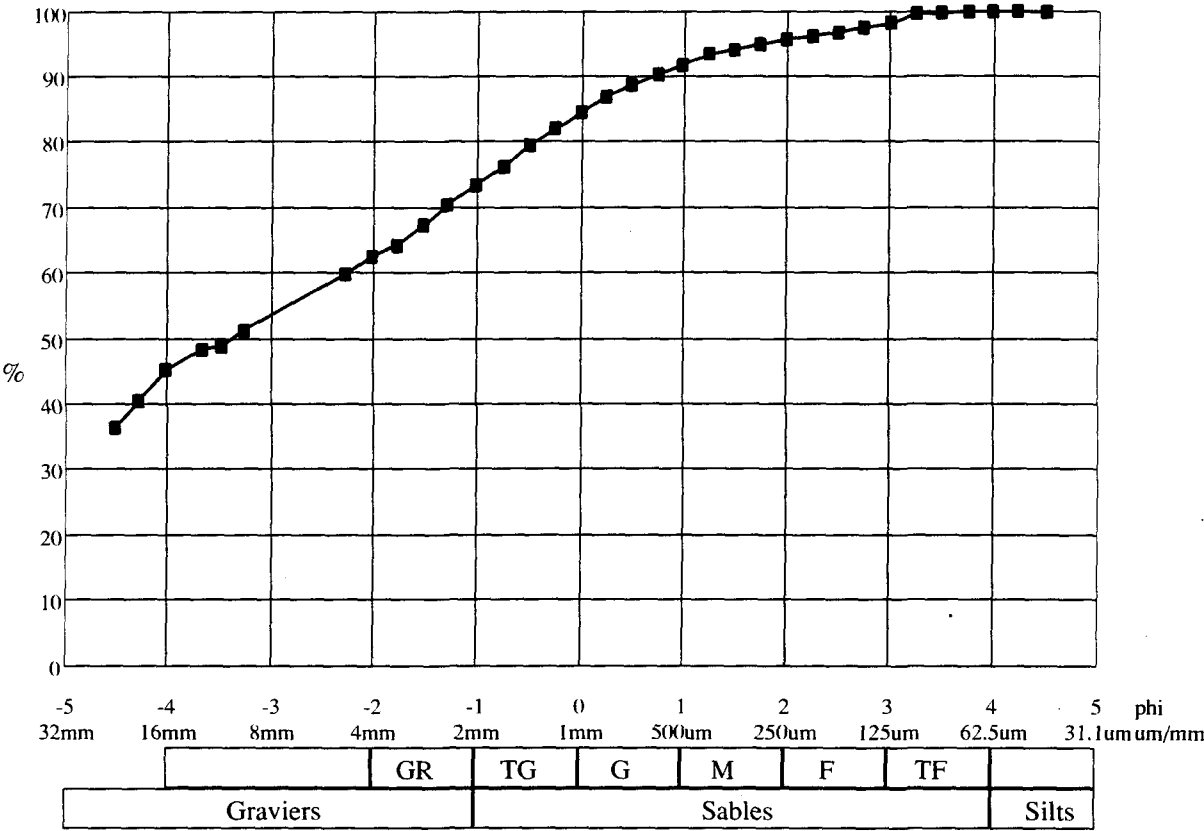




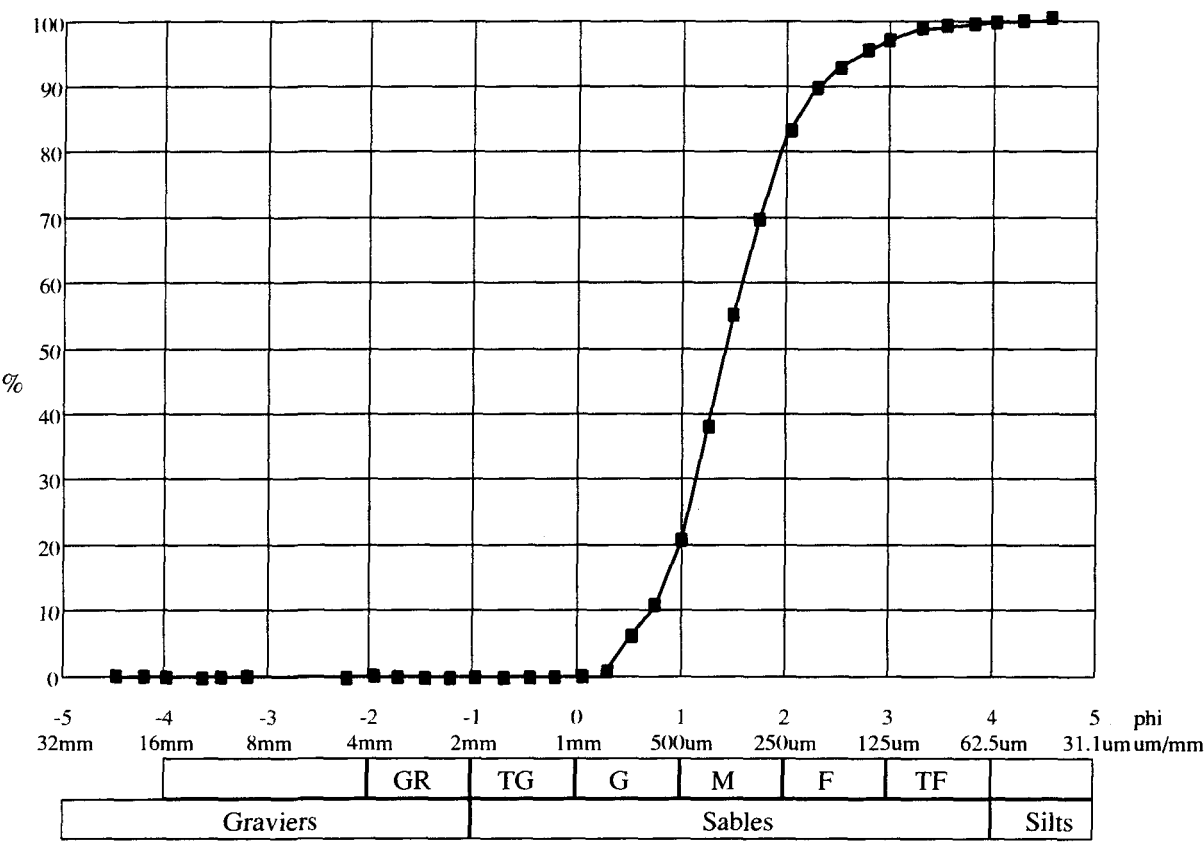
G2-13 St



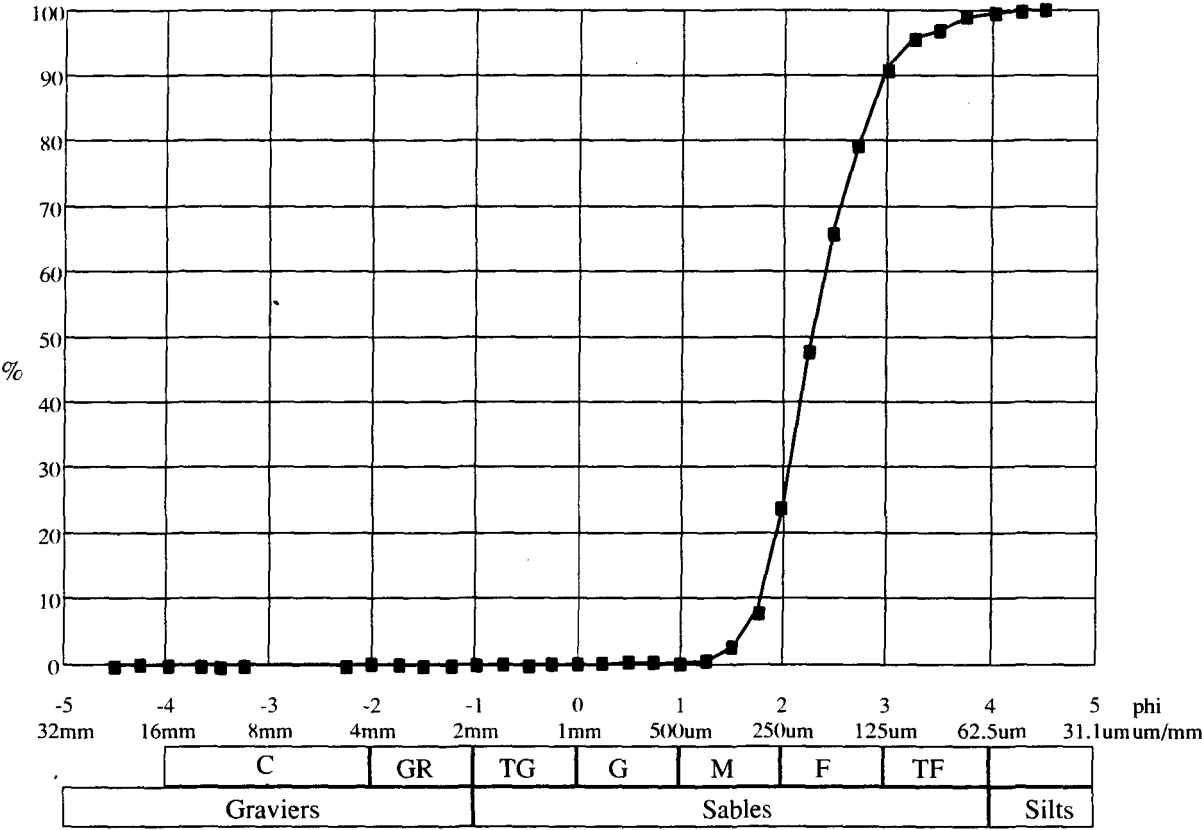
G2-3 Cm



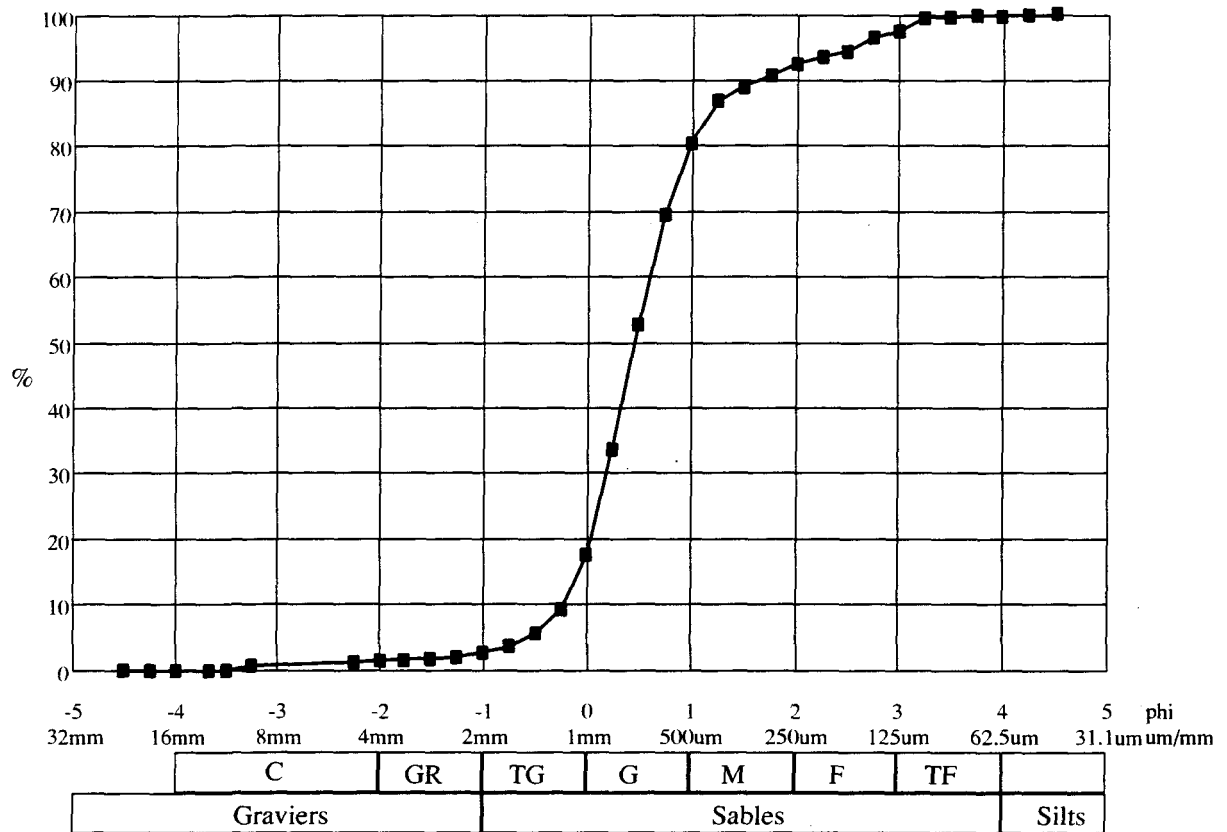
G2-7 St



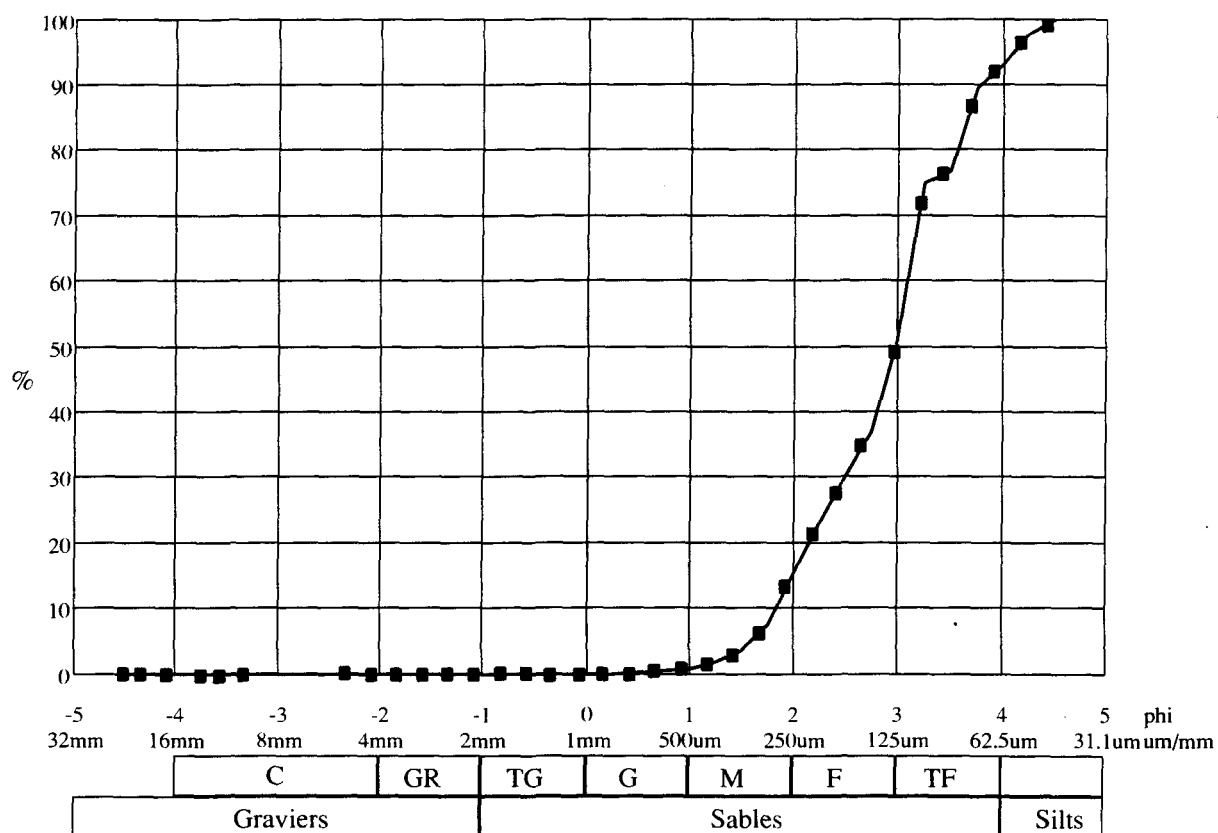
G3-1 St



G3-4 St



G4-Df St



ANNEXE 3
DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES

Description Pétrographique

Localisation : G4-Df #1, Laterrière, Québec

Description mégascopique : Sables fins à très fins, 250 um et moins, échantillonnés dans
dans une zone de dépôts de particules fines à l'intérieur d'un lit de se couleur brun rougeâtre.

Densité obtenue aux liqueurs denses= 3,3 et susceptibilité magnétique plus petite ou égale à
1 amp.

Minéraux	Abondance %	Texture
Orthopyroxènes hyperstène	10 %	Ln : gris pâle verdâtre, Lp : jaune à orangé (1er ordre) dmin : 0,1 mm dmoy : 0,3 mm dmax : 0,6 mm subarrondi à subanguleux, bonne sphéricité, deux clivages bien visibles.
Amphiboles hornblende	20 %	Ln : vert olive, brun, Lp : gris verdâtre rosé dmin : 0,1 mm dmoy : 0,2 mm dmax : 0,4 mm subarrondi, sphéricité mauvaise.
Micas biotite	20 %	avec quelques inclusions opaques, Ln : légère teinte brune Lp : jaune brunâtre, dmin : 0,15 mm, dmoy : 0,3 mm, dmax : 0,4 mm, forme souvent allongée, subanguleux à anguleux, mauvaise sphéricité.
Minéraux accessoires zircon	30 %	Ln : incolore, Lp : teintes du début du 3ème ordre, biréfringence très élevée, dmin : 0,15 mm, dmoy : 0,3 mm anguleux à subanguleux, mauvaise sphéricité.
grenat	2 %	fort relief, inclusions, Ln : translucide, Lp : éteint, dmin : 0,1 mm, dmoy : 0,2 mm, dmax : 0,4 mm, subanguleux à subarrondi, bonne sphéricité.
Quartz	2 %	extinction roulante, petite inclusions opaques, dmin : 0,1 mm, dmin : 0,1 mm, dmoy : 0,3 mm, dmax : 0,5 mm, subanguleux, bonne sphéricité.
Feldspath microcline	tr.	quadrillé, dmin : 0,4 mm, dmoy : 0,4 mm, dmax : 0,4 mm arrondi, bonne sphéricité.
Opaques magnétite	16 %	Lr : gris acier, plein de petites inclusions noires, dmin : 0,1 mm dmoy : 0,2 mm, dmax : 0,4 mm, subarrondi, sphéricité moyenne.

Description Pétrographique

Localisation : G4-Df #2, Laterrière, Québec

Description mégascopique : Sables fins à très fins, 250 um et moins, échantillonnés dans dans une zone de dépôts de particules fines à l'intérieur d'un lit de se couleur brun rougeâtre.

Densité obtenue aux liqueurs denses= 3,3 et susceptibilité magnétique plus grande que 0,2 amp.

Minéraux	Abondance %	Texture
Orthopyroxènes hyperstène	10 %	Ln : gris pâle verdâtre, Lp : jaune à orangé (1er ordre) dmin : 0,1 mm dmoy : 0,3 mm dmax : 0,5 mm subarrondi à subanguleux, sphéricité moyenne.
Amphiboles hornblende	20 %	Ln : vert olive, brun, Lp : gris verdâtre rosé dmin : 0,1 mm dmoy : 0,3 mm dmax : 0,5 mm subarrondi, bonne sphéricité.
Micas biotite	10 %	forme souvent allongée, Ln : légère teinte brune Lp : jaune brunâtre, dmin : 0,2 mm, dmoy : 0,4 mm, dmax : 0,6 mm, subanguleux à anguleux, mauvaise sphéricité.
Minéraux accessoires zircon	5 %	Ln : incolore, Lp : teintes du début du 3ème ordre, biréfringence très élevée, dmin : 0,1 mm, dmoy : 0,2 mm dmax : 0,4 mm, anguleux à subanguleux, mauvaise sphéricité.
grenat	25 %	fort relief, inclusions, Ln : translucide, Lp : éteint, dmin : 0,2 mm, dmoy : 0,4 mm, dmax : 0,6 mm, subanguleux, bonne sphéricité.
Quartz	1 %	polyminéralique; associé à des minéraux opaques et amphi. extinction roulante, petite inclusions opaques, dmin : 0,05 mm dmoy : 0,1 mm, dmax : 0,2 mm, bien arrondi à subarrondi, bonne à moyenne sphéricité.
Opaques magnétite	24 %	souvent exolutions d'ilménite dans magnétite, dmin : 0,05 mm dmoy : 0,3 mm, dmax : 0,4 mm, subanguleux à subarrondi, sphéricité bonne à mauvaise.
Ilménite	5 %	Lr : gris rosé, plein de petites exolutions de magnétite, dmin : 0,1 mm, dmoy : 0,2 mm, dmax : 0,4 mm, subarrondi, bonne sphéricité.

Description Pétrographique

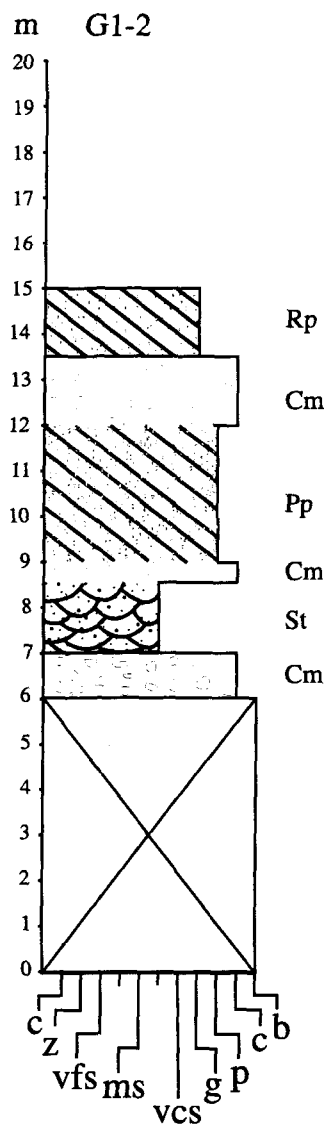
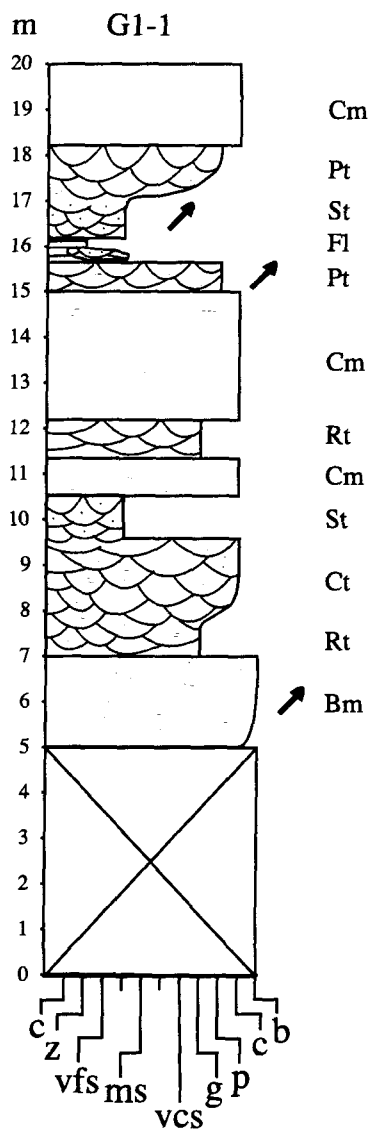
Localisation : G4-Df #3, Laterrière, Québec

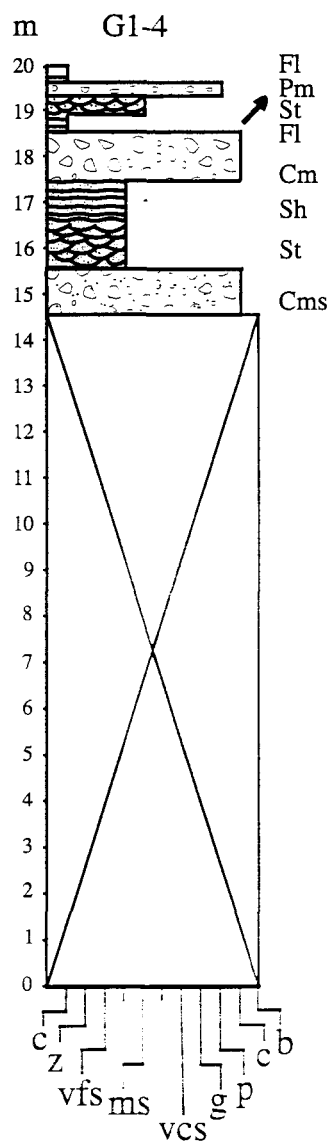
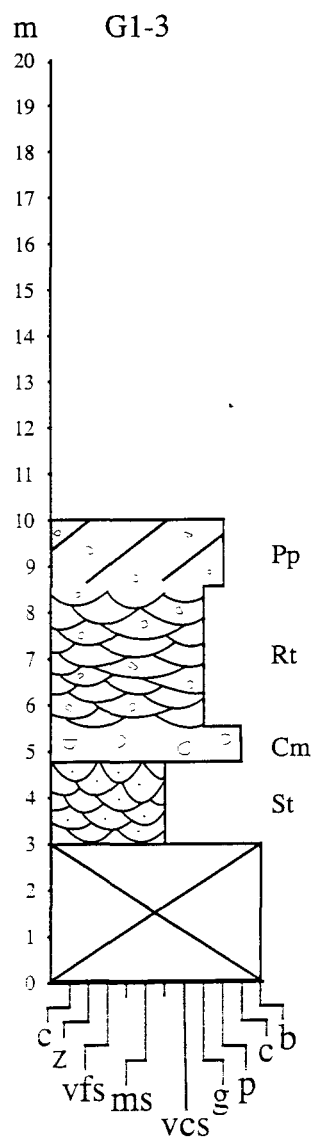
Description mégascopique : Sables fins à très fins, 250 um et moins, échantillonnés dans dans une zone de dépôts de particules fines à l'intérieur d'un lit de se couleur brun rougeâtre.

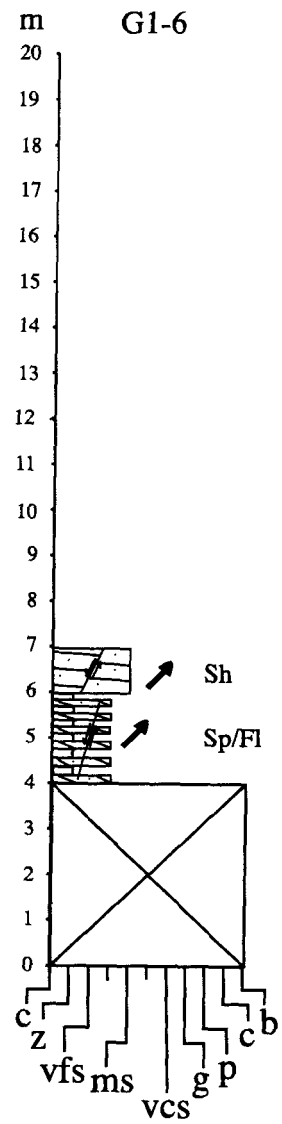
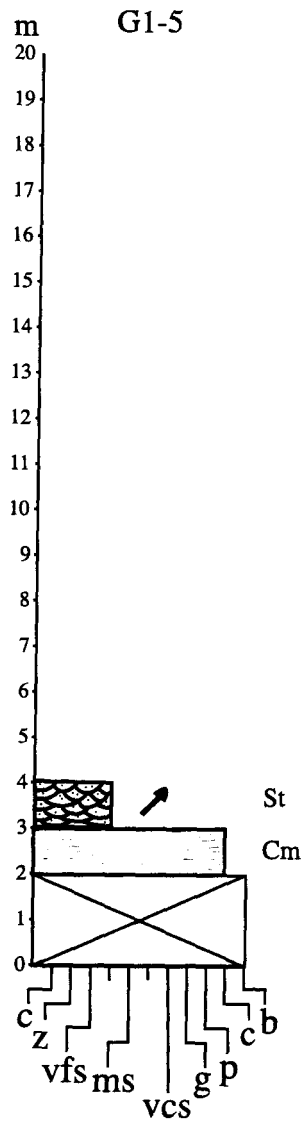
Densité obtenue aux liqueurs denses= 3,3 et susceptibilité magnétique de moins ou égale à 0,2 amp.

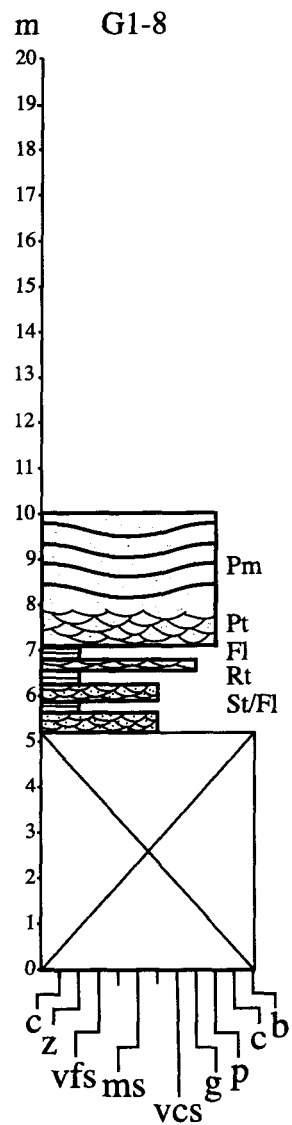
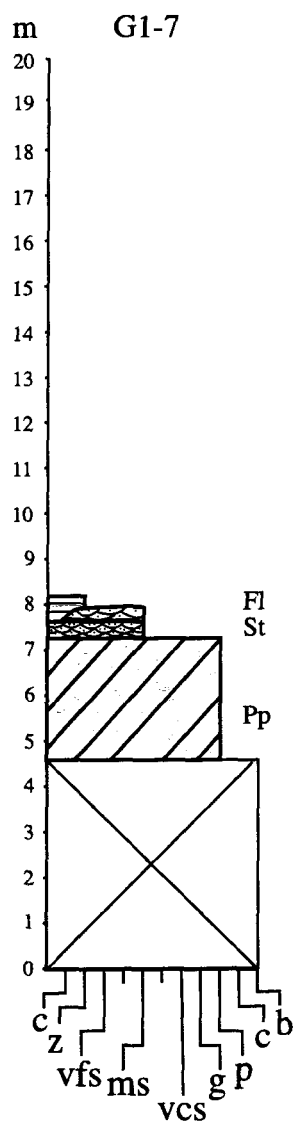
Minéraux	Abondance %	Texture
Orthopyroxènes hyperstène	15 %	Ln : gris pâle verdâtre, Lp : jaune à orangé (1er ordre) dmin : 0,15 mm dmoy : 0,4 mm dmax : 0,6 mm anguleux, moyenne sphéricité.
Amphiboles hornblende	15 %	Ln : vert olive, brun, Lp : gris verdâtre rosé dmin : 0,15 mm dmoy : 0,3 mm dmax : 0,5 mm subanguleux à subarrondi, sphéricité bonne à moyenne.
Silicates de métamorphisme disthènes	2 %	forme souvent allongée, subanguleux, mauvaise sphéricité, dmin : 0,05 mm, dmoy : 0,2 mm, dmax : 0,3 mm.
Minéraux accessoires zircon	1 %	Ln : incolore, Lp : teintes du début du 3ème ordre, biréfringence très élevée, dmin : 0,1 mm, dmoy : 0,2 mm dmax : 0,3 mm, anguleux, moyenne sphéricité.
grenat	25 %	fort relief, inclusions, Ln : translucide, Lp : éteint, dmin : 0,05 mm, dmoy : 0,2 mm, dmax : 0,4 mm, arrondi à subarrondi, bonne à mauvaise sphéricité.
Quartz	1 %	extinction roulante, polyminéraliques associés avec opaques, dmin : 0,05 mm, dmoy : 0,15 mm, dmax : 0,25 mm, anguleux, moyenne sphéricité.
Opaques magnétite	37 %	Lr : gris acier, avec exolutions d'ilménite, dmin : 0,1 mm dmoy : 0,3 mm, dmax : 0,6 mm, subanguleux, sphéricité bonne à moyenne.
ilménite	4 %	Lr : gris rosé, plein de petites exolutions de magnétite, dmin : 0,1 mm, dmoy : 0,4 mm, dmax : 0,5 mm, subanguleux, bonne à moyenne sphéricité.

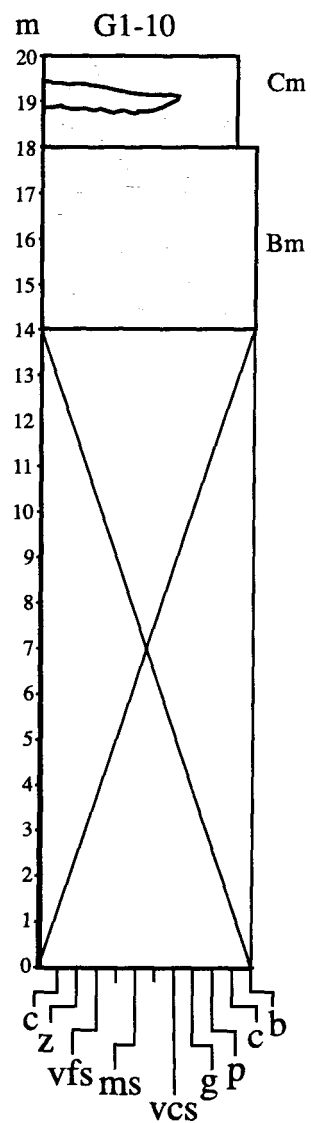
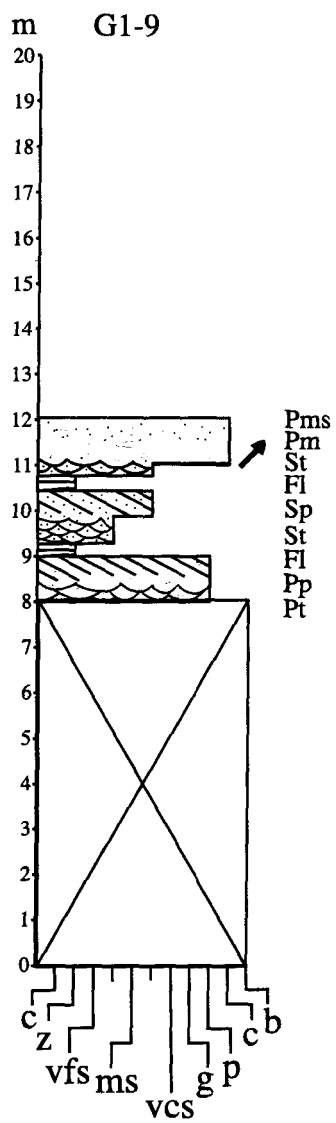
ANNEXE 4
COLONNES STRATIGRAPHIQUES

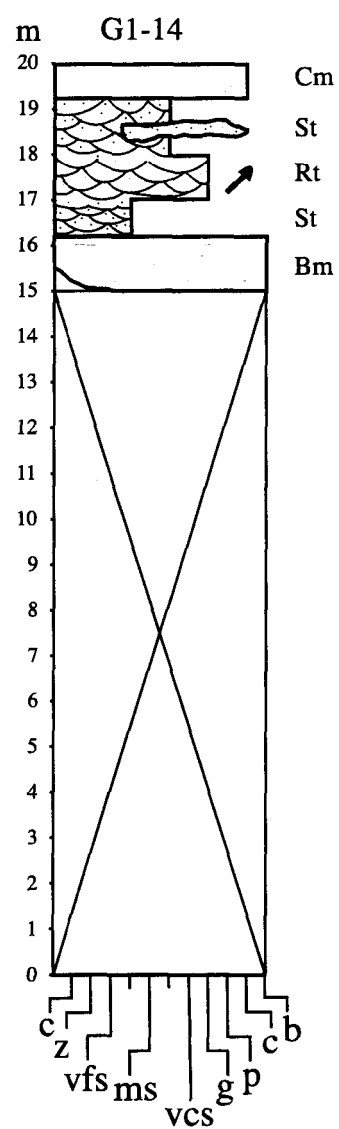
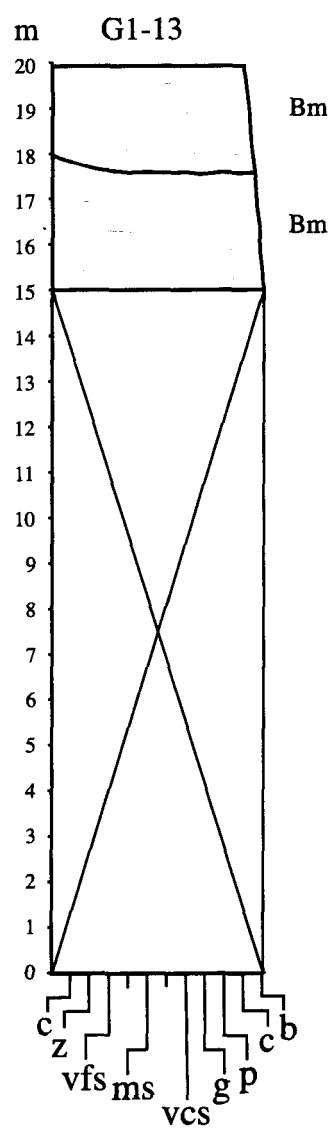


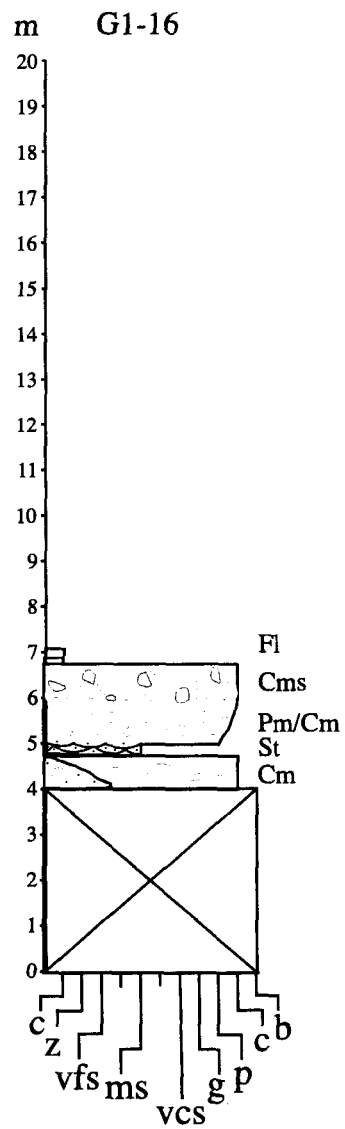
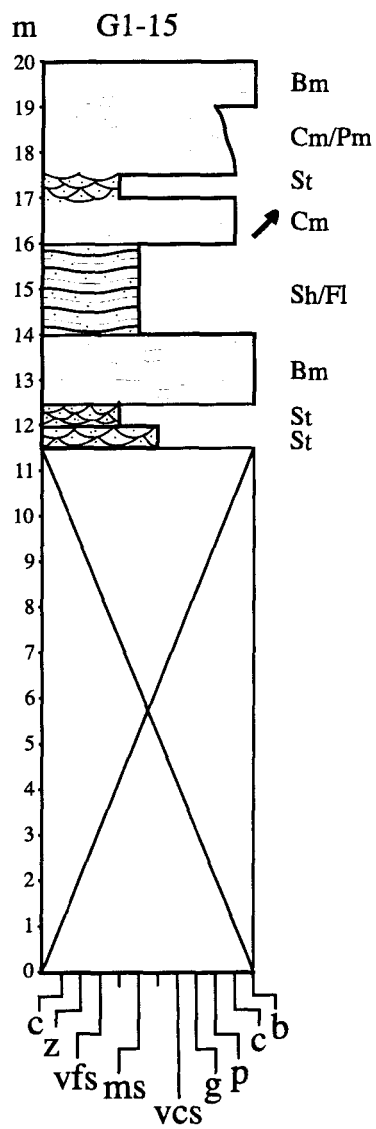


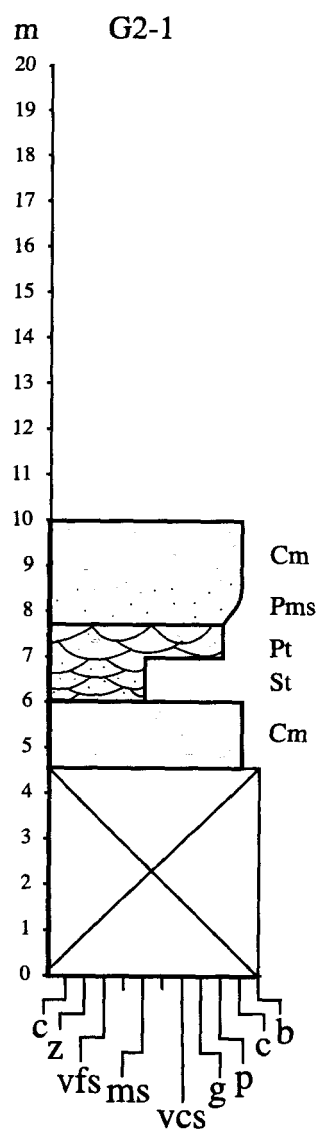
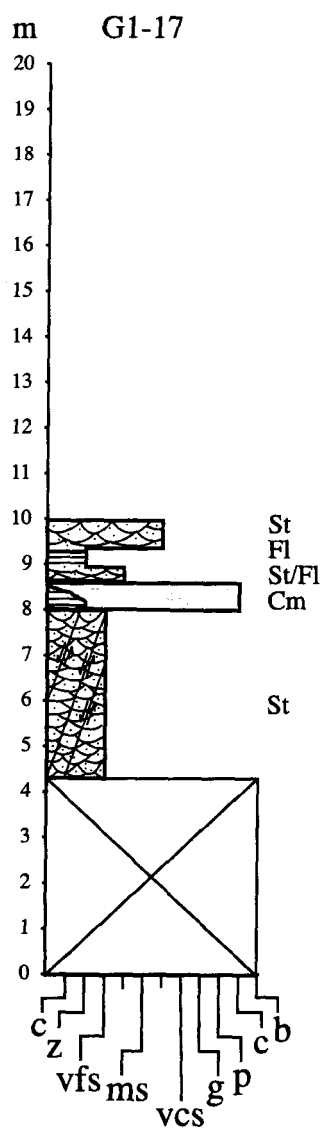


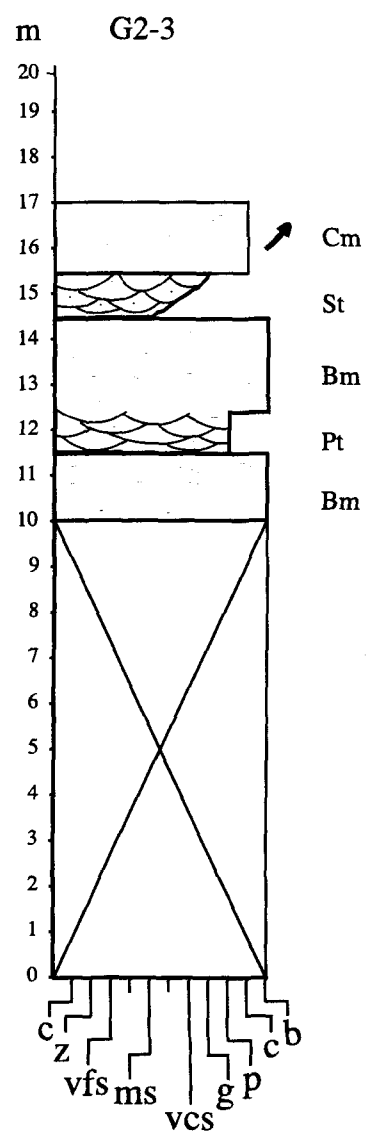
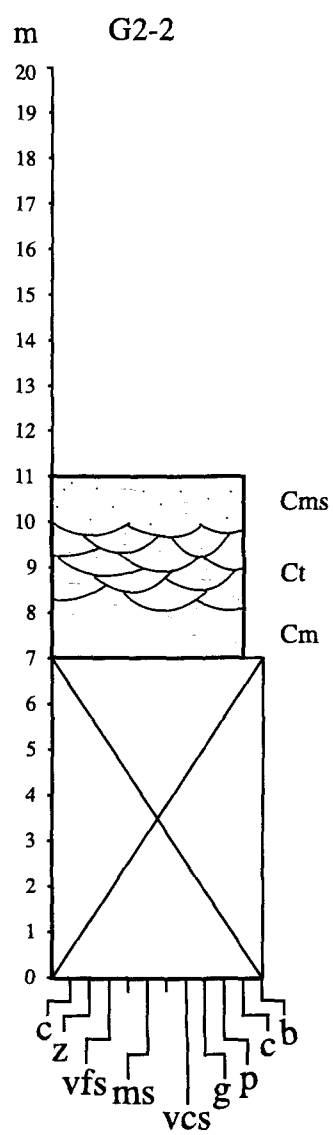


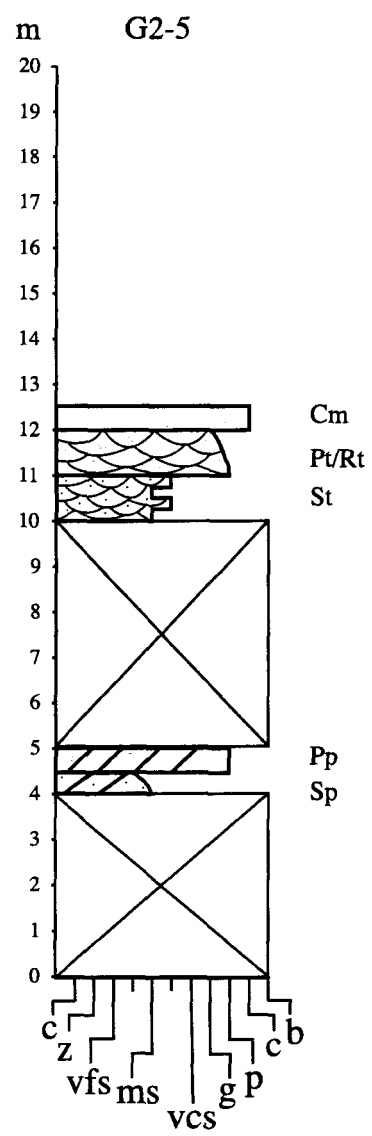
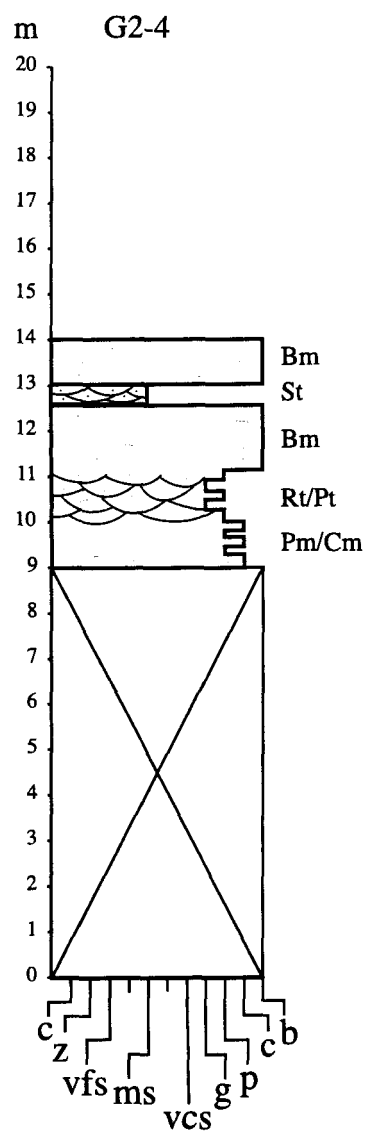


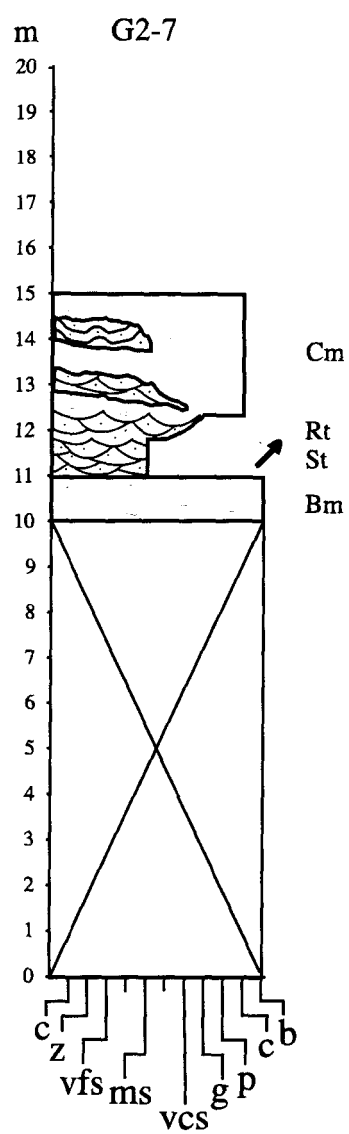
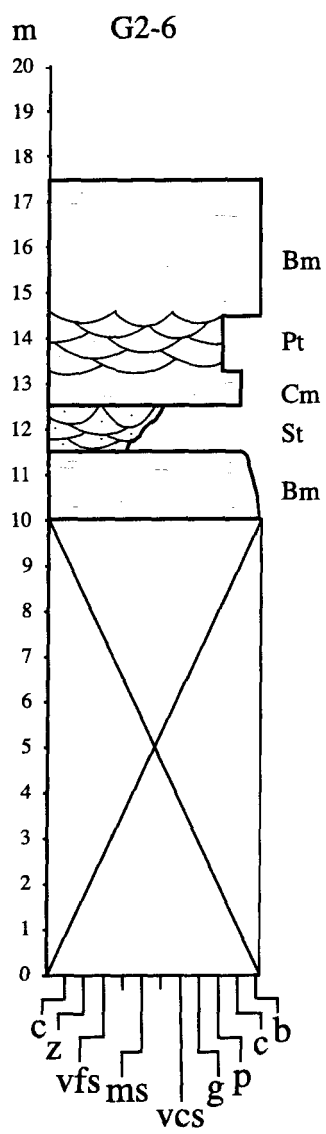


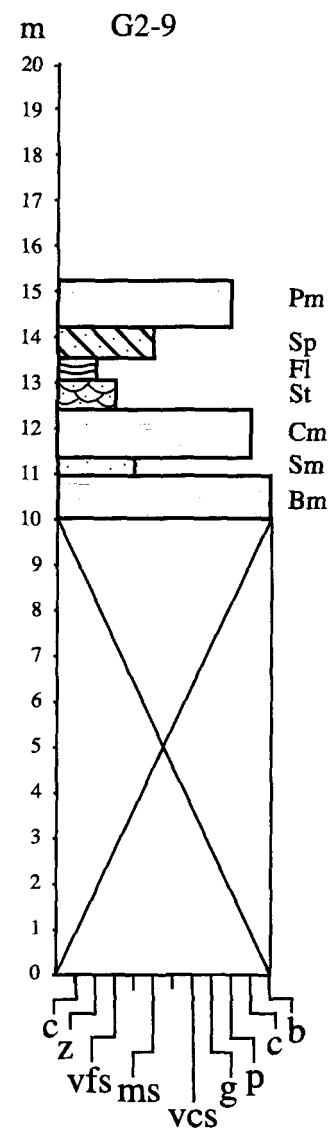
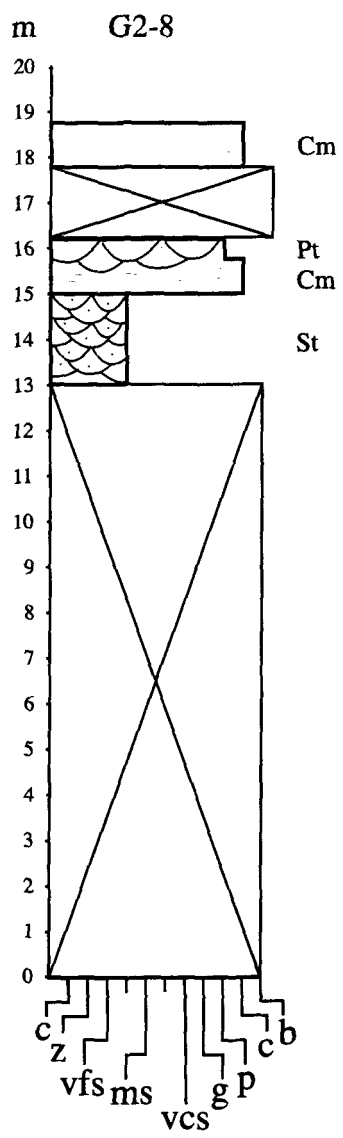


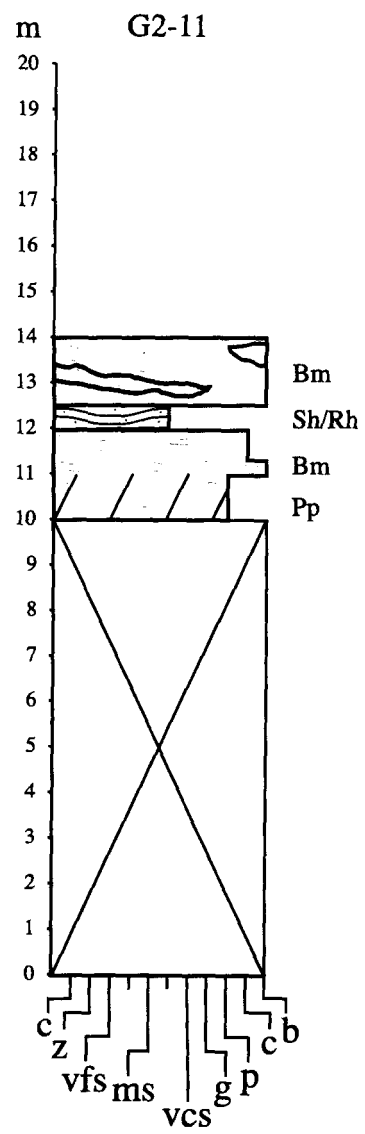
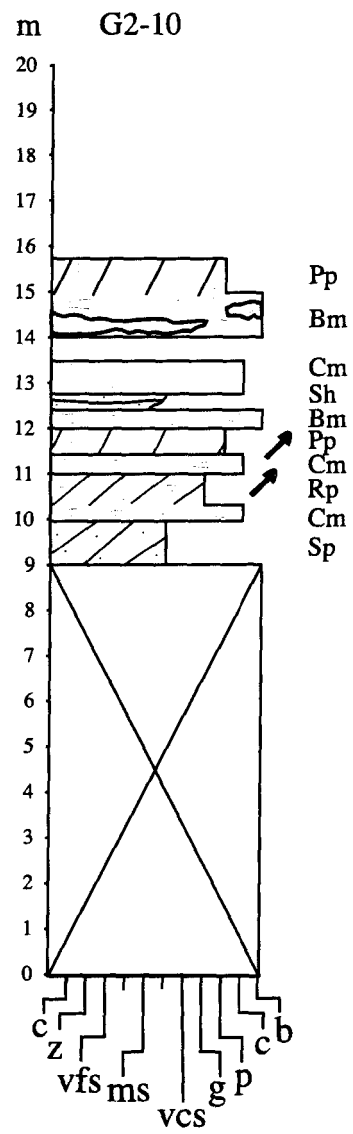


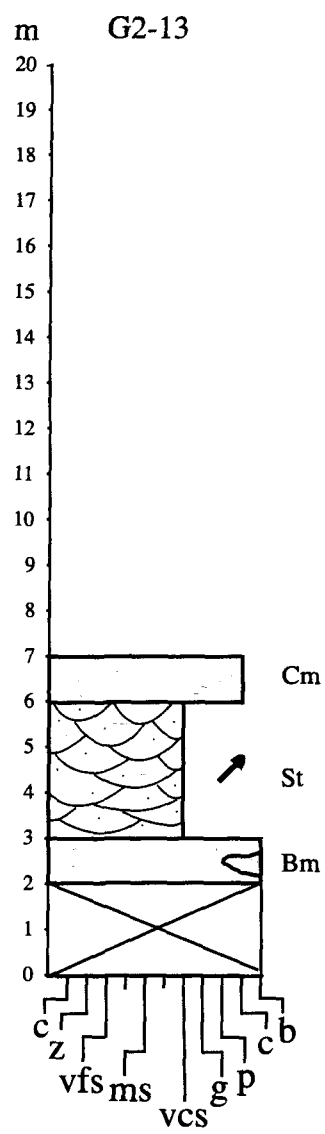
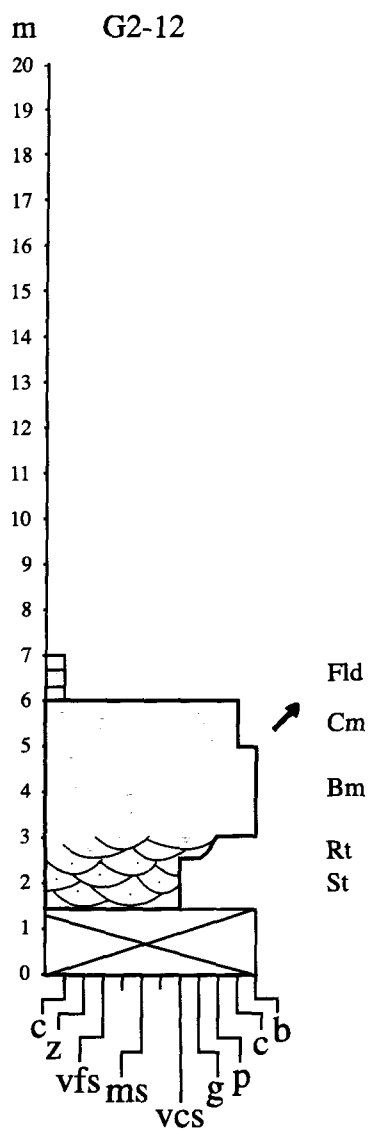


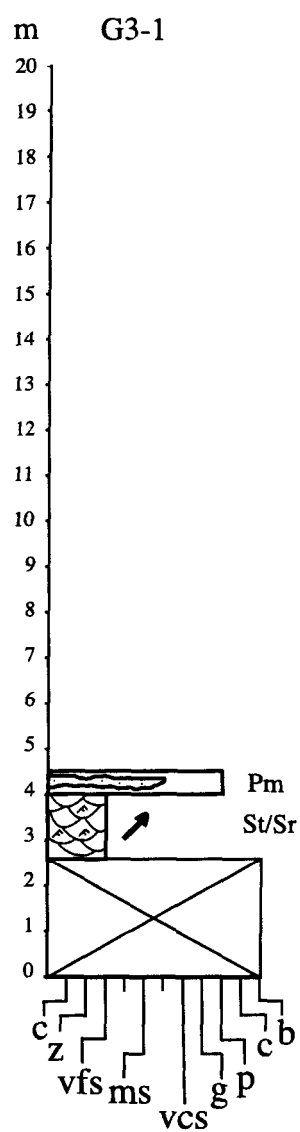
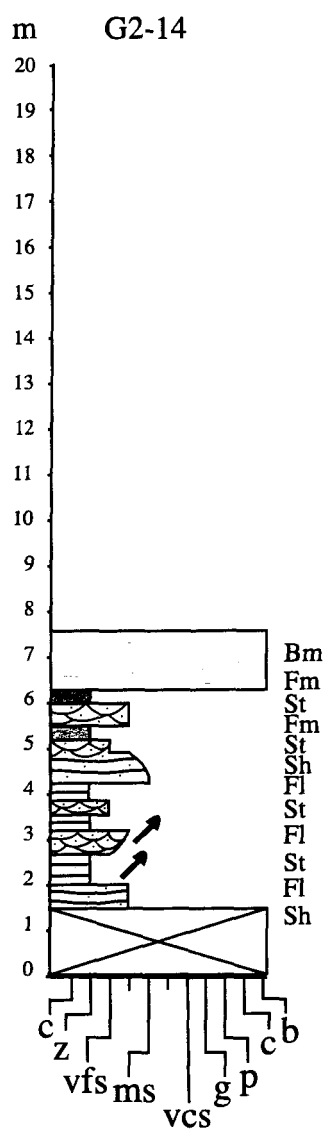


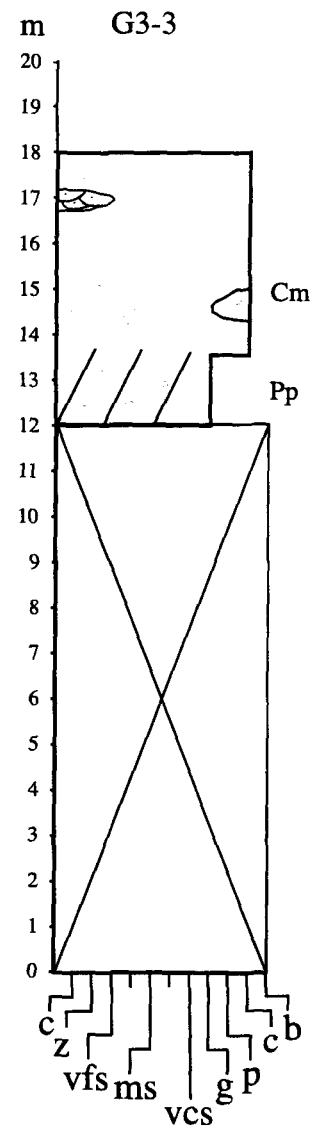
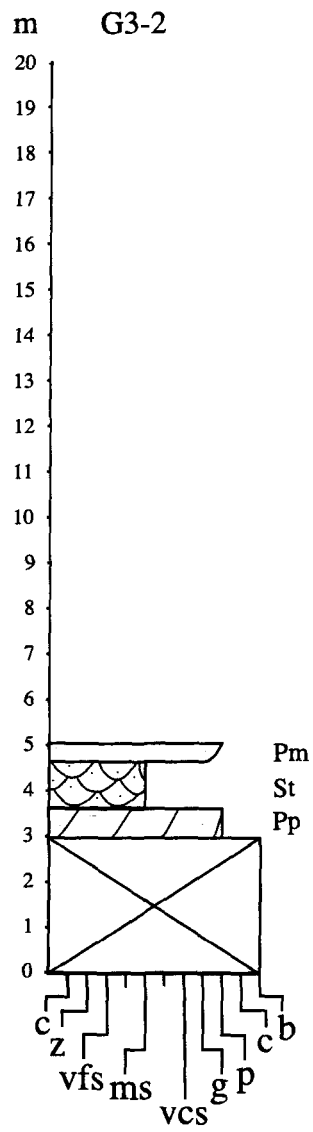


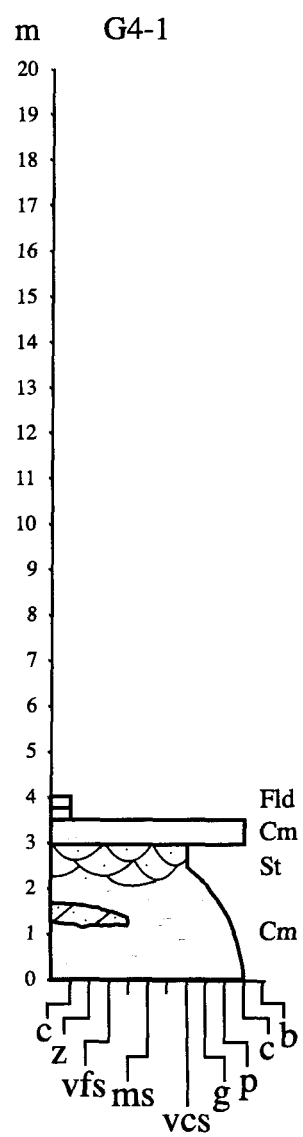
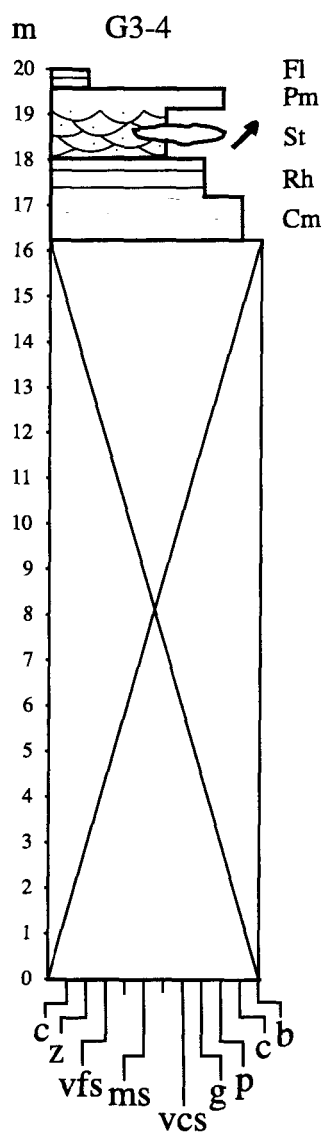


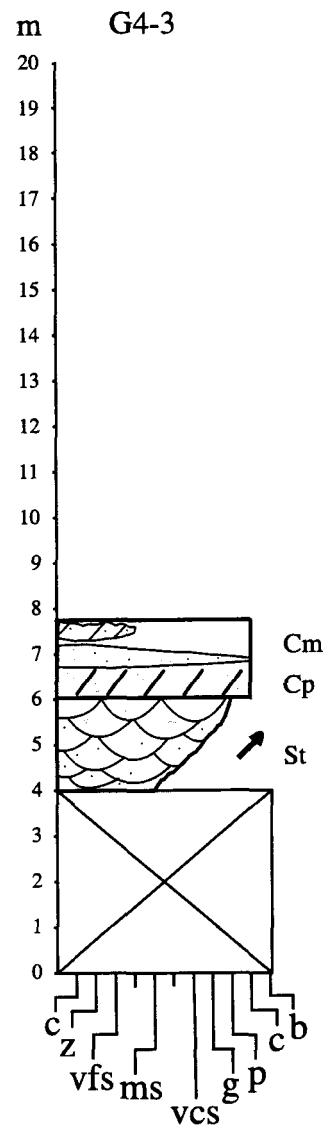
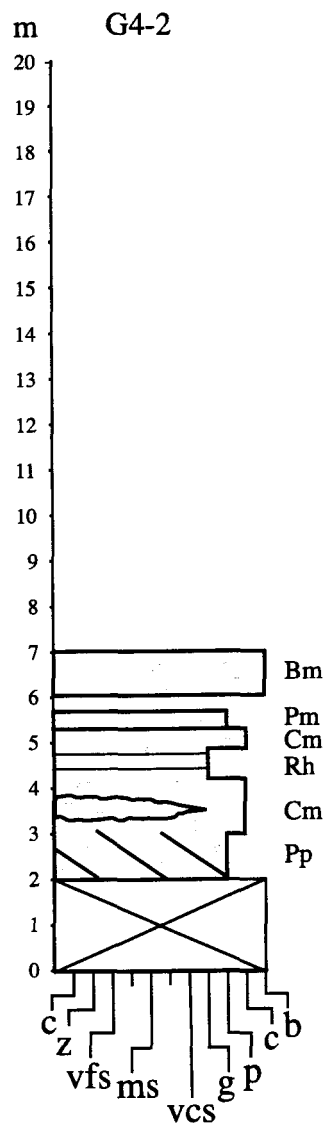

































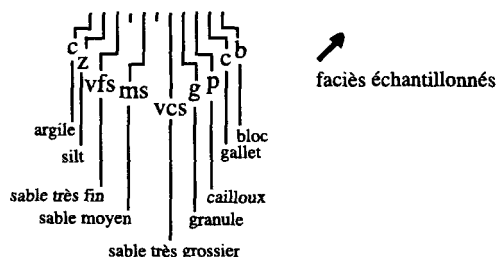


ANNEXE 5
SYMBOLES UTILISÉS

ANNEXE 5

Symboles utilisés pour la description des faciès.

	blocs massifs (Bm)		sables massifs (Sm)
	gallets massifs (Cm)		sables à laminations entrecroisées en auge (St)
	gallets à laminations entrecroisées en auge (Ct)		sables à laminations entrecroisées planaires (Sp)
	gallets à laminations entrecroisées planaires (Cp)		sables à laminations entrecroisées horizontales (Sh)
	gallets à support de matrice sableuse (Cms)		rides (Sr)
	cailloux massifs (Pm)		sables à laminations entrecroisées en auge interstratifiées avec des particules fines (St)
	cailloux à laminations entrecroisées en auge (Pt)		sables à laminations sub-horizontales (Sh)
	cailloux à laminations entrecroisées planaires (Pp)		silts ou argiles à laminations sub-horizontales (Fl)
	Cailloux à support de matrice silto-argileuse (Pms)		silts ou argiles massives (Fm)
	granules massifs (Rm)		silts ou argiles laminés (Fl)
	granules à laminations entrecroisées en auge (Rt)		
	granules à laminations entrecroisées planaires (Rp)		
	granules à laminations horizontales (Rh)		



ANNEXE 6

Tamis utilisés et équivalents granulométriques (adaptés de W. S. Tyler Company, 1969).

Numéro du tamis	Ouverture en mm	Ouverture en ϕ	Numéro du tamis	Ouverture en mm	Ouverture en ϕ
7 / 8 po.	22,6	-4,5	25	0,707	0,50
3 / 4 po.	19	-4,25	30	0,595	0,75
5 / 8 po.	16	-4	35	0,500	1
1 / 2 po.	12,7	-3,67	40	0,420	1,25
7 / 16 po.	11,2	-3,5	45	0,354	1,5
3 / 8 po.	9,51	-3,25	50	0,297	1,75
4	4,76	-2,25	60	0,250	2
5	4,00	-2	70	0,210	2,25
6	3,36	-1,75	80	0,177	2,5
7	2,83	-1,5	100	0,149	2,75
8	2,38	-1,25	120	0,125	3
10	2,00	-1	140	0,105	3,25
12	1,68	-0,75	170	0,088	3,5
14	1,41	-0,5	200	0,074	3,75
16	1,19	-0,25	230	0,063	4
18	1,00	0	270	0,053	4,25
20	0,841	0,25	325	0,044	4,5

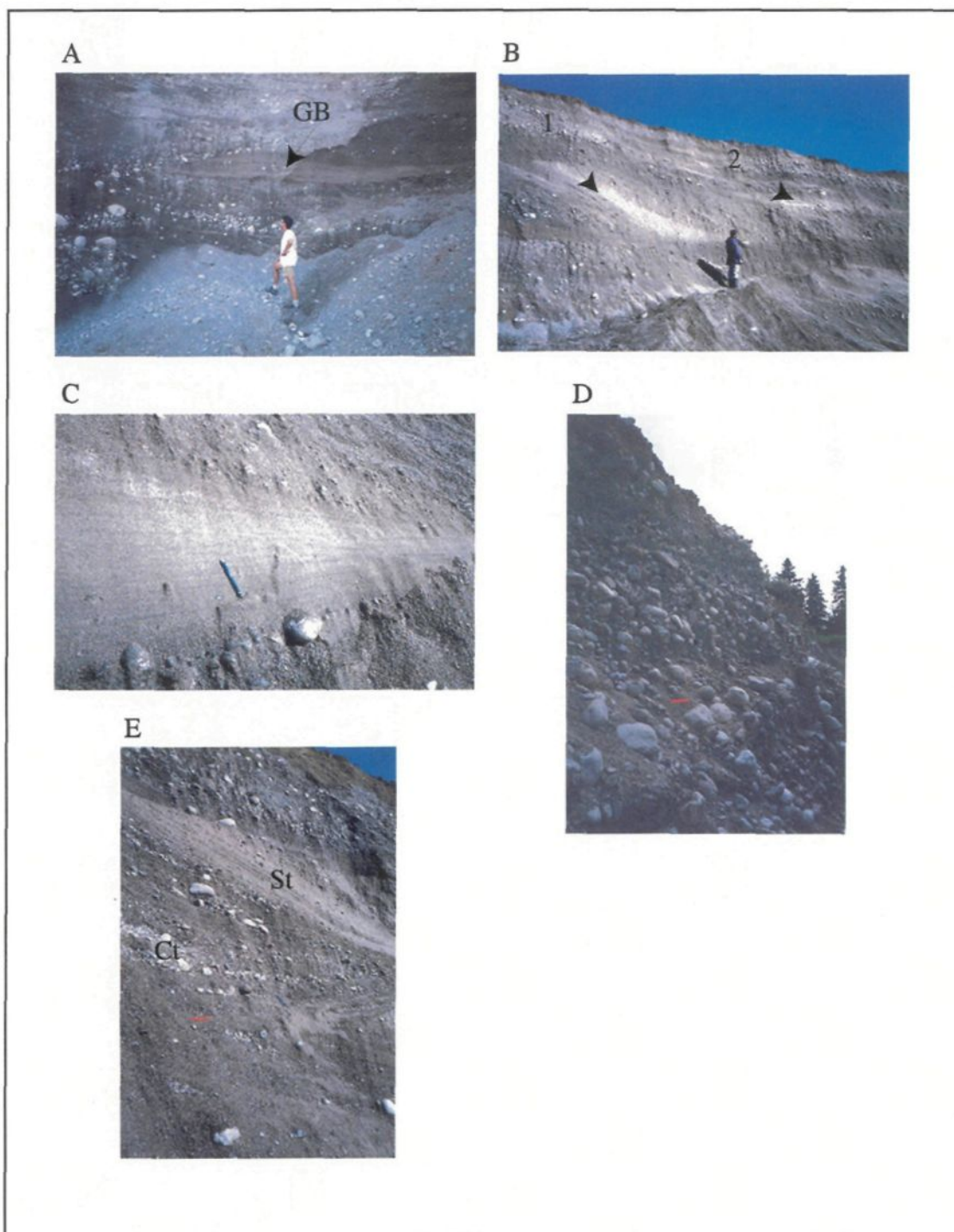


Figure 6 : Planche photographique 1. A) Assemblage de faciès GB à faciès sableux dominants B) Assemblages de faciès GB (1 et 2) superposés C) Faciès Sh "pincé" par deux faciès graveleux (crayon=15 cm) D) Faciès Cm (crayon=15 cm) E) Faciès Ct et St interstratifiés (trait orangé=15 cm).

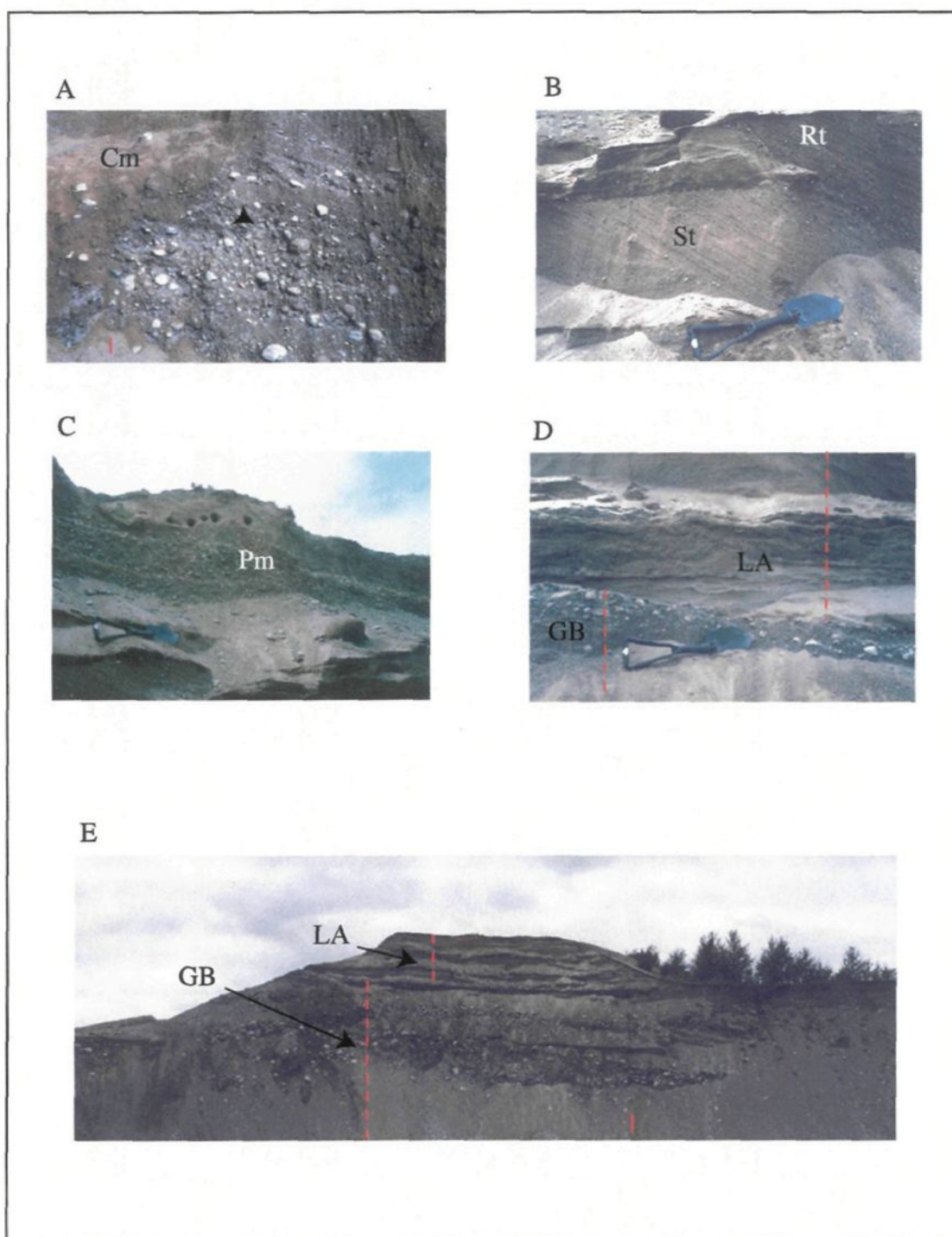


Figure 7 : Planche photographique 2. A) Faciès Cm (trait orangé=15 cm) B) Faciès St et Rt (pelle=60 cm) C) Faciès Pm bien trié se trouvant dans l'assemblage de faciès LA (pelle=60 cm) D) Assemblage de faciès LA surmontant l'assemblage de faciès GB (pelle=60 cm) E) Mur de la gravière G1 montrant la superposition des assemblages de faciès LA et GB (trait orangé plein=1,5 m) (voir figure 14 et 17).

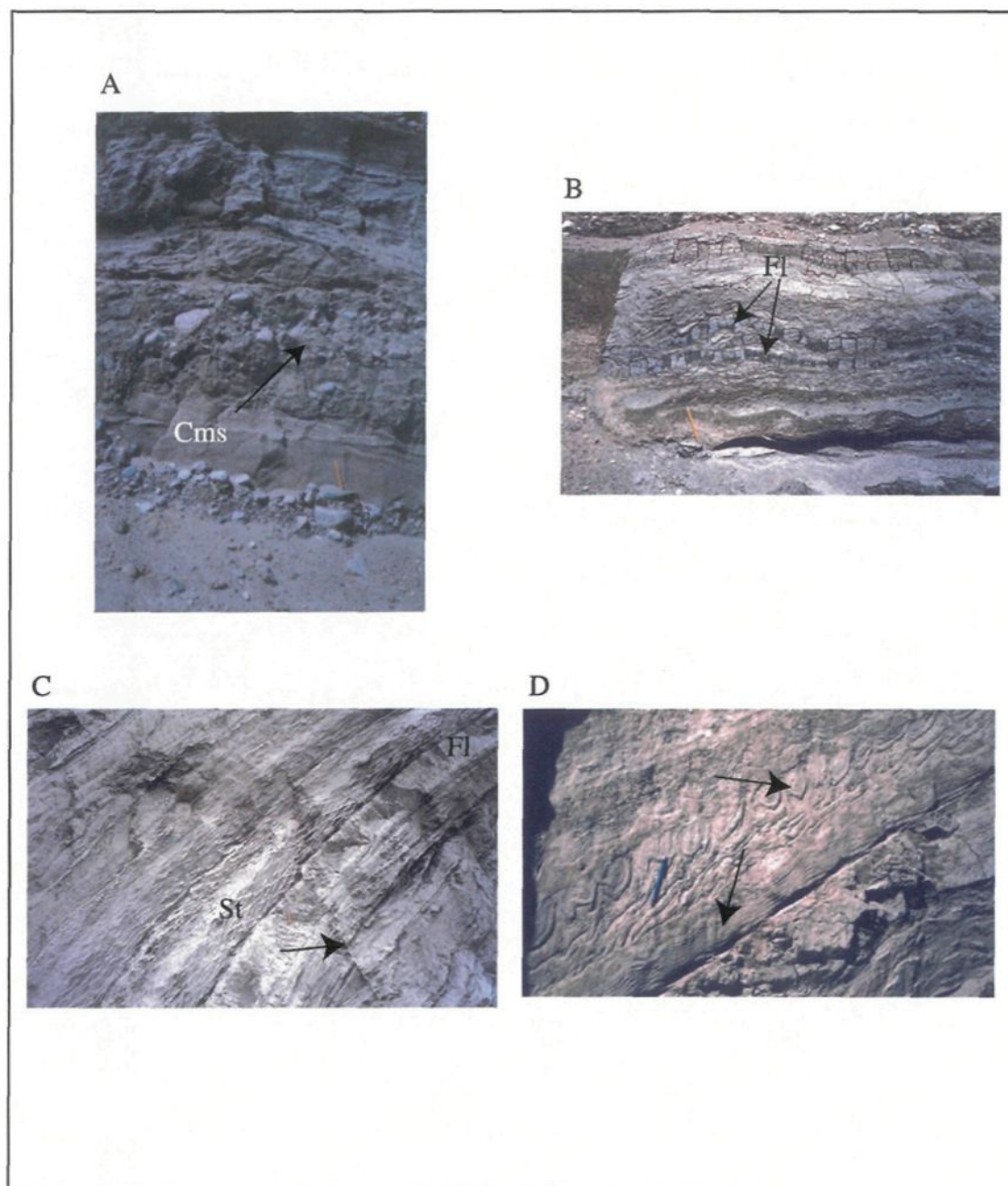


Figure 8 : Plaque photographique 3. A) Faciès Cms (crayon=15 cm) B) Faciès Fl ondulant observés dans la gravière G4 (crayon=15cm) C) Micro-faille normale (flèche) intersectant des faciès St et Fl se trouvant dans l'assemblage de faciès DF (crayon=15 cm) D) Faciès de sable fin déformé par des structures de glissement (*slumps*) (flèches) composant l'assemblage de faciès DF (crayon=15 cm).

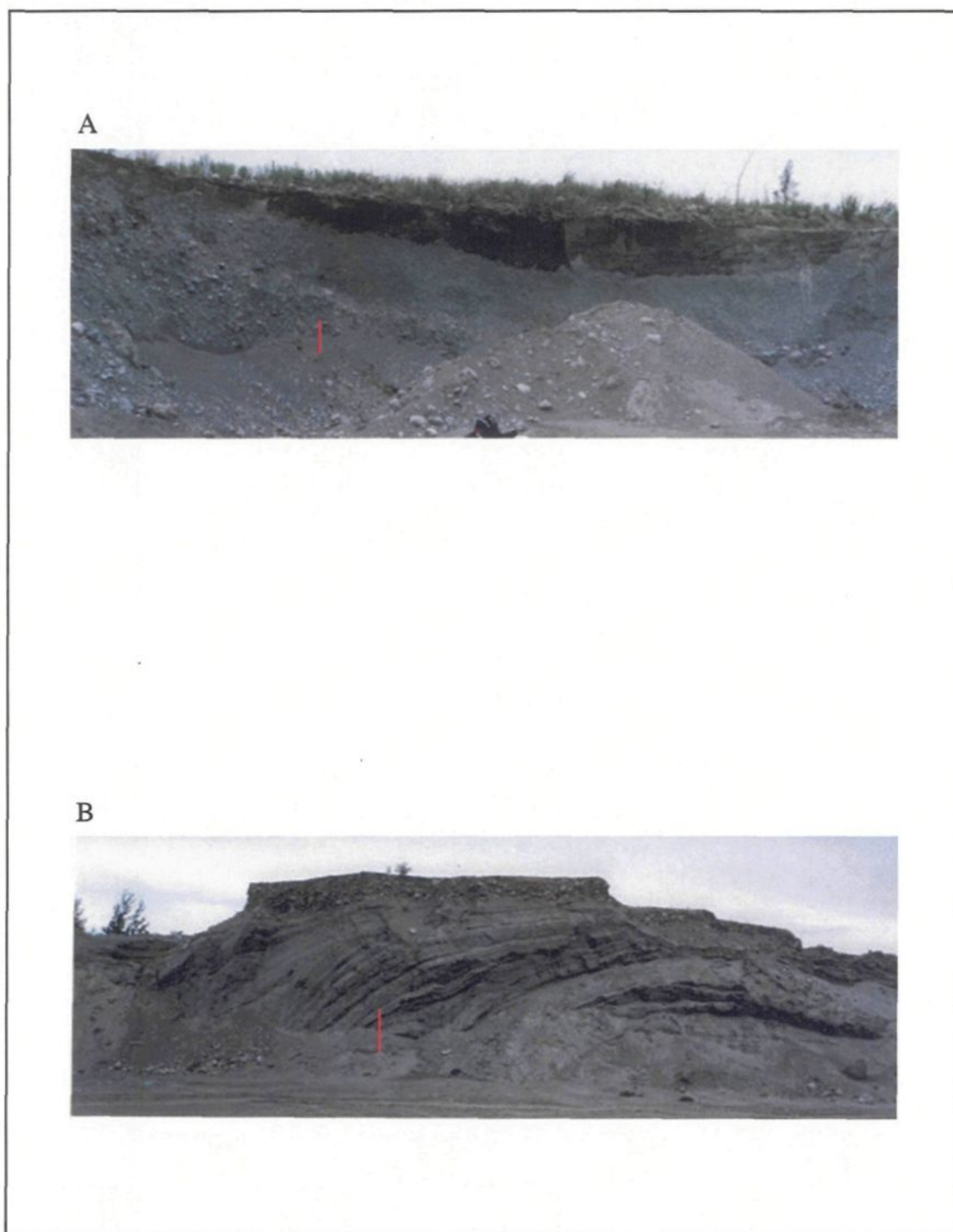


Figure 9 : Planche photographique 4. A) Remplissage tardif d'une dépression par de la matière organique (trait orangé=1,5 m) B) Assemblage de faciès DF (trait orangé=1,5 m).

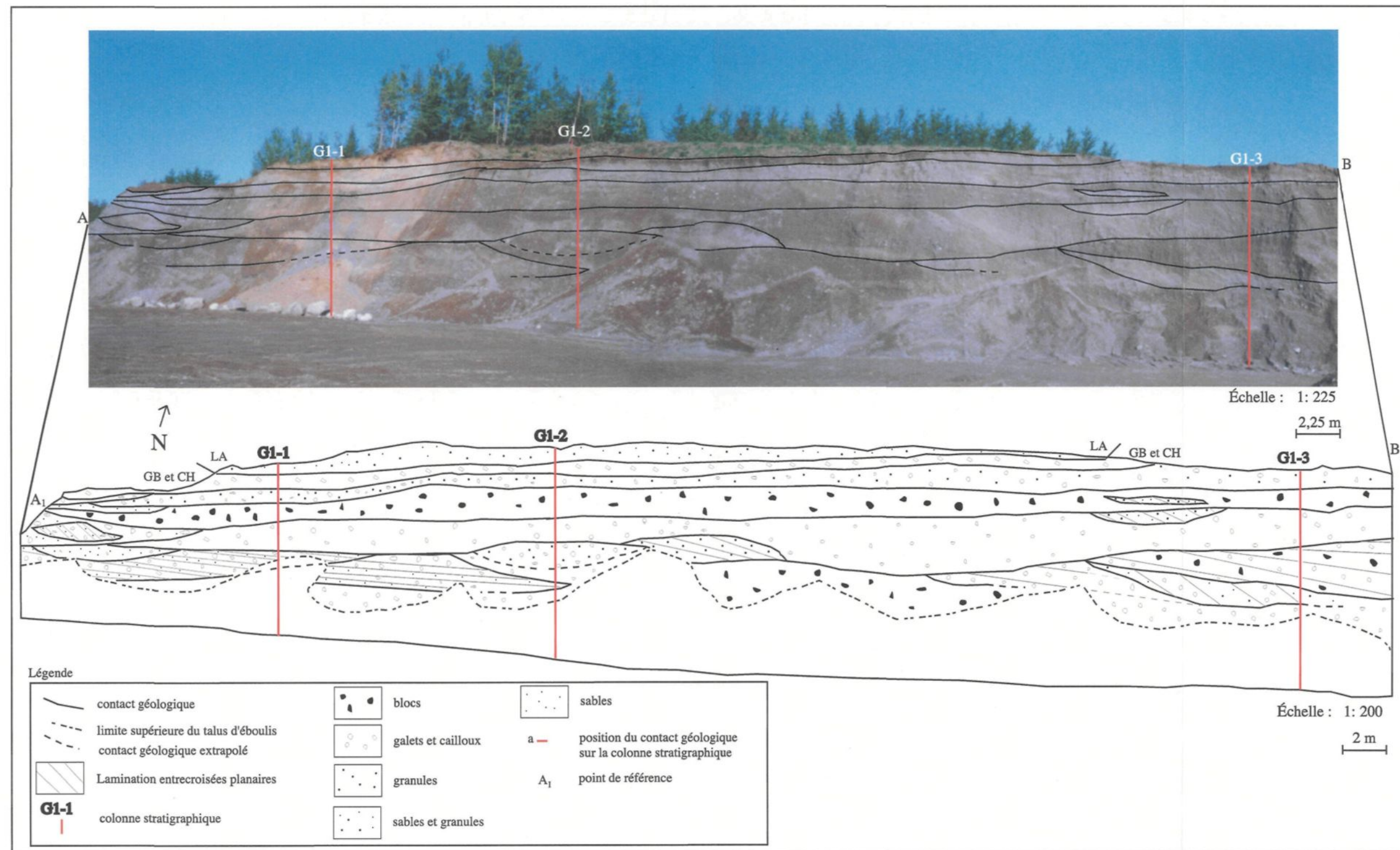


Figure 17 : Vue en coupe d'un mur de la gravière G1.

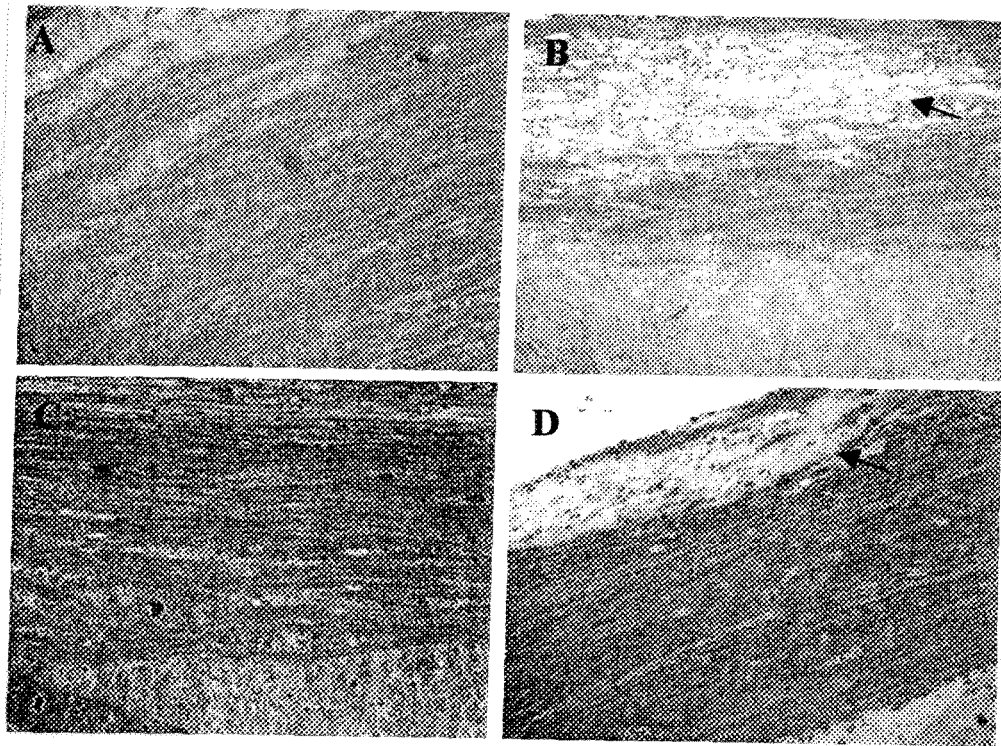


Figure 3. CD4 T cells induce demyelination during JHMV infection. Luxol fast blue stains of spinal cords from non-reconstituted, (A) CD4⁺ T, (B) or CD8⁺ T (C) or dually CD4⁺ and CD8⁺ (D) reconstituted SCID mice. Arrows show areas of demyelination.