

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

LA FORMATION DE HAUY A L' OUEST DE CHAPAIS;
VOLCANISME SUB-AERIEN EN MILIEU FLUVIATILE

PAR

MATHIEU PICHE

DEPARTEMENT DES SCIENCES APPLIQUEES

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L' OBTENTION
DE LA MAITRISE EN SCIENCES APPLIQUEES
EN GEOLOGIE

MAI 1985



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.

SOMMAIRE

La Formation de Hauy à l'ouest de Chapais fut cartographiée en détail en 1982 et 1983 dans le cadre du programme d'étude de la stratigraphie des roches archéennes de la région de Chibougamau-Chapais dirigé par Erich Dimroth de l'Université du Québec à Chicoutimi. Les faciès des lithologies de la Formation de Hauy se subdivisent en trois assemblages principaux:

1) L'assemblage des roches volcaniques, constituée des sous-unités suivantes:

A) Des coulées d'andésite microporphyrrique de type pahoéhoé et bréchiques.

B) Des coulées de basalte porphyrique à olivine et pyroxène à lobes et bréchiques.

C) Des coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase de type aa et pahoéhoé.

2) L'assemblage des roches volcanoclastiques constitué des sous-unités suivantes:

A) Des conglomérats volcanoclastiques oligolithologiques de dépôt d'avalanche de pierres, interlités aux coulées de lave.

B) Des dépôts de lahars

C) Des dépôts de sédiments à grains très fins d'environnement de plaine intertidale interlités de conglomérats volcanoclastiques et de coulées de laves.

3) L'assemblage des roches sédimentaires, constitué des sous-unités suivantes:

A) Les dépôts de grès de chenaux de rivières tressées de plaine alluviale du flanc sud du synclinal de la Formation de Hauy.

B) Les dépôts de conglomérat à blocs, de cône alluvionnaire, du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy.

C) les dépôts des séquences positives de grès de type "barre de sable de rivière tressée", du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy.

L'environnement de déposition des roches de la Formation de Hauy est envisagé comme étant sub-aérien. Les sédiments sont diagnostiques d'un environnement de cônes alluvionnaires proximaux, de plaines alluviales à rivières tressées et de plaine intertidale. Les dépôts de mouvement de masse indiquent la proximité de terrains de haut reliefs.

Les unités volcaniques dans la partie ouest de la Formation de Hauy constituèrent un édifice volcanique sub-aérien dont une grande

parite des unités sédimentaires tirèrent leur source. Le pluton de Chibougamau est envisagé comme source des sédiments de nature tonalitiques et arkosiques.

L'intredigitation latérale des sédiments de nature volcaniques de l'ouest et les sédiments à compositions tonalitiques et arkosiques de la partie est de la Formation de Hauy, est dans les environs du lac Progress.

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE.....	II
LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES PHOTOGRAPHIES.....	XIV

CHAPITRE 1- INTRODUCTION

1.1 Objectifs de ce travail et travaux entrepris.....	1
1,2 La place de la Formation de Haüy dans la géologie régionale....	2
1.3 Géologie locale.....	4
1.4 Environnement structural de la Formation de Haüy à l'ouest de Chapais.....	8
1.5 Environnement métamorphique des roches de la Formation de Haüy.....	9
1.6 Sommaire des travaux antérieurs.....	10
1.7 Remerciements.....	12

CHAPITRE 2- UNITES VOLCANIQUES DE LA FORMATION DE HAUY

2.1 Introduction.....	13
2.2 Morphologies des laves andésitiques microporphyrrique.....	14
2.2.1 Les coulées à lobes.....	17
2.2.2 Les coulées bréchiques.....	19
2.3 Morphologie des coulées de basalte porphyrique à olivine et à pyroxène.....	22
2.4 Morphologie des coulées de trachyandésitique porphyrique a plagioclase.....	25
2.5 Environnement d'épanchement des laves de la Formation de Hauy..	36
2.5.1 Les coulées a lobes.....	37
2.5.2 Les coulees d'andésite microporphyrrique bréchiques.....	40
2.5.3 Coulées aa de trachyandésite porphyrique à plagioclase...	43
2.6 Sommaire des morphologies des coulées de lave de la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais.....	48

CHAPITRE 3 - SEDIMENTS VOLCANICLASTIQUES OLIGOLITHOLOGIQUES

3.1 Introduction.....	50
3.2 Conglomérats volcaniclastiques oligolithologiques.....	51
3.3 Les dépôts de lahars.....	57
3.4 Les unités de mudstones laminés et de brèches volcaniclastiques grossières.....	61

CHAPITRE 4 - LES UNITES DE ROCHES SEDIMENTAIRES

4.1 Introduction.....	65
4.2 Les sédiments à faciès fluviatile du flanc sud du synclinal de la Formation de Haüy.....	66
4.2.1 Descriptions des faciès.....	70
4.2.2 Interprétation de l'environnement de déposition.....	72
4.3 Les conglomérats à blocs du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy.....	85
4.3.1 Composition des éléments des sous-unités de conglomérat à blocs du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy.....	96
4.3.2 Source des sédiments des deux sous-unités de conglomérat.....	106
4.3.3 Environnement de déposition des unités de conglomérat.....	110

4.4 Les grès fluviatiles du flanc nord	
du synclinal de la Formation de Haüy.....	113
4.4.1 Composition des éléments de l'unité de grès	
du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy.....	115
4.4.2 Source des éléments des bandes de grès	
du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy.....	116
4.4.3 Environnement de déposition des grès	
du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy.....	120
 CHAPITRE 5 - CONCLUSION.....	 123
 BIBLIOGRAPHIE.....	 136
 ANNEXE 1 - PHOTOGRAPHIES.....	 146
 ANNEXE 2 - DESCRIPTION DES ECHANTILLONS.....	 163
 ANNEXE 3 - CARTE GEOLOGIQUE.....(EN POCHETTE)	

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de localisation.....	3
Figure 2 : Modèle stratigraphique des formations de la région de Chibougamau-Chapais (tiré de Dimroth et al., 1985).....	5
Figure 3 : Carte géologique montrant la distributions des principaux faciès de la Formation de Hauy.....	6
Figure 4 : Sections à travers deux affleurements de lave de la coupe 1 du lac Landing.....	16
Figure 5 : Coupe à travers une coulée de lave coussinée et une coulée pahoéhoé.....	20
Figure 6 : Sommaire des caractéristiques des coussins et des lobes pahoéhoés.....	21
Figure 7 : Localisation des affleurements sur la coupe 2.....	27
Figure 8 : Lave lobée, cisaillée et bréchifiée à la base d'une coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase..	28
Figure 9 : Lave lobée et massive d'une coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase.....	29

Figure 10: Base lobée d'une coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase.....	30
Figure 11: Contact entre deux coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase.....	31
Figure 12: Contacts entre trois coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase.....	32
Figure 13: Contacts entre plusieurs coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase.....	33
Figure 14: Les trois types morphologiques des coulées de laves de la Formation de Hauy.....	38
Figure 15: Origine des laves bréchiques d'andésite microporphyrique, par fracturation thermique et mécanique à la surface de la coulée.....	44
Figure 16: Partie de la coupe 3 du sud-ouest, montrant une coupe typique à travers le conglomérat volcaniclastique oligolithologique intercalé entre des coulées de lave bréchiques.....	52
Figure 17: Coupe partielle d'un dépôt de lahar, surmontant une coulée aa, des conglomérats et des arénites fluviatiles.....	58
Figure 18: Coupe typique des meilleurs affleurements des sédiments fluviatiles du flanc sud du synclinal.....	68
Figure 19: Coupe typique d'un affleurement de sédiments fluviatiles du flanc sud du synclinal.....	69

Figure 20: Distribution granulométrique cumulative	
de trois échantillons de grès.....	75
Figure 21: Histogramme de la granulométrie de l'échantillon MP-82-5..	76
Figure 22: Histogramme de la granulométrie de l'échantillon MP-82-54.	77
Figure 23: Histogramme de la granulométrie de l'échantillon MP-82-63.	78
Figure 24: Courbe cumulative de la granulométrie d'un lit	
de conglomérat amalgamé du flanc sud du synclinal.....	79
Figure 25: Histogramme de la granulométrie d'un lit de	
conglomérat amalgamé du flanc sud du synclinal.....	80
Figure 26: Tri () et skewness (Sk1) des grès et des	
conglomérats de la région comparé aux champs	
des sables fluviatiles et littoraux récents.....	81
Figure 27: Séquence typique des faciès fluviatiles des	
rivières tressées. D'après Walker et Cant, (1984).....	83
Figure 28: Courbe granulométrique cumulative des	
conglomérats du flanc nord du synclinal.....	88
Figure 29: Histogramme de la granulométrie du conglomérat	
de l'affleurement 7.....	89
Figure 30: Histogramme de la granulométrie du conglomérat	
de l'affleurement 7.4.....	90
Figure 31: Histogramme de la granulométrie du conglomérat	
de l'affleurement 38.....	91
Figure 32: Courbes granulométriques cumulatives des	
conglomérats du flanc nord.....	92

Figure 33: Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 3.....	93
Figure 34: Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 8.....	94
Figure 35: Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 14.....	95
Figure 36: Affleurements caractéristiques du conglomérat du flanc nord.....	97
Figure 37: Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord.	98
Figure 38: Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord.	99
Figure 39: Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord	100
Figure 40: Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord	100
Figure 41: Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord	102
Figure 42: Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord	103
Figure 43: Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord	104
Figure 44: Partie caractéristique de la coupe 3 montrant les séquences positives des grès fluviatiles du nord du synclinal.....	116
Figure 45: Exemples de structures observées dans les grès de la coupe 2 du flanc nord du synclinal.....	117
Figure 46: Bloc-diagramme montrant la paléogéographie lors de la déposition de la Formation de Hauy.....	126
Figure 47: Composition des grès de la Formation de Hauy.....	129

Figure 48: Compositions des grès du flanc nord et du flanc sud de la Formation de Haüy.....	130
Figure 49: Composition des conglomérats du flanc nord de la Formation de Haüy.....	132
Figure 50: Données des comptages de points des compositions des conglomérats de la Formation de Haüy.....	133

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

1-	Photomicrographie d'une andésite microporphyrique.....	147
2-	Coulées pahoéhoé modernes.....	147
3-	Lobes d'andésite microporphyrique.....	148
4-	Photomicrographie d'une andésite microporphyrique amygdalaire.....	148
5-	Brèche de coulée d'une andésite microporphyrique.....	149
6-	Coulées d'andésite microporphyrique, bréchiques.....	149
7-	Section à travers des coulées aa récentes.....	150
8-	Basalte porphyrique à olivine et pyroxène, massif.....	151
9-	Photomicrographie de basalte porphyrique à olivine et pyroxène.....	151
10-	Détail d'une trachyandésite porphyrique à plagioclase.....	152
11-	Photomicrographie d'un phénocrystal de plagioclase.....	152
12-	Andésite microporphyrique à fracturation polygonale.....	153
13-	Brèche de sommet de coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase.....	153
14-	Trachyandésite porphyrique à plagioclase amygdalaire.....	154
15-	Surface de coulée aa moderne.....	154
16-	Conglomérat volcanoclastique oligolithologique.....	155

17-	Conglomérat volcanoclastique oligolithologique.....	155
18-	Dépôt de lahar.....	156
19-	Dépôt de lahar.....	156
20-	Arénite conglomératique fluviatile du flanc sud.....	157
21-	Arénite fluviatile du flanc sud.....	157
22-	Microphotographie d'une arénite du flanc sud.....	158
23-	Mudstones intraclastiques du flanc sud.....	158
24-	Conglomérat à éléments plutoniques du flanc nord.....	159
25-	Conglomérat à éléments volcaniques du flanc nord.....	159
26-	Microphotographie d'un fragment à texture granophyrique du flanc nord.....	160
27-	Microphotographie d'un fragment tonalitique du flanc nord....	160
28-	Arénites fluviatiles du flanc nord.....	161
30-	Microphotographie d'une arénite du flanc nord.....	161
31-	Microphotographie d'une arénite conglomératique du flanc nord.....	162

CHAPITRE 1

1.1 Objectifs de ce travail et travaux entrepris.

Le but de cette étude est:

1- De définir les faciès sédimentaires et les morphologies volcaniques des roches de la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais, de préciser leur environnement de déposition et de proposer un modèle paléogéographique général pour cette formation dans ce secteur.

2- De redéfinir la stratigraphie locale en fonction des relations entre les coupes stratigraphiques de cette région et des relations entre les Formations de Stella et de Hauy observées à l'est de Chapais par Dimroth et al. (1982).

Pour atteindre ces buts, nous avons mesuré plusieurs coupes stratigraphiques à très petite échelle. Ces coupes ont été mesurées à travers les meilleures zones d'affleurements de chaque lithologie. Des déterminations de composition et de paramètres granulométriques des sédiments par des comptages de points ainsi que d'autres travaux pétrographiques complètent ce travail.

Le métamorphisme et les déformations post dépositionnelles qui ont affecté les roches de la région étudiée limitent le degré de confiance qui peut être accordé aux déterminations de faciès dans cette région; ainsi, nous avons concentré nos travaux dans les secteurs les mieux conservés. La terminologie utilisée pour caractériser les types lithologiques, dont les caractéristiques primaires ont été voilées, est descriptive; par contre, les roches bien conservées sont caractérisées par leurs noms génétiques. Nous documenterons plus loin qu'il est possible en général de définir les faciès de nos unités de roches. Les roches dont les textures primaires sont voilées peuvent être caractérisées par les faciès des unités adjacentes. Notre interprétation de l'origine des faciès est basée sur l'analogie avec des faciès récents similaires.

1.2 La place de la Formation de Hauy dans la géologie régionale

La région de l'étude se situe dans la province du Supérieur, dans la partie nord-est de la ceinture de roches vertes archéenne de l'Abitibi, à environ 70 kilomètres à l'ouest du front de la province de Grenville (figure 1).

Les roches supracrustales dans lesquelles la Formation de

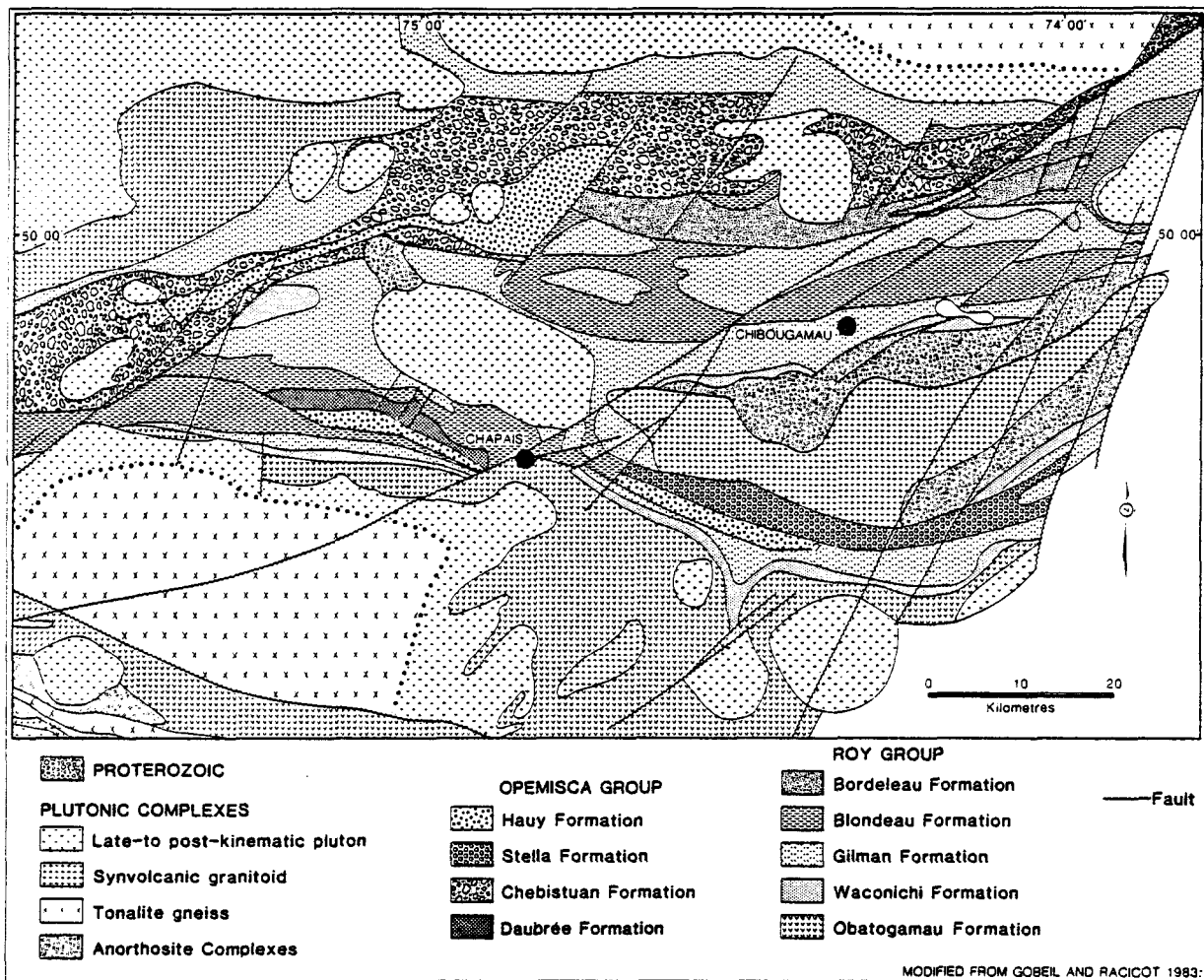


Figure 1; Carte de localisation

Hauy se retrouve forment un synclinorium régional qui s'étend du front Grenville à l'est jusqu'à Matagami à l'ouest. Ce synclinorium est bordé au nord par des complexes gneissiques et intrusifs et au sud par le massif de Lapparent.

1.3 Géologie locale

La Formation de Hauy représente les roches les plus jeunes de la séquence stratigraphique de la ceinture de roches vertes archéenne de la région de Chibougamau-Chapais, (figure 2). La figure 3 représente une carte schématisée de l'unité étudiée. Une **carte détaillée de cette région** est fournie à l'annexe 3, (en pochette).

La stratigraphie de la région est divisée en deux groupes de roches supracrustales qui sont le Groupe de Roy à la base et le Groupe d'Opémisca au sommet. Le Groupe de Roy est constitué de roches volcaniques formant deux cycles de mafiques à felsiques dont le premier est constitué à la base des laves mafiques coussinées et des filons-couches de la Formation d'Obatogamau et à son sommet, de tufs felsiques, de dacites et de formations de fer de la Formation de Waconichi. Le complexe gabbroïque et anorthositique du Lac Doré s'est mis en place dans la Formation de Waconichi, (Allard, 1976; Charbonneau et al., 1983; Picard et al., 1984).

Le second cycle volcanique du Groupe de Roy est constitué à

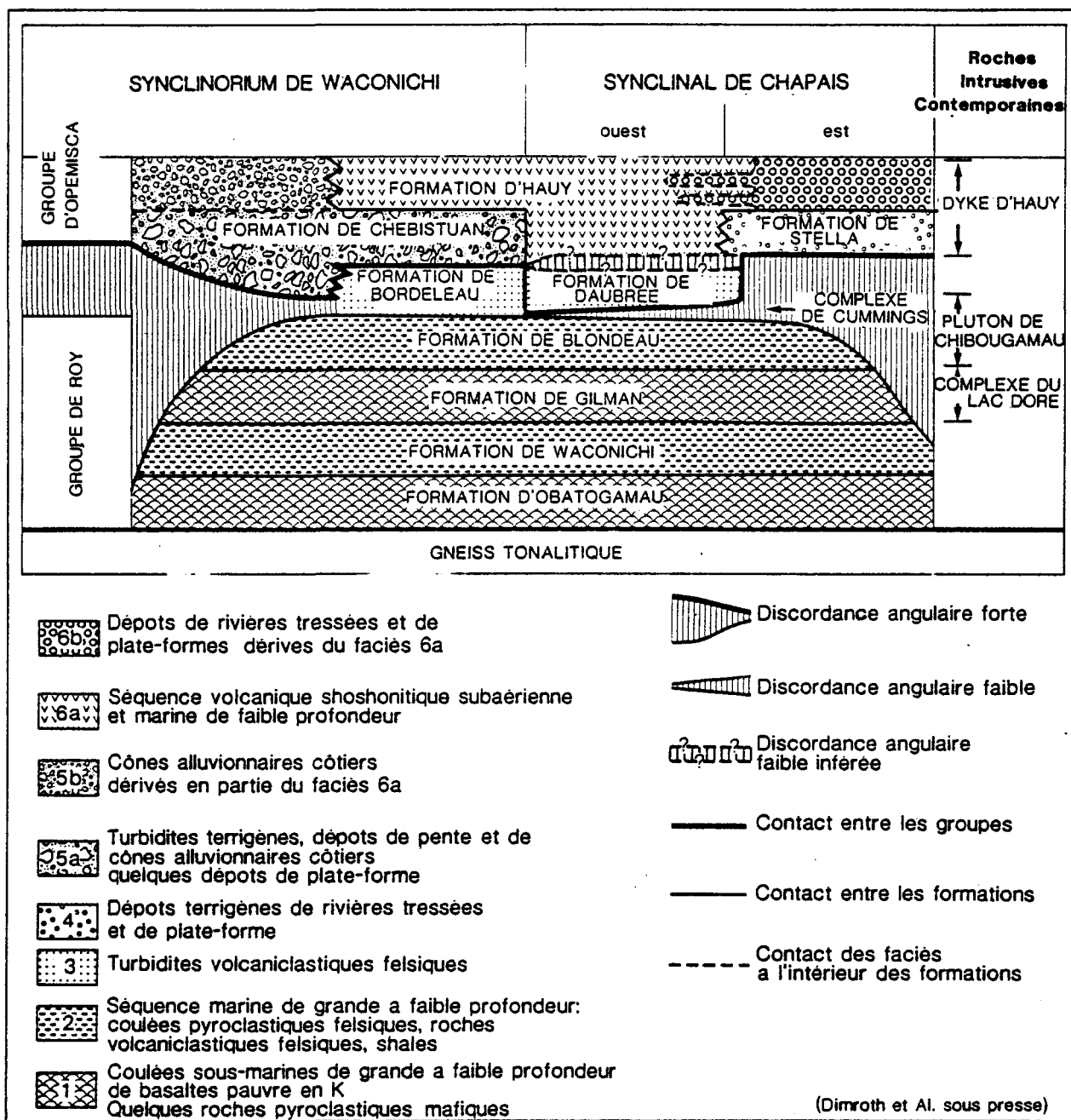


Figure 2; Modèle stratigraphique des formations de la région de Chibougamau-Chapais (tiré de Dimroth et al., 1985).

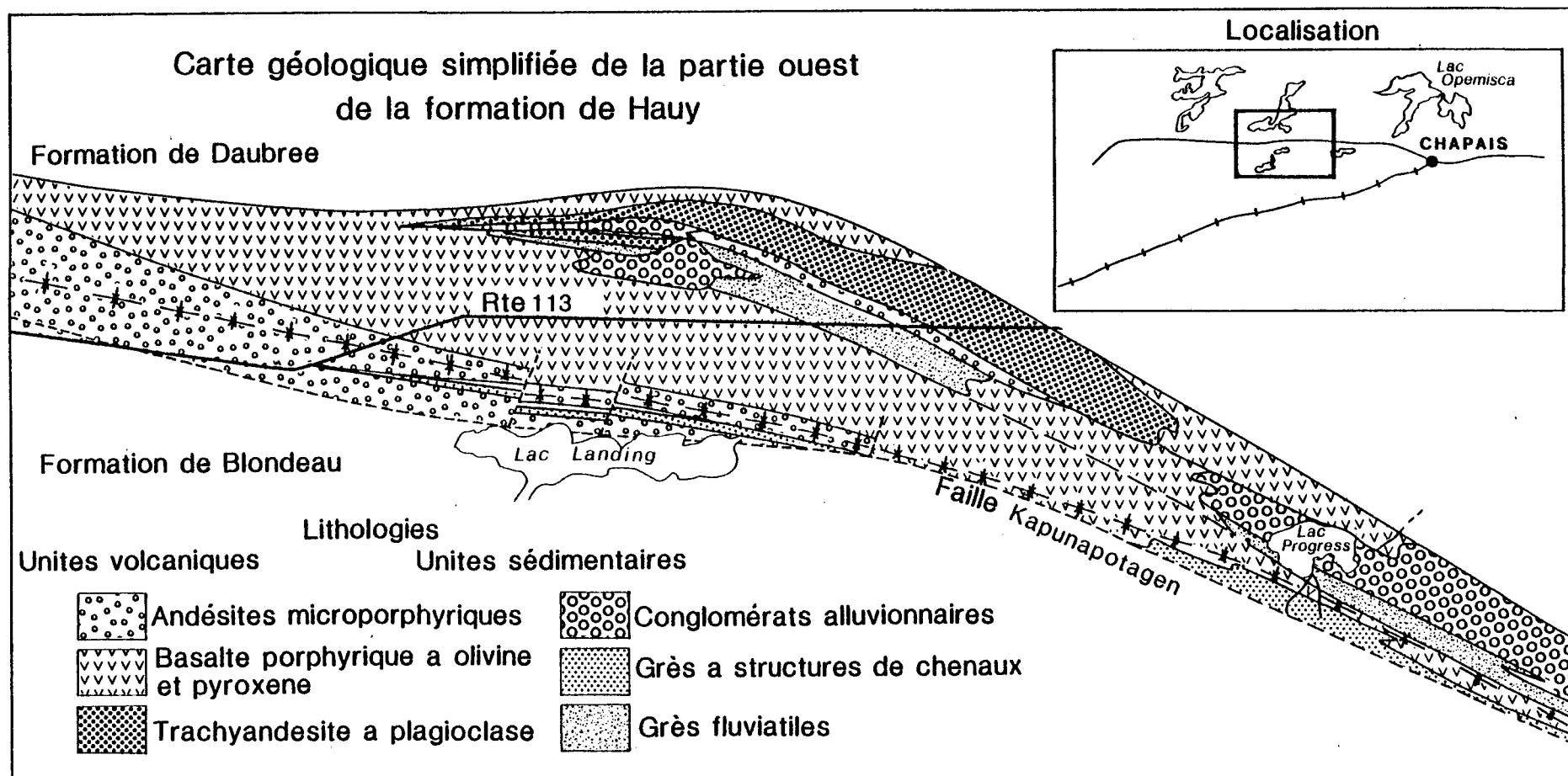


Figure 3; Carte géologique montrant la distributions des principaux faciès de la Formation de Haüy, cantons de Daubrée et Dolomieu

sa base des laves mafiques coussinées et des filons-couches de la Formation de Gilman, et en son sommet, des sédiments volcanoclastiques de la Formation de Blondeau et des filons-couches ultramafiques à mafiques du complexe de Cummings, (Duquette, 1970).

Le Groupe d'Opémisca qui repose par endroits en discordance sur le Groupe de Roy est constitué des Formations de Haüy, Stella et de Daubrée à l'ouest de Chapais. Les Formations de Stella et de Daubrée constituant la base du groupe sont constituées respectivement de sédiments fluviatiles et de séquences turbiditiques aux compositions de nature volcanique à arkosique.

La Formation de Haüy est également composée de sédiments fluviatiles avec des unités de lave alcaline potassique.

Le Groupe d'Opémisca sur le flanc sud du synforme régional de Chapais est constitué des Formations de Daubrée à la base et des Formations de Stella et de Haüy au sommet. Les roches de ce groupe sont divisées en deux bandes de terrain de 1 à 4 Km. d'épais, d'orientation ouest-nord-ouest, situées dans les cantons de Haüy et Scott au sud est de Chapais et dans les cantons de Daubrée et Dolomieu au nord ouest de cette ville.

La figure 3 représente la distribution générale des faciès de la Formation de Haüy à l'ouest de Chapais.

1.4 Environnement structural de la Formation de Haüy à l'ouest de Chapais

Le flanc sud du synforme de Chapais, où se trouve la région de cette étude, est bordé au sud par la faille Kapunapotagen (Charbonneau et al., 1983); cette faille régionale d'orientation ouest-nord-ouest met en contact le Groupe de Roy au sud avec les roches plus jeunes du Groupe d'Opémisca au nord. Son orientation est parallèle à la schistosité régionale et au plan perpendiculaire de l'axe de compression de la déformation régionale des éléments des roches. Il est reconnu dans les travaux de structure régionale antérieurs que la faille Kapunapotagen est une structure de chevauchement tectonique associée à la seconde phase de déformation tectonique qui a affecté la région (Daigneault et Allard, 1983). Dans ce cas, le côté sud de la faille serait le côté qui aurait monté par rapport au côté nord. La première phase de déformation d'orientation nord-sud n'est pas observée dans ce secteur.

Dans le Groupe d'Opémisca, sur le côté nord de la faille Kapunapotagen, un synclinal d'entraînement mineur, dont l'axe est parallèle à la faille, affecte les roches de la Formation de Haüy. Des plis mineurs sur les flancs de ce synclinal indiqueraient que l'axe de ce pli d'entraînement plonge vers l'ouest.

L'aplatissement tectonique des éléments sphériques des roches de la Formation de Haüy est d'environ 50% dans un plan vertical plongeant vers l'ouest et 25% dans l'axe horizontal. Les cailloux des conglomérats ont donc la morphologie d'ellipsoïdes oblongs.

1.5 Environnement Métamorphique des roches de la Formation de Haüy

La ceinture volcano-sédimentaire de Chibougamau-Chapais est caractérisée par un degré de métamorphisme régional de type schiste vert sauf en bordure des plutons syn et post-tectoniques où le métamorphisme de contact a généré des assemblages minéralogiques de faciès amphibolitiques dans les roches environnantes, (Jolly, 1976).

Les assemblages pétrologiques des laves de la Formation de Haüy à l'ouest de Chapais sont typiquement de ce faciès.

A proximité de la faille Kapunapotagen, les assemblages minéralogiques des lithologies sont modifiés par rapport à leurs équivalents plus éloignés; l'ankérite et le quartz remplacent les assemblages originaux de trémolite - actinote, d'albite, d'épidote et de chlorite. Ces variations sont symptomatiques de processus métasomatiques associés à la faille soit pendant ou après le tectonisme.

1.6 Sommaire des travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques dans la région datent du premier quart de siècle et n'ont guère qu'un intérêt historique. Norman (1937) cartographia la région à l'échelle de 1 : 63,000 (un mille au pouce), il y reconnut la présence d'une discordance importante qui séparait le Groupe d'Opémisca d'un Groupe plus ancien (Groupe pré-Opémisca). Plus tard, la région fut cartographiée par Wolhuter (1962), Charbonneau (1981), Otis (1982) et par Franconni (1983). La **carte** à l'annexe 3 est modifiée d'après ces travaux.

La stratigraphie de la région fut longtemps sujette à controverses. Ainsi, Duquette (1970) proposait le nom de Groupe de Roy pour le Groupe "pré-Opémisca" de Norman (1937); il niait l'existence d'une discordance et considérait que le Groupe d'Opémisca faisait partie de la Formation de Blondeau au sommet du Groupe de Roy. Par contre Wolhuter (1962) mettait en évidence une discordance entre les Groupes de Roy et d'Opémisca. Il subdivisait ce dernier en deux Formations, soit les Formations de Daubrée et de Progress.

Plus tard, Cimon (1976) mettait en évidence une discordance très importante au sud de Chibougamau et ainsi précisait le statut du Groupe d'Opémisca. Il subdivisait le Groupe d'Opémisca en deux Formations, soit la Formation de Stella surmontée de la Formation de

Hauy.

Charbonneau (1981) suivait cette terminologie dans notre région. Après quelques changements d'interprétations, Charbonneau et al. (1983) utilise maintenant le terme Formation de Daubrée pour la partie inférieure du Groupe d'Opémisca dans notre région d'étude et le terme de Formation de Hauy pour la partie supérieure du Groupe. Nous allons suivre cette terminologie qui fut également adoptée par Dimroth et al. (1983) et (1985).

Par suite de cette cartographie, Picard (1983) et Picard et al. (1984) ont étudié la pétrochimie des roches volcaniques des Groupes de Roy et d'Opémisca; il mettait en évidence le caractère shoshonitique des roches volcaniques de la Formation de Hauy. Franconni (1983) présentait une description assez détaillée de la Formation de Hauy qui contenait nombre d'observations d'intérêt volcanologique.

Notre étude de la Formation de Hauy dans les cantons de Daubrée et de Dolomieu fait partie d'une étude régionale de l'évolution paléogéographique, tectonique et métallogénique de la région. Les travaux les plus pertinents dans l'optique de cette thèse sont les synthèses paléogéographiques de Dimroth et al. (1984), (1985), (qui faisaient déjà appel à certains résultats préliminaires de notre étude) et une étude des plutons de la région par Racicot et al. (1984).

Remerciements

Je suis profondément reconnaissant envers Antoine Franconni, Jean Marc Charbonneau et Christian Picard qui m'ont fait visiter les affleurements-clés de la région et avec lesquels j'ai eu bon nombre de discussions. Mes travaux n'auraient pas débuté si rapidement sans leur concours. Je tiens également à remercier Erich Dimroth et Wulf Muller pour leur supervision avisée.

Ce travail fut financé par plusieurs subventions au groupe de recherche Archéen de l'UQAC (responsable E. Dimroth), soit 1) une subvention d'action spontanée du fond F.C.A.C. (maintenant F.C.A.R.) et 2) une subvention d'action thématique du C.N.R.S.G.

Les figures et la **carte** en annexe ont été produites par Julie St.George et Claire Tremblay.

CHAPITRE 2 UNITES VOLCANIQUES DE LA FORMATION DE HAUY

2.1 Introduction

Les roches volcaniques, en général des coulées de lave, constituent 70% de la surface exposée de la Formation de Hauy dans les cantons de Daubrée et Dolomieu. La proportion des laves décroît d'ouest en est; à l'extrémité ouest de la Formation, celles-ci composent 90% des lithologies tandis qu'à l'est, elles n'en constituent que 20%.

Sur le terrain, les roches volcaniques sont divisées en trois unités distinctes dont les descriptions détaillées font partie de la suite de ce chapitre. Celles-ci sont:

- 1- les andésites microporphyriques,
- 2- les trachyandésites porphyriques à plagioclase,
- 3- les basaltes porphyriques à pyroxène et à olivine.

La distribution spatiale de ces unités est comme suit; (figure 3) dans la partie la plus à l'ouest de la région, les andésites microporphyriques constituent l'unité principale de roches volcaniques; au centre, les unités par ordre d'importance sont les basaltes porphyriques à pyroxène et à olivine, les andésites microporphyriques et les trachyandésites porphyriques à plagioclase;

dans la partie la plus à l'est, les basaltes porphyriques à pyroxène et olivine constituent 95% des roches volcaniques, mais sont subordonnés aux sédiments en épaisseur stratigraphique.

Sur les deux flancs du synclinal traversant la Formation de Hauy, l'unité de trachyandésite porphyrique à plagioclase et dans une moindre mesure les andésites microporphyriques constituent des horizons facilement corrélables. Les basaltes porphyriques à pyroxène et olivine n'affleurent que sur le flanc nord du synclinal.

Sur le terrain, ces unités ont une continuité latérale d'au moins 15 fois l'épaisseur de celles-ci.

Nous n'avons pas cru nécessaire de documenter en détail toutes les coupes que nous avons mesurées dans les laves. Seules figurent dans ce chapitre les coupes faites à travers plusieurs coulées et représentatives des faciès rencontrés.

2.2 Morphologies des laves andésitiques microporphyriques

Nous avons rencontré deux types morphologiques de coulées dans l'unité d'andésites microporphyriques: 1- des coulées à lobes et 2- des coulées bréchiques. Ces deux types alternent entre eux sur le

terrain. La figure 4 présente des sections à travers les deux plus grands affleurements de la coupe 1 de la région sud-ouest (région D de la carte à l'annexe 3 en pochette) qui sont typiques de ces morphologies.

Les textures primaires des laves andésitiques microporphyriques sont généralement bien conservées bien que les assemblages minéralogiques soient métamorphiques; la roche est typiquement constituée de 75% de microlites de plagioclase de 0.1 à 1 millimètre de long, de 25% de matrice de chlorite, quartz, leucoxène, magnétite et parfois de sphène. La roche contient de 1% à 20% de microphénocristaux tabulaires de plagioclase de dimensions millimétriques (photo 1). La matrice entre les microlites de plagioclase est interprétée comme étant l'équivalent métamorphique du verre interstitiel de la lave. Les microlites présentent une texture fluidale dans la majorité des échantillons étudiés; les grands axes des microlites sont alignés parallèlement dans la roche en contournant les microphénocristaux.

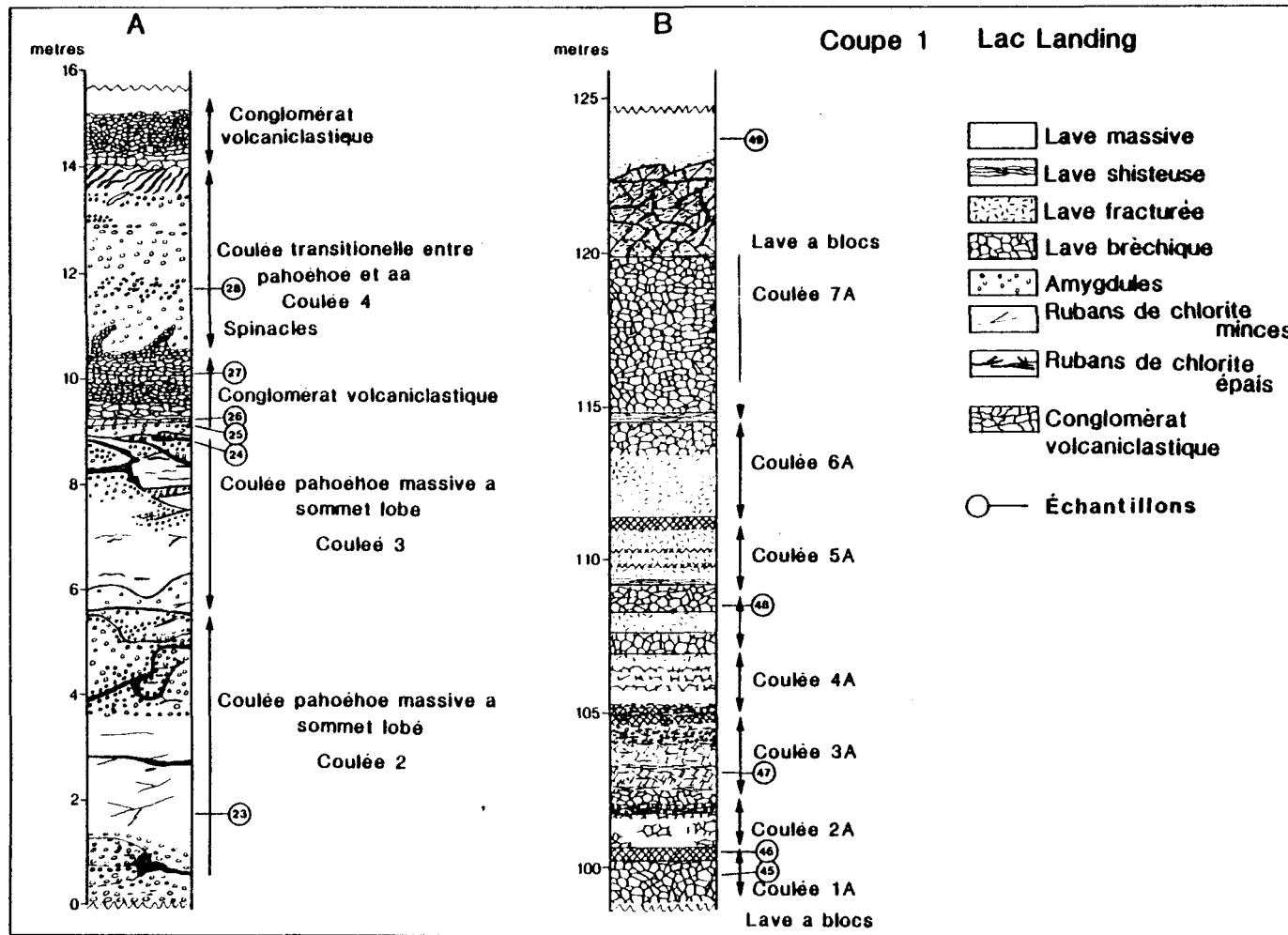


Figure 4; Sections à travers deux affleurements de lave de la coupe 1 du lac Landing (région F sur la **carte** à l'annexe 3).

2.2.1 Les Coulées à lobes

Les coulées à lobes affleurent typiquement en sections massives de couleur vert grisâtre et d'aspect très fracturé. Des bandes de matériel bréchique grossier de un à dix mètres d'épaisseur sont interlitées entre les coulées de lave. Ces bandes composent environ 20% de la stratigraphie de l'unité des andésites microporphyriques.

Les coulées ont une épaisseur moyenne de deux mètres; des zones de lobes de lave de formes irrégulières divisent les coulées entre elles. Les contacts entre les lobes sont constitués de rubans de chlorite d'environ un centimètre d'épaisseur. Etant donné l'aplatissement tectonique important dans la région de l'étude, aucune structure de brèche hyaloclastique n'a été identifiée positivement au contact entre les lobes de lave bien que ces roches nous apparaissent suffisamment bien préservées pour conserver de telles structures primaires.

La morphologie des lobes de lave a une certaine parenté avec la structure en coussins des laves sous-marines. Par contre, les lobes sont généralement incomplets; en section tel qu'ils apparaissent en affleurement, leurs contours ne sont que rarement circonscrits de

bordures figées aphanitiques comme les coussins de laves sous marine s typiques. Des structures de lobes ouverts passant plustot graduellement aux parties massives de la coulée. Leurs diamètres varient de vingt à cent cinquante centimètres. Les coulées pahoéhoé basaltiques modernes présentent des structures lobées irrégulières qui ressemblent à celles décrites à la base de la coupe 1 du lac Landing (photos 2 et 3). Les coussins des laves sous marines de la Formation de Blondeau qui ont subit un aplatissement tectonique semblable montrent des structures ellipsoïdales fermées et des tailles plus uniformes entre eux que ces lobes. Il nous apparait donc évident que ces lobes ne sont pas des coussins.

Les coulées à lobes sont fortement amygdalaires; les lobes à la base et au sommet des coulées contiennent jusqu'à 20% d'amygdales sphériques de cinq à dix millimètres de diamètre, concentrées en majorité à moins de 15 centimètres des bordures figées de la base et des sommets des lobes et des parties massives. Le centre de la partie massive des coulées est rarement amygdalaire. La taille des amygdales décroît du centre vers la bordure des lobes. Les figures 5 et 6 présentent un sommaire des différences entre les laves coussinées et pahoéhoé.

2.2.1 Les Coulées bréchiques

Des coulées bréchiques de lave andésitique microporphyrrique affleurent dans les coupes du flanc sud du synclinal, près du lac Landing (figure 4). Ces coulées sont intercalées entre des coulées à lobes comme décrites ci-haut. Ce sont des coulées d'en moyenne deux mètres d'épaisseur, avec des brèches basales et sommitales d'environ trente centimètres d'épaisseur. La partie massive du centre de ces coulées ressemble aux zones massives des coulées à lobes intercalées sauf que les amygdales composent moins de 1% de la roche et présentent des morphologies irrégulières, d'aspect écrasé, très différentes des amygdales sub-sphériques des coulées à lobes (photo 4). Ces amygdales à contours irréguliers sont similaires aux vésicules décrites par MacDonald (1972) comme étant une caractéristique des coulées basaltiques aa d'Hawaii; au lieu de montrer des morphologies subsphériques comme celles des coulées pahoéhoé, les vésicules de coulées aa sont allongées et à contours ondulants.

Les brèches sommitales et basales de ces coulées sont constituées de 90% de fragments anguleux de lave cristalline, de 0.2 à 10 centimètres de diamètre (photo 5). Un ciment siliceux microcristallin granoblastique remplit les vides entre les fragments.

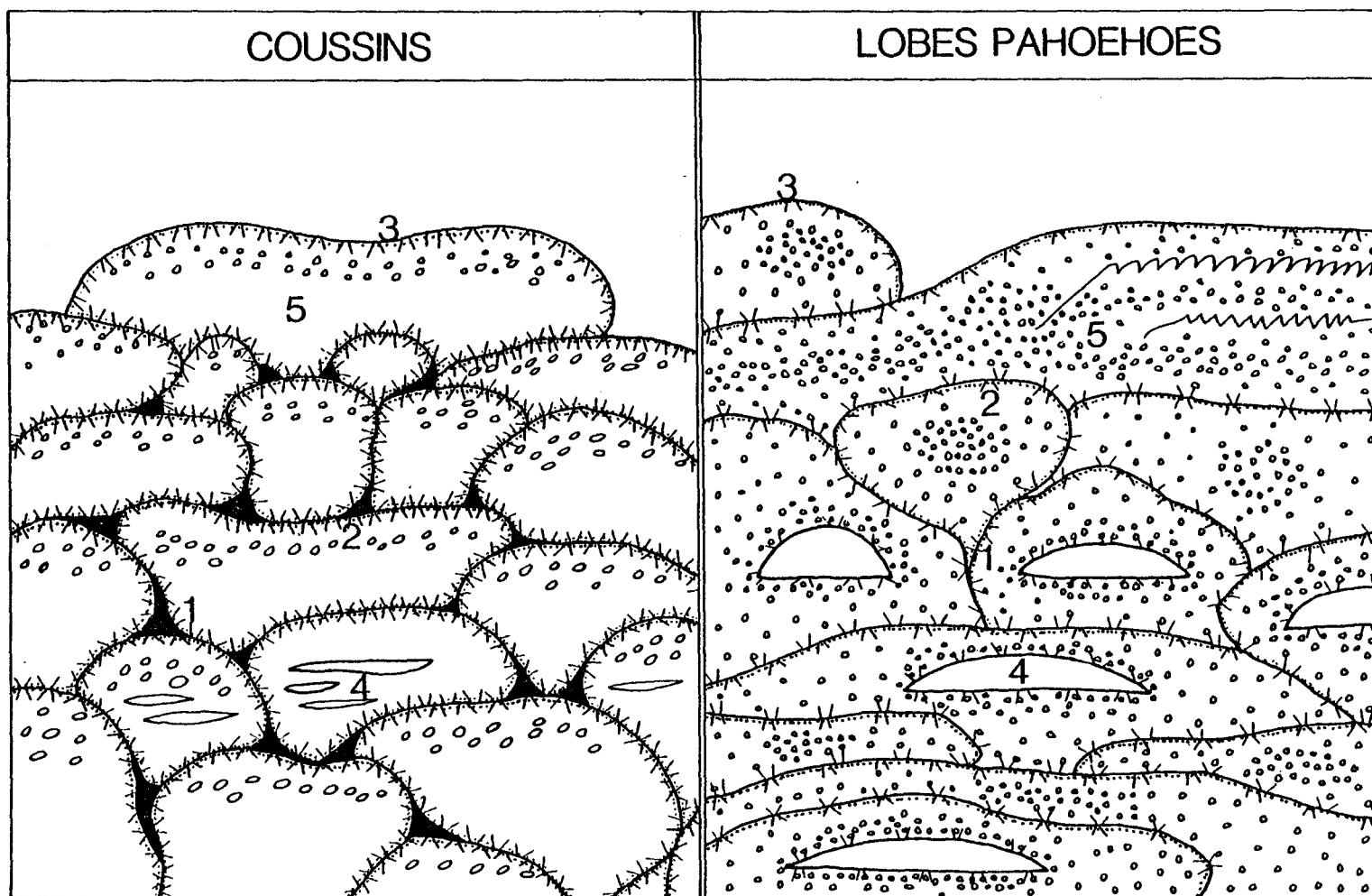


Figure 5; Coupe à travers une coulée de lave coussinée et une coulée pahoéhoé. La figure 6 résume les principales différences.

	COUSSINS	LOBES PAHOEHOE
1-Hyaloclastites	Presque toujours présentes	Très rares
2-Vésicules	Rarement plus de 20% du coussin, surtout dans sa partie supérieure	Peuvent former plus de 50% du volume de la roche, distribuées partout dans le lobe
3-Bordure figée	Bien définie, de 0.5 à 2 cms d'épais, avec fracturation polygonale de refroidissement	Plus diffuse, contact avec la lave cristalline très graduel Fracturation polygonale.
4-Chambres	Peu abondantes, minces parfois multiples Souvent avec bordures de trempes associées.	Fréquentes, de formes en croissant, de tailles très variables.
5-Morphologies	Sections de tubes compacts	Lobes de formes irrégulières, parfois incomplets, structures lave cordée.

Figure 6; Sommaire des caractéristiques des coussins et des lobes pahoéhoés.

Ce ciment ressemble au matériel de remplissage des amygdales des parties massives de ces coulées.

Le contact entre les parties bréchiques et les parties massives est net mais pas nécessairement droit. Ce type de contact est également observé dans les coulées aa modernes (photos 6 et 7).

2.3 Morphologie des coulées de basalte porphyrique à olivine et pyroxène

Ces basaltes sont caractérisés par environ 25% de phénocristaux de pyroxène et d'olivine d'une taille moyenne de 0.8 centimètre. En affleurement, les phénocristaux s'altèrent en relief négatif par rapport à la matrice à grains fins de la lave (voir la photo 8).

Très peu d'affleurements de ce basalte sont de taille suffisante pour permettre l'étude détaillée des morphologies de coulées, ce qui est possiblement le résultat de l'érosion préférentielle de ce type de roche qui est moins dure que les autres roches avoisinantes.

Les coulées de basalte porphyrique du flanc nord ont une

épaisseur moyenne de 2 mètres. Les morphologies de ces coulées ressemblent à celles des laves andésitiques microporphyriques décrites dans la section 2.2; ce sont des coulées très amygdalaires, à lobes et massives, affleurant bien dans la partie nord-ouest de la région étudiée, près de la ligne de division des cantons de Daubrée et de Dolomieu. Des coulées à sommet bréchique avec des interlits de matériel détritique volcanoclastique de dérivation locale montrent des morphologies qui s'apparentent aux coulées bréchiques d'andésites microporphyriques de la coupe 3 du secteur sud-ouest. Voir figure 16.

Les coulées sont parfois très amygdalaires; les parties supérieures des coulées massives et des lobes de lave contiennent jusqu'à 60% d'amygdales de quartz - chlorite et de carbonate, de 0.5 centimètre de diamètre. La matrice de lave dans les zones très amygdalaires est très schisteuse et chloriteuse. Les parties massives des parties centrales des coulées contiennent en moyenne 5% d'amygdales.

Typiquement, la mésostase de ces basaltes porphyriques à olivine et pyroxène présente une texture microlitique. Elle est composée d'en moyenne de 35% de microlites de plagioclase très épidotisés, de 0.1 à 1 millimètre, à morphologie variant entre tabulaire squelettique et microporphyrique trappu, 25% de microlites d'olivine squelettiques de 0.3 millimètre, pseudomorphisés par de l'actinote et de 40% de matériel entre les microlites constitué d'un assemblage minéralogique recristallisé d'actinote, de chlorite,

d'épidote et de carbonate, à grains fins qui voile les textures primaires.

Les phénocristaux contenus dans la lave présentent des textures primaires bien conservées bien que leur minéralogie présente soit métamorphique. Environ la moitié des 25% de phénocristaux contenus dans ce type de roche sont des pseudomorphes chloritisés et actinotisés d'olivine idiomorphe. Les fractures conchoïdales primaires à l'intérieur des phénocristaux d'olivine sont conservées en forme de chapelets de cristaux d'actinote qui remplacent probablement l'iddingsite d'altération qui tapisse généralement les bordures de ces fractures dans l'olivine (Roubault 1963). Le reste des phénocristaux montrent des morphologies qui s'apparentent plus aux pyroxènes monocliniques; ceux ci sont également remplacés par de la chlorite et de l'actinote. Les clivages et les plans de macles sont visibles par des alignements de cristaux d'actinote. La photo 9 montre une section typique de la minéralogie des basaltes porphyriques à olivine et à pyroxène.

2.4 Morphologie des coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase

Les coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase sont bien exposées sur les deux flancs du synclinal de la Formation de Hauy. La caractéristique la plus évidente de ces laves sont leurs phénocristaux centimétriques de plagioclase composant en moyenne 50% de la roche, (photo 10). Les dimensions des phénocristaux de plagioclase tabulaires varient entre 0.2 à 1.5 centimètres. 10% à 25% de cristaux de pyroxènes et/ou d'amphiboles primaires, d'une taille de 0.2 à 0.6 centimètres sont présents dans certaines coulées.

Les coulées de cette lave ont des épaisseurs variant entre 2 et 10 mètres, avec des brèches de coulées basales et sommitales qui composent en moyenne 50% de leur section.

Quelques coulées de trachyandésite présentent des morphologies mixtes entre des coulées à lobes et bréchiques; typiquement, ces coulées sont de même épaisseur que les coulées bréchiques. Leur base contient des lobes de lave massive de 0.5 à 1.5

mètre de diamètre qui sont souvent incomplets et ont des bordures chloriteuses et schisteuses. Le centre de ces coulées est généralement massif et leur partie supérieure, qui peut composer jusqu'à 50% de l'épaisseur de la coulée, est bréchique.

Les brèches de coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase sont typiquement composées de fragments de lave cristalline de 3 à 30 centimètres de diamètre avec une moyenne à 10 cm. Ces fragments composent 90% de la brèche et sont entourés d'une matrice chloriteuse schisteuse contenant des fragments de phénocristaux anguleux disséminés, ce qui suggère qu'il s'agit de lave de même composition, fragmentée et cisaillée.

Le contact entre la partie massive centrale et les brèches basales et sommitales de coulée est net mais de topographie très irrégulière qui peut varier verticalement de 1 mètre sur des distances latérales de trois à quatre mètres. Les figures 7 à 13 de la coupe 2 de la Ligne Electrique (flanc nord) montrent quelques unes des morphologies de coulée de ce type de lave.

La texture pétrographique des microlites de la mésostase des trachyandésites porphyriques à plagioclase varie entre trachytique et microporphyrique; des assemblages de microlites tabulaires de plagioclase à texture trachytique et des microphénocristaux trappus de plagioclase, de pyroxène, d'olivine, de magnétite et d'apatite primaires sont entremêlés en pourcentage variable d'une coulée à l'autre. Dans tous les cas, la chlorite interstitielle entre les

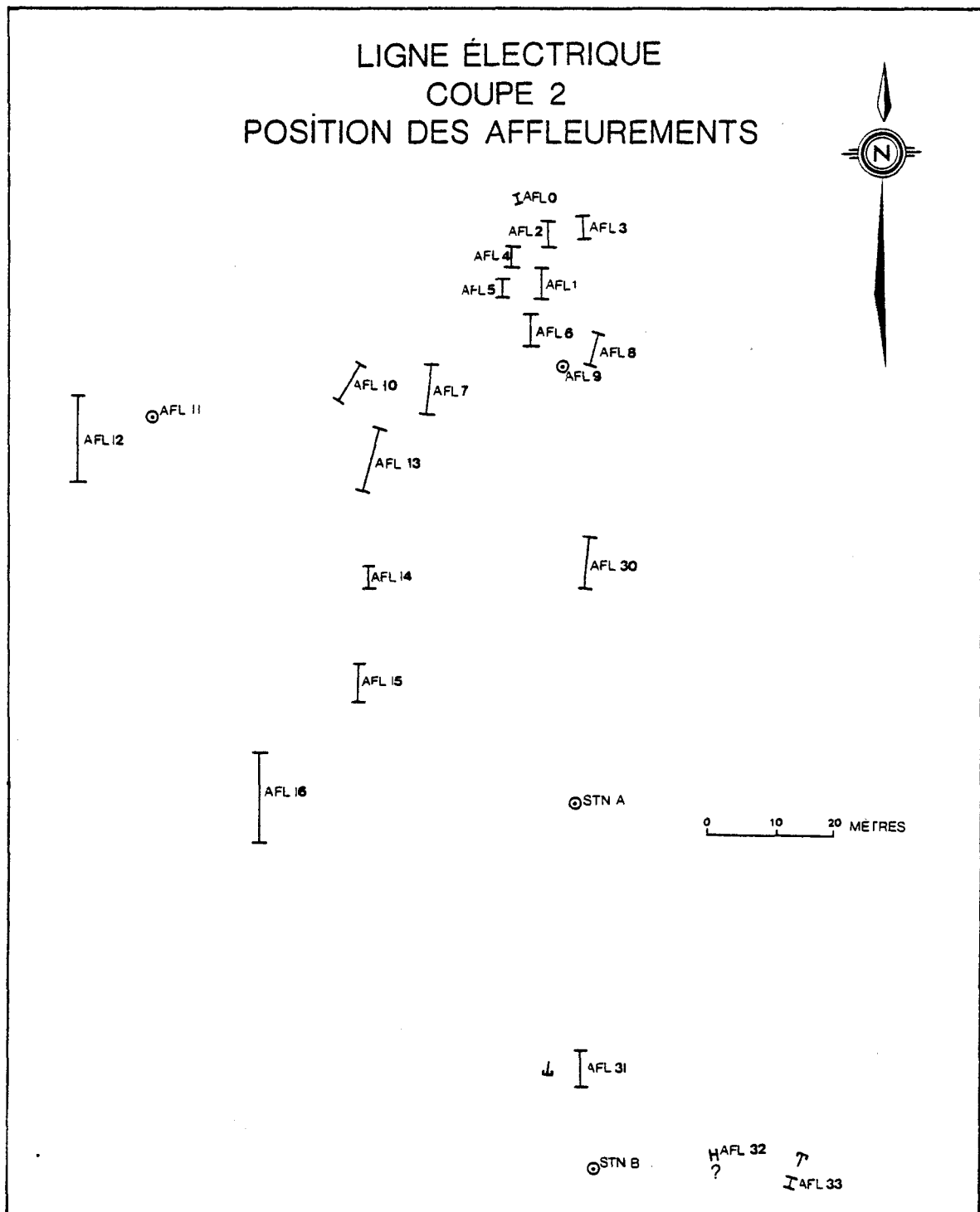


Figure 7; Localisation des affleurements sur la coupe 2, (région B sur la **carte** à annexe 3). Les sommets dans ces coupes ont été déterminés à partir des structures sédimentaires dans les roches volcanoclastiques.

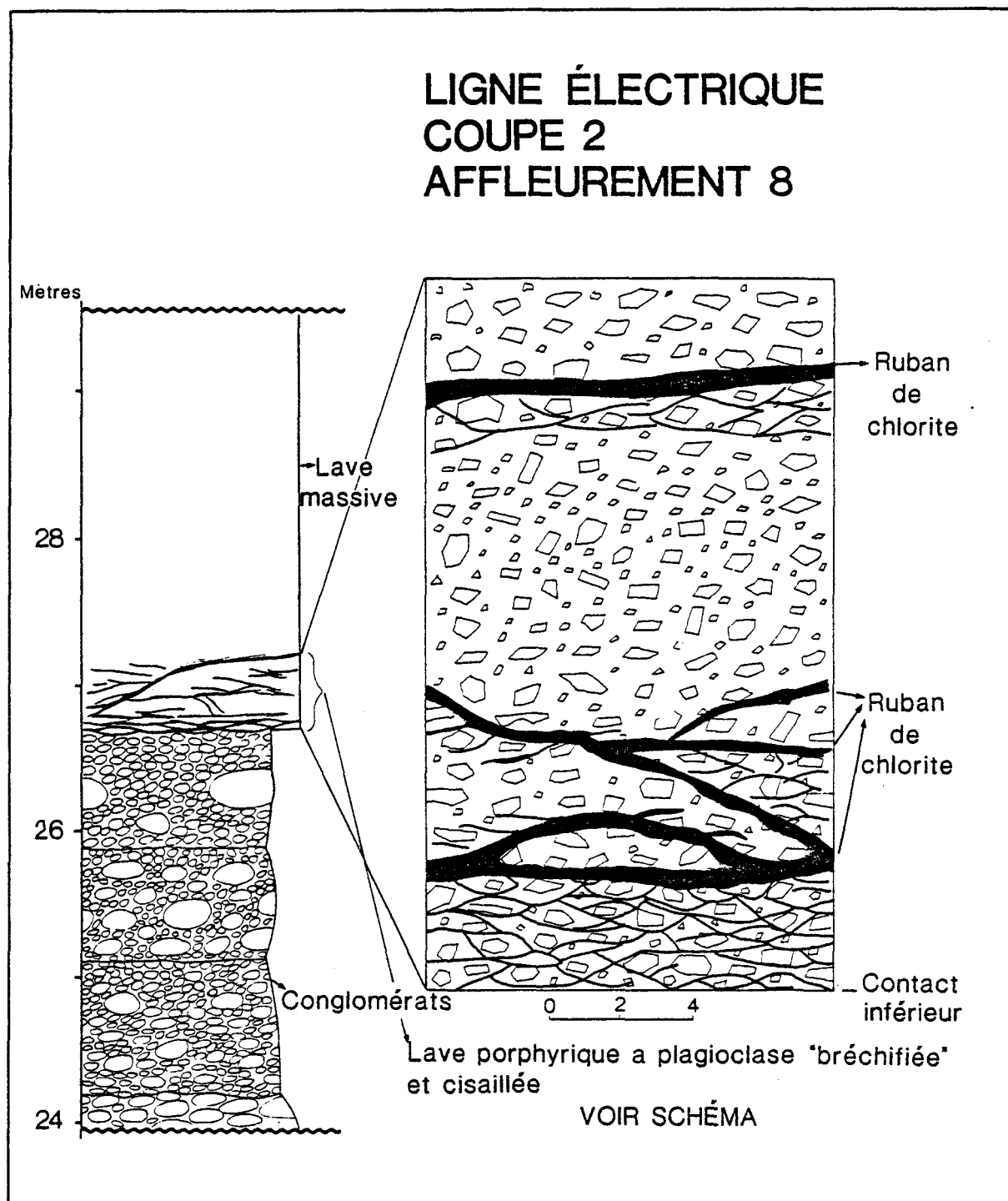


Figure 8; Lave lobée, cisailée et bréchifiée à la base d'une coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

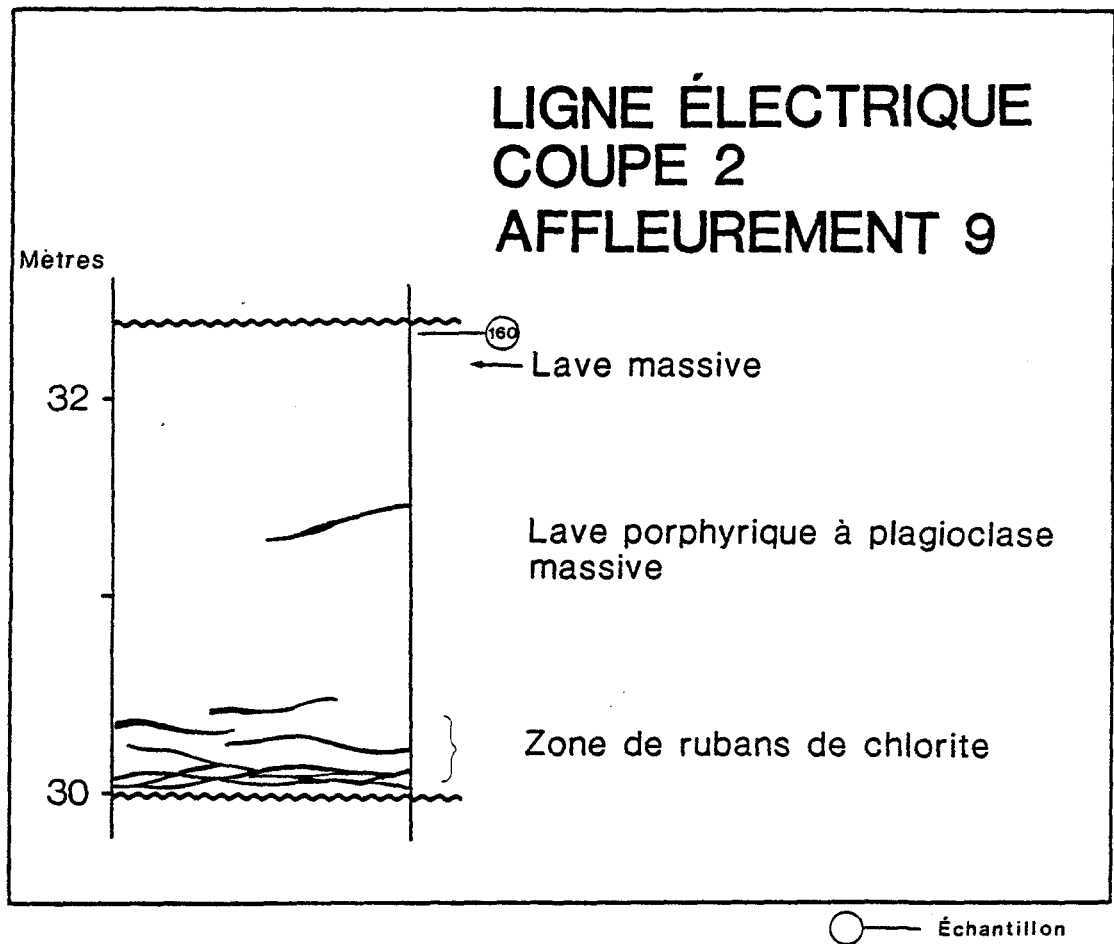


Figure 9; Lave lobée et massive d'une coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

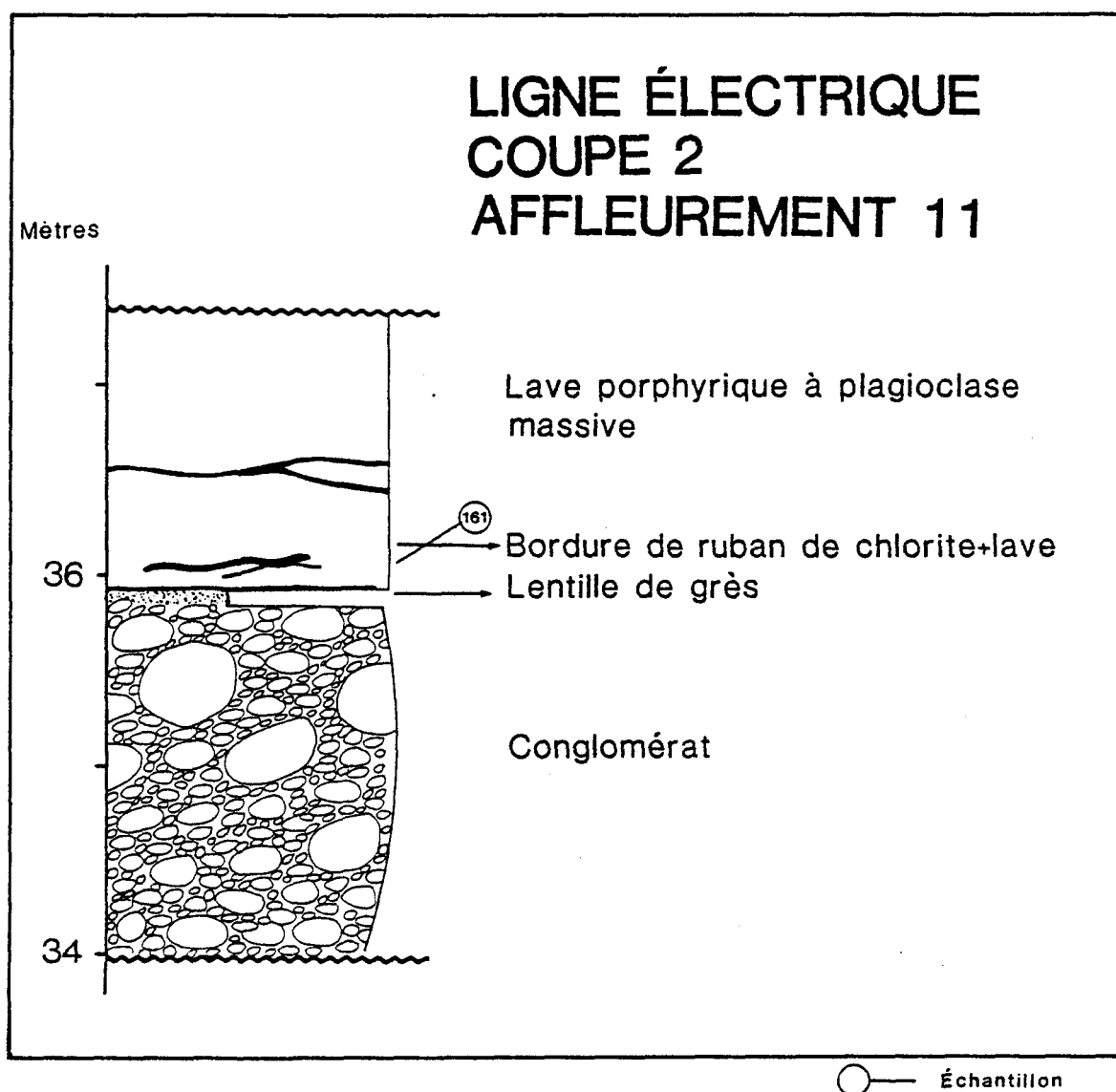


Figure 10; Base lobée d'une coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

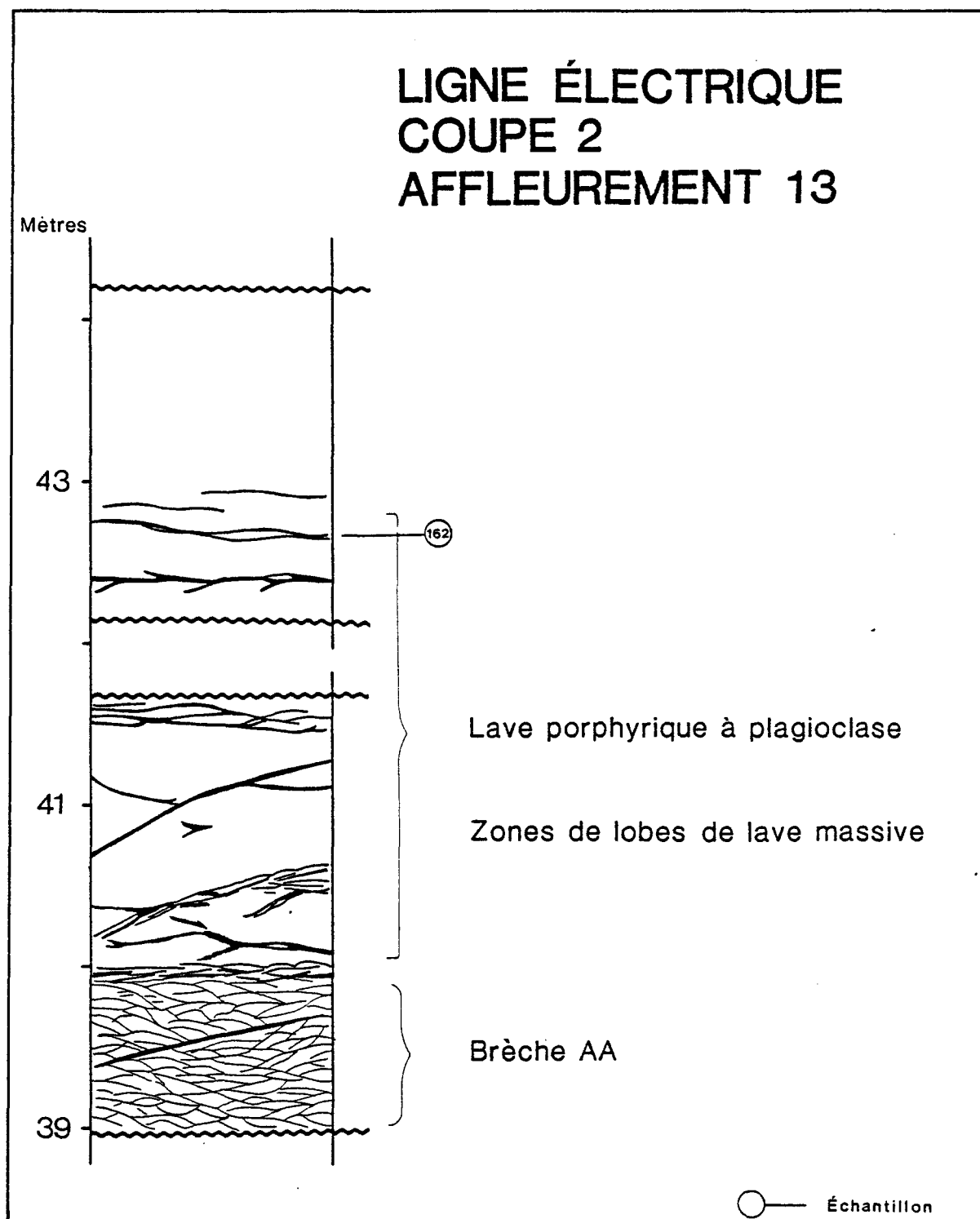


Figure 11; Contact entre deux coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

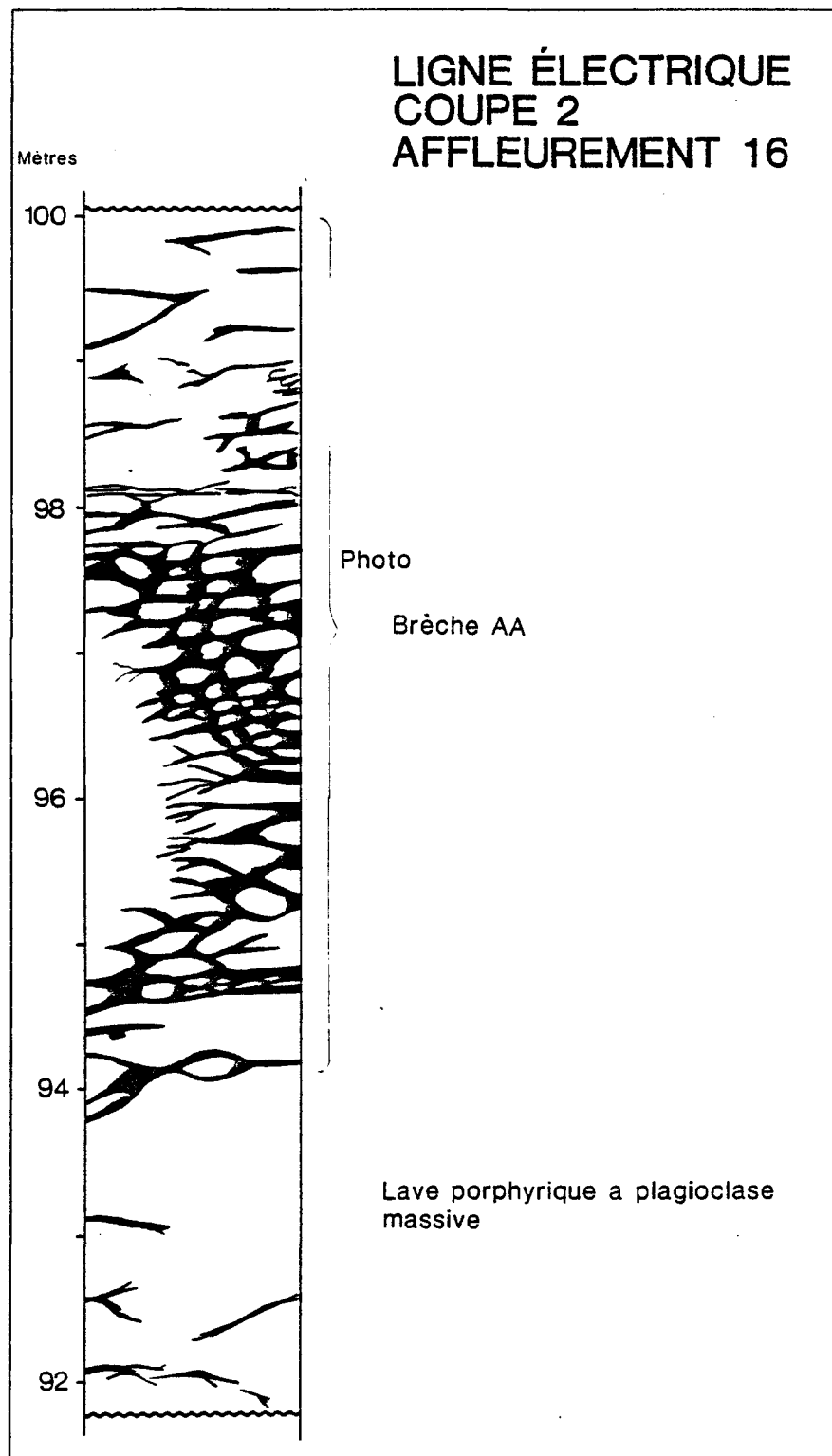


Figure 12; Contacts entre trois coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

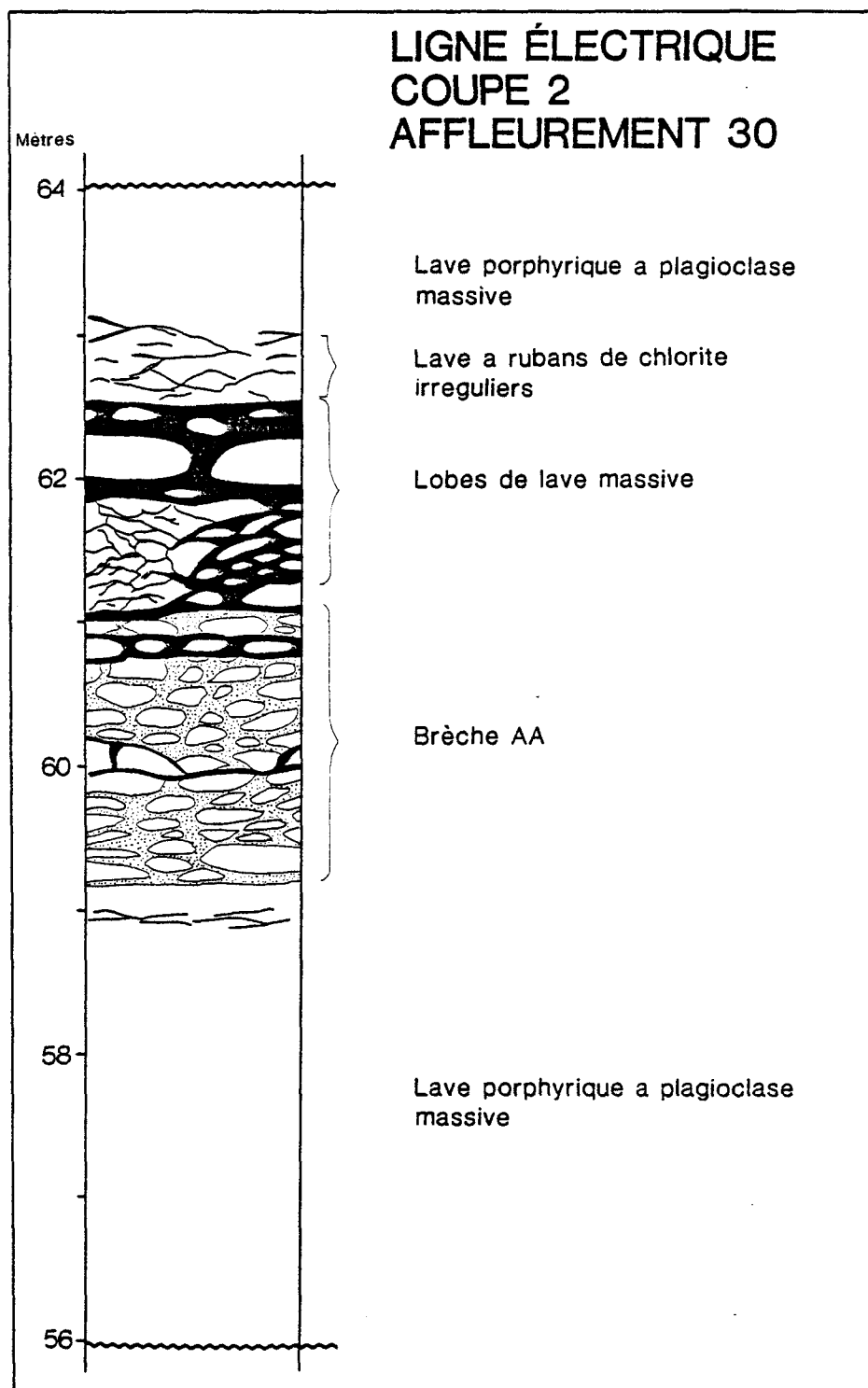


Figure 13; Contacts entre plusieurs coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

microlites, qui est interprétée comme remplacement du verre volcanique, ne dépasse pas 10% du volume de la mésostase. Les microlites mafiques primaires forment en moyenne 15% du volume de celle-ci, à l'exception de quelques rares clinopyroxènes frais, ceux-ci sont pseudomorphisés par de la chlorite et de l'actinote. L'olivine, qui constitue le quart des microlites mafiques, est également pseudomorphisée par la chlorite et l'actinote. La magnétite constitue une phase omniprésente de la mésostase de ce type de lave; elle se présente en cristaux idomorphes de 1 à 2 millimètres de diamètre, souvent avec des inclusions de cristaux d'apatite. L'apatite, présente en quantité considérable, est presque toujours en contact ou associée à la magnétite.

Les phénocristaux de plagioclase présentent des morphologies tabulaires trappues; la plupart montrent des zonations internes rythmiques et quelquefois des plages de résorption. Ceci suggère une histoire de cristallisation complexe. La minéralogie actuelle de ces phénocristaux de plagioclase consiste d'un assemblage d'albite-épidote, à grains fins et disséminées, conservant des reliques de macles primaires, (surtout au coeur de ceux-ci) et d'albite claire en bordure. Ces altérations semblent refléter les zonations de compositions chimiques primaires à l'intérieur des phénocristaux de plagioclase; le centre de ceux-ci est généralement plus calcique que leur bordure étant la première phase à cristalliser dans la série de Bowen, les minéraux d'altération calciques tel

l'épidote se retrouvent au centre du phénocrystal et les minéraux sodiques en bordure de celui-ci.

De nombreuses inclusions de matériel de minéralogie complexe, de chlorite, épidote, albite, actinote et de microcline, de 0.05 à 1 millimètre de diamètre sont contenues dans les phénocristaux de plagioclase. Ces inclusions ont des morphologies irrégulières qui semblent contrôllées par la structure cristalline du plagioclase. Un halo d'albite claire de .05 millimètre entoure ces inclusions. Des inclusions semblables dans les phénocristaux de laves modernes sont interprétées comme étant des gouttelettes de magma trappées à l'intérieur des phénocristaux lors de leur cristallisation. La variété des assemblages minéralogiques observés serait le reflet des hétérogénéités du magma à proximité des phénocristaux lors de leur cristallisation. La photo 11 montre un phénocrystal de plagioclase et la matrice d'une trachyandésite porphyrique à plagioclase typique du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy.

Le matériel qui constitue la matrice entre les fragments de brèche de coulée contient des fragments anguleux de phénocristaux de plagioclase en proportion similaire au contenu de phénocristaux de la lave massive dans une pâte cisailée et recristallisée à grains fins, composée de quartz, chlorite et de trémolite. La bréchification des phénocristaux parait être le produit d'un broyage lors de la mise en place de la coulée; le cisaillement tectonique postérieur produit un boudinage in-situ des phénocristaux, ce qui permet de distinguer le

broyage primaire des phénocristaux de leur fracturation tectonique, (photo 11). Nous proposons que lors de la formation de la brèche de coulée, les fragments se seraient broyés quand ils se frottaient entre eux à la surface de la coulée lors de son épanchement. Un tel processus produirait une fraction de fragments de lave à grains fins interstitiels autour des fragments plus grossiers de la brèche.

Les brèches de coulées sub-aériennes de type aa récentes montrent fréquemment cette texture; les scories aa lors de leur formation sont de forme très irrégulière, avec de nombreuses "épines" de verre très fragiles qui sont réduites en poudre lors de l'épanchement de la coulée, (photo 15).

Nous pensons que la matrice chloriteuse et siliceuse entre les fragments de la lave bréchique est le produit de la recristallisation métamorphique de cette poudre.

2.5 Environnement d'épanchement des laves de la Formation de Haüy

Nous avons distingué trois types morphologiques de coulée de lave; 1- Les coulées à lobes d'andésite microporphyrrique et de basalte porphyrique à olivine et à pyroxène, 2- Les coulées d'andésite

microporphyrriques bréchiqes et 3- Les coulées bréchiqes de trachyandésite porphyrique à plagioclase. La figure 14 montre les caractéristiques de ces trois types de morphologies de lave de la Formation de Haüy.

2.5.1 Les Coulés à lobes

Les andésites microporphyrriques et les basaltes porphyriques à olivine et pyroxène présentent ce type morphologique. Comme il a été mentionné dans le chapitre 2.1, ces coulées sont constituées de lobes de lave à bordures figées chloriteuses à la base et au sommet de chaque coulée et une zone massive au centre de celles-ci.

La morphologie des lobes de lave est irrégulière et ceux ci sont souvent incomplets. Ces caractéristiques sont considérées par certains auteurs dont Franconi (1983) comme pouvant être des structures de coulées sub-aériennes vu l'absence de structures coussinées de ces laves. Les coulées subaériennes de type pahoéhoé seraient les plus similaires aux coulées à lobes observées.

La principale différence entre les coulées à lobes et les

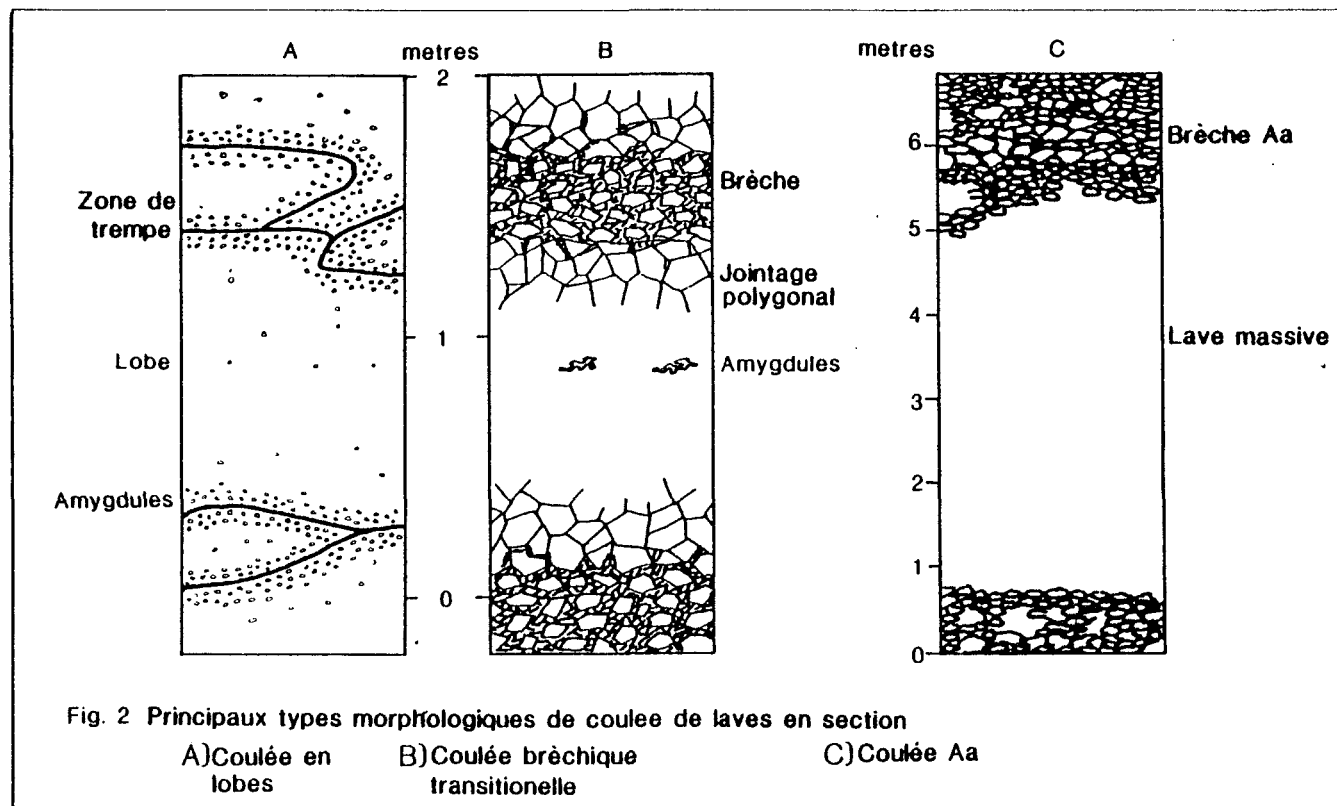


Figure 14; Les trois types morphologiques des coulées de laves de la Formation de Hauy.

coulées sub-aquatiques coussinées est que les coussins typiques ont généralement des morphologies plus homogènes entre eux; typiquement, les coussins ont des formes sub sphériques ou elliptiques et sont presque toujours complets. Les structures de coussins sont interprétées par la majorité des auteurs comme étant des tubes de lave (Cousineau et Dimroth, 1982, Baragar, 1984); la bordure du coussin étant figée très rapidement, elle forme une paroi rigide en bordure du tube de lave à l'intérieur duquel la lave encore fluide s'écoule. Après la solidification de sa bordure, le tube devient une structure relativement rigide même si son centre est encore fluide. Ceci empêche les déformations des coussins presque dès le début de leur formation même si le poids de nouveaux tubes viennent s'y superposer peu de temps après.

Les exemples récents de coulées pahoéhoé sont également des coulées à lobes et leur section ressemblent parfois à des coulées coussinées sous-marines. Néanmoins, les lobes des coulées sub-aériennes présentent des morphologies moins homogènes et ont fréquemment des formes allongées et sont incomplètement fermés.

Cette différence serait explicable par le fait que la surface d'un lobe ou d'un tube de lave se refroidit moins rapidement au contact de l'air que de l'eau, formant ainsi dans l'air, une croûte de lave solidifiée plus mince, plus chaude et plus plastique. Cette croûte est entraînée avec la lave en mouvement, formant ainsi les structures de lave cordée par entraînement et

déformation de cette croûte. Le processus de formation de tubes de lave dans cet environnement est donc plus long que dans les coulées sous-marines car la formation d'une croûte rigide en bordure des lobes de lave encore en mouvement est plus long à l'air libre que sous l'eau.

Selon ces observations, nous proposons que les coulées de lave à lobes irréguliers et incomplets des unités d'andésite microporphyrrique et de basalte porphyrique à olivine et pyroxène sont le produit d'un épanchement subaérien de type pahoéhoé.

2.5.2 Les coulées d'andésite microporphyriques bréchiques

Dans la coupe 1 du Lac Landing, (voir la figure 4), une séquence de coulées bréchiques constitue la partie supérieure de la section étudiée. Ces coulées d'andésite ont une épaisseur moyenne de 2 mètres, avec une coulée mesurant au moins 20 mètres au sommet de cette section.

Typiquement ces coulées ont des brèches sommitales et basales de 15 à 75 centimètres d'épaisseur, avec une zone massive au centre. La texture de la lave des zones massives est similaire à celle

des coulées à lobes de même composition.

La transition entre la lave massive et les zones bréchiques est graduelle; elle commence par une fracturation polygonale diffuse et irrégulière qui devient de plus en plus serrée vers la base et le sommet de la coulée, jusqu'à la brèche proprement dite, (photos 5, 6 et 12). Celle-ci est constituée de fragments anguleux et prismatiques de lave cristalline dont la taille varie entre 0.5 et 10 centimètres. Les gros fragments sont entourés d'une "matrice" de plus petits fragments. La brèche est cimentée par du quartz microcristallin granoblastique qui compose environ 5% du volume de la brèche. Un halo d'altération riche en séricite entoure les fragments ainsi que les fractures polygonales dans la zone transitionnelle de la brèche. Les photos 5, 6, et 12 sont des exemples de coulées bréchiques de la partie supérieure de la coupe 1 du lac Landing.

Les fragments de la brèche semblent provenir des zones transitionnelles à fractures polygonales car l'espacement des fractures, leur morphologie et leur tailles ressemblent aux plus gros fragments de la brèche.

La formation de brèches polygonales dans les coulées de lave est reliée à la contraction de la lave solidifiée lors de son refroidissement (Bonney, 1876). Les patrons et la densité de fracturation dépendent du gradient thermique à l'intérieur de la coulée; si le gradient est très fort et s'il varie sur de courtes distances, par exemple près de la surface d'une coulée, le réseau de

fracturation aura tendance à être serré et isotrope créant une fracturation polygonale, par contre, si le gradient est plus faible et homogène, comme à l'intérieur d'une coulée, le réseau de fracturation aura tendance à être espacé et orienté perpendiculairement à la surface de refroidissement formant ce qui est reconnu comme des colonnades. Ces types de fractures se forment lors du refroidissement de la lave solidifiée.

Dans certains cas, lorsqu'il s'agit de coulées très épaisses et visqueuses, tel des coulées de rhyolite ou de trachyte, un réseau de fractures polygonales se développe sur la coulée alors que celle-ci est encore en mouvement, (Hunt, 1938). Ce réseau débite la roche en blocs qui sont transportés lors du mouvement de la coulée. Les coulées à blocs de rhyolite du Nevada sont des exemples caractéristiques (Christiansen et Lipman, 1966). MacDonald (1972) suggère que ce type de fracturation est également provoqué par les tensions dues au cisaillement lors de l'écoulement de la lave très visqueuse.

Les coulées d'andésite microporphyrrique bréchiques du lac Landing sont trop minces pour être des coulées à blocs et les brèches n'ont pas la texture de ces dernières. Un mode de mise en place vraisemblable pour ces coulées serait qu'il s'agirait de coulées massives du type à lobes qui auraient déjà une surface solidifiée dans laquelle se serait développé du jointage polygonal et qui aurait un centre encore liquide. Une remise en mouvement de ce type de coulée avec un apport de nouveau magma ou une fissuration de la croûte

solidifiée, laissant la lave s'échapper, causerait des déformations dans la croûte solidifiée qui provoquerait un broyage entre les fragments formés par la fracturation polygonale de refroidissement. Ce phénomène créerait une brèche de coulée formée de fragments anguleux de lave cristalline entourés de fragments de plus petite taille résultant du broyage induit par le mouvement de la coulée, (figure 15).

Etant composées de fragments microcristallins, ces brèches n'ont aucune affinité avec les hyaloclastites qui contiennent une fraction importante de fragments de verre anguleux aux surfaces de fractures conchoïdales.

La morphologie particulière de ces coulées ne permet pas d'interprétation précise de l'environnement de mise en place de celles-ci. Par contre, l'absence de brèches hyaloclastiques et l'association avec des coulées à lobes dans la séquence stratigraphique suggère qu'il s'agit de coulées sub-aériennes.

2.5.3 Coulées aa de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

Ces coulées de 2 à 15 mètres d'épaisseur montrent des structures de brèches aa typiques. Comme mentionné plus haut, les

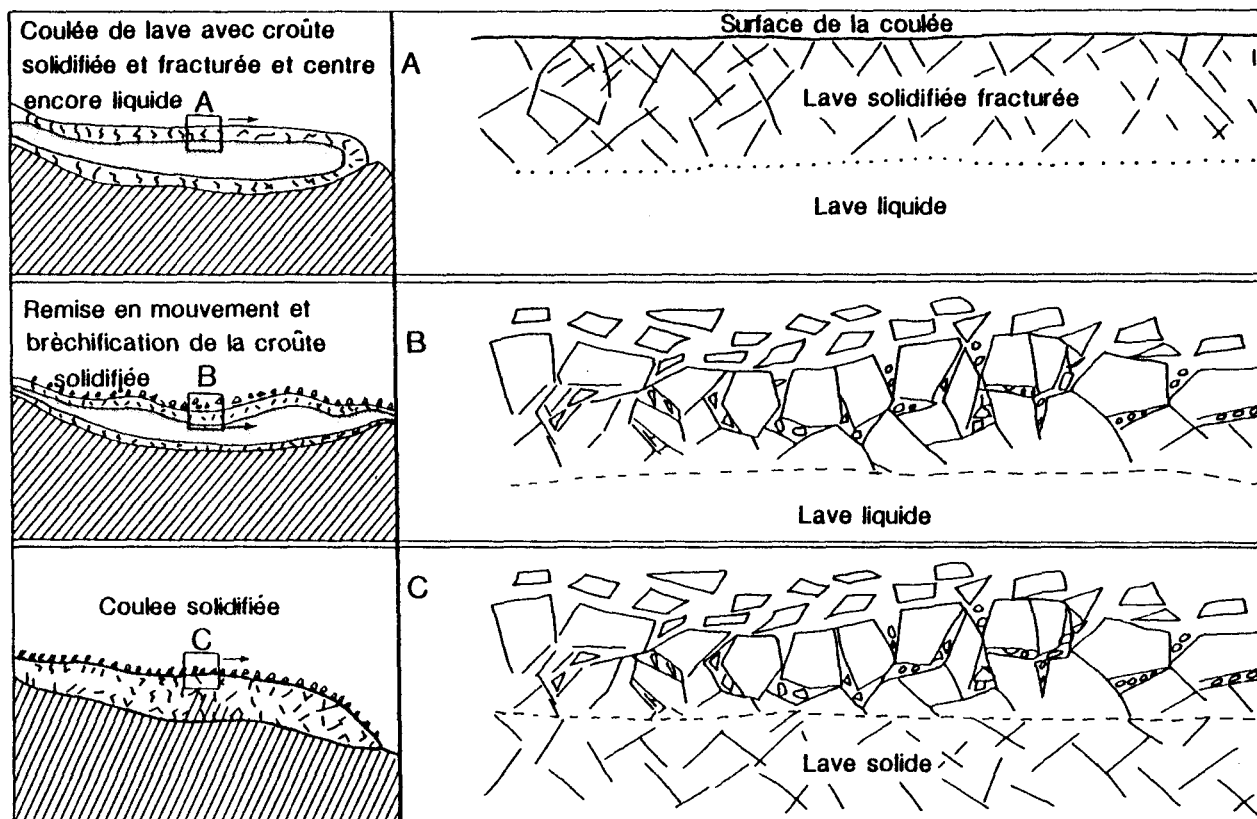


Figure 15; Origine des laves bréchiques d'andésite microporphyrrique, par fracturation thermique et mécanique à la surface de la coulée.

coulées sont constituées d'une partie massive centrale et de brèches basales et sommitales. La texture des brèches est l'élément le plus caractéristique de ce type de coulée, (photo 13).

Les fragments de ces brèches ont des dimensions de 5 à 30 centimètres de diamètre et présentent des morphologies sub-sphériques avec des contours diffus sur 1 à 3 centimètres. Ces fragments composent environ 95% du volume de la brèche, le reste étant occupé par de la chlorite interstitielle.

Le contact entre la partie massive et les zones bréchiques des coulées est généralement net mais très irrégulier le long de la coulée. La partie massive montre un alignement des phénocristaux de plagioclase parallèle à la surface de la coulée et contient moins de 1% d'amygdales de formes irrégulières, typiques des coulées aa modernes (Macdonald, 1972) (photo 14).

Certaines coulées de trachyandésite porphyriques à plagioclase sont constituées de lobes de lave massive à la base, d'une partie massive au centre et d'une brèche au sommet. Typiquement, une coulée est constituée de zones de lave à lobes, massives et bréchiques alternant latéralement à la base de la coulée, avec au dessus, un centre de lave massive et un sommet bréchique. Les figures 8 à 13 de la coupe 2 de la Ligne Electrique (secteur B sur la **carte** à l'annexe 3) du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy exhibent des morphologies typiques de ces coulées. L'importance relative des faciès à lobes, massifs et bréchiques à la base des coulées est très variable

d'une coulée à l'autre.

Dans les brèches de coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase, les contours diffus des fragments sont constitués d'une matrice schisteuse de quartz-chlorite et d'environ 50% de fragments de phénocristaux anguleux de plagioclase de 0.2 à 1 millimètre. La fragmentation de ces phénocristaux aurait eu lieu lors du broyage des scories de trachyandésite porphyrique dans la brèche aa lors de l'écoulement de la lave.

L'étude pétrographique des zones de contours de fragments des brèches de ces laves révèle l'existence d'un processus de bréchification primaire des protubérances des scories aa typiques de la surface des coulées aa modernes, (photo 15); les scories aa formées à la surface d'une coulée active se solidifient au contact de l'air durant l'écoulement de la lave et leurs épines de verre et autres protubérances fragiles sont broyées entre elles par les mouvements provoqués par l'épanchement de la coulée. Le résultat de ce processus est l'abrasion des fragments grossiers et la formation d'une matrice à grains fins entre ces fragments. Le pourcentage de matériel à grains fins dans les brèches de coulées aa récentes est très variable d'un endroit à l'autre de la surface de celles ci, mais semble augmenter vers l'avant de la coulée.

Dans les coulées de lave étudiées, le cisaillement associé à l'aplatissement tectonique a généré un boudinage in situ des phénocristaux qui est facile à reconnaître (voir la photo 11), il

nous est donc possible de faire la distinction entre le broyage primaire des brèches de coulées et les zones de cisaillement tectoniques postérieures.

Dans les coulées modernes, ces faciès sont déterminés par le degré de cisaillement interne de la lave lors de son écoulement; si celui-ci ne permet plus un écoulement fluide de la lave comme dans les coulées à lobes ou pahoéhoé, la coulée se transforme en coulée à caractère plus plastique, de type aa. Ainsi, les lobes à la base de la coupe représenteraient le faciès pahoéhoé qui aurait été surmonté par le faciès bréchique de la même coulée. De tels phénomènes se produisent lorsque la lave devient plus visqueuse en se refroidissant et que la tête hydrostatique de la coulée est suffisamment élevée pour que l'écoulement se poursuive jusqu'à ce que la plasticité de la lave dépasse la limite d'écoulement fluide de la lave.

Dans les coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase de la Formation de Hauy, les textures des fragments des brèches aa sont partiellement détruites par l'aplatissement tectonique, de sorte que les épines et les irrégularités des scories aa tels qu'elles s'observent dans les exemples récents apparaissent maintenant sous la forme de contours diffus et graduels composés de mésostase recristallisée et de fragments anguleux de phénocristaux de plagioclase, entourant les fragments de brèche de coulée.

L'environnement de mise en place des coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase est sub-aérien; les coulées

aa ne se forment qu'à l'air libre, bien qu'à Hawaii, il a été documenté qu'une coulée aa une fois formée peut s'écouler en milieu aqueux sans changement notable de faciès.

2.6 Sommaire des morphologies des coulées de lave de la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais

Les coulées à lobes d'andésite microporphyrique n'ont pas les caractéristiques des coulées coussinées sous-marines. Les lobes de ces coulées ont des morphologies irrégulières et incomplètes; ceci et l'absence de brèches hyaloclastiques entre les lobes suggèrent que ces coulées se sont mises en place en milieu sub-aérien.

Les coulées d'andésite microporphyrique bréchiques sont des coulées qui s'apparentent aux coulées massives et à lobes, avec des brèches provenant du réseau de fractures polygonal de refroidissement, qui ne présentent pas de similitude avec les brèches de coulées sous-marines.

Les coulées de basalte porphyrique à olivine et pyroxène ont des morphologies similaires aux coulées d'andésite microporphyrique. Très peu d'affleurements permettent de caractériser avec confiance le

milieu de mise en place des coulées de ce type de lave.

Les coulées bréchiques de trachyandésite porphyrique à plagioclase présentent des morphologies de lave sub-aérienne de type aa et de type transitionnel entre pahoéhoé et aa.

CHAPITRE 3

SEDIMENTS VOLCANICLASTIQUES OLIGOLITHOLOGIQUES

3.1 Introduction

De 5 à 15% de la stratigraphie étudiée à l'intérieur des unités de lave est composée de lits de sédiments volcaniclastiques grossiers de composition oligolithologique très similaire aux laves interlitées.

La composition de ces unités détritiques indique une source volcanique locale, de sorte qu'il convient d'étudier ces sédiments dans une optique volcanologique plutôt que de les regrouper avec les unités à faciès sédimentaires plus matures de la Formation de Hauy; Charbonneau (1981) et Franconi (1983) nomment ces unités volcaniclastiques "tufs à blocs et/ou à lapillis".

L'unité des laves andésitiques microporphyriques contient les exemples les mieux exposés de ces lits détritiques intercalés entre les coulées de lave.

Deux faciès de sédiments volcaniclastiques ont été reconnus,

soit; A) des dépôts de lahars et B) des dépôts de conglomérats à fragments de lave anguleux. Les éléments de ces unités sont de même nature que celle des coulées de lave interlitées.

3.2 Conglomérats volcanoclastiques oligolithologiques

Le faciès de conglomérat volcanoclastique à fragments de lave anguleux est le plus abondant et le plus étendu latéralement et verticalement dans la stratigraphie des unités volcaniques de la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais. Ce type lithologique est constitué d'unités d'une épaisseur de 0.5 à 10 mètres. Sur le terrain, ces unités peuvent être suivies sur des distances d'au moins un kilomètre. Les figures 4 et 16 montrent des coupes à travers ces unités.

Les fragments composant ces lits sont essentiellement constitués de blocs de lave de composition très homogène. La dimension moyenne des fragments varie selon les lits de 1 à 15 centimètres de diamètre; le tri entre les fragments est moyen à bon; une matrice aphanitique composée de chlorite-séricite ne compose rarement plus que 10% de la roche. En général, les éléments de ces unités exhibent un

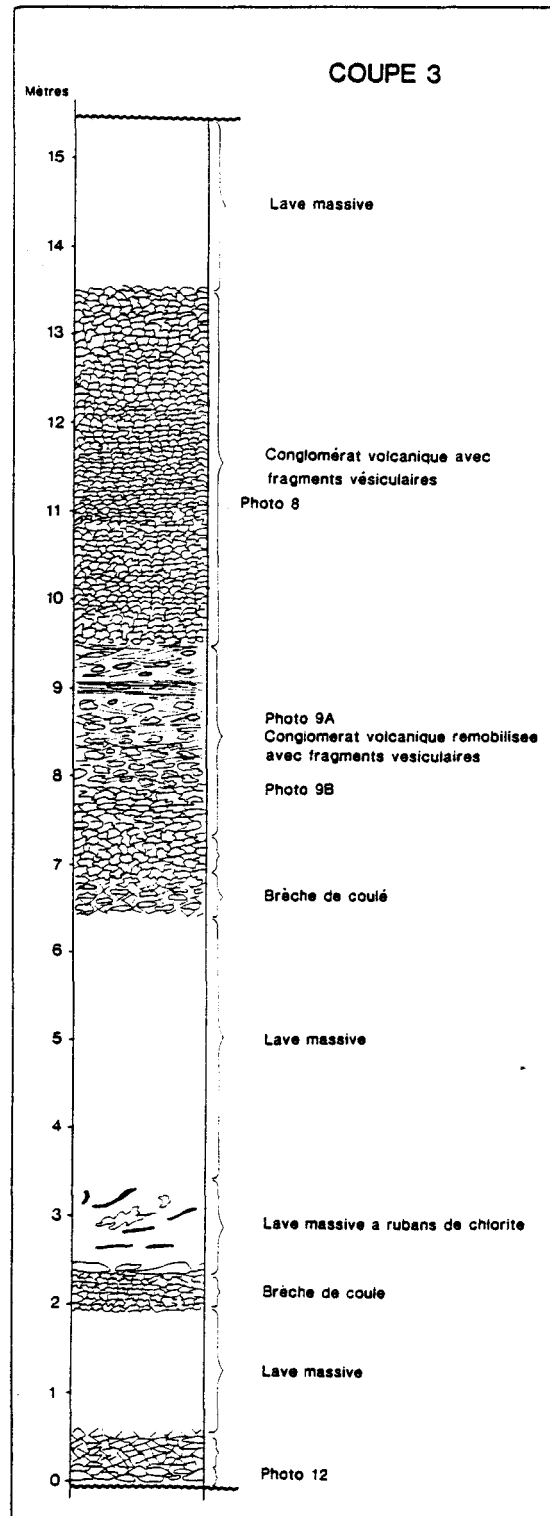


Figure 16; Partie de la coupe 3 du sud-ouest (région D sur la **carte** à l'annexe 3) montrant une coupe typique à travers le conglomérat volcanoclastique oligolithologique intercalé entre des coulées de lave bréchiques.

aplatissement tectonique plus prononcé qu'à l'intérieur des coulées de laves avoisinantes.

Deux principales morphologies de fragments ont été observées à l'intérieur des lits de conglomérat volcanoclastiques:

1- Le premier type consistant en fragments anguleux de formes prismatiques de 2 à 15 centimètres de diamètre, composés de lave cristalline, rarement amygdalaire, (photo 16).

2- un type composé d'éléments amygdalaires et sub-arrondis, (photo 17).

Dans les deux cas, il semblerait s'agir de fragments de lave préalablement solidifiée, fracturée puis redéposée en lits de 0.5 à 10 mètres d'épaisseur entre les coulées de lave de même composition; ces lits exhibent une fabrique fermée, massive, avec des contacts nets et réguliers, continus sur des distances kilométriques.

La composition et les structures sédimentaires de ces conglomérats sont assez mal visibles sur le terrain, dû en partie à la nature oligolithologique qui rend malaisée la distinction entre les cailloux et en partie à une déformation assez forte des éléments. Sur le terrain, le granoclassement normal ou inverse est absent et le litage est défini par de brusques variations de granulométrie.

Sous le microscope, les conglomérats sont largement à cailloux et ils contiennent très peu de matrice argileuse ou sablonneuse. Le conglomérat de la photo 17 contient des cailloux très aplatis qui peuvent induire l'observateur en erreur sur le contenu en

matrice de cette roche. Le tri est relativement bon.

Ces conglomérats sont ça et là intercalés entre ou passent latéralement à des sédiments fluviatiles décrits plus loin.

Franconi (1983) et Charbonneau et al. (1983) ont appelé ces roches "tufs à blocs et à lapillis". Des tufs sont en effet assez fréquemment intercalés entre des coulées de lave récentes.

De tels tufs se forment par deux mécanismes d'éruption. Les explosions phréatiques, dues à l'évaporation violente de l'eau phréatique en terrain volcanique actif sous l'effet de la chaleur dégagée par le magma sous-terrain, peuvent projeter des fragments de lave solide et former des dépôts de tufs. Ces explosions phréatiques se produisent dans des environnements modernes sub-aériens et marins de faible profondeur. Les dépôts récents d'explosions phréatiques sont polymictes et sont composés de fragments anguleux, en général peu vésiculés. Ces fragments proviennent de plusieurs unités volcaniques préexistantes de l'édifice volcanique. Les retombées de ces explosions forment des cônes et des lits massifs, généralement peu étendus. Les coulées de masse produites par ce mécanisme d'explosion consistent d'une base de tuf à blocs avec ou sans granoclassement surmontée de tufs à grains fins montrant des laminations de courant. Ces dépôts sont d'une étendue restreinte.

La morphologie des fragments du premier type de conglomérat ressemble à la morphologie des fragments des brèches phréatiques. Par contre, le conglomérat ne montre pas la composition polymicte de ce

type de roche pyroclastique. La grande continuité latérale des lits de conglomérats (plusieurs kilomètres), l'absence de divisions de tufs fins au sommet des lits militent également contre l'interprétation de ces conglomérats comme roches pyroclastiques d'origine phréatique.

Le second type de conglomérat volcanoclastique contient des éléments plus arrondis que dans le type précédent; ceux-ci contiennent en moyenne 10% d'amygdales de forme irrégulières ressemblant aux amygdales typiques des coulées de lave aa. Ces amygdales ont un diamètre moyen de 4 millimètres et sont contortionnées en structures concentriques à l'intérieur des fragments.

Deux phénomènes volcanologiques peuvent être à l'origine de fragments de morphologie similaire; les bombes et lapillis de scories sont des masses de lave en fusion projetées lors de l'éruption pyroclastique de magma visqueux; ils se solidifient en partie lors de leur trajectoire balistique en adoptant des formes aérodynamiques généralement préservées lors de leur déposition. Les vésicules à l'intérieur des bombes sont irrégulières.

Les dépôts de tufs à scories récents sont dans la majorité des cas représentés par de petits édifices volcaniques coniques. Ces édifices coniques sont constitués en grande partie de tuf à lapillis et à cendres laminés avec de 0 à 25% de bombes dont la taille varie de 10 à 50 centimètres de diamètre. Les cônes de cendres préhistoriques du volcan Mauna Kéa de l'île d'Hawaïi, U.S.A., ont une stratification interne fine, parallèle aux surfaces du

cône.

Les éléments amygdalaires à l'intérieur des lits de conglomérats volcanoclastiques ont des morphologies similaires à celles des bombes volcaniques. Par contre, leur structure interne ne ressemble pas aux dépôts des cônes de cendres, car ces derniers sont fortement lenticulaires et discontinus et leurs stratifications font un angle avec la stratigraphie environnante.

Les conglomérats volcanoclastiques intercalés entre les coulées de lave ne montrent pas les caractéristiques des roches pyroclastiques normalement associées à ce type de volcanisme. Nous rejettons donc l'hypothèse d'une origine pyroclastique de ces conglomérats. Il s'agit donc de conglomérats d'origine sédimentaire.

Dans cette hypothèse de mise en place par processus sédimentaire des unités de conglomérat volcanoclastique, les fragments de lave anguleux décrits précédemment et les fragments amygdalaires proviendraient de brèches de coulées de lave consolidées. Les fragments anguleux seraient dérivés de coulées de lave peu vésiculée, dont les sommets sont composés de fragments anguleux tels que ceux décrits dans l'unité de lave andésitique microporphyrrique. Les fragments amygdalaires sub-arrondis seraient des scories de brèche sommitale de coulée de type aa.

L'absence de structures sédimentaires diagnostiques ne permet pas de préciser leur mécanisme de mise en place. Il pourrait s'agir de dépôts fluviatiles très proximaux et/ou de coulées de

débris très denses du type "avalanche de pierres".

Les brèches de coulées sont constituées de fragments libres qui peuvent être transportés dans des cours d'eau de haute énergie pour laisser des dépôts grossiers près de la source. Les dépôts de cônes alluvionnaires, lorsque la région source des sédiments est pauvre en particules fines, forment des dépôts grossiers similaires à des dépôts de mouvement de masse en étendue et en épaisseur mais ne sont constitués que de particules grossières. Le cône alluvionnaire de Trollheim, Californie, décrit par Hooke (1967) contient de ces dépôts appelés "sieve deposits".

3.3 Les Dépôts de lahars

Un lit de conglomérat à éléments volcanoclastiques d'une épaisseur moyenne 20 mètres, à granulométrie et à fabrique très variable affleure près de la base de l'unité d'andésite microporphyrrique sur le flanc sud du synclinal de la Formation de Hauy, au nord du Lac Landing. La coupe 5 (figure 17), montre une section à travers la base et la partie centrale d'un dépôt de lahar.

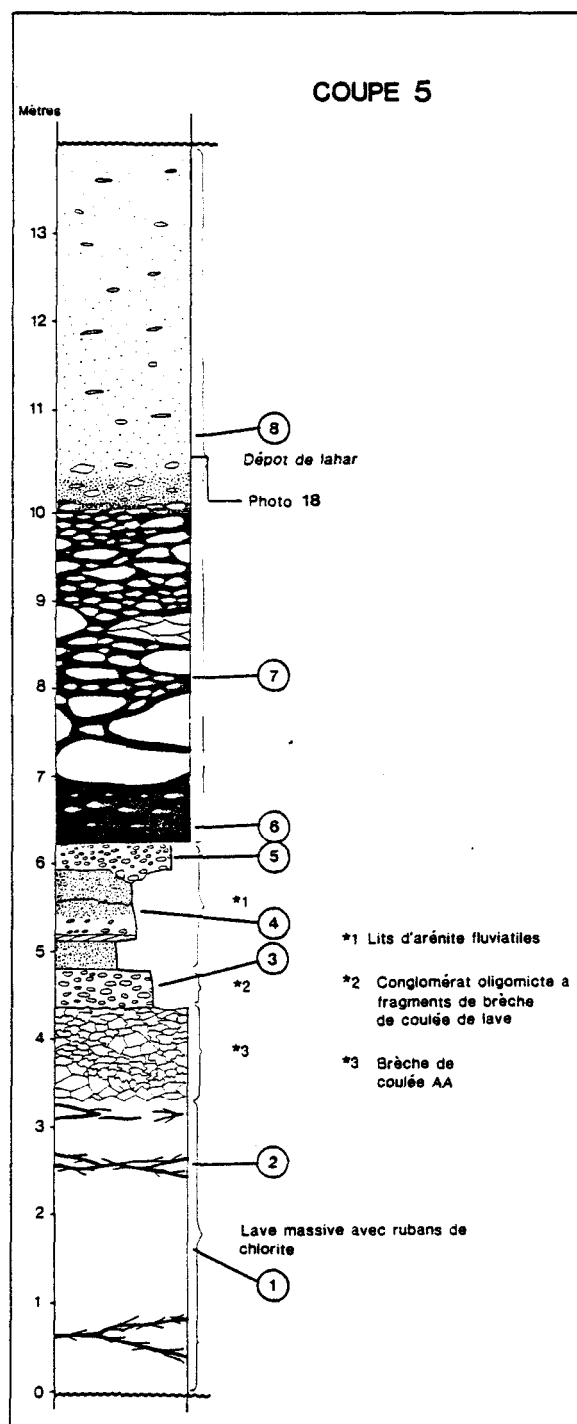


Figure 17; Coupe partielle d'un dépôt de lahar, surmontant une coulée aa et des conglomérats et des arénites fluviatiles, (région E de la **carte** à l'annexe 3).

La composition des éléments de cette unité est entièrement volcanique, avec des fragments d'andésite microporphyrrique souvent amygdalaire, de diverses textures. Ceux ci sont anguleux et leur tri est très faible. En général, la fabrique est ouverte, mais à certains endroits, près de la base du lit, celle-ci est fermée.

Le dépôt montre un granoclassement inverse basal d'un mètre d'épaisseur passant à un granoclassement normal. Les fragments les plus grands ont un diamètre de 1.5 mètre et la granulométrie décroît à 5 millimètres dans la partie supérieure du lit (photo 18). Le contenu en matrice boueuse augmente de 10% à la base à 30% au sommet du lit. La base de l'unité repose sur des lits de litharénite en concordance et sans contact érosif.

Deux kilomètres plus à l'est, l'unité contient moins d'éléments grossiers et est constituée de conglomérat boueux à granules à structure massive et à fabrique ouverte, sur l'ensemble de la surface exposée de cet endroit (photo 19).

Les dépôts de lahars récents se retrouvent sur et près des pentes d'édifices volcaniques. Ce sont des dépôts de mouvements de masse entraînant du matériel essentiellement volcanique en suspension dans une matrice boueuse. Les volcans de la chaîne des Cascades dans l'état de Washington U.S.A. contiennent de nombreux dépôts de ce type (Fisher, 1960). Ces mouvements de masse se produisent lorsque les sédiments volcanoclastiques sur les pentes de l'édifice volcanique sont saturés d'eau et que la pression

hydrostatique que celle-ci exerce entre les particules devient plus grande que la pression interstitielle des particules générée par leur poids, les particules entrent alors en suspension et le dépôt sur la pente du volcan se comporte comme un fluide visqueux et s'écoule vers le bas (Fisher, 1971).

La base des dépôts de mouvement de masse présentent fréquemment un granoclassement inverse des particules qui les composent. Naylor (1980) suggère que la sensibilité de la matrice argileuse soit responsable de ce phénomène; l'argile des couches, qui subissent le plus de cisaillement à la base du mouvement de masse, devient plus fluide par effet de sensibilité et ne peut maintenir en suspension les particules grossières. La zone de granoclassement normal au dessus de celle à granoclassement inverse est formée lors de la mise en place du mouvement de masse, à la fin de son trajet. Lorsque le mouvement de la coulée ralentit, la turbulence interne de celle-ci diminue et ne permet plus le transport des fragments grossiers. A mesure que la turbulence diminue, la taille des fragments encore en suspension diminue. Ce processus dépose les fragments grossiers en premier, près de la base et les fragments de plus en plus fins par dessus, créant ainsi une séquence granoclassée normale à fabrique ouverte.

Les dépôts de lahar massifs sont interprétés comme étant le résultat de mouvement de masse qui se seraient arrêtés subitement faute d'énergie cinétique suffisante.

Les coulées de débris ou lahars récents peuvent se produire en milieu terrestre et sous-marin. Dans la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais, l'association de ces dépôts avec les coulées de lave à lobes sub-aériennes et les litharénites fluviales suggère que l'unité de dépôt de lahar à la base de l'unité d'andésite microporphyrrique s'est mise en place en milieu sub-aérien.

3.4 Les unités de mudstones laminés et de brèches volcanoclastiques grossières

Cette unité, (unité S4, V9 sur la **carte** fournie à l'annexe 3 en pochette) est observée à trois endroits dans la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais: 1) sur le flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy, stratigraphiquement au dessus de l'unité de lave trachyandésitique porphyrique à plagioclase, 2) intercalée dans l'unité de basalte porphyrique à olivine et à pyroxène, sur le flanc nord du synclinal dans la partie centrale de la Formation, 3) dans le secteur du lac Progress près du contact sud de la Formation, intercalée dans l'unité de grès fluviatiles.

L'unité de mudstone, siltstone et brèche volcanoclastique du

flanc nord, au dessus de l'unité de trachyandésitique porphyrique à plagioclase, est d'une épaisseur moyenne de 200 mètres et d'une extension latérale de 3.5 kilomètres.

Celle-ci est constituée d'environ 60% de lits de brèche volcanoclastique à fragments grossiers et anguleux et 40% de lits de mudstone et siltstone à laminations parallèles et à rides de courant millimétriques.

Les lits de brèche volcanoclastique ont une épaisseur moyenne de 10 mètres et alternent de façon aléatoire avec les sédiments pélitiques laminés. Les fragments des brèches volcanoclastiques sont essentiellement composés de lave andésitique microporphyrique. Quelques coulées de lave de la même composition ont été observées à l'intérieur des lits les plus épais de brèche volcanoclastique. Deux coulées à lobes de lave affleurent dans cette unité près de la route 113. Leur morphologie ressemble à celle des coulées andésitiques microporphyriques décrites précédemment. Les fragments de lave ont une dimension moyenne de 10 centimètres. La fabrique de la brèche est fermée; en moyenne ces brèches contiennent moins de 10% de matrice à grains fins.

Ces lits volcanoclastiques ressemblent aux lits de conglomérat volcanoclastique interlités avec les coulées de lave andésitique microporphyrique, sauf que les fragments de lave sont de morphologie plus irrégulière et de dimension plus grande et que très peu de fragments sont amygdalaires.

Les contacts entre les lits de brèche volcanoclastique et les mudstones et siltstones laminés sont non érosifs et nets.

Les unités pélitiques intercalées entre les brèches sont composées de mudstone vert foncé constitué essentiellement de chlorite et de siltstone vert pâle à grains anguleux, de composition volcanique, légèrement arkosique avec en général moins de 10% de quartz. Leur épaisseur varie de 2 à 10 mètres.

Les unités pélitiques consistent d'une alternance de lits, d'une épaisseur allant de 1 à 20 centimètres, de mudstone et de siltstone finement laminés. Les lits de mudstone présentent des laminations parallèles millimétriques de couleur vert foncé à brun foncé. Les lits de siltstone montrent une succession de rides d'en moyenne 1 centimètre d'amplitude à laminations tangentielles; il s'agit de rides de courant (Reineck et Singh, 1973). La base des lits de siltstone est fréquemment érosive et contient parfois des intraclastes de mudstone.

Le faciès des lits de mudstone et de siltstone ressemble à ceux des environnements modernes de plaine intertidale de la mer du Nord décrit par Reineck et Singh (1973). Les rides de courant de silt et de sable fins alternant avec des bandes de boue constituent des structures très fréquentes dans ces environnements. Dans une plaine intratidale, la boue se dépose lorsque celle-ci est submergée par la marée haute, lorsque l'eau est calme, et le siltstone et le sable fin sont déposés lorsque la marée monte ou descend; les courants de marée

font migrer des rides de matériel plus grossier sur la boue et érodent celle ci par endroit, formant des intraclastes.

Les environnements deltaïques exhibent parfois des dépôts similaires, mais plus typiquement, ceux-ci sont constitués de dépôts appelés séquences négatives où, sur des épaisseurs variables selon les cas, la base de ces séquences est à grains fins et le sommet est à grains plus grossiers, ce qui ne correspond pas à ce qui a été observé dans les unités de mudstones laminées et de brèches volcanoclastiques grossières de la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais.

La mise en place de lits de brèche volcanoclastique grossière comme ceux interlités à travers les sédiments de plaine intertidale, peut être le résultat de mouvements de masse de type avalanche de pierres, qui une fois en mouvement peuvent franchir d'importantes distances sur des surfaces plates avant de s'arrêter. Ceci implique la présence de reliefs importants bordant la plaine intertidale dont il est question ici.

CHAPITRE 4

LES UNITES DE ROCHES SEDIMENTAIRES

4.1 Introduction

Trois types de faciès sédimentaires sont reconnus dans les unités clastiques de la Formation de Haüy à l'ouest de Chapais;

- 1- les dépôts de grès de chenaux tressés de plaine alluviale du flanc sud du synclinal de la Formation de Haüy,
- 2- les conglomérats de cônes alluvionnaires proximaux,
- 3- les grès des séquences positives de type de rivière tressées de plaine alluviale. Les deux derniers faciès caractérisent les unités sédimentaires du flanc nord du synclinal de la Formation.

4.2 Les sédiments à faciès fluviatile du flanc sud du synclinal de la Formation de Hauy

Une unité (S3 sur la **carte** fournie à l'annexe 3 en pochette) de 200 mètres d'épaisseur de litharénite et de conglomérat affleure sous l'unité de lave andésitique microporphyrrique. L'extension latérale de cette bande clastique dans le secteur du lac Landing est d'au moins 3 kilomètres. Le sommet de l'unité contient quelques coulées de lave trachyandésitique porphyrique à plagioclase à morphologies aa, de 2 à 5 mètres d'épaisseur et d'extension latérale d'au moins 1.5 kilomètres.

La base de l'unité de litharénite est constituée de lits de 10 à 50 centimètres d'épaisseur de grès grossiers bien triés à laminations parallèles, avec à leur base, une bande de cailloux bien arrondis (photo 20). La base de ces lits de grès est parfois érosive. Le litage est parfois amalgamé; des bandes de 1 à 3 mètres de conglomérat à cailloux et de minces interlits de grès semblent former plusieurs "chapelets" de cailloux de base de lits de grès, entre autre

dans les coupes 2 et 4 du lac Landing, (figures 18 et 19).

La partie supérieure de cette unité sédimentaire, au-dessus des coulées de lave trachyandésitique porphyrique à plagioclase, est composée de lits de litharénite grossière, moyenne et fine à laminations planaires à légèrement tangentiellles, photo 21. Quelques lits centimétriques de mudstone sont interlités à travers les grès les plus fins (photo 23).

La composition moyenne des grès de cette unité est de 57% d'éléments de lave andésitique microporphyrique, 6% de fragments de rhyolite porphyrique à quartz et feldspath, 5% de quartz d'origine volcanique, 13% de feldspaths et 19% de fragments de lave mafique (photo 22).

La composition moyenne des cailloux à la base des lits de grès est de 57% de lave andésitique microporphyrique, 32% de fragments de lave mafique très déformés, 6% de rhyolite porphyrique à quartz et à feldspath, 5% de fragments de chert laminé brun foncé à gris, très anguleux et de traces de fragments de quartz de veine blanc laiteux.

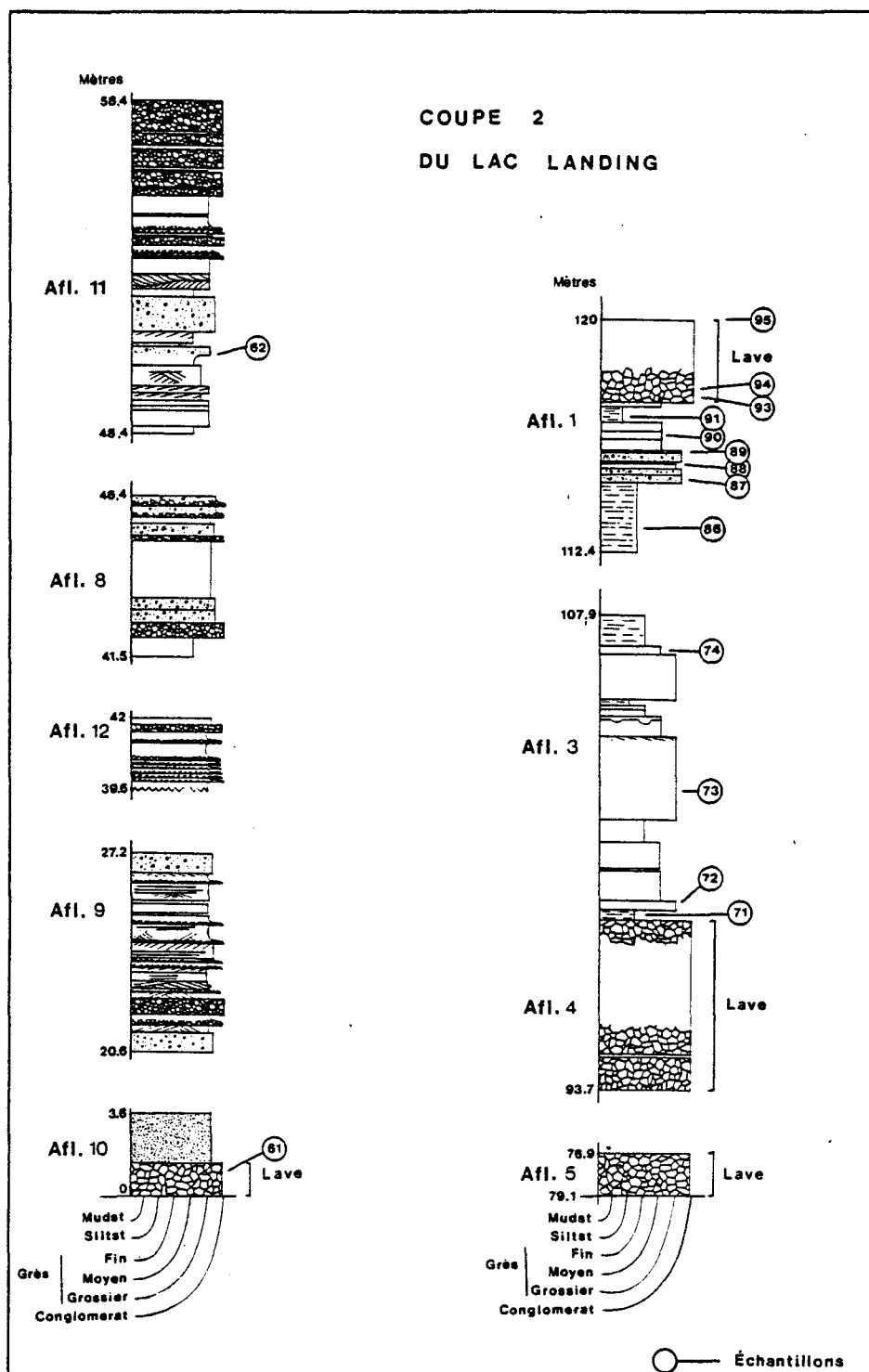


Figure 18; Coupe typique des meilleurs affleurements des sédiments fluviaux du flanc sud du synclinal, (localité G de la **carte** à l'annexe 3).

COUPE 4 DANS LES GRÈS DU SECTEUR DU LAC LANDING
DE LA FORMATION DE HAUY

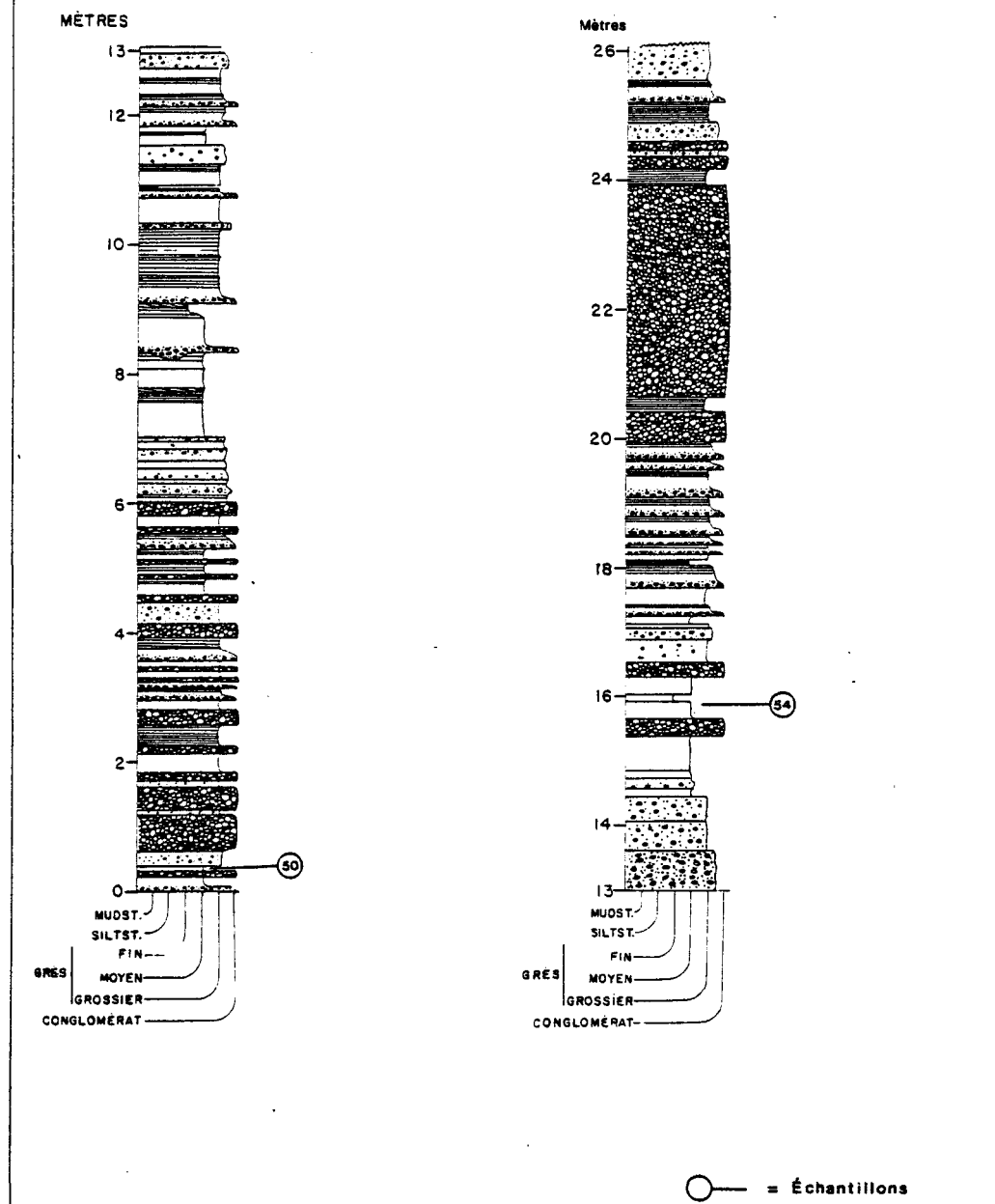


Figure 19; Coupe typique d'un affleurement de sédiments fluviatiles du flanc sud du synclinal, (région H de la **carte** à l'annexe 3).

4.2.1 Descriptions des faciès.

Cette unité peut être subdivisée en deux faciès, soit:

1- Un faciès de grès en séquences positives.

2- Un faciès de conglomérat et grès dont la cyclicité est peu ou pas évidente.

La partie supérieure de l'unité est constituée d'une succession d'au moins quatre séquences positives composées de grès; ces séquences ont une épaisseur moyenne de 3 mètres et sont constituées de lits de 0.1 à 1 mètre d'épaisseur. Sur la figure 18, ces séquences sont identifiées comme suit: l'échantillon 72 provient de la base de la première séquence positive, l'échantillon 73, de la base de la deuxième et l'échantillon 87, de la base de la quatrième séquence. La base de chaque séquence est composée de lits de litharénite grossière conglomératique à granules, massifs ou vaguement laminés à base érosive. La partie centrale consiste de lits de 20 à 50 centimètres d'épaisseur, de litharénite moyenne à fine, à laminations parallèles et à dunes d'amplitude métrique. Le sommet des séquences positives est constitué de siltstone et mudstone alternant en minces lits de 1 à 10 centimètres d'épaisseur, à structures de rides de courant. Les minces interlits de mudstone montrent fréquemment des structures intraclastiques (photo 23).

La composition du grès des séquences positives est dominé e par des éléments de lave andésitique microporphyrrique anguleux. Environ 50% de ces éléments de lave sont de composition plus chloriteuse que la moyenne des clastes de ce type de lave, ceci suggère que ceux-ci étaient à l'origine des fragments de verre volcanique plutôt que de lave cristalline.

Le faciès de conglomérat et de grès est représenté par les affleurements 8 à 11 de la coupe 2 du lac Landing (figure 18) et par la coupe 4 (figure 19) du lac Landing. La cyclicité des variations granulométriques dans ce faciès sont moins prononcées mais ne semblent pas absentes. Ce faciès consiste de conglomérats et de grès conglomératiques en lits d'une épaisseur du diamètre d'un cailloux à rarement trois mètres. Les lits de conglomérats sont amalgamés. Leur base est érosive. Les lits de grès montrent une structure massive, de laminations parallèles, et des laminations entrecroisées de fosses d'une amplitude jusqu'à 50 centimètres. Ce faciès compose surtout la base de l'unité stratigraphique, sous les coulées de trachyandésite porphyrique à plagioclase.

Surmontant ces séquences positives, au dessus des coulées de lave trachyandésitique porphyrique à plagioclase et sous l'unité de lave andésitique microporphyrrique, l'unité de grès est recouverte par une bande de dépôts de lahars décrite dans le chapitre des sédiments volcaniclastiques.

4.2.2 Interprétation de l'environnement de déposition.

Des associations de conglomérats et de grès se déposent actuellement en quatre environnements:

- 1- Sur les cônes alluvionnaires sous-marins.
- 2- Sur les plateaux continentaux dominés par les tempêtes.
- 3- Dans les environnements littoraux.
- 4- Dans les environnements fluviatiles.

Les sédiments grossiers des cônes alluvionnaires sous-marins sont des dépôts de coulée de masse, associés avec des turbidites et des pélites. Les sédiments grossiers des plateaux continentaux sont des tempestites associées à des pélites. Or, l'unité décrite ci-dessus ne contient presque pas de pélites; les structures caractéristiques des coulées de masse et des turbidites (granoclassement inverse ou normal) sont absentes et les structures caractéristiques des tempestites (séquences positives des lits grossiers, lits entrecroisés de type "humicky") sont également absentes. Il s'ensuit que les hypothèses 1 et 2 sont à écarter; les dépôts de cette unité ont été déposés soit sur une plage, soit dans une rivière.

Les dépôts de conglomérats et grès littoraux sont

normalement (mais pas invariablement) associés à des pélites volumineuses; les dépôts de nos sédiments dans un environnement littoral sont donc d'emblée improbables. Nous démontrerons plus loin que les séquences des structures sédimentaires dans l'unité sous étude ressemblent aux séquences des structures des dépôts récents des rivières tressées; malheureusement ces critères ne permettent pas une discrimination définitive entre les dépôts fluviatiles et littoraux parce que les séquences des structures sédimentaires dans les dépôts littoraux n'ont pas encore été précisés en détail. Un autre critère de discrimination, soit la lenticularité des strates dans les dépôts de rivières tressées ne peut pas s'employer parce que les affleurements de notre région sont trop petits.

Or un autre critère permet la discrimination définitive entre les dépôts fluviatiles et littoraux: la granulométrie (Friedman, 1967; Folk, 1974). Les dépôts des plages sont très bien triés tandis que le tri dans les dépôts fluviatiles est moyen à bas.

Nous avons donc étudié les distributions granulométriques des grès et des conglomérats. Bien que les mesures de granulométrie sur les grès étudiés en lames minces sont biaisées par rapport à celles faites par tamisage des sables frais étudiés par Friedman (1967) et Folk (1974), les écarts sont si grands que le dépôt de nos sédiments en milieu fluviatile est certain. Les résultats de nos études sont présentés dans les figures 20 à 26.

Nos observations sur la composition des grès confirme cette conclusion; les grès sont soumis à une altération chimique très intense dans les milieux littoraux, ce qui augmente leur contenu en quartz. Le très faible contenu en quartz (5 à 10%) de nos grès confirme donc leur origine fluviatile. La cyclicité relativement peu prononcée des faciès conglomératiques et l'absence de volume substantiel de pélites prouve que nos dépôts ont été déposés par des rivières tressées et non pas par des rivières à méandres. Une interprétation détaillée des lithologies observées dans les sections (figures 18 et 19) suit ci-dessous.

Les chenaux de rivières tressées de plaine alluviale qui formèrent des dépôts similaires à ceux décrits ci-haut sont peu profonds et migrèrent fréquemment dans le lit de la rivière. Les cours d'eau périglaciaires des montagnes Rocheuses Canadiennes sont en général anastomosés; la rivière Donjek au Yukon, décrite par Williams et Rust (1969), contient des dépôts de barre de sable et cailloux très similaires à ceux des sédiments fluviatiles du flanc sud de la Formation de Haüy.

Le mécanisme de déposition des sédiments dans les chenaux de rivière anastomosée est relié au mécanisme de transport des sédiments grossiers en saltation sous l'effet du courant de la rivière. Ce type de rivière est caractérisé par des variations de débit sur des périodes diverses selon l'environnement; les rivières de plaines alluviales des environnements glaciaires de l'Arctique subissent des

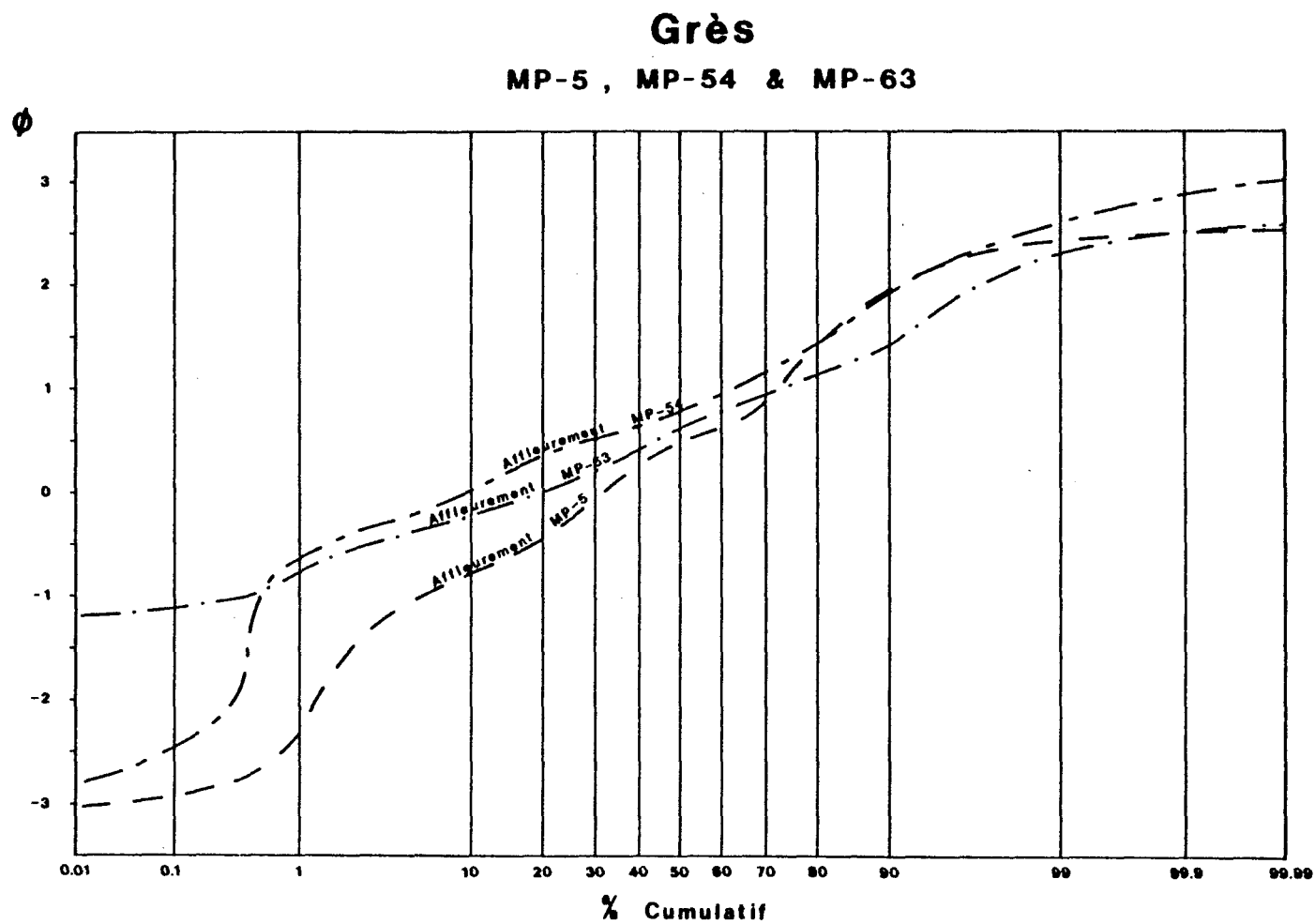


Figure 20; Distribution granulométrique cumulative de trois échantillons de grès (voir les figures 18 et 19 pour la localisation des échantillons dans les coupes).

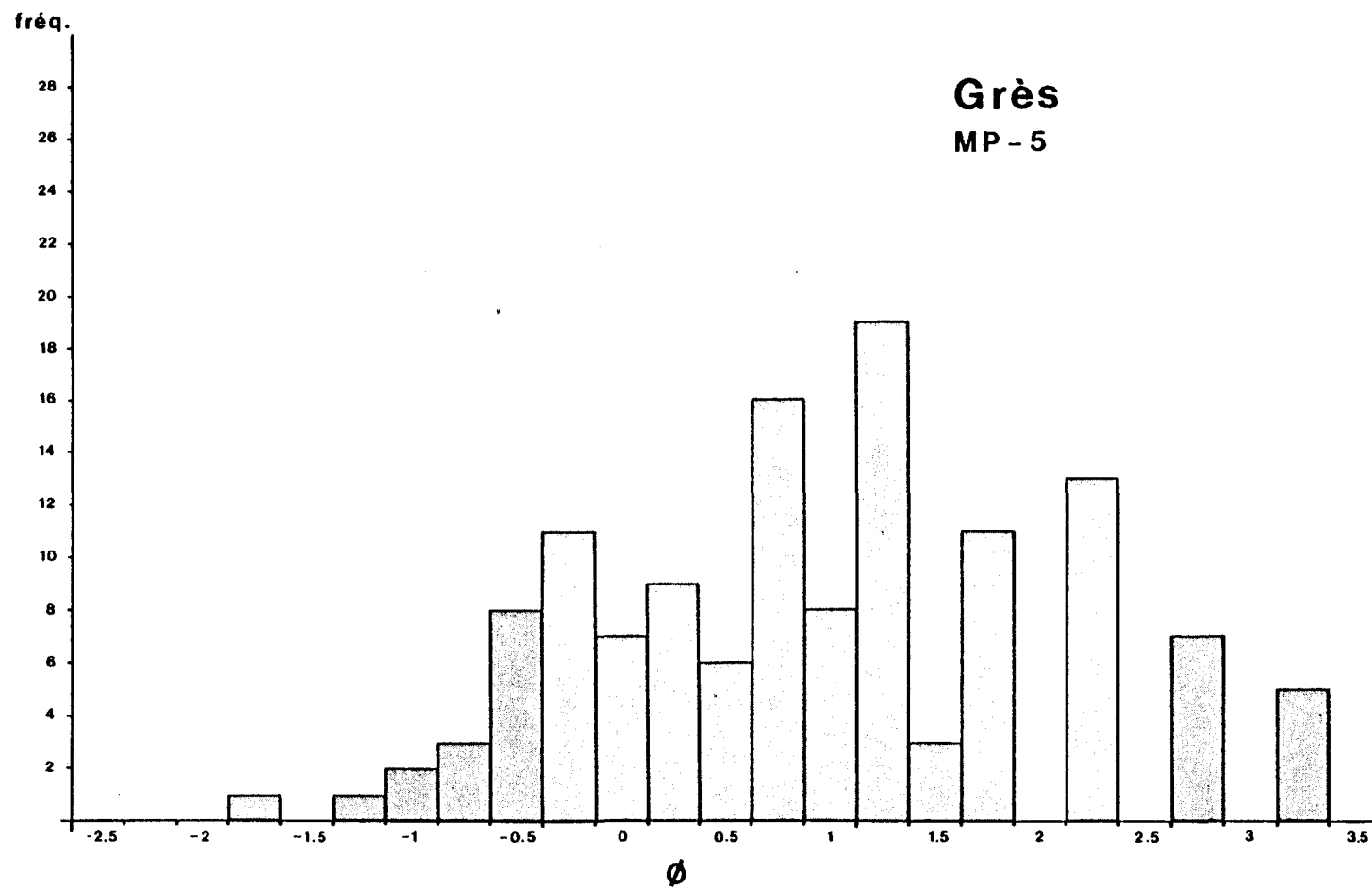


Figure 21; Histogramme de la granulométrie de l'échantillon MP-82-5.

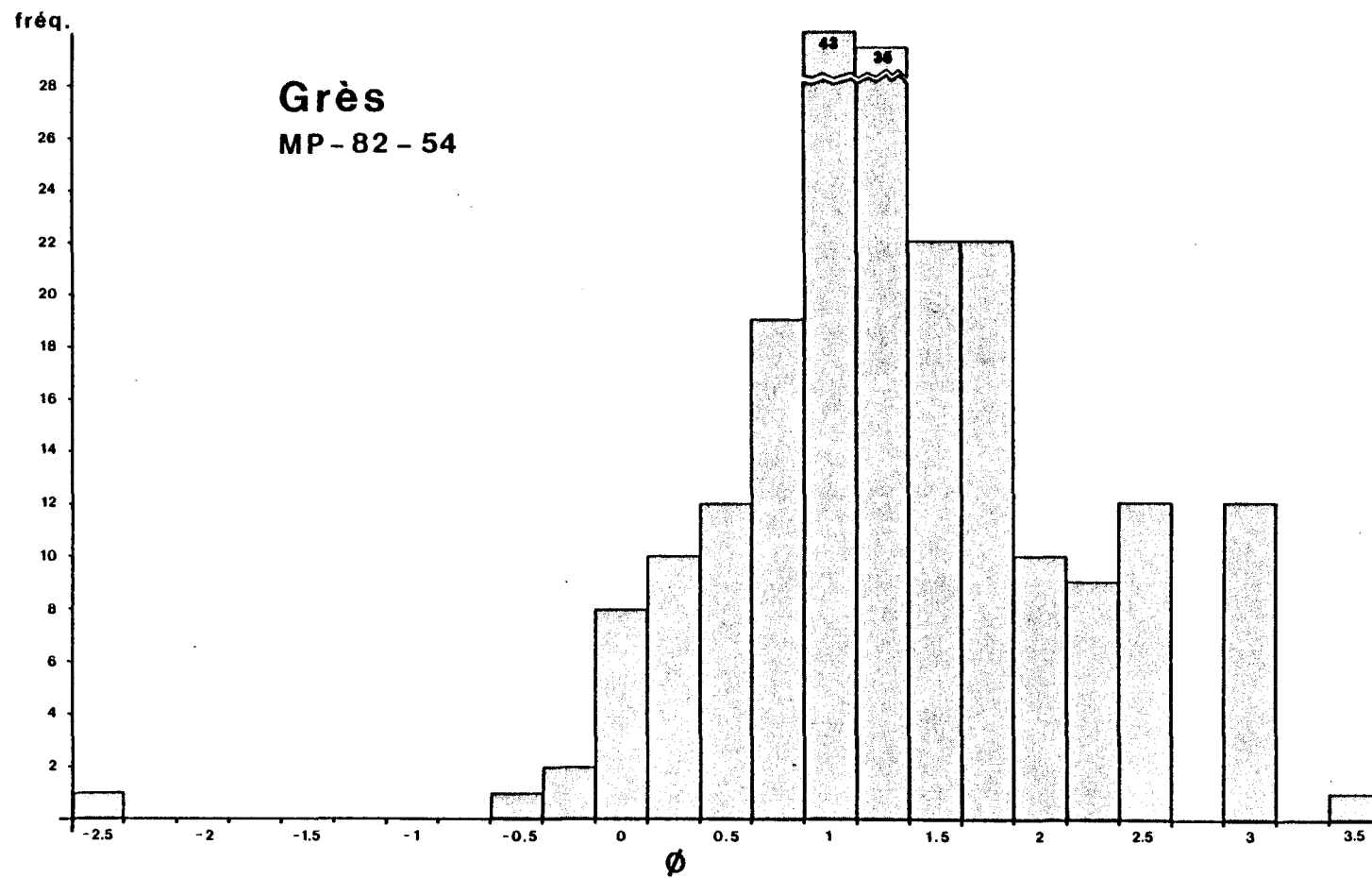


Figure 22; Histogramme de la granulométrie de l'échantillon MP-82-54.

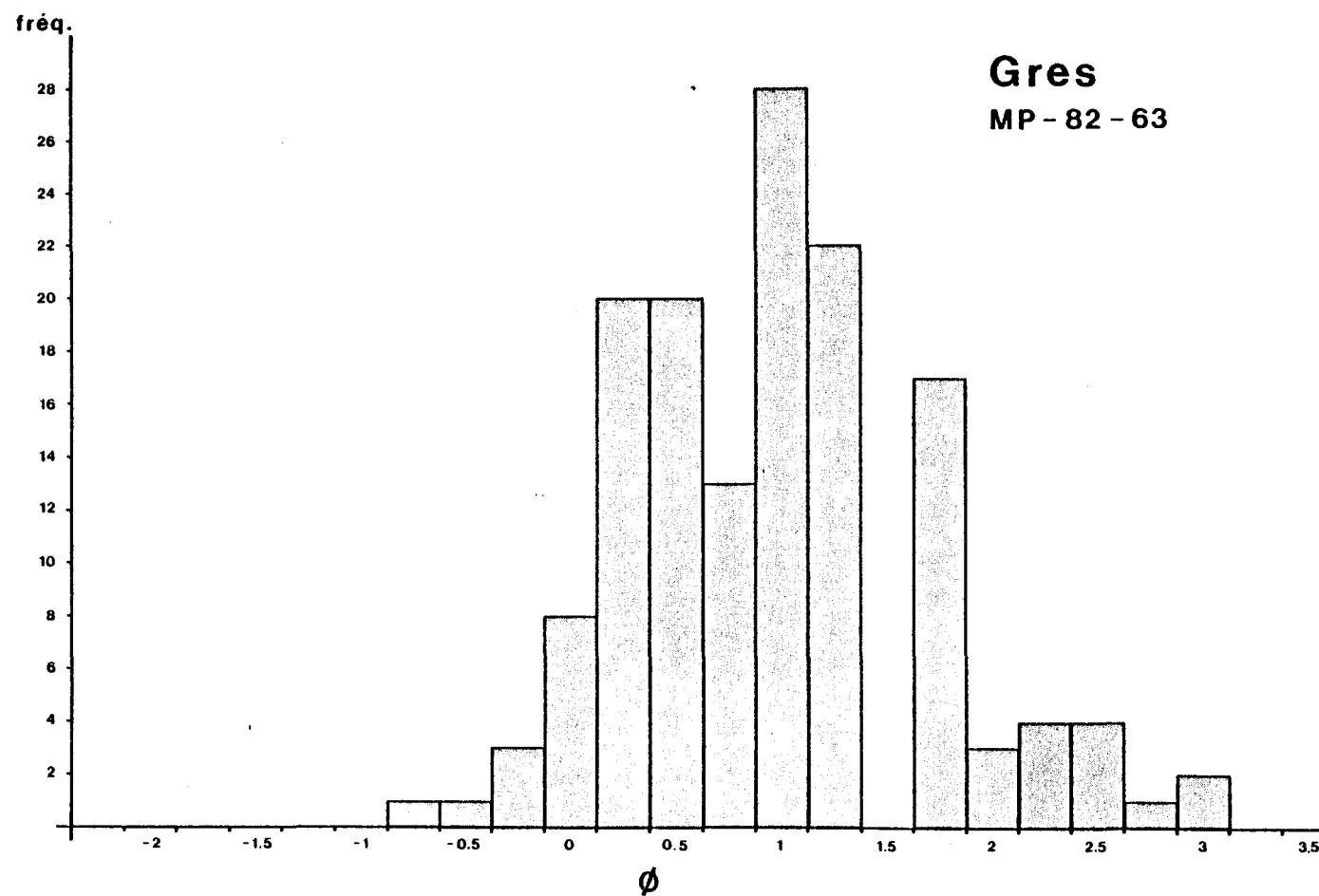


Figure 23; Histogramme de la granulométrie de l'échantillon MP-82-63.

Lac Landing AFFLEUREMENT 3

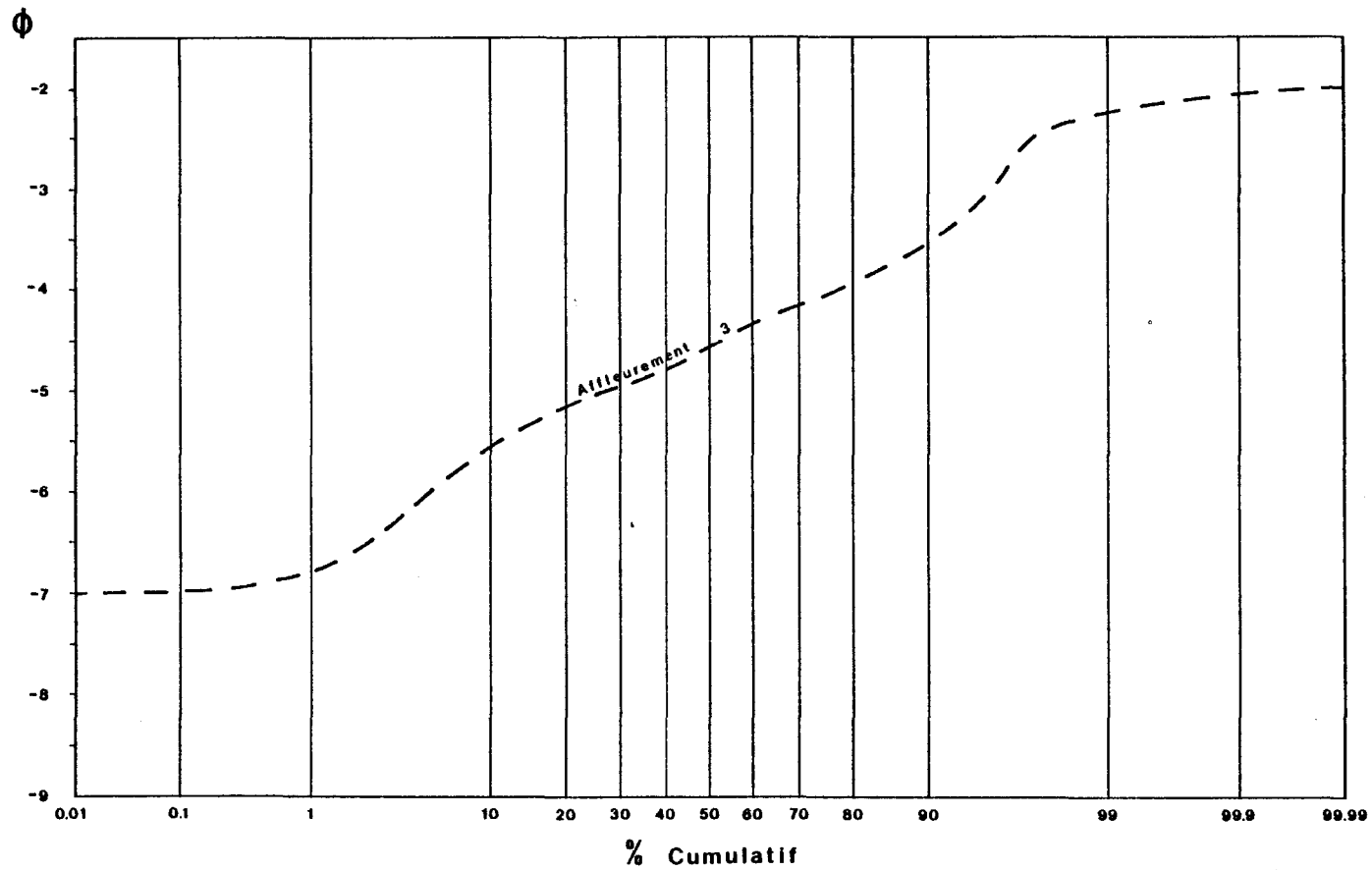


Figure 24; Courbe cumulative de la granulométrie d'un lit de conglomérat amalgamé du flanc sud du synclinal.

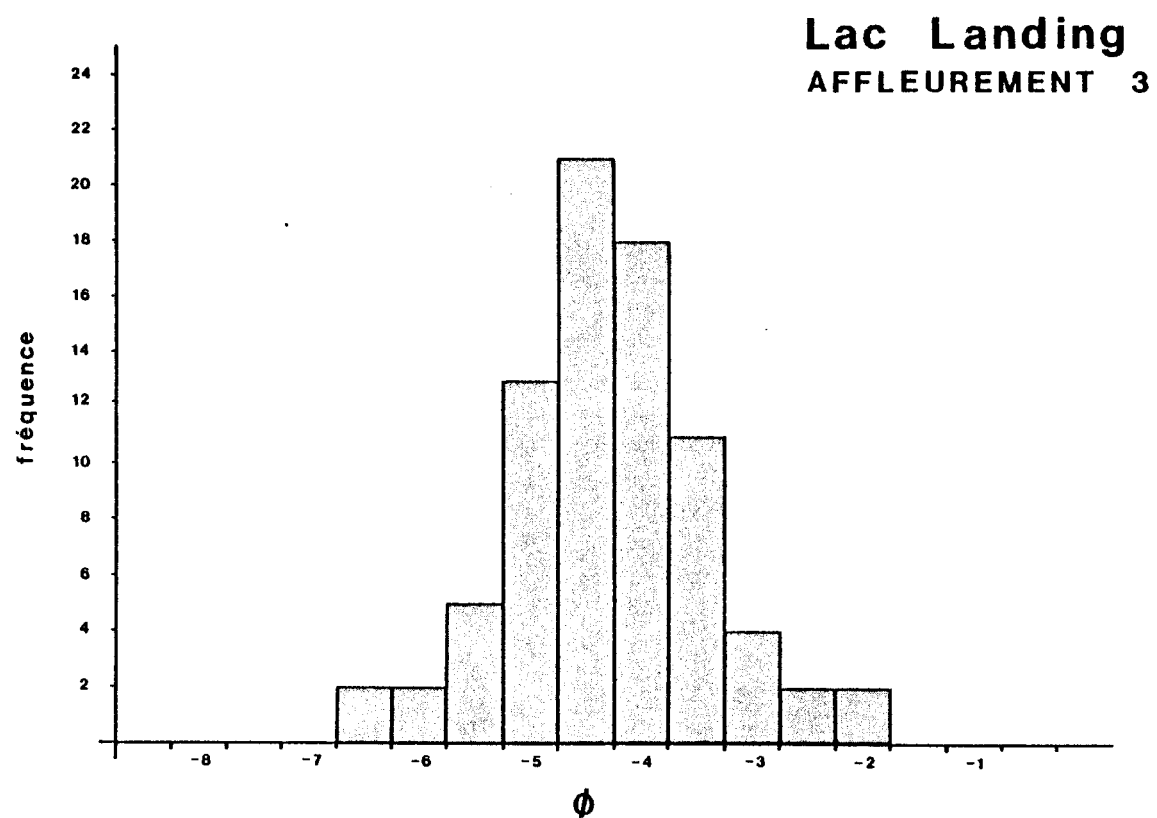


Figure 25; Histogramme de la granulométrie d'un lit de conglomérat amalgamé du flanc sud du synclinal.

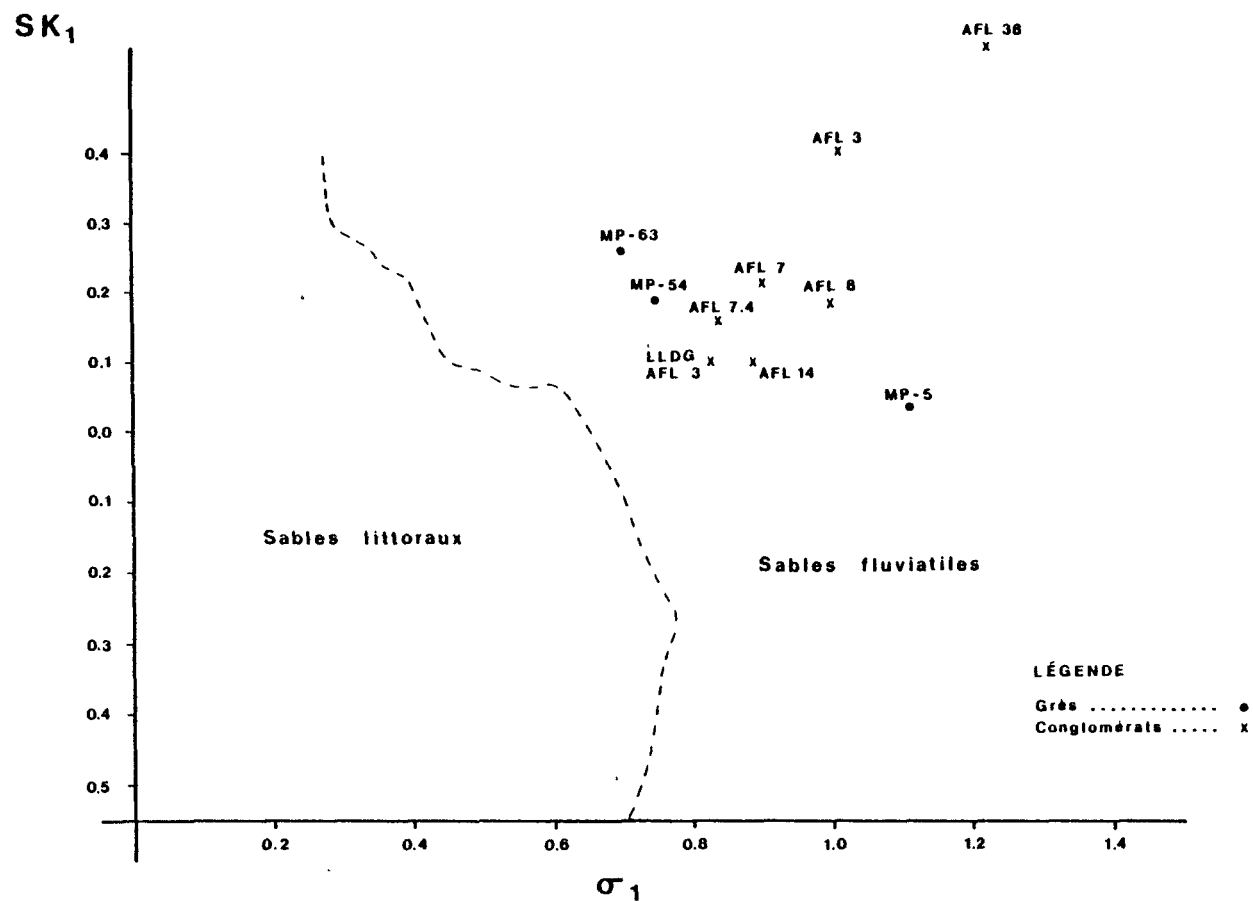


Figure 26; Tri (σ_1) et skewness (SK_1) des grès et des conglomérats de la région comparé aux champs des sables fluviaux et littoraux récents.

augmentations de débit très importantes lors de la fonte de la glace en amont durant l'été arctique, (Williams et Rust, 1969). Lors des crues, l'eau dans les chenaux de la rivière met en suspension les sédiments à grains fins sans affecter les cailloux grossiers du fond du chenal. Le transport des particules en saltation change la configuration du chenal en créant des barres de sable, ce qui détourne le thalweg du cours d'eau des anciens chenaux. Lors de ces migrations, les cailloux à la base du chenal sont graduellement recouverts des sédiments de plus en plus fins, transportés par saltation à mesure que le courant diminue.

Les structures sédimentaires produites par le remplissage de chenal varient de la base au sommet du dépôt par: 1- des laminations parallèles de haute énergie à la base, 2- des dunes et des laminations entrecroisées en fosses au centre et 3- des rides de courant de faible amplitude au sommet. Ces dépôts sont conservés si le chenal ne les érode pas subséquemment, la figure 27 montre une séquence typique de chenal fluviatil. Nous interprétons les séquences positives de grès comme les dépôts complets d'un tel cycle.

Les facteurs environnementaux des rivières anastomosées ou tressées sont; 1- un relief plat, 2- une topographie faible, 3- des conditions climatiques causant un débit à pulsations saisonnières importantes et 4- une charge sédimentaire importante (Smith et Puntman, 1980).

L'étendue latérale d'au moins trois kilomètres de l'unité de

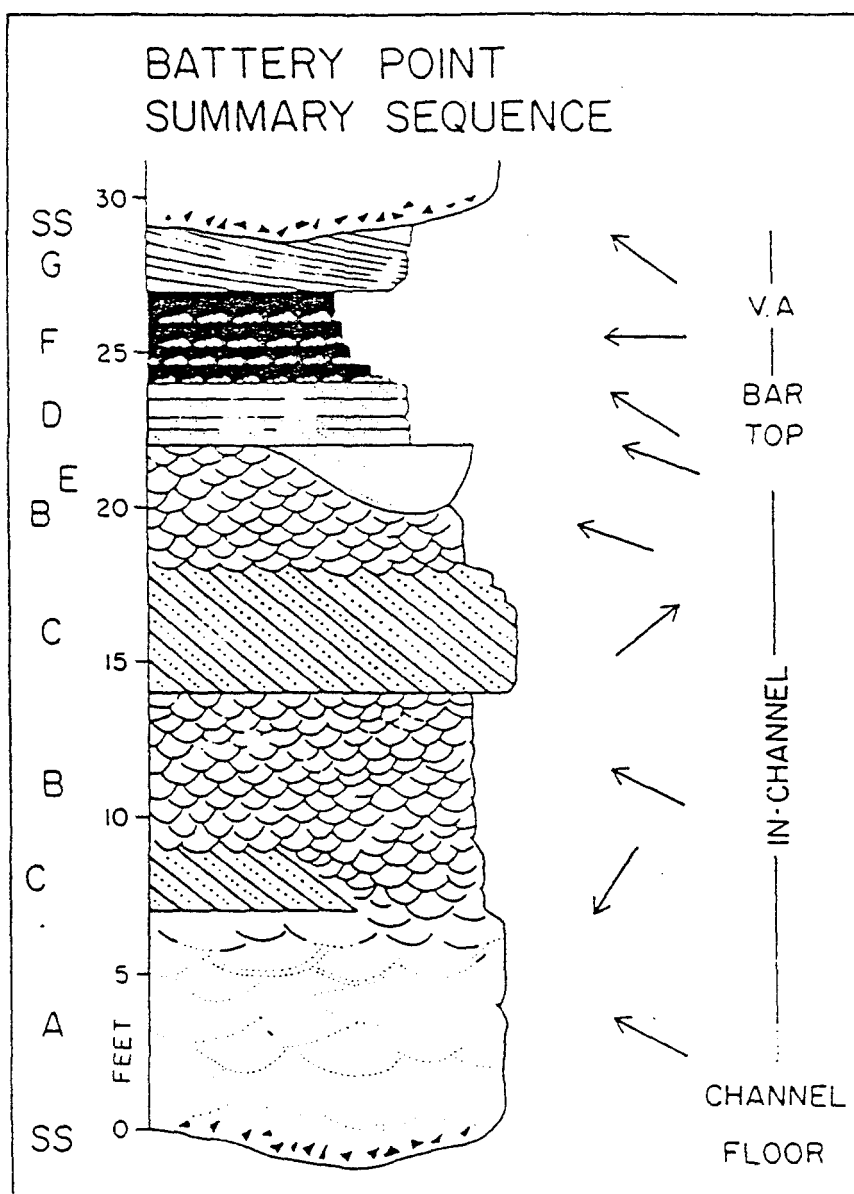


Figure 27; Séquence typique des faciès fluviatiles des rivières tressées. D'après Walker et Cant, (1984).

grès du flanc sud du synclinal de la Formation de Hauy est probablement le reflet d'un paléoenvironnement de déposition de faible topographie. L'apport de sédiments nécessaire au développement de rivières de faciès anastomosé proviendrait des formations volcaniques sous-jacentes, en partie par la sédimentation de matériel tuffacé, ce qui expliquerait pourquoi aucun lit de tuf n'a été observé dans les unités volcaniques. L'érosion de matériel bréchique de coulées de lave a probablement également contribué à l'apport sédimentaire. Les fragments de porphyre rhyolitique proviendraient d'une source distale dont les équivalents volcaniques ne sont pas représentés à l'intérieur de la Formation de Hauy.

Les dépôts de séquence positive au-dessus des sédiments de rivière tressée présentent des faciès similaires à ceux des dépôts de barre de sable de rivière tressées de plus grande dimensions que celles décrites ci haut; Steward (1981) décrit des sections de dépôts de barres de sable du Crétacé inférieur du sud de l'Angleterre qui sont similaires à celles décrites ici.

Les barres de sable sont constituées d'un empilement de bandes à laminations entrecroisées en fosses, de dimensions variables, à granulométrie grossière à la base et plus fine vers le sommet. Les mudstones et les siltstones au sommet des séquences observées se seraient déposés sur les barres lorsque la crue qui les a façonnées se soit retirée, l'eau n'ayant plus l'énergie suffisante pour transporter les particules très fines. Lors de crues postérieures, les minces lits

de mudstone et siltstone ainsi déposés peuvent être érodés et former des lits intraclastiques tels que ceux observés au sommet de chaque séquence de l'unité étudiée.

Le faciès de grès et de conglomérat à la base de la section est interprété comme le dépôt de chenaux fluviaux anastomosés conglomératiques. De tels dépôts sont latéralement juxtaposés aux cycles fluviaux décrits ci-haut et se forment en amont de ceux-ci, où la rivière a un gradient plus élevé (Williams et Rust, 1969; Rust et Koster, 1984).

4.3 Les conglomérats à blocs du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy

Trois unités de conglomérat composent environ 25% des lithologies du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy. Deux de ces bandes se retrouvent dans la partie centrale, la troisième constitue plus de 40% de la stratigraphie de la partie est de la Formation.

L'unité de conglomérat la plus à l'ouest de la partie

centrale de la formation a une épaisseur d'en moyenne 150 mètres et une étendue latérale de trois kilomètres. L'unité qui se situe immédiatement au sud-est de cette dernière a une épaisseur d'environ 600 mètres et une étendue latérale de deux kilomètres. Cette unité de conglomérat s'interdigite latéralement de part et d'autre avec des grès de faciès fluviatiles. La forme trappue de cette bande de conglomérat centrale suggère que les sédiments grossiers, qui en sont à l'origine, se sont déposés dans un espace restreint du bassin, possiblement en bordure de celui-ci, près de leur source, comme les dépôts de cônes alluvionnaires actuels par exemple (Rust et Koster 1984).

L'unité de conglomérat de la partie est de la formation a une épaisseur moyenne de 500 mètres et une extension latérale d'au moins sept kilomètres. Cette unité s'interdigite à l'ouest avec l'unité de basalte porphyrique à olivine et pyroxène et est tronquée à l'ouest par la faille Gwillim. Son sommet est recouvert par une unité de grès grossiers similaires aux grès de faciès fluviatile du flanc nord de la partie centrale de la formation. Des interdigitations locales de grès de ce type avec le conglomérat suggère que ces deux unités se sont déposés dans la même période et dans des environnements juxtaposés.

Sur le terrain, cette unité de conglomérat est caractérisée par une composition à éléments de laves porphyriques et de diorite quartzifère, bien arrondis, de dimensions variant de 2 à 70

centimètres avec une moyenne graphique (Folk, 1974) de 7 centimètres. Ce sont des conglomérats à fabrique fermée, avec de 15% à 30% de matrice gréseuse (moyenne 25%). Le tri des cailloux selon l'écart type de leur valeur de Phi, (Folk, 1974) est faible. La distribution granulométrique de ceux-ci est normale ou bimodale avec dans les deux cas un biais vers les particules fines (figures 28 à 35). Deux sous-unités sont distinguables par leur composition; la première est composée de conglomérat à éléments essentiellement volcaniques et la seconde est composée de conglomérat à éléments volcaniques et plutoniques (photo 24). La sous unité à éléments volcaniques et plutoniques est la plus importante; l'unité à éléments essentiellement volcaniques n'est constituée que d'une mince bande dans la partie nord-centrale de la formation (photo 25).

Les deux sous unités sont composées de lits amalgamés d'une épaisseur de 0.5 à 3 mètres; sur le terrain, les contacts entre les lits ne s'observent que par des variations de granulométrie plus ou moins abruptes d'un lit à l'autre. Horizontalement, les lits ne peuvent être suivis que sur des distances de l'ordre de vingt mètres environ, reflétant une stratigraphie de lits lenticulaires amalgamés. Les coupes 1 et 2 du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy (Ligne Electrique), sont caractéristiques (figures 36 à 43).

La polarité des unités de conglomérat est déterminée par des interlits de grès grossier à laminations parallèles à sommets érodés

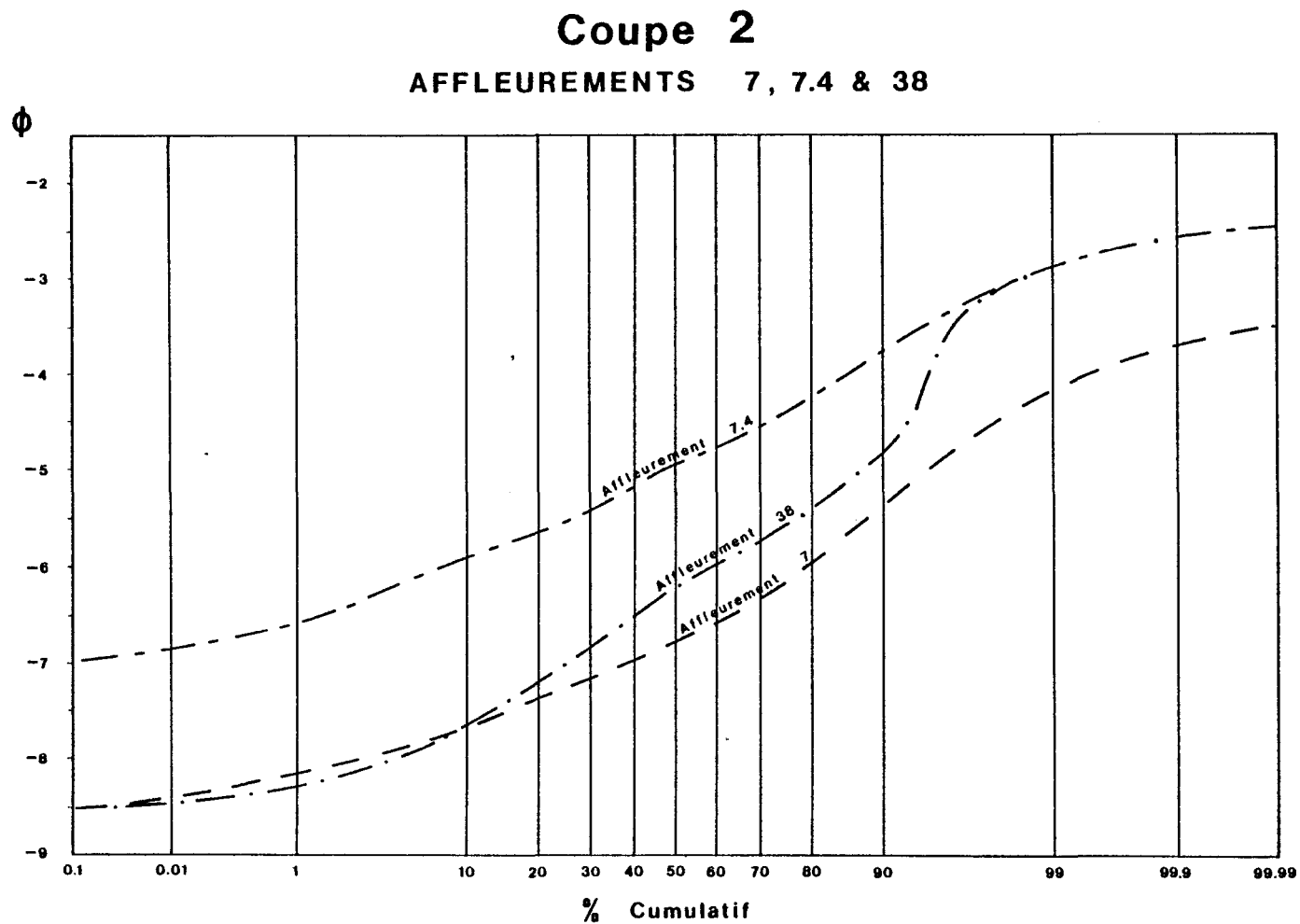


Figure 28; Courbe granulométrique cumulative des conglomérats du flanc nord du synclinal, Voir figure 7 pour localisation.

Coupe 2
(ligne électrique)
AFFLEUREMENT 7

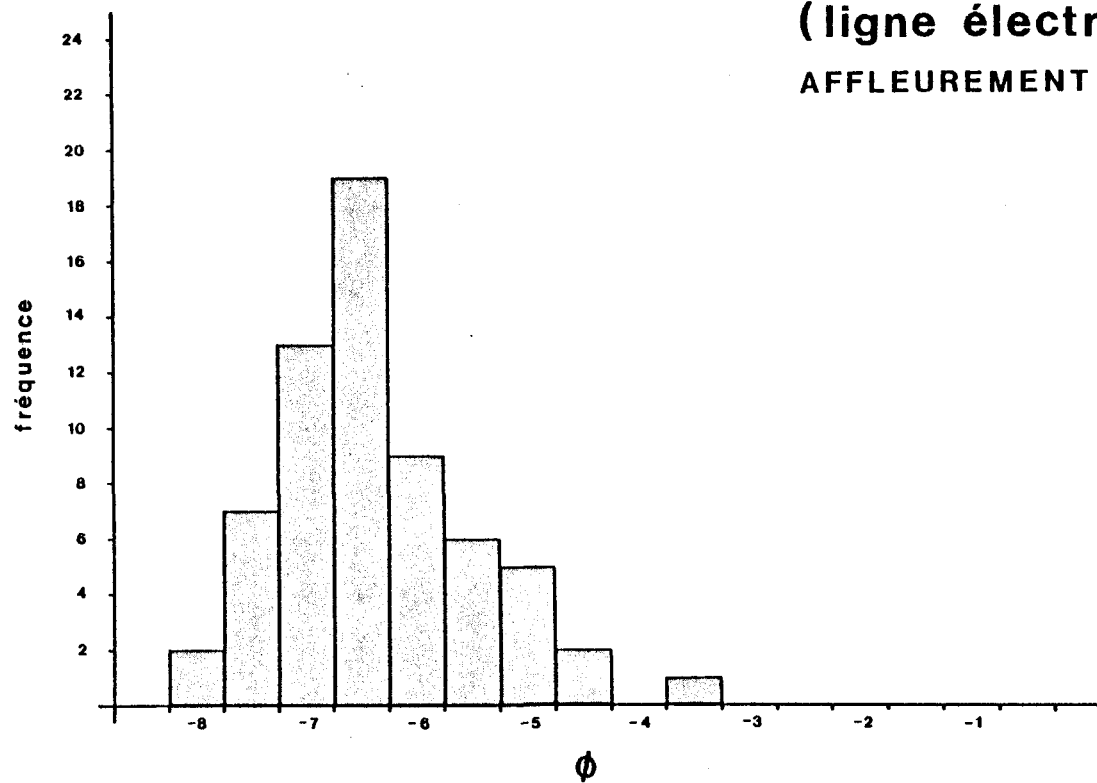


Figure 29; Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 7.

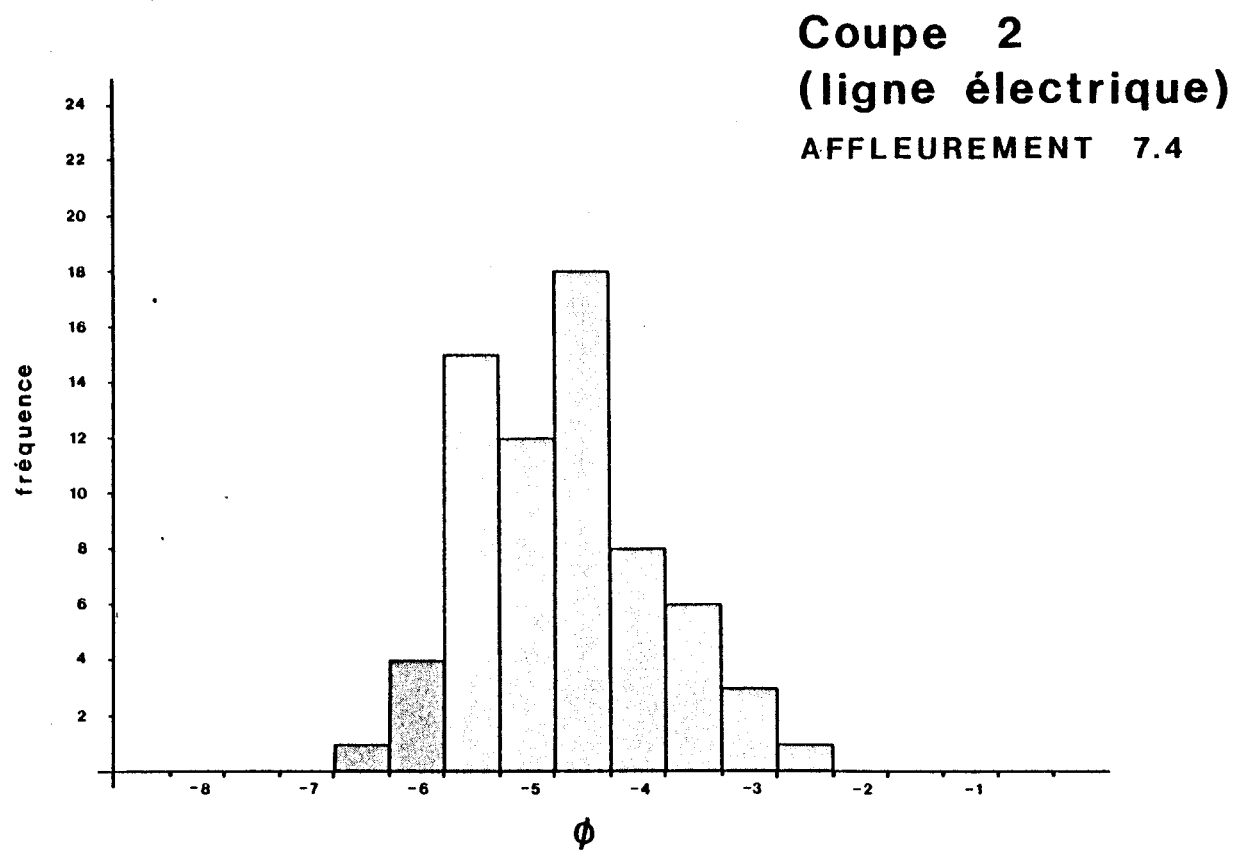


Figure 30; Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 7.4.

Coupe 2
AFFLEUREMENT 38

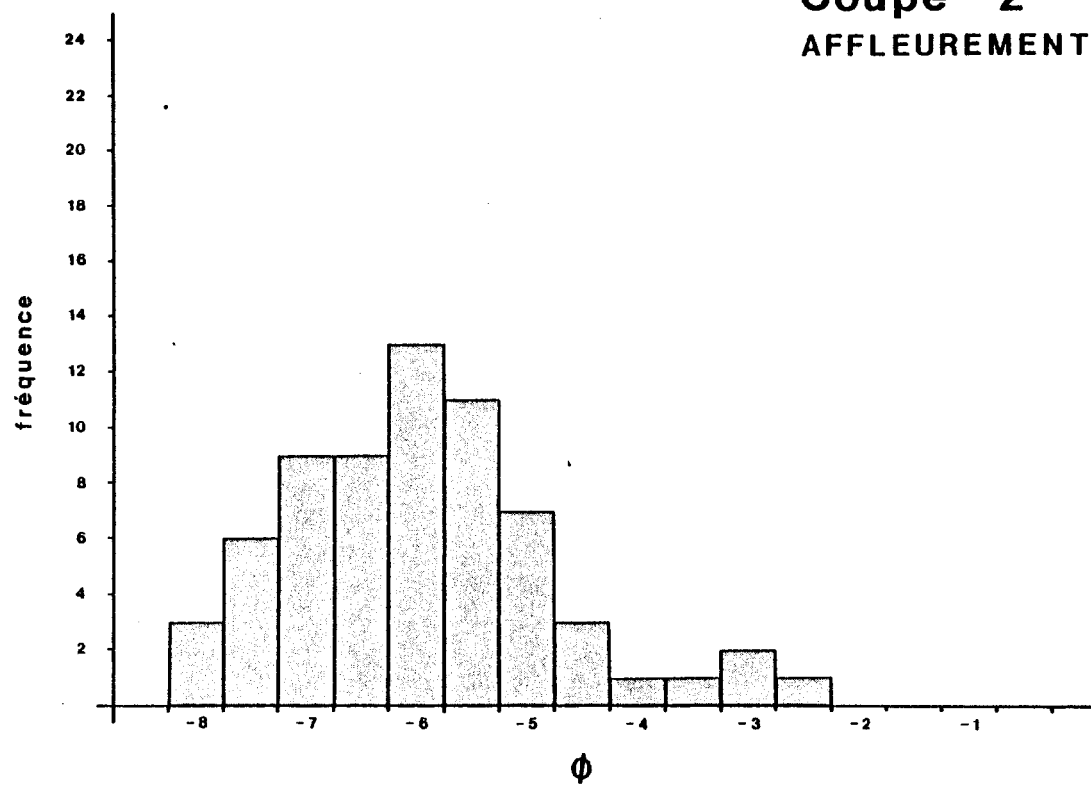


Figure 31; Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 38.

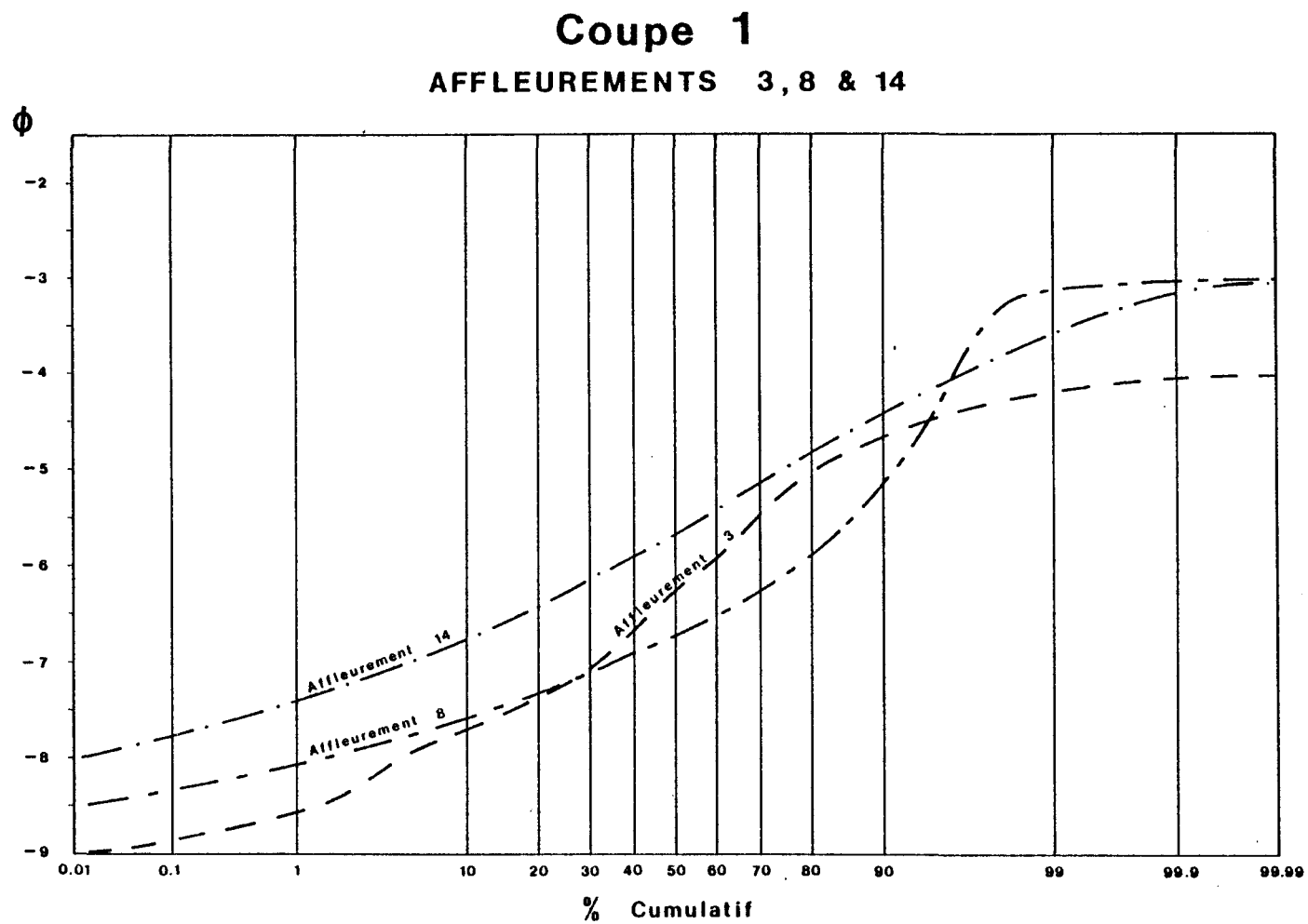


Figure 32; Courbes granulométriques cumulatives des conglomérats du flanc nord, (la région A sur la **carte** à l'annexe 3).

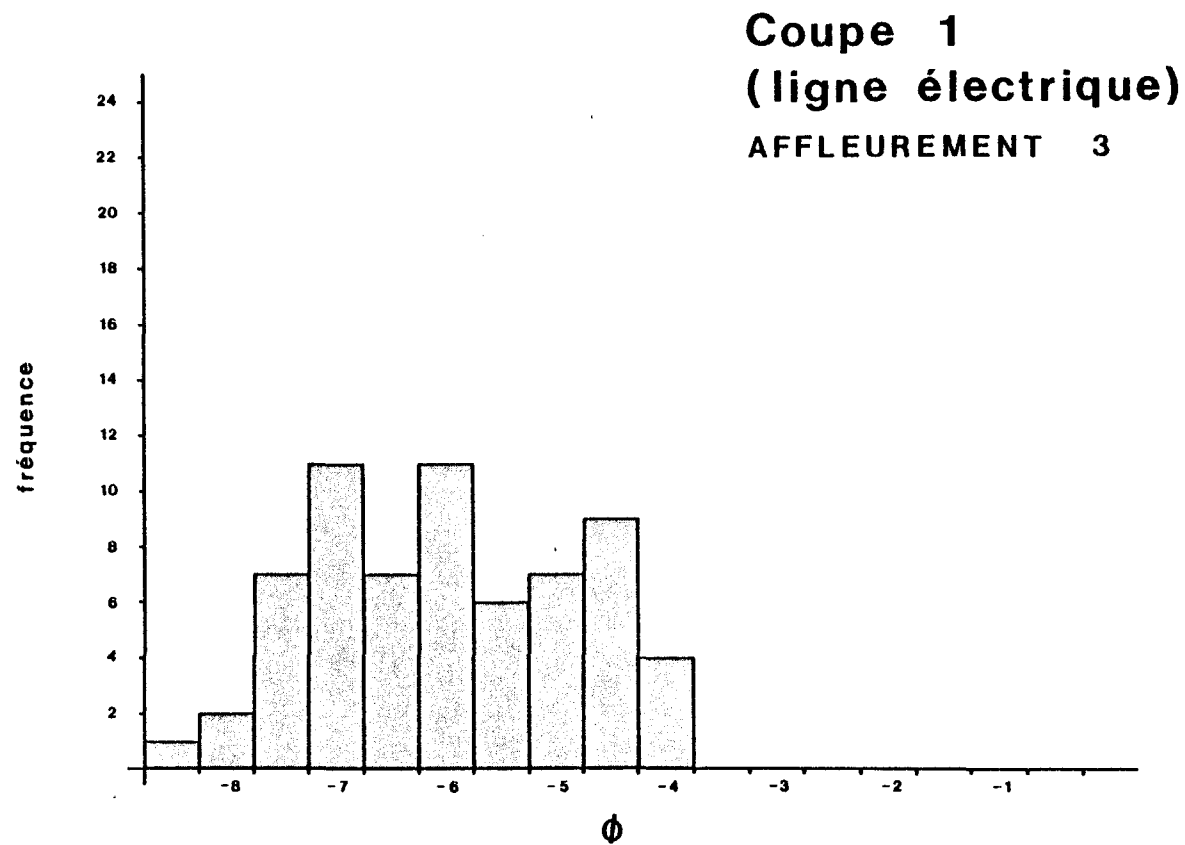


Figure 33; Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 3.

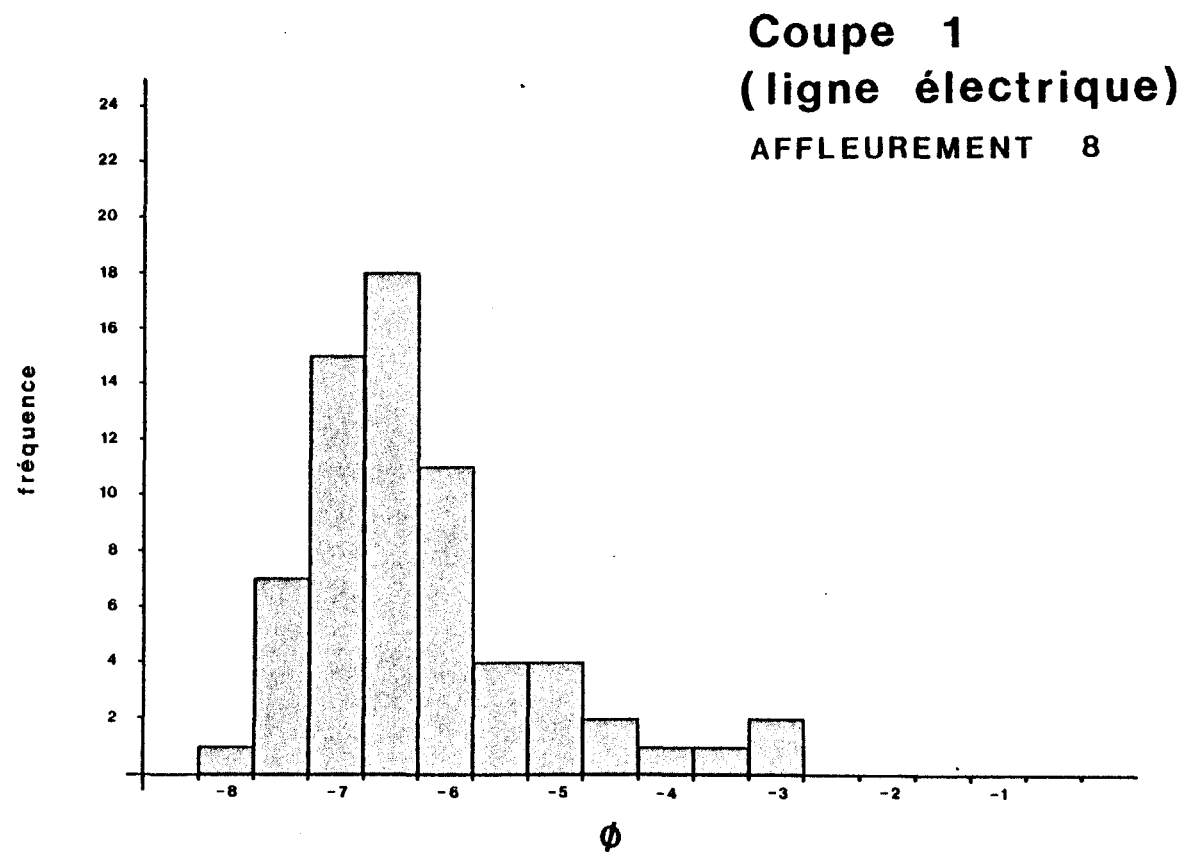


Figure 34; Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 8.

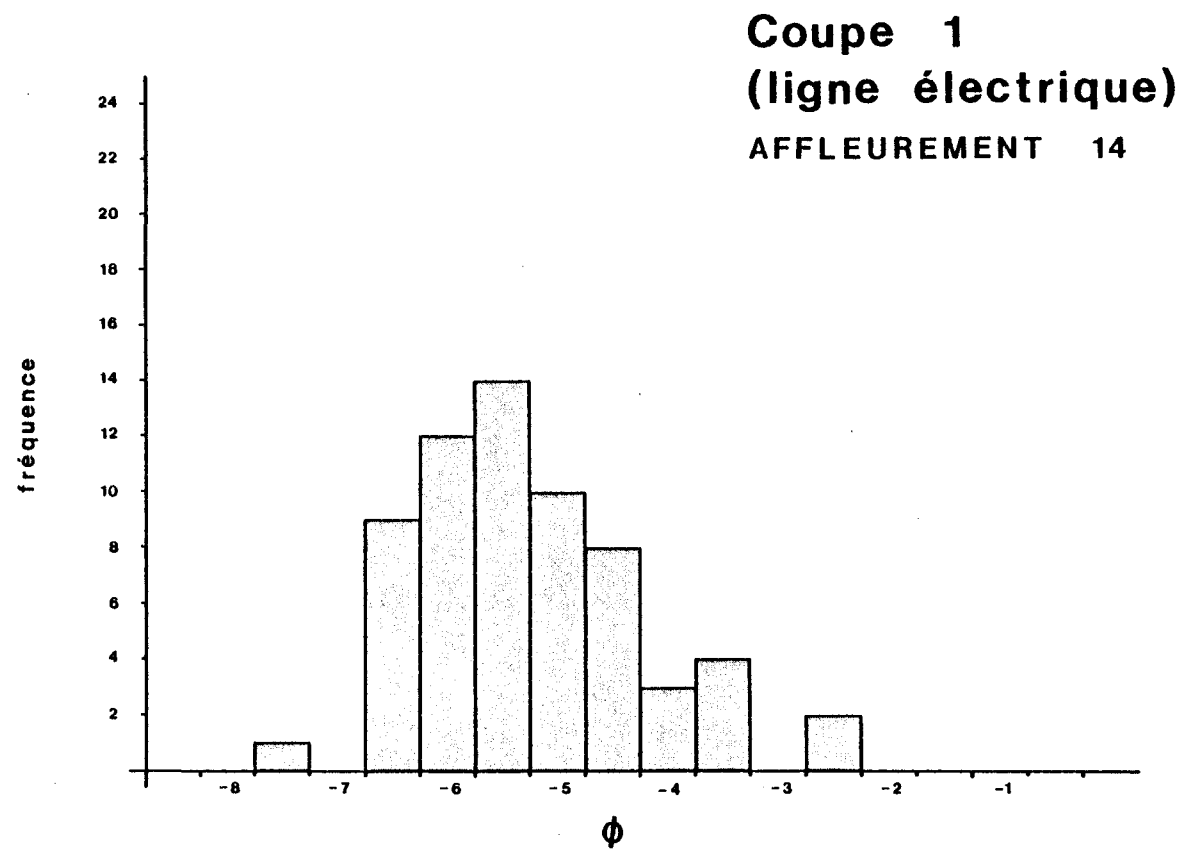


Figure 35; Histogramme de la granulométrie du conglomérat de l'affleurement 14.

par les lits de conglomérat sus-jacents. Ces interlits gréseux composent environ 5% de la stratigraphie des unités de conglomérat. La composition de ceux-ci et de la matrice entre les cailloux de conglomérat ressemble à celle de l'unité de grès du flanc nord avec laquelle ces conglomérats s'interdigitent latéralement.

4.3.1 Composition des éléments des sous-unités de conglomérat à blocs du flanc nord de l'anticlinal de la Formation de Hauy

Les éléments de nature plutonique qui composent de 20 à 100% de la fraction conglomératique de la sous-unité à fragments plutoniques présentent des textures ignées variant entre granitiques et granophyriques (sub-volcaniques). Leur composition varie de dioritique à tonalitique; en général, les fragments à textures les plus sub-volcaniques sont les plus riches en quartz (photos 26 et 27).

Dans la partie centrale de la Formation de Hauy, la sous-unité de conglomérat à fragments plutoniques se compose d'en moyenne de 80% de fragments de laves porphyriques et de 20% de fragments plutoniques. Ceux-ci sont essentiellement des fragments de

**COUPE 1 DES SÉDIMENTS DE LA
PARTIE NORD-OUEST DE LA FORMATION
DE HAUY**

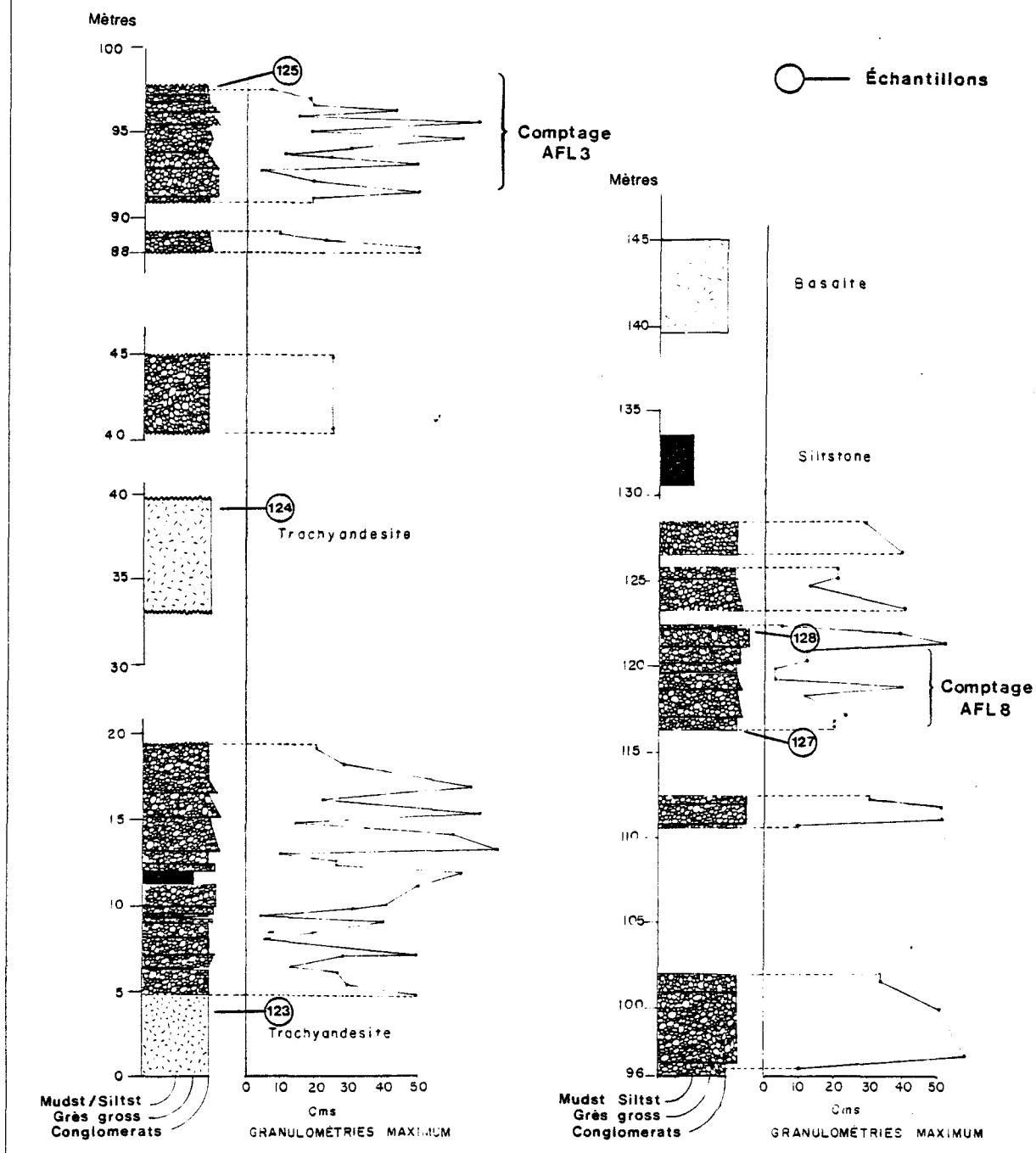


Figure 36; Affleurements caractéristiques du conglomérat du flanc nord (région A sur la **carte** à l'annexe 3).

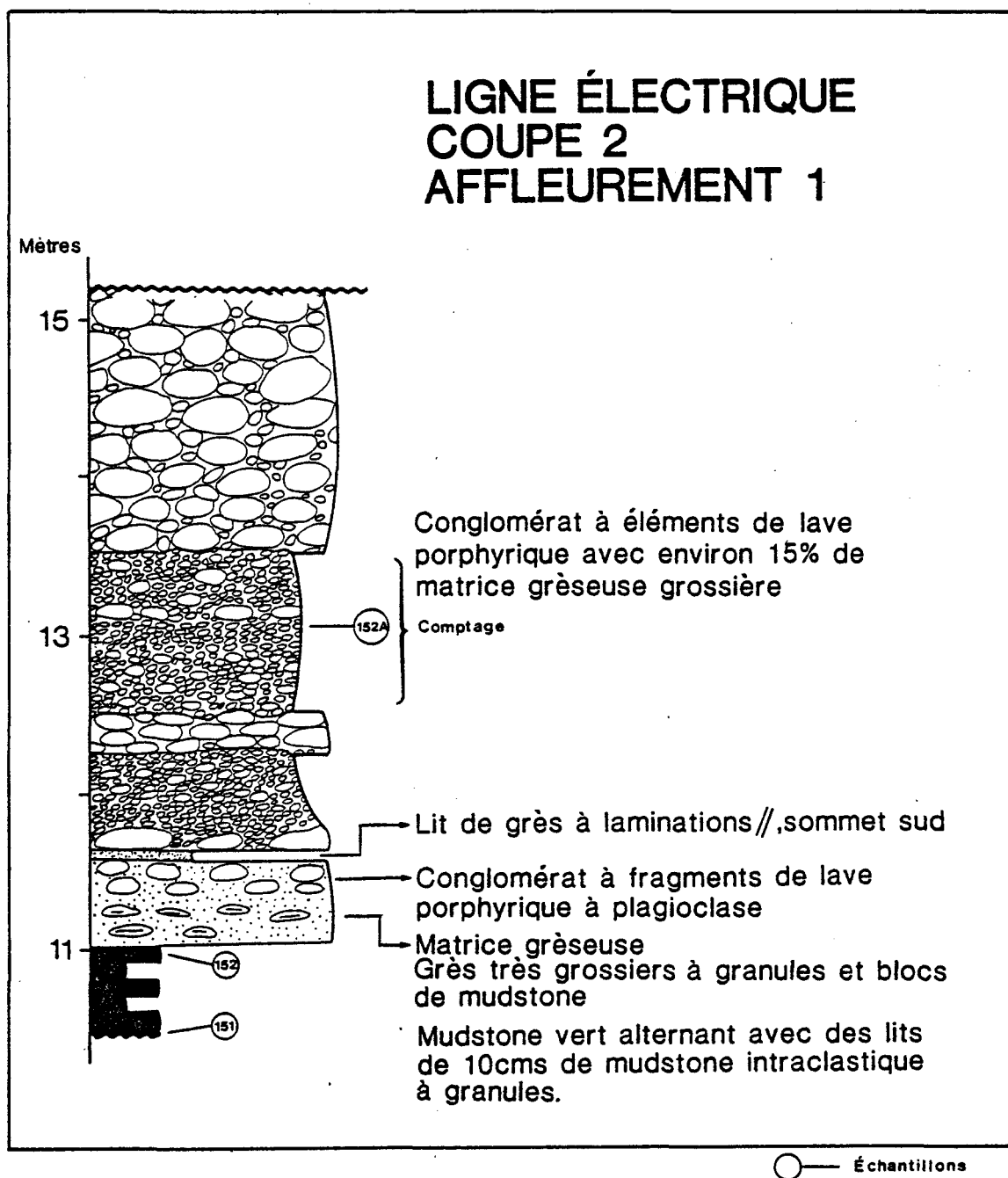


Figure 37; Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord. (Pour localisation, voir la figure 7).

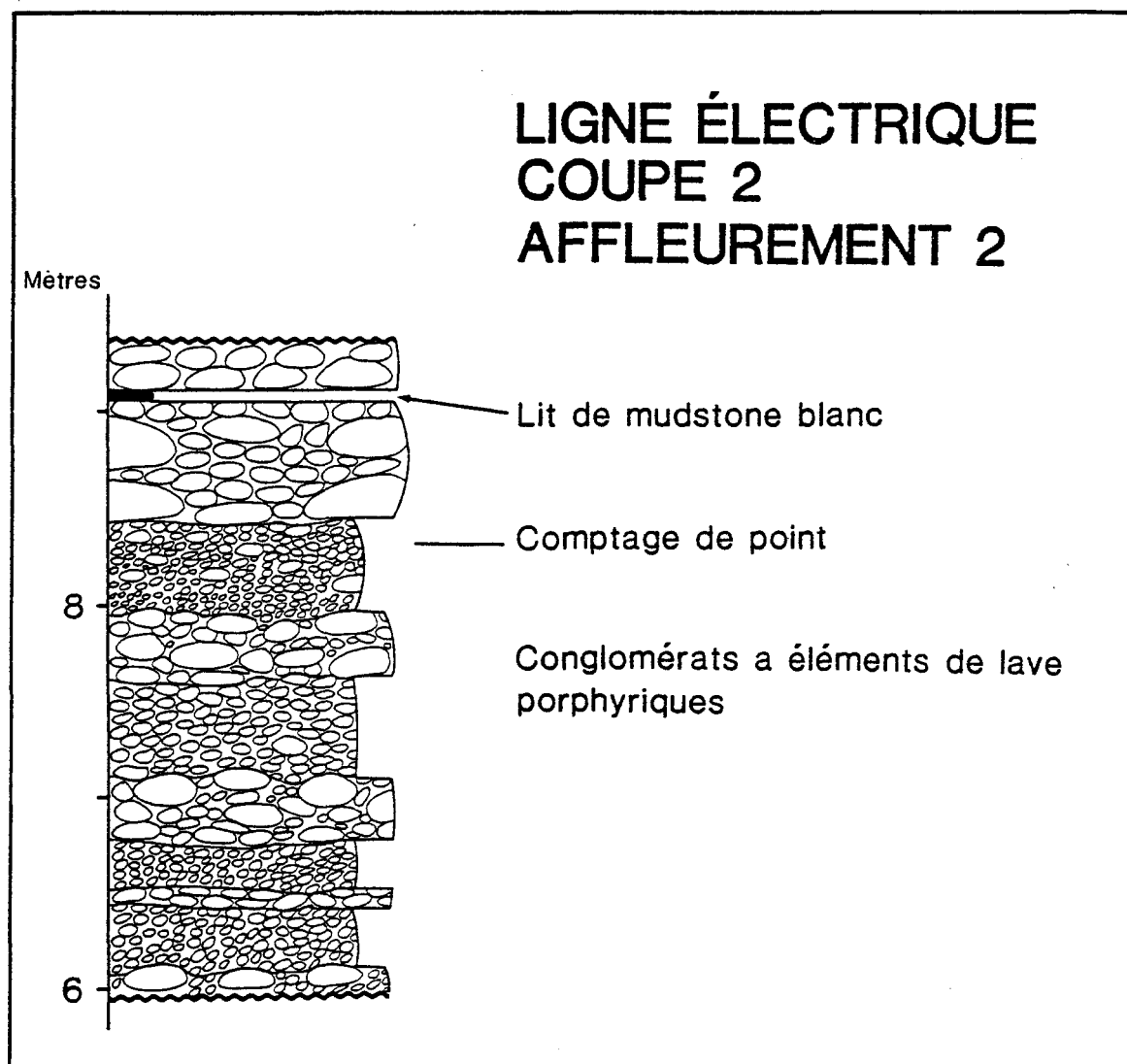


Figure 38; Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord.

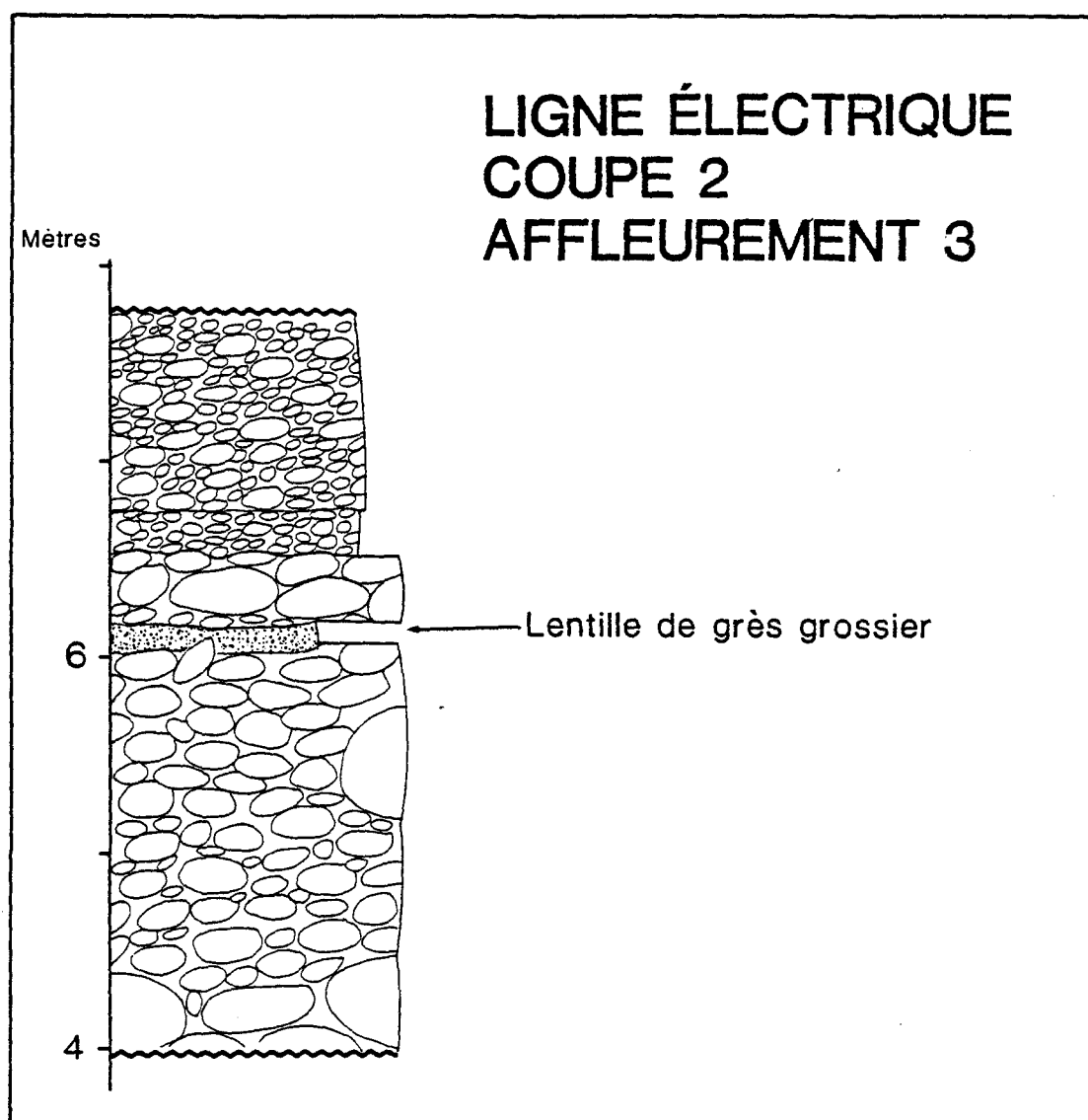


Figure 39; Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord.

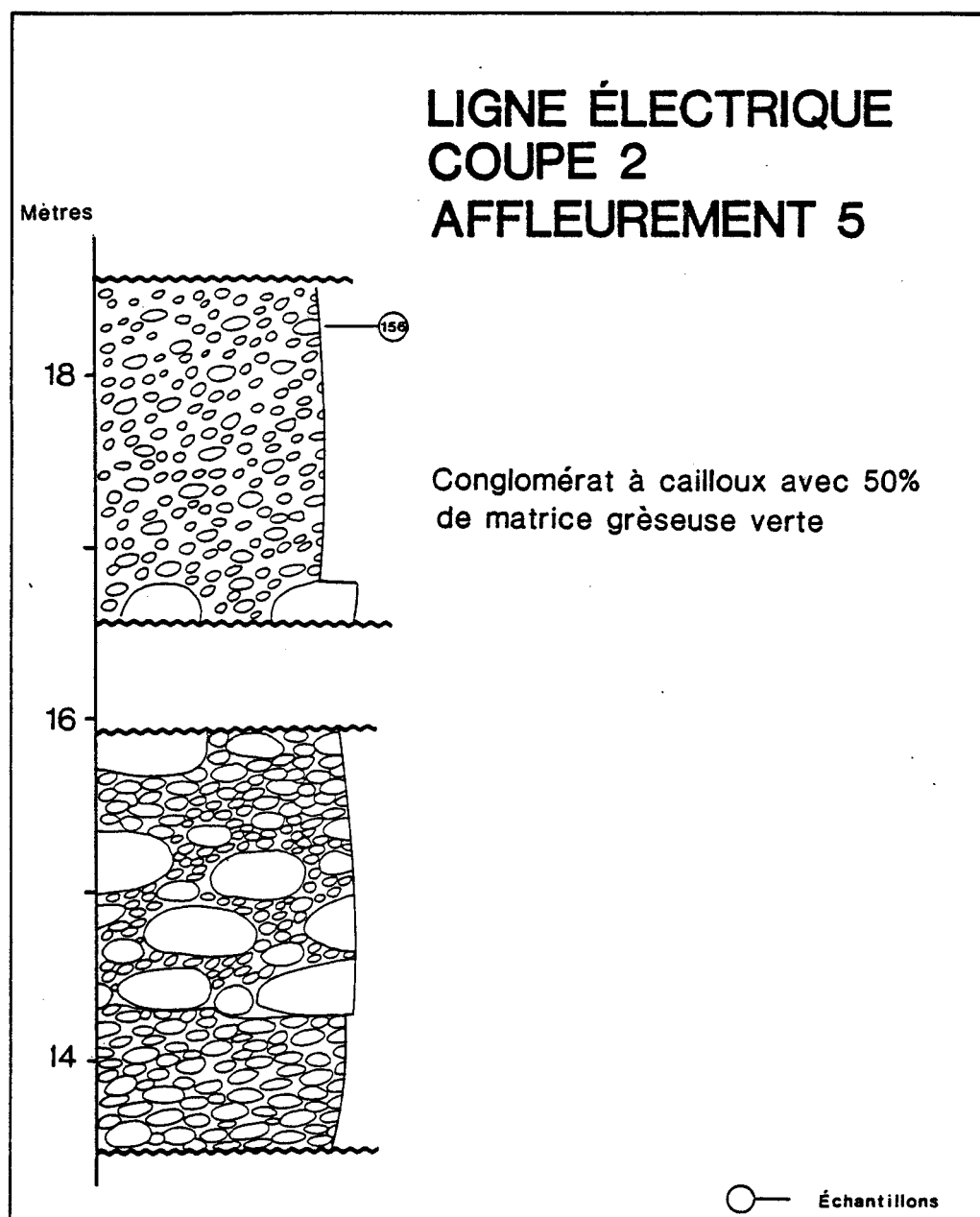


Figure 40; Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord. (Pour localisation, voir la figure 7).

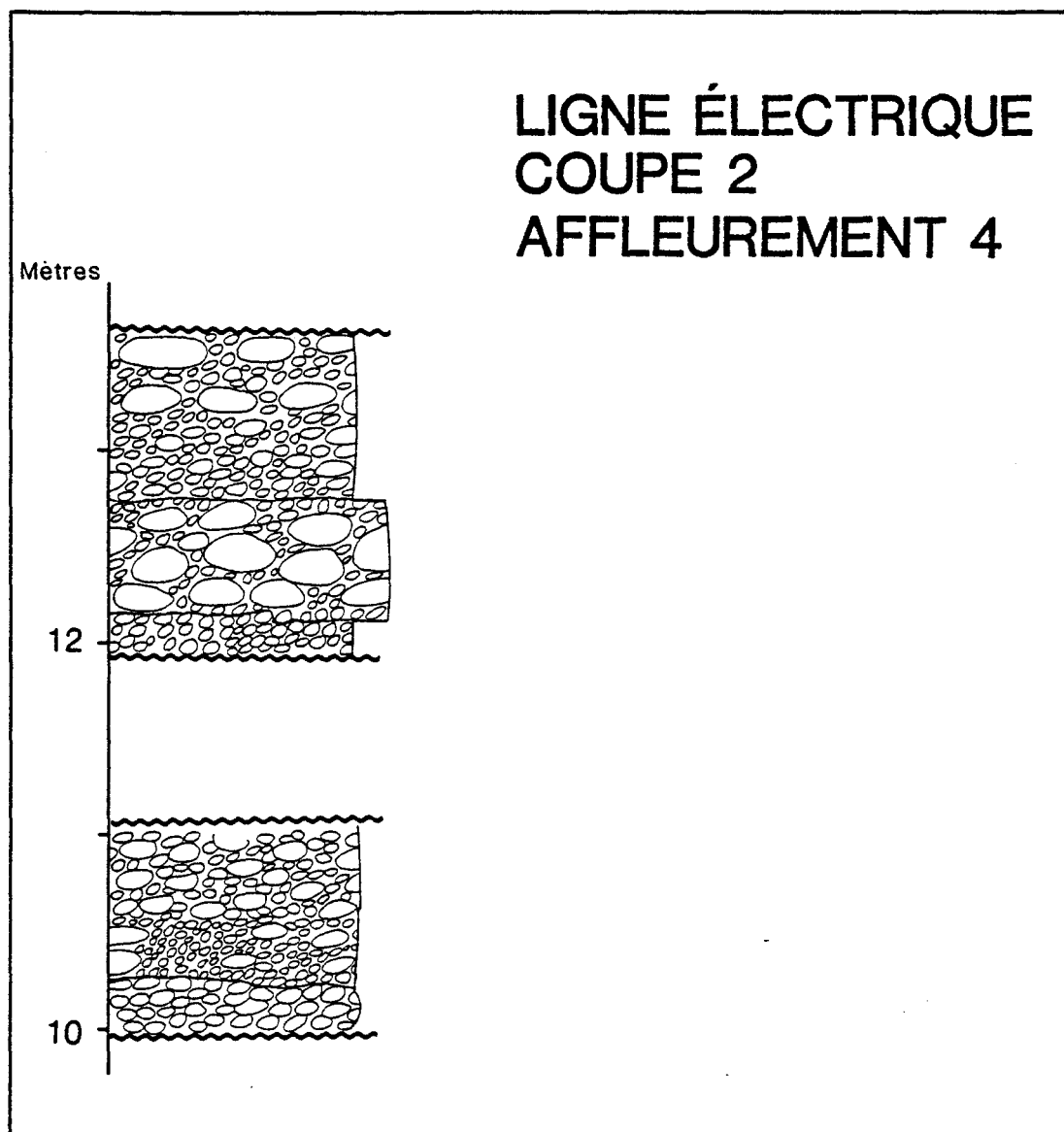


Figure 41; Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord. (Pour localisation, voir la figure 7).

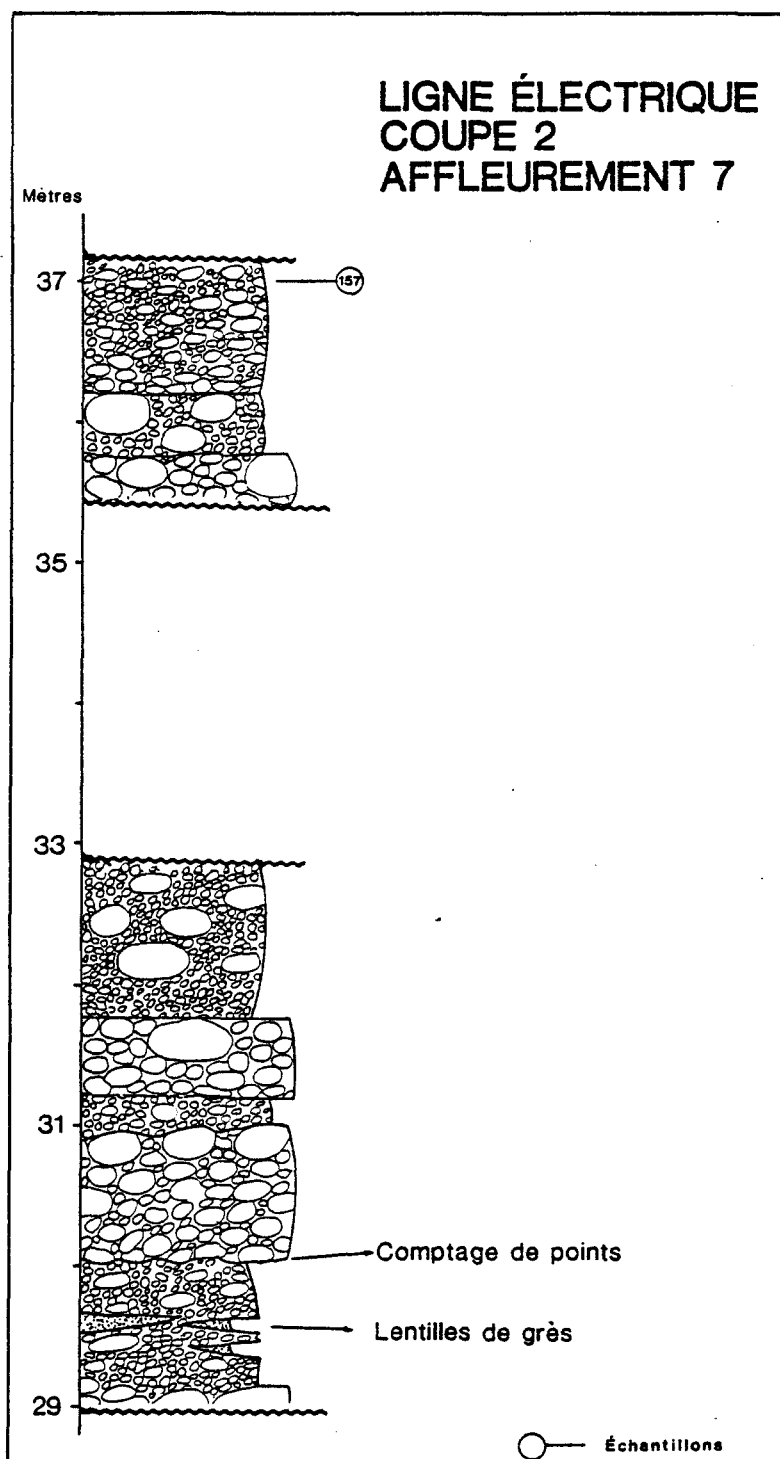


Figure 42; Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord. (Pour localisation, voir la figure 7).

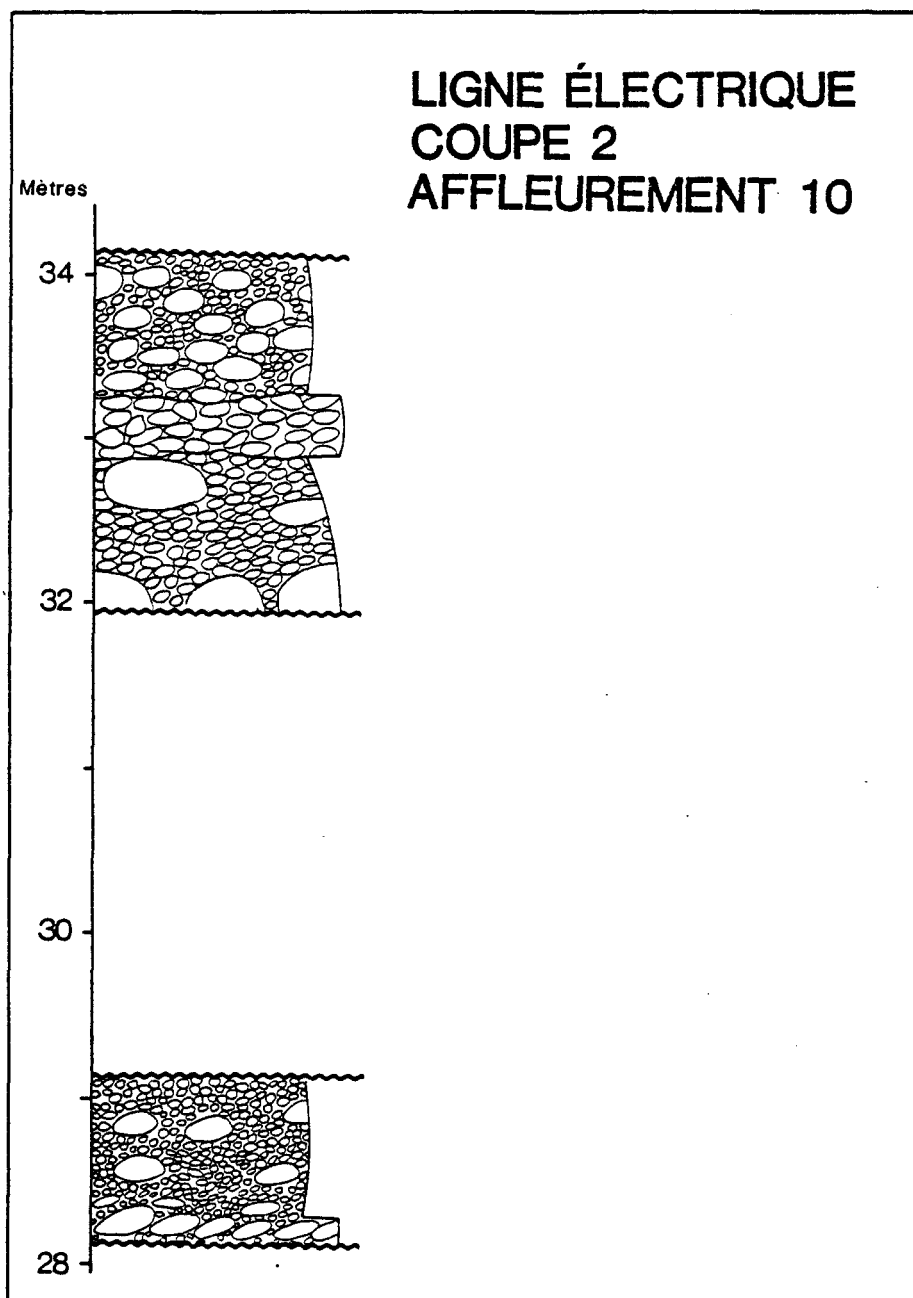


Figure 43; Affleurement caractéristique du conglomérat du flanc nord. (Pour localisation, voir la figure 7).

diorite quartzifère à texture granitique qui sont typiquement composés de 80% de cristaux de plagioclase frais, de 2 à 5 millimètres de diamètre, de 10% de cristaux mafiques amphibolitisés de même dimension, et de 10% de quartz interstitiel. Ces fragments se reconnaissent sur le terrain par leur couleur gris pâle et leur aspect massif. Environ 5% de ces fragments plutoniques contiennent des xénolithes d'amphibolite de dimensions et de morphologies variables.

Dans la partie est de la formation, cette sous-unité est constituée de conglomérat à éléments de nature essentiellement plutonique et sub-volcanique. Les éléments sub-volcaniques forment, dans ce secteur, en moyenne 70% de la fraction conglomératique. Ceux-ci sont de composition tonalitique et leur texture est très variable; ils sont composés d'un pourcentage variable de phénocristaux de plagioclase de 1 à 5 millimètres de diamètre dans une matrice microlitique grossière de plagioclase et de quartz. Ces fragments contiennent moins de 2% de cristaux mafiques, ce qui leur donne une couleur beige grisâtre en affleurement. La majorité des fragments de ce type exhibent une altération séricitique d'intensité variable. La séricite remplace le plagioclase des phénocristaux et de la matrice. Les 30% de fragments qui constituent le reste de la fraction conglomératique sont des tonalites à textures grenues similaires à celles des fragments dioritiques quartzifères des conglomérats de la partie centrale de la formation.

La composition des éléments volcaniques dans les

conglomérats des deux sous-unités conglomératiques du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy ressemble à celle des laves trachyandésitiques porphyrique à plagioclase et des basaltes porphyriques à olivine et à pyroxène des unités environnantes. Certains fragments de lave porphyriques à plagioclase ont des textures qui se rapprochent de celles des fragments de tonalite sub-volcanique de la partie est de la sous-unité de conglomérat à fragments plutoniques; la mésostase de la lave composant ces fragments contient des quantités mineures de quartz interstitiel.

4.3.2 Source des sédiments des deux sous-unités de conglomérat

Les éléments de composition volcanique des deux sous unités de conglomérat du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy présentent des compositions très semblables à celles des laves intercalées. La source qui apparait la plus probable serait donc très locale; les fragments seraient dérivés des coulées de lave environnantes.

Les fragments de composition plutonique proviennent d'une source à l'extérieur de la formation; les textures sub-volcaniques

dans les éléments de la bande de conglomérat de la partie est de la Formation de Hauy suggère que ces sédiments proviendraient d'un intrusif de composition tonalitique à dioritique mis en place avant le dépôt des sédiments de la Formation de Hauy et contenant des phases granophyriques sub-volcaniques volumineuses. L'altération en séricite des fragments plutoniques et sub-volcaniques du conglomérat est attribuée à une altération hydrothermale lors de leur mise en place. La mise en place de porphyres sub volcaniques reliés à des intrusifs de faible profondeur est en effet accompagnée de manifestations hydrothermales importantes.

La matrice des conglomérats des deux sous-unités est un grès grossier à granules, à éléments anguleux et à tri faible. Ils ne contiennent moins de 10% de matrice boueuse entre les grains. La composition de ceux-ci est lithique volcanoclastique dans le conglomérat à éléments de laves porphyriques; elle est arkosique dans le conglomérat à éléments dioritiques et tonalitiques. La matrice gréseuse de ces conglomérats reflète donc la composition de la fraction conglomératique des unités et elle est dérivée de la même source que les fragments de plus grande taille.

Deux masses plutoniques se trouvent à une distance raisonnable de notre région et pourraient être la source des cailloux plutoniques du conglomérat, soit:

- 1- Le pluton d'Opémisca, au nord.
- 2- Le massif de Lapparent, au sud.

3- Le pluton de Chibougamau, au nord-est.

La troisième masse est un peu plus éloignée que les autres.

Le pluton d'Opémisca recoupe le complexe de La Chaleur (Durocher 1979) qui est lui-même plus jeune que le Groupe d'Opémisca; il est de composition granodioritique et ne contient pas de phases granophyriques. Ce pluton recoupe la schistosité régionale. Le pluton d'Opémisca en tant que tel n'est donc pas une source possible des cailloux de la Formation de Haüy. Par contre des plutons tardifs comme celui-ci se mettent assez fréquemment à la place de plutons plus anciens. Un pluton plus ancien, à la place du pluton d'Opémisca, serait une source possible. Naturellement il s'agit d'une hypothèse qu'on ne peut vérifier.

Le massif de Lapparent, situé à sept kilomètres au sud du secteur de la Formation de Haüy, est composé en son centre de roches cristallines pré-cinématiques qui présentent des textures gneissiques d'au moins deux périodes de déformation, (Chown, communication orale, 1984). Chronologiquement, ce massif aurait pu être la région source des fragments cristallins des conglomérats de la Formation de Haüy mais la nature massive et homogène de ceux-ci ne concorde pas avec le caractère gneissique et migmatitique du massif.

La bordure externe du massif de Lapparent est constituée d'intrusifs syn-cinématiques, probablement les produits de la remobilisation du socle plus ancien de l'intérieur du massif durant la période de tectonisme (Racicot et al., 1984). Des phases

granophyriques semblent également faire défaut à ces massifs. Ils ne sont pas, eux non plus, une source possible des cailloux de notre région.

Enfin, Racicot et al., (1984) ont décelé la présence d'un pluton synvolcanique très hétérogène et de composition tonalitique à diorite quartzifère, à l'est du massif de Lapparent. D'autres plutons du même type sont peut-être présents dans le massif de Lapparent, dont seulement les parties les plus accessibles ont été étudiées à date. Ces masses plutoniques sont des sources possibles puisqu'elles ont la même composition que les cailloux et puisque leur mise en place prédate le dépôt du Groupe d'Opémisca.

Le pluton de Chibougamau, situé à vingt kilomètres à l'est, est la source envisagée par Dimroth et al. (1982, 1985) pour les éléments de composition trondjemitique, tonalitique, dioritique et granophyrique des unités de conglomérat des Formations de Hauy et de Stella des cantons de Scott et de Hauy à l'est de Chapais. En effet ce pluton a la composition requise et il a été érodé lors du dépôt de la Formation de Stella qui le recouvre en discordance. La distance de vingt kilomètres entre ce pluton et la région étudiée aurait nécessité un relief de paléo-environnement de déposition très élevé pour permettre le transport de blocs de 10 à 100 centimètres de diamètre sur cette distance.

4.3.3 Environnement de déposition des unités de conglomérat

Pour généraliser, les contextes géomorphologiques actuels pouvant générer des dépôts de conglomérat semblables à ceux étudiés correspondent à des environnements de déposition de haute énergie; les plages soumises à des climats violents, les rivières de montagnes et les cônes alluvionnaires au pied de chaînes de montagnes forment des dépôts de conglomérat dont les caractéristiques générales ressemblent aux unités de conglomérat de la Formation de Hauy.

Les dépôts grossiers de plages de tempêtes comme celles de la côte est de la Grande Bretagne sont constitués de cailloux et de blocs bien arrondis, de tri excellent et ont des structures d'imbrications bien développées par l'action des vagues. Les fragments de ces conglomérats de plage sont produits par l'érosion des roches consolidées des falaises adjacentes, donc de source très locale; les dépôts de ce type sont généralement oligolithologique étant donné leur source unique. Nos conglomérats n'ont pas ces propriétés et ne

sont donc pas des dépôts côtiers.

Les dépôts fluviatiles grossiers de rivières de haute énergie peuvent exhiber des compositions variées étant donné que ces cours d'eau coulent à travers différentes lithologies et transportent les fragments érodés sur des distances variables selon le relief. L'arrondi des fragments de dépôts fluviatiles dépend de leur mode de transport et de leur taille; les fragments transportés en traction et saltation subissent une abrasion due aux impacts entre eux durant le transport et plus ces fragments sont gros, plus l'énergie impliquée dans les impacts entre ceux-ci est importante. Ainsi les blocs et les cailloux s'arrondissent plus rapidement que les particules de sable lors de leur transport dans un cours d'eau.

Les dépôts de chenaux de rivières de montagne ont des morphologies lenticulaires et de faibles extensions latérales. L'embouchure de telles rivières de montagne dans des vallées de grande dimension est généralement constituée de cônes alluvionnaires qui sont composés de conglomérat dont le faciès ressemble aux unités du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy; les cônes alluvionnaires proximaux modernes décrits par Rust et Koster, 1984) sont constitués de dépôts grossiers de chenaux tressés alternant avec des dépôts de coulées de débris. Les coulées de débris de cônes alluvionnaires se forment lors de précipitations exceptionnelles en amont; les environnements modernes de cônes alluvionnaires, où les coulées de débris sont abondantes sont les

déserts où les précipitations sont très rares mais peuvent être très violentes, provoquant des "flash floods" qui dévalent les pentes de montagnes et causent des coulées de débris qui s'étalent sur les cônes alluvionnaires. Dans les environnements périglaciaires, des coulées de débris sont fréquentes lors de la fonte des glaces durant l'été; le dégel et les phénomènes de solifluxion sur des pentes escarpées sont à l'origine de mouvements de masse qui peuvent devenir des coulées de débris qui éventuellement se déposent sur les cônes alluvionnaires.

Les cônes alluvionnaires se forment généralement en environnement sub-aérien; pourtant, en environnement côtier, ils peuvent prograder dans la mer et s'interdigiter avec des sédiments marins tel que des dépôts de barre de sable (Rust et Koster, 1984).

Les cônes alluvionnaires d'environnement à précipitations régulières et modérées contiennent plus rarement des coulées de débris. La végétation dans de tels environnements est généralement bien développée, ce qui stabilise les sédiments et réduit les possibilités de mouvement de masse. Egaleme nt, les sédiments fins sont transportés par le ruissellement de façon plus régulière, ce qui empêche l'accumulation de ceux-ci sur les pentes, ne laissant que les particules plus grossières qui ne sont que rarement à l'origine de mouvement de masse. Ce dernier facteur peut s'appliquer à un environnement de déposition archéen comme celui dont il est question

ici, le facteur stabilisateur de la végétation ne s'appliquant évidemment pas.

Tous les propriétés du conglomérat décrites ci-haut (lenticularité des lits, tri moyen à faible, surfaces d'érosion multiples, interdigitation avec les faciès de grès fluviatiles décrits ci-dessous) militent en faveur d'une interprétation des conglomérats du flanc nord par des dépôts de cônes alluvionnaires de piedmont.

Ces cônes alluvionnaires se sont formés en bordure de massifs de fort relief, de composition volcanique et intrusive, sur une plaine alluvionnaire sub-aérienne où le climat ne favorisait pas la formation de coulées de débris.

4.4 Les grès fluviatiles du flanc nord du synclinal de la Formation de Haüy

Deux unités de grès (unité S2 de la **carte** fournie à l'annexe 3 en pochette), approximativement au même niveau stratigraphique, dans la partie centrale, dans l'est de la formation, s'interdigitent

latéralement et verticalement avec les conglomérats à éléments plutoniques et volcaniques décrits précédemment.

Le grès de cette unité se reconnaît sur le terrain par sa couleur gris beige et ses structures de laminations entrecroisées bien développées (photo 28). Environ 10% de la stratigraphie à l'intérieur de cette unité est constituée de lits de mudstone et de siltstone à laminations parallèles et à rides, 20% de l'unité est composé de lits de grès grossier conglomératique à cailloux arrondis de laves de la Formation de Haüy et de diorite et de tonalite à grains fins.

La bande de grès de la partie centrale du flanc nord de la formation est d'une épaisseur de 400 mètres et d'une étendue latérale de trois kilomètres; la bande de la partie est a une épaisseur de 300 mètres et une étendue latérale d'au moins six kilomètres, son extrémité est étant recoupé par la faille Gwillim.

La section étudiée au nord de la route 113 dans la partie centrale de la formation constitue la zone de cette unité qui affleure le mieux. Le type de grès prédominant de cette section est une arénite à granulométrie moyenne; les fragments sont très anguleux et le tri faible. La composition est arkosique à lithique. Les lits ont une épaisseur de 1 à 5 mètres et montrent des laminations entrecroisées en fosses de 10 à 50 centimètres de long.

Typiquement, la section consiste en séquences positives de 15 mètres d'épaisseur; la base de ces séquences est constituée de deux à trois lits d'arénite grossière conglomératique à laminations

parallèles, de 1 à 2 mètres d'épaisseur totale, surmontés par de 6 à 7 mètres de lits de 1 à 5 mètres d'épaisseur d'arénite à grains moyens à laminations en fosses qui sont surmontés par une séquence de lits de 0.1 à 1 mètre d'arénite à grains fins présentant des laminations de rides de courant de 3 à 10 centimètres de long. Le sommet est constitué de lits centimétriques de mudstone laminés (voir la coupe 3 de la partie centre nord de la Formation de Hauy, figure 44). Trois séquences de ce type sont exposées dans cette coupe; il est rare d'observer des séquences complètes ailleurs à l'intérieur de cette unité vu la taille réduite des affleurements. Par contre, les faciès observés sur ces affleurements sont similaires à ceux observés dans les séquences de la coupe décrite ci-haut (figure 45).

4.4.1 Composition des éléments de l'unité de grès du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy

L'unité de grès de la partie centrale présente une composition arkosique lithique tandis que la bande de la partie est de la formation est arkosique. Les fragments lithiques sont essentiellement des fragments de laves dont il est possible de

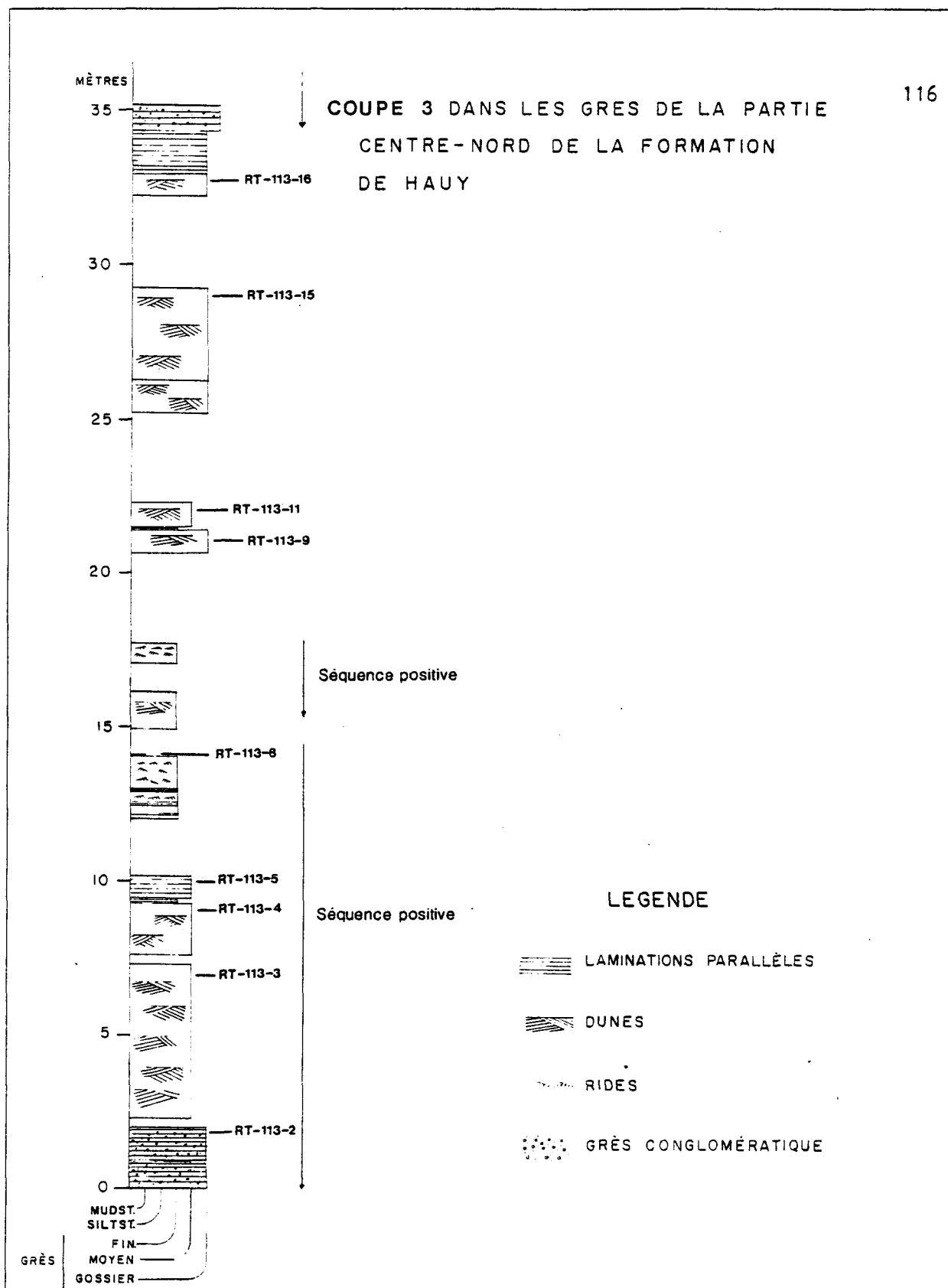


Figure 44; Partie caractéristique de la coupe 3 montrant les séquences positives des grès fluviatiles du nord du synclinal (région C de la **carte** à l'annexe 3).

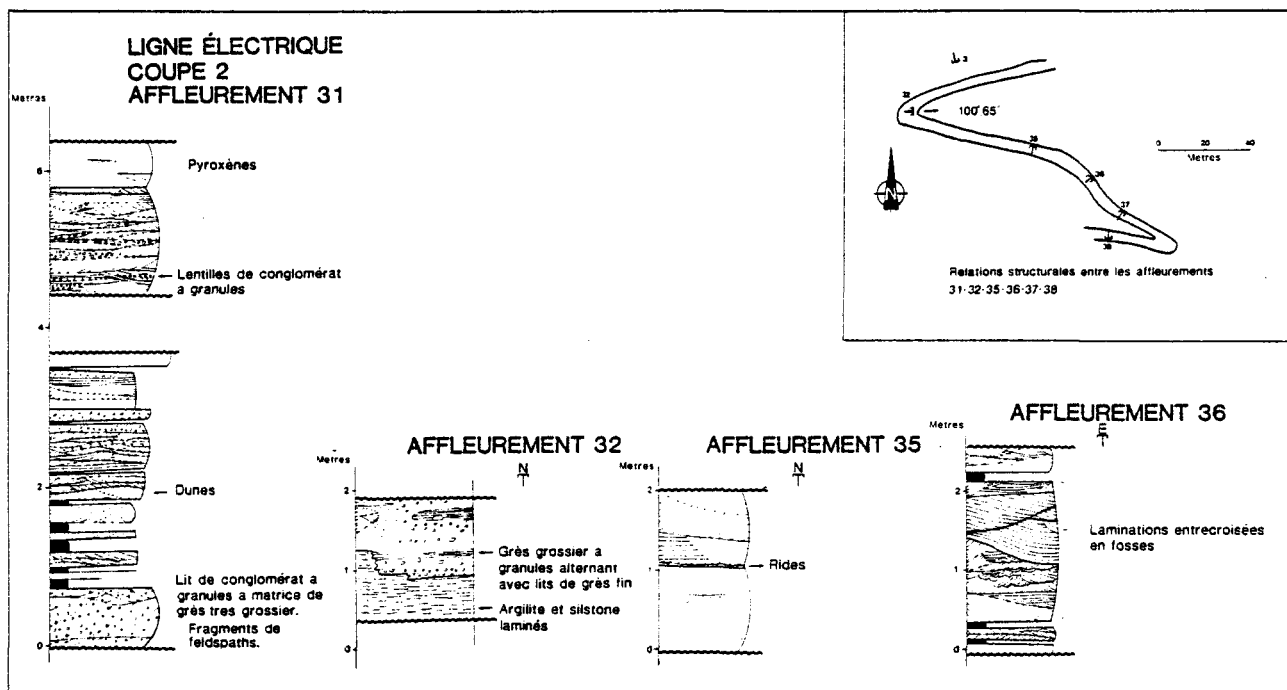


Figure 45; Exemples de structures observées dans les grès de la coupe 2 du flanc nord du synclinal (région B de la **carte** à l'annexe 3).

reconnaitre la mésostase à microlites de plagioclase. Ces fragments composent de 20 à 80% de la roche. Ils sont anguleux et de diamètre très variable (photo 30). Le reste des fragments est constitué de cristaux de plagioclase généralement monocristallins de 0.1 à 3 millimètres de diamètre et qui ont des morphologies primaires de plagioclase de roche cristalline; ces fragments sont parfois polycristallins et leur texture ressemble à celle d'une diorite à grains fins massive. Ce type de plagioclase est fréquemment séricitisé (photo 31).

Le grès du flanc nord contient en général moins de 5% de grains de quartz monocristallin en apparence dérivé de roches plutoniques. Des fragments de lave mafique sont aussi observés çà et là. Leur texture interne rappelle celle de la mésostase du basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

Les cailloux des lits d'arénite conglomératique de la bande de grès de la partie centrale de la formation ont des compositions plus variées que les éléments de la fraction grèseuse; environ 20% de ces cailloux sont composés de lave trachyandésitique porphyrique à plagioclase, 10% de cailloux de basalte porphyrique à olivine et pyroxène, 30% de fragments de lave mafique à intermédiaire aphanitique, 30% d'éléments de diorite ou tonalite beige à grains fins (2 millimètres en moyenne) et 10% de fragments de chert laminé beige très anguleux.

Les minces bandes de mudstone interlitées du sommet des

séquences positives sont composées d'un assemblage de chlorite, séricite, quartz et de plagioclase.

4.4.2 Source des éléments des bandes de grès du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy

Les éléments à composition de lave trachyandésitique porphyrique à plagioclase et basaltique porphyrique à olivine et pyroxène sont probablement de dérivation locale, soit des coulées de ces types de laves affleurant dans la Formation de Hauy ou de la désagrégation des cailloux des unités de conglomérat qui s'interdigitent latéralement avec les unités de grès dont il est question ici.

Les fragments de composition dioritique et tonalitique proviendraient d'une source plutonique syn-volcanique probablement la même que pour les fragments de cette composition de la sous-unité de conglomérat à éléments plutoniques du flanc nord de la formation. Les mudstones à chlorite et séricite proviendraient des argiles d'altération primaire de fragments plus grossiers; la séricite serait dérivée des argiles produites par l'altération hydrothermale du plagioclase de la diorite et de la tonalite lors de leur mise en

place. Le même phénomène serait responsable de l'altération sériciteuse observée dans les cailloux de cette composition que l'on retrouve dans les unités de conglomérats.

4.4.3 Environnement de déposition des grès du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy

Les séquences positives de grès immature, telles que celles du flanc nord du synclinal de la formation, sont similaires aux dépôts documentés de système de chenaux fluviaux sub-aériens. Les laminations en fosses observées dans ces séquences sont des structures caractéristiques du remplissage de chenaux par les sédiments lors de leur migration dans le lit d'une rivière tressée. L'épaisseur des séquences positives représente la profondeur des chenaux du système.

La base de sédiments grossiers des séquences représente les sédiments du fond d'un chenal fluvial. L'énergie de transport de l'eau ne permet la déposition des particules fines et les structures à l'intérieur de ces dépôts grossiers sont généralement des laminations parallèles de haute énergie comme celles observées à la

base des séquences étudiées. Le grès moyen à laminations entrecroisées en fosses de la partie centrale des séquences positives s'est déposé lors de la migration du chenal du cours d'eau; à mesure que le centre du chenal s'éloigne d'un point, l'énergie de transport de l'eau en ce point diminue et permet la sédimentation des particules plus fines transportées en saltation en formant des dunes qui se recoupent entre elles lors de leur migration en aval; au fur et à mesure du remplissage et de la migration du chenal, des particules encore plus fines se déposent avec des structures de rides de courant de faible énergie dans l'eau de moins en moins profonde. Elles sont généralement recouvertes par de la boue sur les berges, où l'énergie de transport de l'eau devient presque nulle. Le milieu est souvent exposé à l'air libre et des fractures de dessiccation peuvent se développer.

Deux types de rivières forment des dépôts à séquence positive qui sont semblables à ceux observés dans le grès du flanc nord de la formation; ce sont les rivières méandriques et les rivières tressées. Les rivières méandriques vu la lenteur du processus de migration de leur chenal forment des séquences positives avec un fort pourcentage de lits de mudstone dans leur partie supérieure; la déposition de boue dans les vallées de ces rivières est importante (la vallée du fleuve Mississippi est un bon exemple de ce phénomène).

Les rivières tressées sont caractérisées par une charge en sédiments en traction et en saltation plus importante que dans les rivières méandriques et par une migration plus rapide de leurs

chenaux. Les boues de faible profondeur des berges de chenaux n'ont pas autant de temps pour se sédimenter que dans les vallées de rivières méandriques. Les séquences positives du grès du flanc nord de la Formation de Hauy sont plus similaires aux séquences formées par les rivières tressées pour cette raison.

Les rivières tressées sont caractéristiques des plaines alluviales récentes d'environnements de piedmont ou de plaines sablonneuses où l'apport de sédiments est très important. Les rivières tressées actuelles sont fréquentes dans les environnements périglaciaires où les dépôts de till constituent une source de sédiments abondante. Les rivières de piedmont tirent leur charge sédimentaire de l'érosion des chaînes de montagnes en amont.

CHAPITRE 5 -- CONCLUSION

Les faciès des unités sédimentaires et volcaniques de la Formation de Hauy à l'ouest de Chapais, interprétés comme sub-aériens, contrastent fortement avec les faciès sous-marins des dépôts de turbidites de la Formation de Daubrée sous-jacente. Il est clair que la base du Groupe d'Opémisca dans ce secteur s'est formée en milieu sous-marin relativement profond et que lors de cette période de sédimentation, il n'y avait pas de volcanisme actif. Le contact concordant entre les Formations de Daubrée et de Hauy, la dernière étant composée de dépôts sub-aériens, indique soit que la région de déposition a subi un soulèvement, soit que la Formation de Daubrée a subi une progradation; les roches volcaniques de la Formation de Hauy témoignent de la présence d'activité volcanique associée à une période après le soulèvement où de la progradation.

Les sédiments grossiers de composition plutonique de la Formation de Hauy témoignent de la proximité de masses plutoniques émergentes de fort relief. Ce qui affleure actuellement de la formation représente probablement des dépôts de bordure de cette

masse protocontinentale. Le chimisme alcalin potassique des laves de la Formation de Haüy est similaire à celui des suites shoshonitiques des zones d'extension d'arrière-arc en milieu continental moderne (Picard et al., 1984; Picard, 1983). Ces auteurs mettent en évidence une contamination de magma d'origine mantellique avec du matériel de composition sialique d'affinité continentale. Cette conclusion est compatible avec l'environnement de déposition fluviatile autour de massifs plutoniques comme le suggèrent les faciès sédimentaires et les compositions des unités de sédiments de la Formation de Haüy.

Synthèse des faciès sédimentaires des unités détritiques de la Formation de Haüy et implications stratigraphiques de celles-ci pour le Groupe d'Opémisca du flanc sud du synclinal de Chapais.

L'interdigitation latérale de cônes alluvionnaires proximaux à des plaines alluviales à rivières tressées forme un assemblage de faciès paléogéomorphologique similaire à ceux des systèmes fluviatiles de bordure de massifs montagneux de fort relief où l'apport de sédiments est important.

Les cônes alluvionnaires se développent généralement aux enbouchures de vallées de montagnes escarpées; les plaines alluviales à rivières tressées dans ces environnements occupent généralement le fond des vallées plus larges ou les plaines de contrefort de massifs montagneux. Ce faciès est de plus basse énergie que celui des cônes alluvionnaires et peut selon les exemples récents représenter un faciès plus distal d'un même système fluviatile.

La répétition d'unités de conglomérat de faciès de cônes alluvionnaires et la superposition de séquences positives de grès de chenaux de rivières tressées de plaines alluviales dans la stratigraphie de la partie centrale de la Formation de Hauy est symptomatique de variations du niveau de base lors de la sédimentation. Dimroth et al. (1982, 1985) interprètent ces variations comme étant causées par une subsidence syn-sédimentaire des bassins et par une remontée des régions érodées, contrôlées par des mouvements tectoniques. Les environnements volcaniques modernes sont généralement situés dans des zones de tectonique active. De telles variations du niveau de base dans l'environnement de déposition de la Formation de Hauy auraient pu être causées par des failles normales en bordures du massif sialique inféré, soit par des affaissements de terrain associés au drainage des chambres magmatiques reliées aux paléo-volcans de la Formation (subsidence magmato-tectonique).

La figure 44 présente des blocs diagrammes reconstituant la

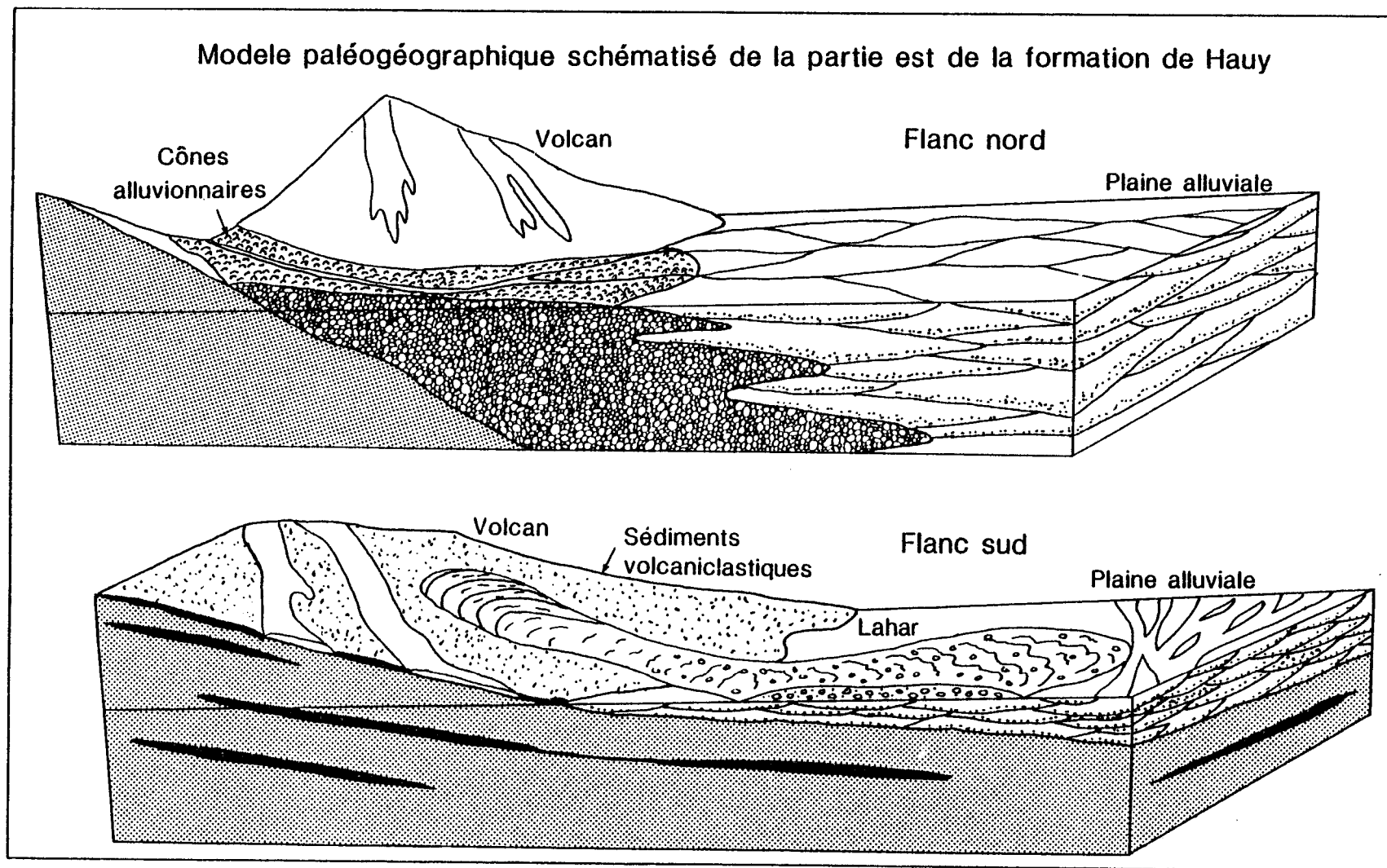


Figure 46; Bloc-diagramme montrant la paléogéographie lors de la déposition de la Formation de Hauy.

paléogéographie postulée pour les deux flancs du synclinal de la Formation de Haüy.

La principale caractéristique des assemblages de faciès des sédiments du flanc nord et du flanc sud du synclinal de la Formation de Haüy est que ceux-ci représentent un environnement de plaine alluviale cotière d'étendue kilométrique. Ceci signifie que la transition entre le milieu continental et le milieu marin dans cet environnement est plus graduel que les environnements de marges protocontinentales documentées au sud de la ceinture de l'Abitibi où les faciès conglomératiques de cônes alluvionnaires proximaux jouxtent les faciès turbiditiques marins sur de courtes distances (Dimroth et al., 1982; Hyde, 1980).

Les sédiments du flanc sud du synclinal sont constitués d'unités plus minces que celles du flanc nord, mais leur assemblage de faciès de plaine alluviale est similaire à ceux du flanc nord. La prédominance de roches volcaniques est probablement responsable de la rareté des sédiments; l'empilement de coulées de lave andésitique microporphyrrique est probablement responsable de modifications topographiques limitant la déposition de sédiments dans le secteur du flanc sud.

L'augmentation de l'épaisseur stratigraphique des grès et des conglomérats d'ouest en est, est accompagnée d'une variation de composition essentiellement volcanique à l'ouest à essentiellement plutonique à l'est, ce qui signifie que d'est en ouest, la source des

sédiments volcaniques est moins importante et que la source plutonique devient prédominante à l'est. Cette variation s'explique par la diminution de l'épaisseur stratigraphique des unités volcaniques pouvant constituer une source de sédiments à l'est, tandis qu'à l'ouest l'ensemble de la formation a un caractère essentiellement volcanique. Il est également possible que si la source des éléments de composition dioritique et tonalitique est effectivement le pluton de Chibougamau, la partie est de la formation, étant plus près de celui-ci, ait été l'objet d'un apport plus important en provenance de cette source que la partie ouest de la formation, plus distale.

L'hypothèse que la source des cailloux plutoniques soit le pluton de Chibougamau est compatible avec les observations de Dimroth et al. (1982; 1985). dans les Formations de Stella et de Hauy au sud-est de Chapais. Ces formations adjacentes au pluton de Chibougamau vers le sud et les fragments de composition plutonique sont des constituants majeurs des roches sédimentaires.

La différence entre la composition des grès et les conglomérats du nord et du sud du synclinal semble également confirmer une provenance du nord des éléments plutoniques. Les grès du flanc sud du synclinal sont très pauvres en feldspaths (figures 47 et 48). Or, toutes les roches plutoniques étant riches en feldspaths, la source de ces sédiments doit être entièrement volcanique. Par contre, les grès du flanc nord du synclinal sont assez riches en feldspaths; ceux-ci sont composés en grande partie de feldspaths d'origine

Composition des grès de la formation de Haüy à l'ouest de Chapais

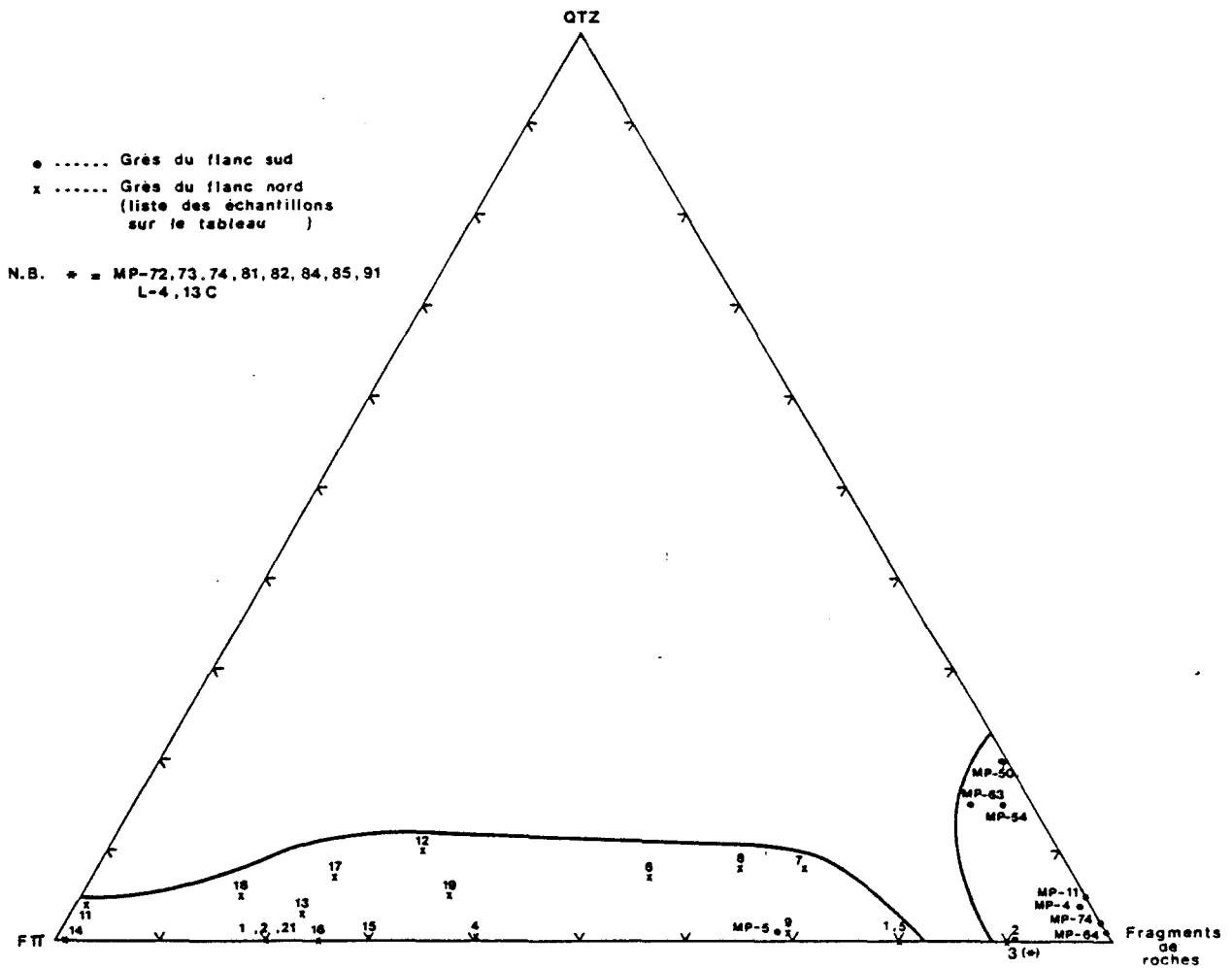


Figure 47; Composition des grès de la Formation de Haüy.

Figure 48; Compositions des grès du flanc nord et du flanc sud de la Formation de Haüy. Les numéros sur la figure correspondent aux échantillons suivants:

Flanc sud:		Flanc nord	
numéro	échantillon.	Numéro	échantillon
1	MP-82-4	1	MP-82-200
2	MP-82-5	2	MP-82-201
3	MP-82-11	3	MP-82-206
4	MP-82-50	4	MP-82-207
5	MP-82-54	5	MP-82-212
6	MP-82-63	6	RT-2
7	MP-82-64	7	RT-5
8	MP-82-72	8	RT-18
9	MP-82-73	9	MP-82-183
10	MP-82-74	10	MP-82-202
11	MP-82-81	11	MP-82-207a
12	MP-82-82	12	MP-82-212a
13	MP-82-84	13	MP-82-183a
14	MP-82-85	14	MP-83-17
15	MP-82-91	15	MP-82-201a
16	L-83-4	16	MP-82-206a
17	13-C	17	RT-83-16
		18	RT-83-4
		19	MP-82-208
		20	F-11
		21	MP-82-202a

Composition des grès du flanc sud

Echantillons (voir légende)	% %																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Quartz	5	1	1	20	12	13	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Feldspaths	-	31	-	-	3	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lave mafique	95	67	90	30	82	79	90	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Lave felsique	-	2	10	50	3	12	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Composition des grès du flanc nord

Echantillons (voir légende)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Quartz	-	-	-	-	-	7	8	8	1	-	4	10	3	-	-	-	7	5	5	-	-
Feldspaths	20	10	10	60	20	40	25	31	30	80	95	60	75	100	70	25	70	80	63	80	80
Lave intermédiaire	80	90	90	-	50	30	20	10	69	20	-	-	11	-	7	25	18	-	10	-	20
Diorite - Tonalite	-	-	-	-	30	-	7	4	-	-	1	15	-	-	10	-	5	15	22	20	-
Granophyres	-	-	-	-	-	23	40	47	-	-	-	15	11	-	8	50	-	-	-	-	-

FIGURE 48

Composition des éléments des unités de conglomérats

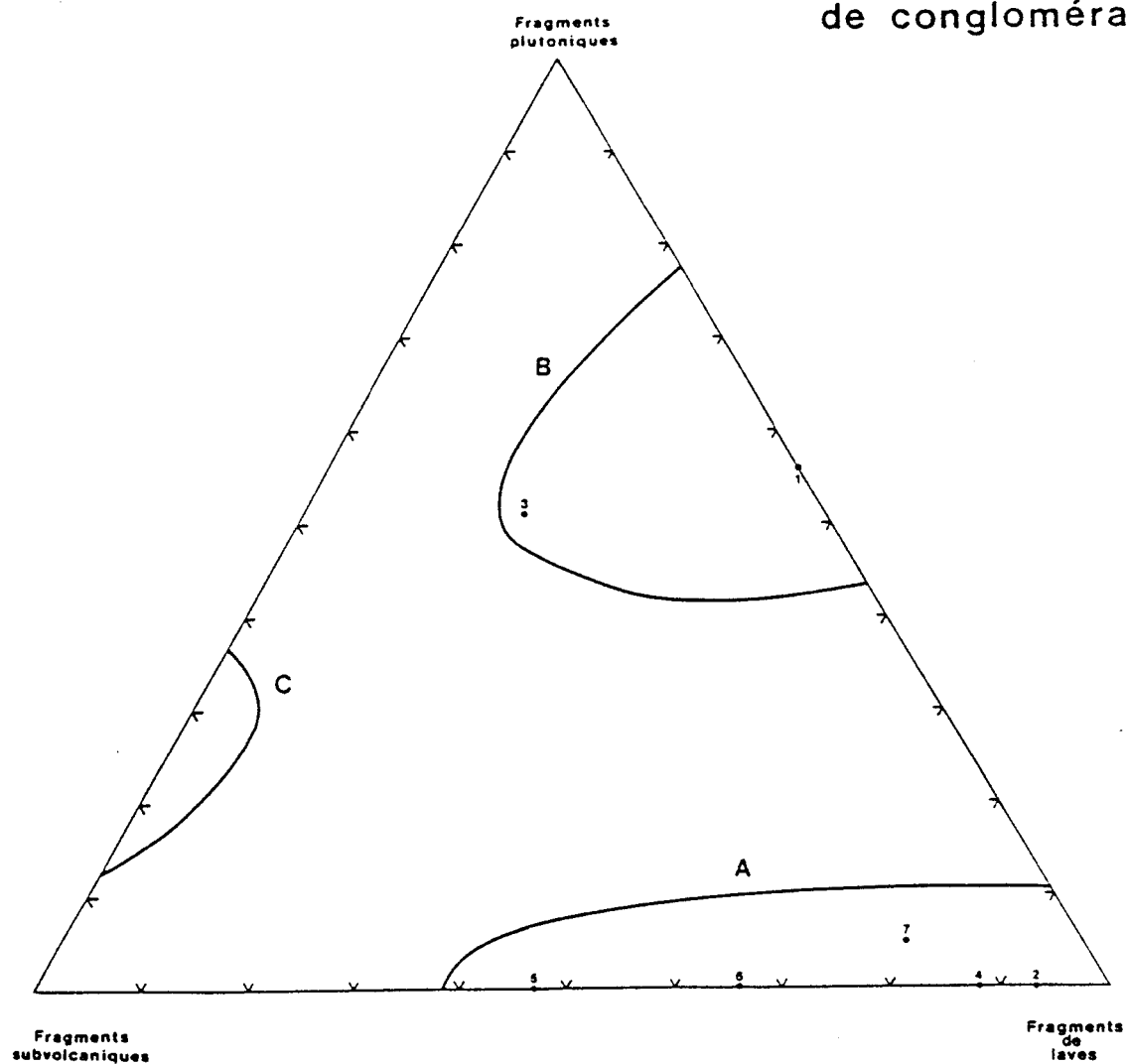


Figure 49; Composition des conglomérats du flanc nord de la
Formation de Hauy.

Composition des Conglomérats

	%								
Affleurements (voir légende)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rhyolite porphyrique à quartz - feldspaths	6	-	-	-	-	-	-	-	-
Andésite microporphyrique	89	42	4	80	13	32	7	65	-
Laves porphyriques de type 'Haüy'	tr	3	43	-	7	46	59	14	65
Granophyres sub-volcaniques	-	-	53	10	29	-	33	5	32
Diorite - Tonalite massive	-	57	-	-	51	22	-	16	-
Chert	5	-	-	10	-	-	-	-	-

Figure 50; Données des comptages de points des compositions des
conglomérats de la Formation de Haüy;

Légende

- 1) Affleurement 3 du lac Landing (flanc sud du synclinal)
- 2) L. électrique, coupe 2, affl. 2.
- 3) L. électrique, coupe 2, affl. 7.
- 4) L. électrique, coupe 2, affl. 7.4.
- 5) L. électrique, coupe 2, affl. 38.
- 6) L. électrique, coupe 1, affl. 3.
- 7) L. électrique, coupe 1, affl. 8.
- 8) L. électrique, coupe 1, affl. 14.
- 9) Lac Progress, affleurement L-13 (voir la carte à l'annexe 3).

plutonique et sont pauvres en quartz. Enfin les conglomérats du flanc C sud sont entièrement volcanoclastiques, tandis que les conglomérats du flanc nord appartiennent à trois groupes (figures 49 et 50). Le groupe A, prédominant à l'ouest, consiste de conglomérats composés de fragments volcaniques et de granophyres. Les groupes B et C, prédominant à l'est, contiennent des fractions plutoniques et granophyriques très importantes.

La définition des Formations de Stella et de Hauy du Groupe d'Opemisca dans leurs localités-types, au sud-est de notre région (Cimon, 1976), est basée sur le contenu en roches volcaniques interlitées dans les sédiments. Pour résumer, les deux formations sont constituées en prédominance de sédiments de faciès fluviatiles grossiers et marins de faible profondeur. La Formation de Stella, à la base, ne contient pas de roches volcaniques et ses sédiments sont dominés par une contribution plutonique. La Formation de Hauy, au sommet, contient environ 20% de coulées de lave et les sédiments contiennent une population très grande d'éléments à composition de nature volcanique, appartenant à la même formation.

En termes de faciès sédimentaire, les sédiments des Formations de Hauy et de Stella de la région-type au sud-est de Chapais sont très similaires à ceux de notre région sauf que les sédiments volcanoclastiques oligolithologiques intercalés entre les coulées de lave de notre secteur sont absents dans la région-type. Par contre, l'unité de conglomérat à l'est de notre région d'étude

ressemble beaucoup plus à la Formation de Stella qu'à la Formation de Hauy de la région type. Si les mêmes critères de différenciation entre les Formations de Stella et de Hauy de la bande au sud-est de Chapais étaient appliqués à l'intérieur de la Formation de Hauy à l'ouest, qu'à l'est de Chapais, les unités de conglomérat à éléments de composition plutonique et les grès arkosiques sus-jacents du flanc nord du synclinal dans les environs du lac Progress devraient être considérés comme faisant partie de la Formation de Stella.

Selon cette hypothèse, les Formations de Stella et de Hauy s'interdigitent latéralement dans les environs du lac Progress. En termes sédimentologiques, ceci signifie que les Formation de Stella et de Hauy sont plus ou moins contemporaines mais proviennent de sources différentes. La Formation de Stella, composée de sédiments à éléments de composition ignée plutonique provient d'une source émergente vers l'est ou le nord-ouest, tandis que la Formation de Hauy, contenant des laves et des sédiments de dérivation locale, s'est formée à partir d'un centre volcanique sub-aérien plus à l'ouest. Plus tard, le volcanisme shoshonitique s'est régionalisé et les roches volcaniques ont recouvert le terrain plutonique. Ainsi, la Formation de Stella à l'est de Chapais fut recouverte de conglomérats et de grès provenant en grande partie de ces volcans.

BIBLIOGRAPHIE

- Allard G. O., 1976. Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and métallogeny; M.R.N.Q., DP-368, 466p.
- Baragar W. R. A., 1984. Pillow Formation and Layered Flows in the Circum-Superior Belt of Eastern Hudson Bay. Jour. Canadien des Sciences de la Terre, V. 21, No 7, p 781-792.
- Bonney T. J., 1876. On columnar, fissile and spheroidal structure. Quaterly Journal of the Geological Society of London, 32, pp. 140 - 154.
- Charbonneau J. M., 1981. Rapport Préliminaire; Cantons de Dolomieu (1/2 E) et de Daubrée (1/4 SW). M.E.R.Q., DP-844, 1981, 26p.
- Charbonneau J. M., Picard C., Dupuis-Hébert L., 1983. Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourne, Abitibi-est. M.E.R.Q. Rapport d'étape des travaux en cours à la division du précambrien, ET-82-01, 1983, pp 1-68.
- Christiansen R. L., Lipman P. W., 1966. Emplacement and Thermal History of a Rhyolite Lava Flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada. Geological Society of America Bull., v. 77, pp. 671 - 684.

- Cimon J., 1976. Cantons de Quéylus (NW) et Haüy (NE), Rapport Préliminaire, M.R.N.Q., RP-613, 1976, 45p.
- Cousineau P., Dimroth E., 1982. Interpretation of the Relations Between Massive, Pillowed and Brecciated Facies in an Archean Submarine Andesite Volcanoe - Amulet Andesite, Rouyn-Noranda, Canada. Journal of Volcanology and Geothermal Research, V 13, p 83-102.
- Daigneault R. et Allard G. O., 1983. Stratigraphie et Structure de la Région de Chibougamau: Dans Stratigraphie des Ensembles Volcano-Sédimentaires Archéens de l'Abitibi: Etat des connaissances, MERQ., DV 83-11, p. 1-17.
- Dimroth E., Muller W., Archer P., Gobeil A., Allard G. O., 1982. Evidence for Extensive Archean Shallow Marine Sedimentation in the Chibaugamau Area, Quebec. Dans: Current Research, Part A, Commission Geologique du Canada, Paper 82 - 1A, pp. 29 - 36.
- Dimroth E., Rocheleau m., Mueller W., Archer P., Brisson H., Fortin G., Jutras M., Lefebvre C., Piché M., Pilote P. et Simonneau P., 1985. Paleogeographic and Paleotectonic Response to Magmatic Process: A Case History from the Archean Sequence in the Chibaugamau Area, Quebec. Geol. Rundschau, Vol 74, No 1, p 11-32.
- Durocher M., 1979. Canton d'Opémisca et Quart N E du canton de Cuvier, Rapport intérimaire, R.N.Q., DP-61, 31p.

- Duquette G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et Relations
Metallogéniques dans la Région de Chibaugama. Etude spéciale
8, Service des Gîtes Minéraux, MRN Quebec 1970, 16p.
- Enos p., 1977. Flow Regimes in Debris Flows. Sedimentology v. 24, pp.
133 - 142
- Fisher R. V., 1960. Criteria for Recognition of Laharic Breccias,
Southern Cascade Mountains, Washington. Geological Society of
America Bull., v. 71, pp. 127 - 132.
- Fisher R. V., 1961. Proposed Classification of Volcaniclastic Sediments
and Rocks. Geological Society of America Bull., v. 72, pp.
1409 - 1414
- Fisher R. V., 1971. Features of Coarse-Grained, High-Concentration
Fluids and their Deposits. Journal of Sedimentary Petrology,
v. 41, pp. 916 - 927.
- Folk R. L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing
Co. Austin, Texas, 78703, 182p.
- Franconi A., 1983. Le groupe d'Opémisca dans le secteur du Lac Landing,
cantons de Daubrée et Dolomieu. Rapport d'étape des travaux en
cours à la division du précambrien, M.E.R.Q., ET-82-01, 1983,
p. 69.

- Friedman G. M., 1967. Dynamic Processes and Statistical Parameters Compared for Size Frequency Distribution of Beach and River Sands. Jour. of Sed. Petrology, Vol 37, No 2, p 327-354.
- Hiller N., Stavrakis N., 1980. Distal Alluvial Fan Deposit in The Beaufort Group of the Eastern Cape Province. Trans. Geol. Soc. S. Africa, v. 83, pp 353 - 360.
- Hooke R. LeB., 1967. Processes on Arid - Region Alluvial Fans. Journal of Geology, v. 75, pp. 438 - 460.
- Hsu K. J., 1975. Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfall. Geological Society of America Bull., v. 86, pp. 129 - 140.
- Hunt C. B., 1938. A Suggested Explanation of the Curvature of Columnar Joints in Volcanic Necks. American Journal of Science, v. 36, pp. 142 - 149.
- Hyde R. S., 1980. Sedimentary Facies in the Archean Timiskaming Group and Northeastern Ontario, Canada. Precambrian Research, v. 12, pp. 161 - 195.
- Jolly W. T., 1976. Metamorphic History of the Archean Abitibi Belt. Commission Geologique du Canada, Paper 76 - 1A, pp. 409 - 412.

- Jones J. C., 1968. Pillow Lava and Pahoehoe. *Journal of Geology*, v. 76, pp. 485 - 488.
- Jones J. C., 1969. Pillow Lava and Pahoehoe: A Reply. *Journal of Geology*, v. 77, pp. 732 - 734.
- Kuenzy W. D., Horst O. H., McGehee R. V., 1979. Effect of Volcanic Activity on Fluvial-Deltaic Sedimentation in a Modern Arc-Trench Gap, Southwestern Guatemala. *Geological Society of America Bull.*, v. 90, pp. 827 - 838.
- Logsdon M. J., 1981. A Preliminary Basin Analysis of the El Rito Formation (Eocene), North-Central New Mexico. *Geological Society of America Bull.*, v. 92, pp. 968 - 975.
- Lyndon P. A., 1968. Geology and Lahars of the Tuscan Formation, Northern California. *Geological Society of America Mem.* 116, pp 441 - 475.
- Macdonald G. A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Engelwood Cliffs, N. J., Chap 5, pp. 66-107.
- McGowen J. H., Garner L. E., 1970. Physiographic Features and Stratification Types of Coarse-Grained Point Bars: Modern and Ancient Examples. *Sedimentology*, v. 14, pp. 77 - 111.
- Mills H. H., 1984. Clast Orientation in Mount St. Helens Debris-Flow Deposits, North Fork Toutle River Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54 pp. 626 - 634.

- Naylor M. A., 1980. The Origin of Inverse Grading in Muddy Debris Flows Deposits - A Review. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, pp. 1111 - 1116.
- Norman G. W. H., 1937. East Half of Opemisca Map Area, Quebec: Geol. Surv. of Canada., Rapport 37-11.
- Otis M., 1982. Demie nord du canton de Daubrée. M.E.R.Q., DP-924, (1 carte).
- Parsons W. H., 1967. Manner of Emplacement of Pyroclastic Andesite Breccias. *Bulletin Volcanologique*, v. 30, pp. 177 - 187.
- Peterson D. W., Tilling R. I., 1980. Transition of Basaltic Lava from Pahoehoe to AA, Kilauea Volcano, Hawaii: Field Observations and Key Factors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 7, pp. 271 - 293.
- Picard C., Piboule M., Charbonneau J. M., 1984. Pétrogénèse des volcanites archéennes hautement potassiques du groupe d'Opémisca (région de Chapais, Abitibi-est). Dans Guha J. et Chown E. H., (ed.), Chibougamau- Stratigraphy and Mineralisation, CIMM Special Volume 34, 1984, p. 35-47.

- Picard C., 1983. Le Sillon des Roches Vertes de Matagami-Chibougamau dans les Cantons de Daubrée et Dolomieu: Un Bel Exemple d'Evolution Magmatique Archéenne; dans "Stratigraphie des Ensembles Volcano-Sédimentaires Archéens de l'Abitibi: Etat des Connaissances". MERQ., DV-83-11, p. 47-56.
- Racicot D., Chown E. H., Hanel T., 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt; a preliminary survey. Dans Guha J. et Chown E. H., (ed.), CIMM. Special Volume 54, 1984, p. 178-197.
- Reineck H. E., Singh I. B., 1973. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, 439p.
- Rodine J. D., Johnson A. M., 1976. The Ability of Debris, of Heavily freighted with Coarse Clastic Materials, to Flow on Gentle Slopes. Sedimentology, v. 23, pp. 213 - 234.
- Roubault M., Fabies J., Touret J., Weisbrod A., 1963. Détermination des Minéraux des Roches au Microscope Polarisant. Lamarre-Poinat, Paris, 365p.
- Rust B. R., Koster E. H., 1984. Coarse alluvial Deposits. Dans Walker R.G. (ed.), Facies Models, second edition, Geoscience Canada Reprint Series I, 1984, p. 53.

- Smith D. G., Putnam P. E., 1980. Anastomosed River Deposits: Modern and Ancient Examples in Alberta, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, v. 17, pp. 1396 - 1406.
- Smith D. G., Smith N. D., 1980. Sedimentation in Anastomosed River Systems: Examples from Alluvial Valleys Near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, pp. 157 - 164.
- Sneh A., 1979. Late Pleistocene Fan-Deltas Along The Dead Sea Rift. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, pp. 541 - 552.
- Squires R. L., 1981. A Transitional Alluvial to Marine Sequence: The Eocene Lajas Formation, Southern California. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, pp. 923 - 938.
- Steward D. J., 1981. A Meander Belt Sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, v. 28, pp. 1 - 20.
- Swanson D. A., 1973. Pahoehoe Flows from the 1969 - 1971 Mauna Ulu Eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bull.*, v. 84, pp. 615 - 626.

- Vicars R. G., Breyer J. A., 1981. Sedimentary Facies in Air-Fall Pyroclastic Debris, Arikaree Group (Miocene), Northwest Nebraska, U.S.A. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, pp. 909 - 921.
- Walker R. G., Cant D. J., 1984. Sandy Fluvial Systems. Dans Walker R. G., (ed.) *Facies Models*, second edition, Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 71-89.
- Watchorn M. B., Armstrong N. V., 1980. Contemporaneous Sedimentation and Volcanism at the Base of the Early Precambrian Nsuze Group, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, v. 83, pp. 231 - 238.
- Wentworth C. K., 1954. The Physical Behavior of the Basaltic Lava Flows. *Journal of Geology*, v. 62, pp. 425 - 438.
- Wentworth C. K., Macdonald G. A., 1953. Structures and Forms of the Basaltic Rocks in Hawaii. *U.S.G.S. Bulletin* 994, 98p.
- Williams P. F., Rust B. R., 1969. The Sedimentology of a Braded River. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, pp. 649 - 679.

Wolhuter L. E., 1962. The Southeast Quarter of Daubree Township, Abitibi
East County. M.R.N. Quebec, P.R. 474, 16p.

ANNEXE 1
PHOTOGRAPHIES

Photo 1; Photomicrographie en nicols croisés d'andésite microporphyrrique. La mésostase est constituée de microlites de plagioclases et de chlorite interstitielle avec jusqu'à 1% de magnétite disséminée. Les microphénocristaux de plagioclase constituent de 1 à 30% du volume de la roche.

Photo 2; Coupe à travers une succession de coulées basaltiques pahoéhoé préhistoriques en bordure du "chain of craters road" de la partie est de l'île d'Hawaii, U.S.A. Notez la forme irrégulière des lobes de laves.

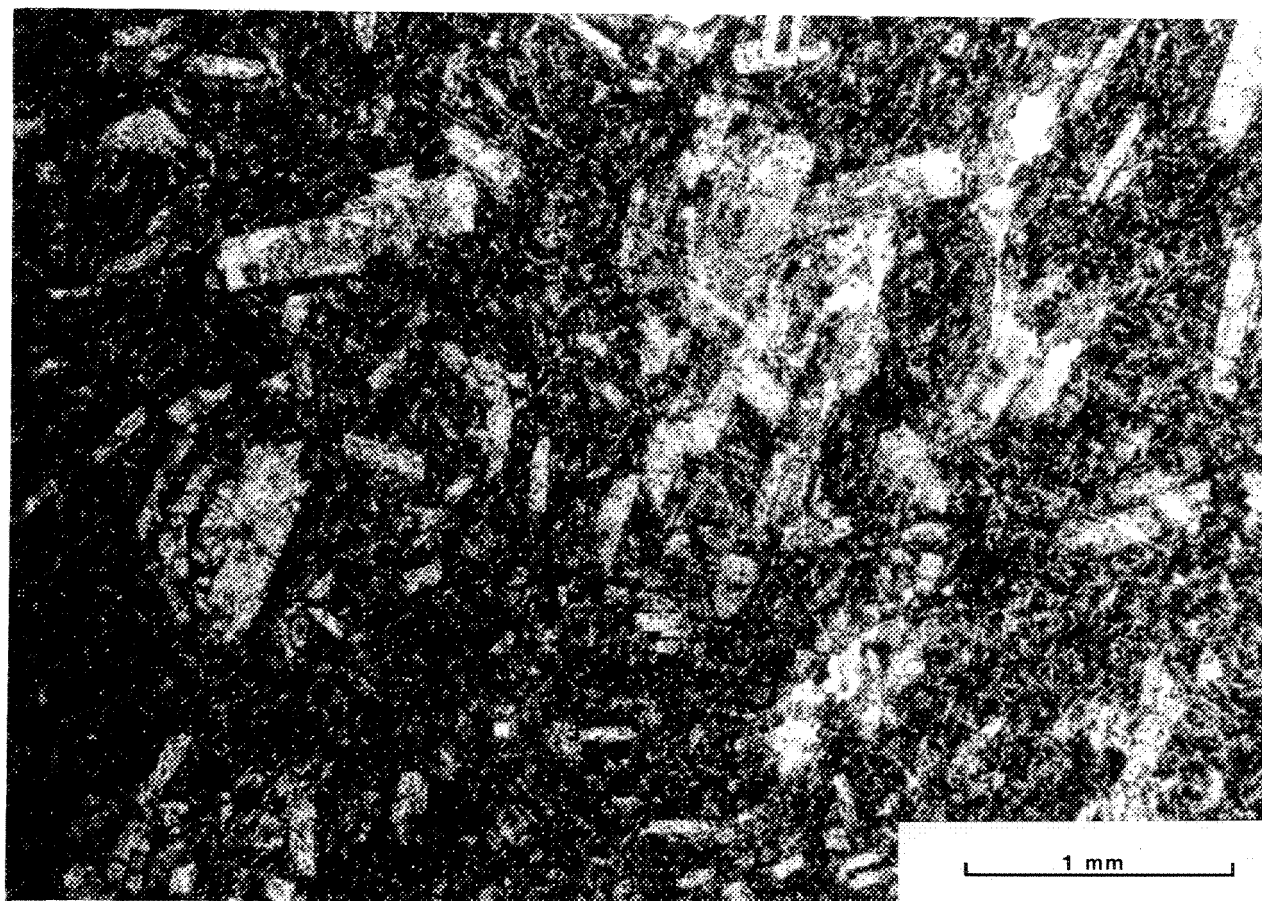


Photo 3; Lobes d'andésite microporphyrrique amygdalaire de la base de la coupe 1 du lac Landing, (secteur F de la **carte** à l'annexe 3).

Photo 4; Photomicrographie d'une zone fortement amygdalaire à la base d'une coulée d'andésite microporphyrrique bréchique de la coupe 1 du lac Landing. Notez les deux types d'amygdales; a) sub-sphériques, b) de formes étirées et irrégulières.

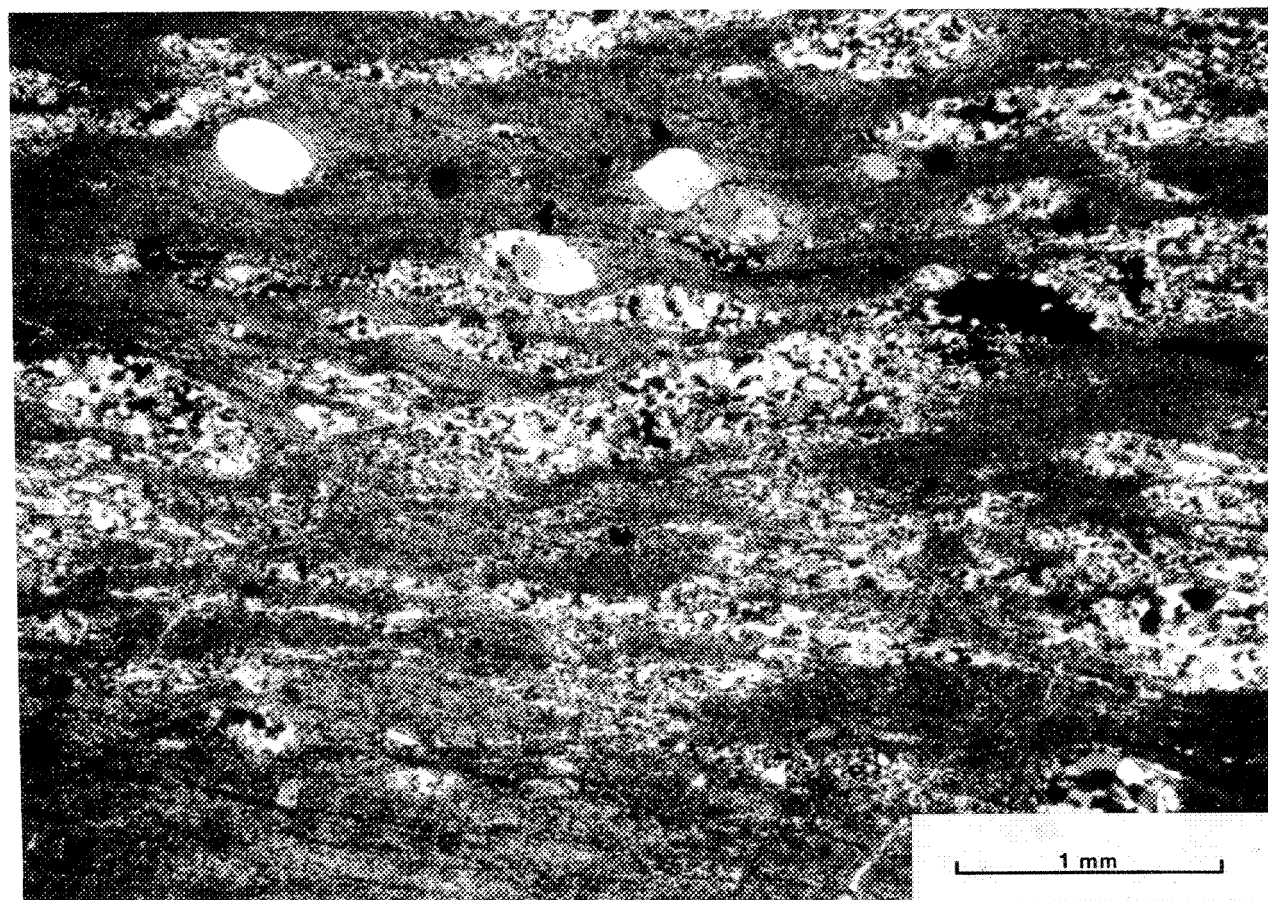


Photo 5; Détail d'une brèche de sommet de coulée d'andésite microporphyrrique bréchique de la partie supérieure de la coupe 1 du lac Landing. Les fragments de petite taille de ton pâle sont séricitisés.

Photo 6; Vue d'ensemble de coulées andésitiques microporphyrriques bréchiques de la partie supérieure de la coupe 1 du lac Landing. Le sommet stratigraphique est vers la gauche. La règle mesure 45 cms.

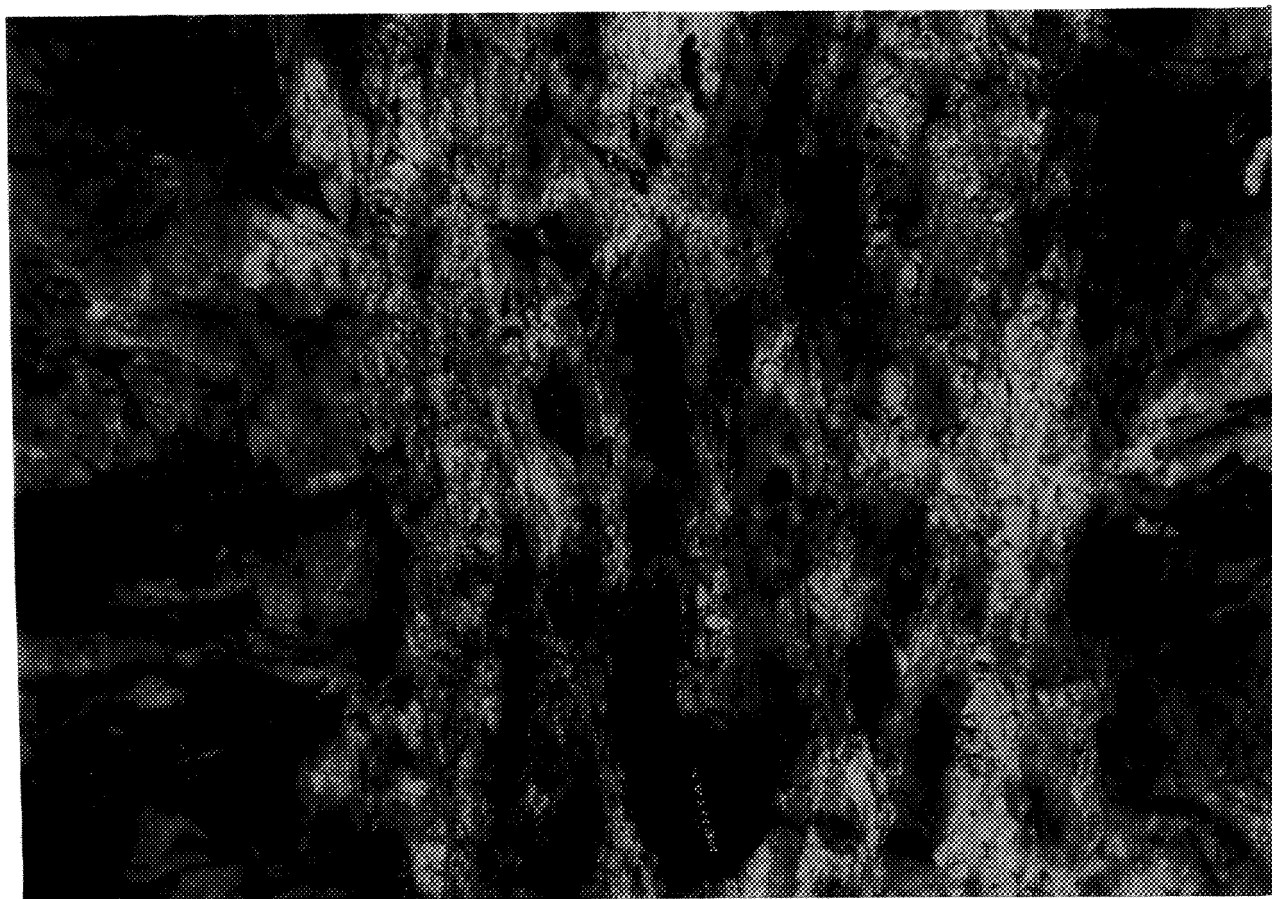


Photo 7; Section à travers des coulées aa récentes de basalte en bordure du "chain of craters road" de la partie est de l'île d'Hawaii, U.S.A; le carnet mesure 15 centimètres dans sa grande dimension. Notez le contact net entre les parties massives et bréchiques.



Photo 8; Détail d'une partie massive d'une coulée à lobes de basalte porphyrique à olivine et à pyroxène de la partie nord-ouest de la Formation de Hauy.

photo 9; Photomicrographie de basalte porphyrique à olivine et à pyroxène, amygdalaire, montrant dans la partie inférieure droite de la photo un pseudomorphe de phénocrystal d'olivine remplacé par de la chlorite et des amphiboles dans les fractures primaires (en couleur claire).

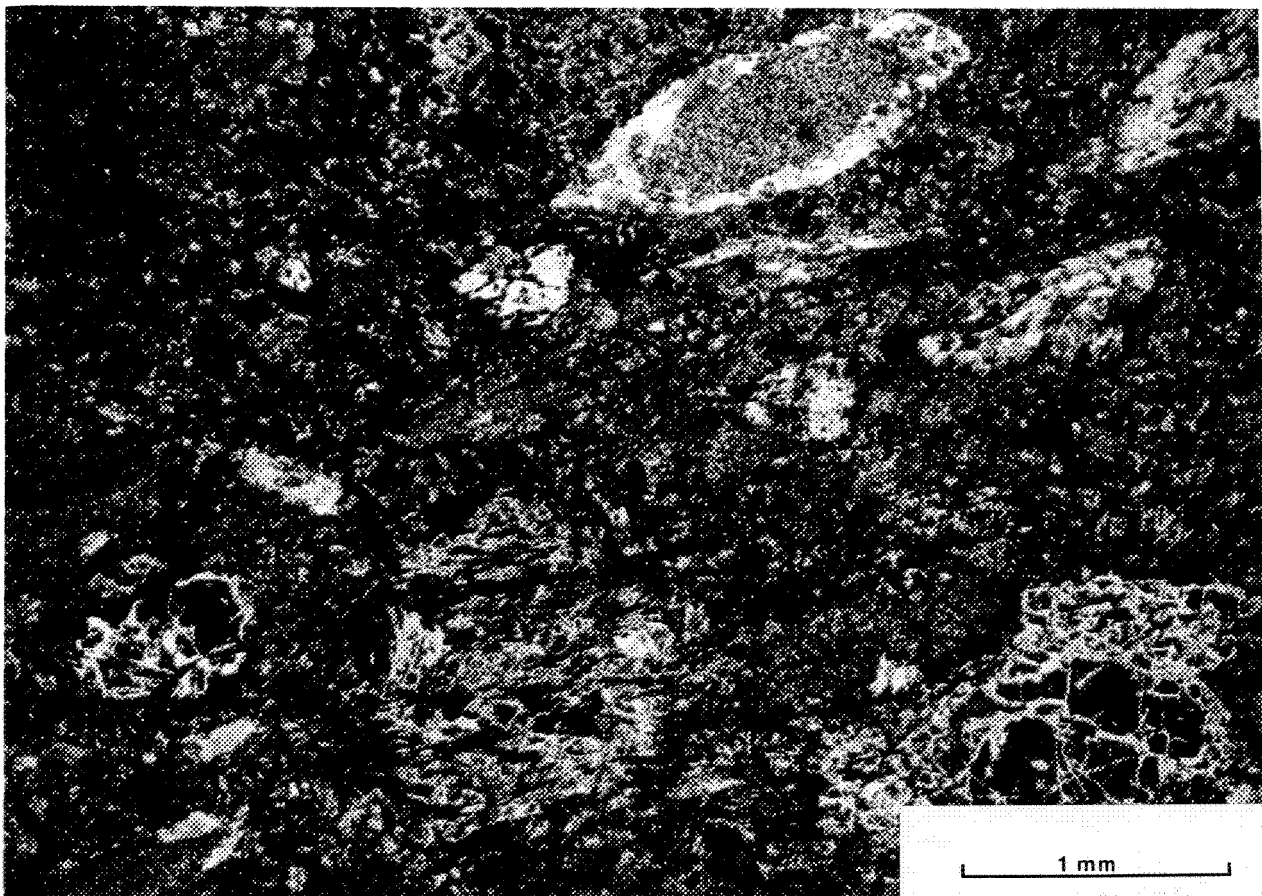
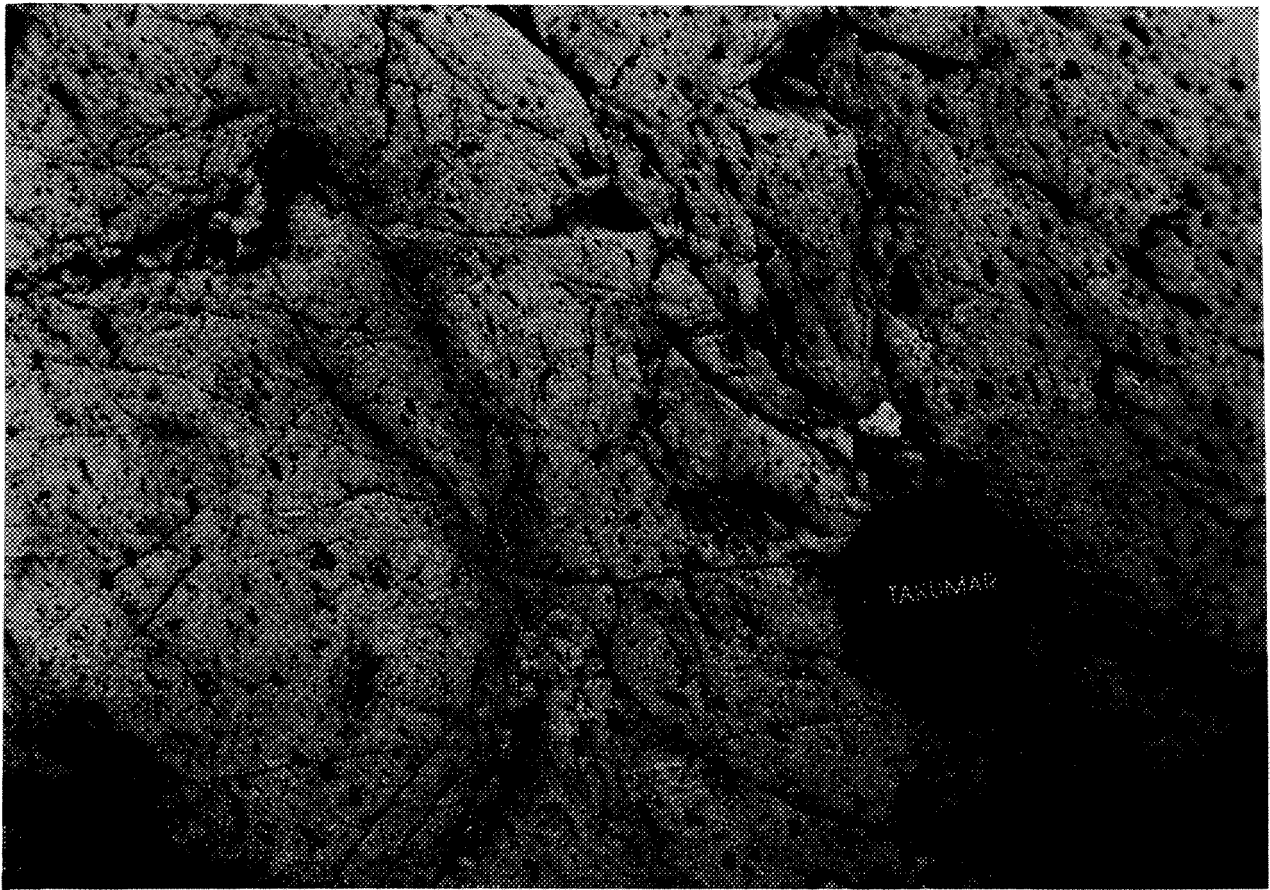


Photo 10; Détail d'un affleurement à surface altérée d'une partie massive d'une coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase de la coupe 2 du lac Landing, (secteur G sur la **carte** à l'annexe 3). Notez la texture fluidale des phénocristaux de plagioclase.

Photo 11; Photomicrographie en nicols croisés d'une trachyandésite porphyrique à plagioclase montrant un phénocristal fracturé de plagioclase avec coeur epidotisé et la mésostase à texture microporphyrique.

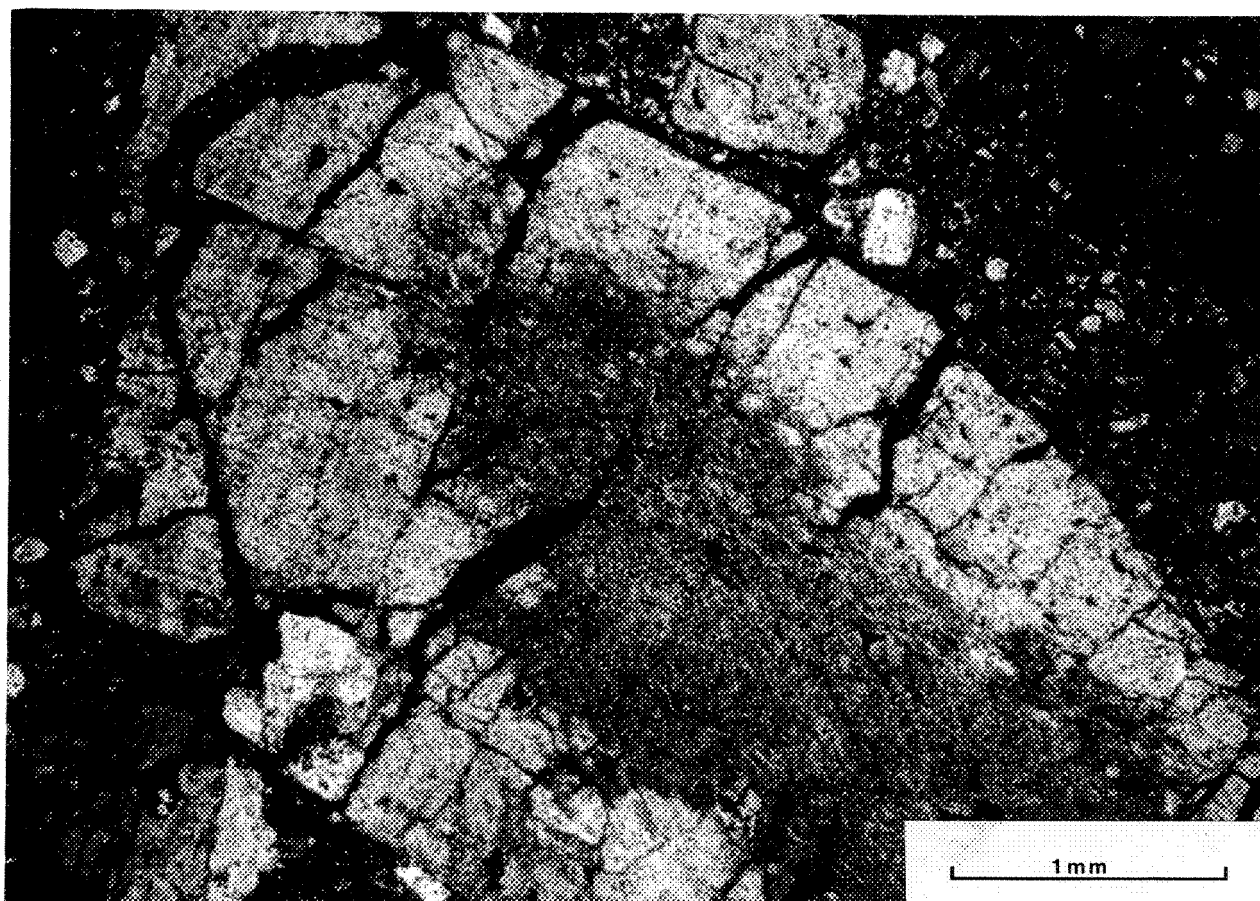
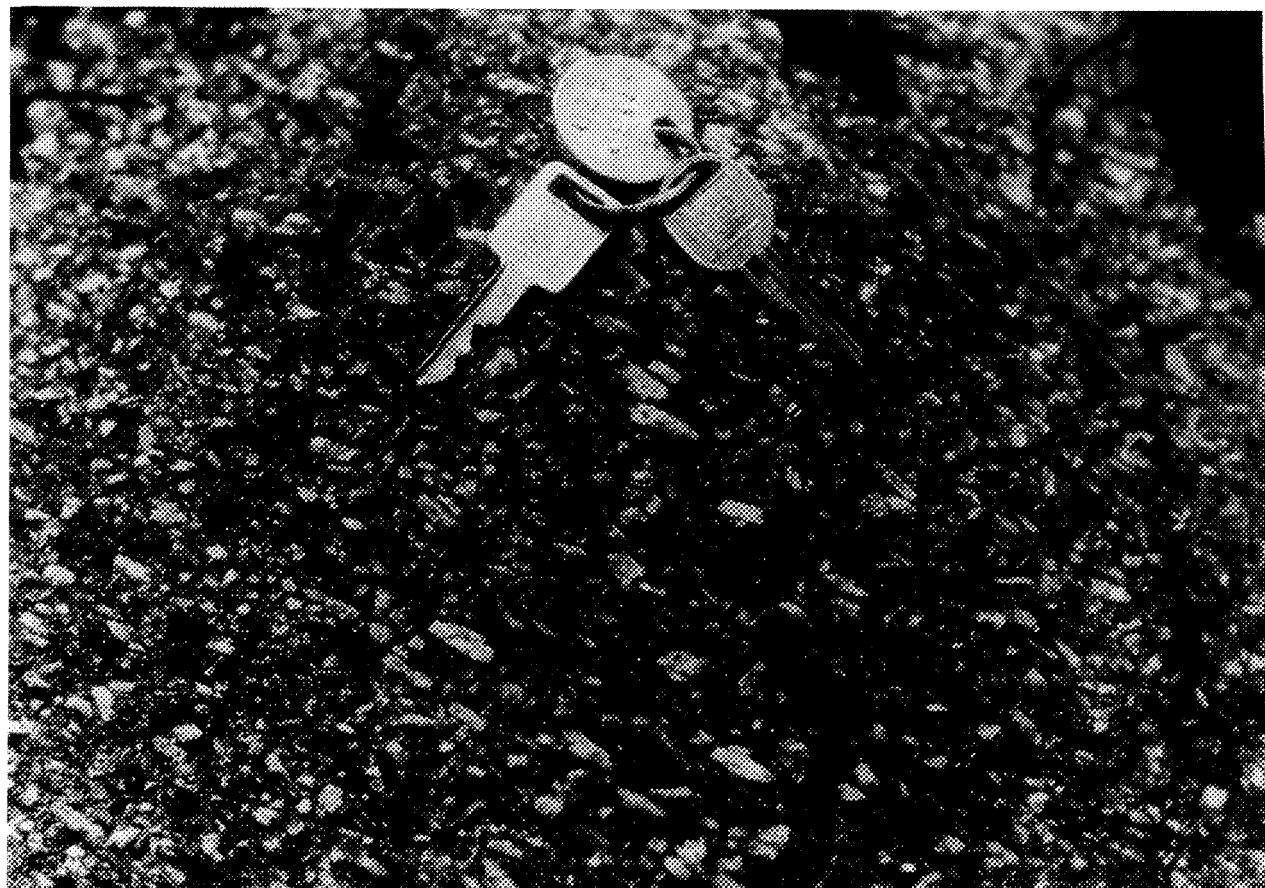


Photo 12; Lave andésitique microporphyrrique à fracturation polygonal e du sommet de la coupe 1 du lac Landing, montrant un début de bréchification en bordure des fractures. Notez l'altération séricitique le long des fractures.

Photo 13; Brèche de sommet de coulée de trachyandésite porphyrique à plagioclase de la coupe 2 du lac Landing. La roche à un aspect cisailé en raison de la proximité de la faille Kapunapotagen. Les zones sombres et diffuses représentent de la lave fragmentaire à grains fins chloritisée entre les fragments de plus grande dimension, plus pâles.

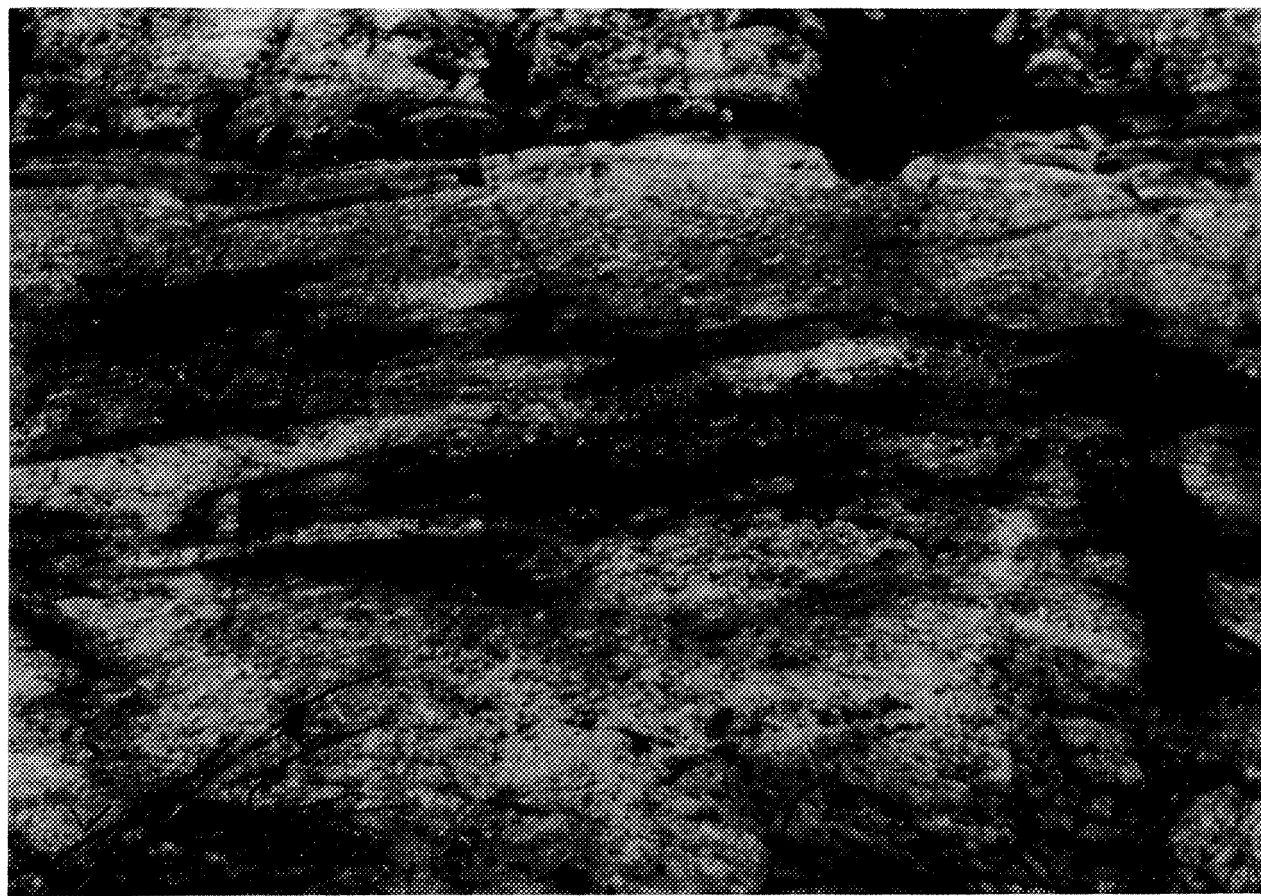
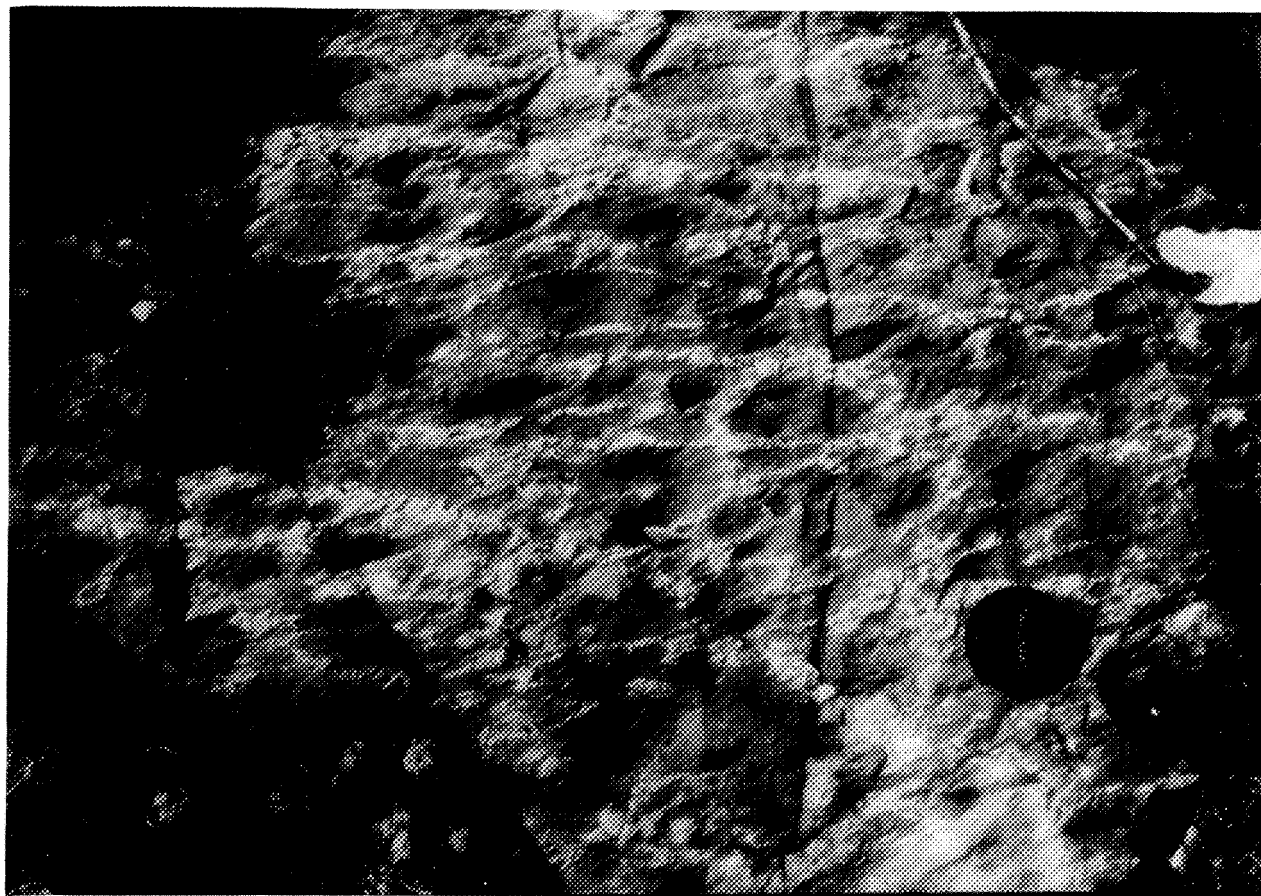


Photo 14; Zone particulièrement riche en amygdales dans une coulée bréchique de trachyandésite porphyrique à plagioclase de la coupe 2 du lac Landing. Notez les morphologies irrégulières de celles ci. Les rayures verticales sont des stries glaciaires.

Photo 15; Surface de coulée basaltique aa d'avril 1983 du volcan Kilauéa de l'île d'Hawaii U.S.A. montrant des scories aa ainsi qu'une quantité importante de matériel à grains fin résultant du broyage des fragments entre eux lors de l'épanchement de la coulée.



Photo 16; Conglomérat volcanoclastique à éléments de lave andésitique microporphyrrique de la coupe 2 du lac Landing.

Photo 17; Conglomérat volcanoclastique à éléments de lave andésitique microporphyrrique amygdalaires de la région du lac Landing. La roche est très cisailée en raison de la proximité de la faille Kapunapotagen au sud.

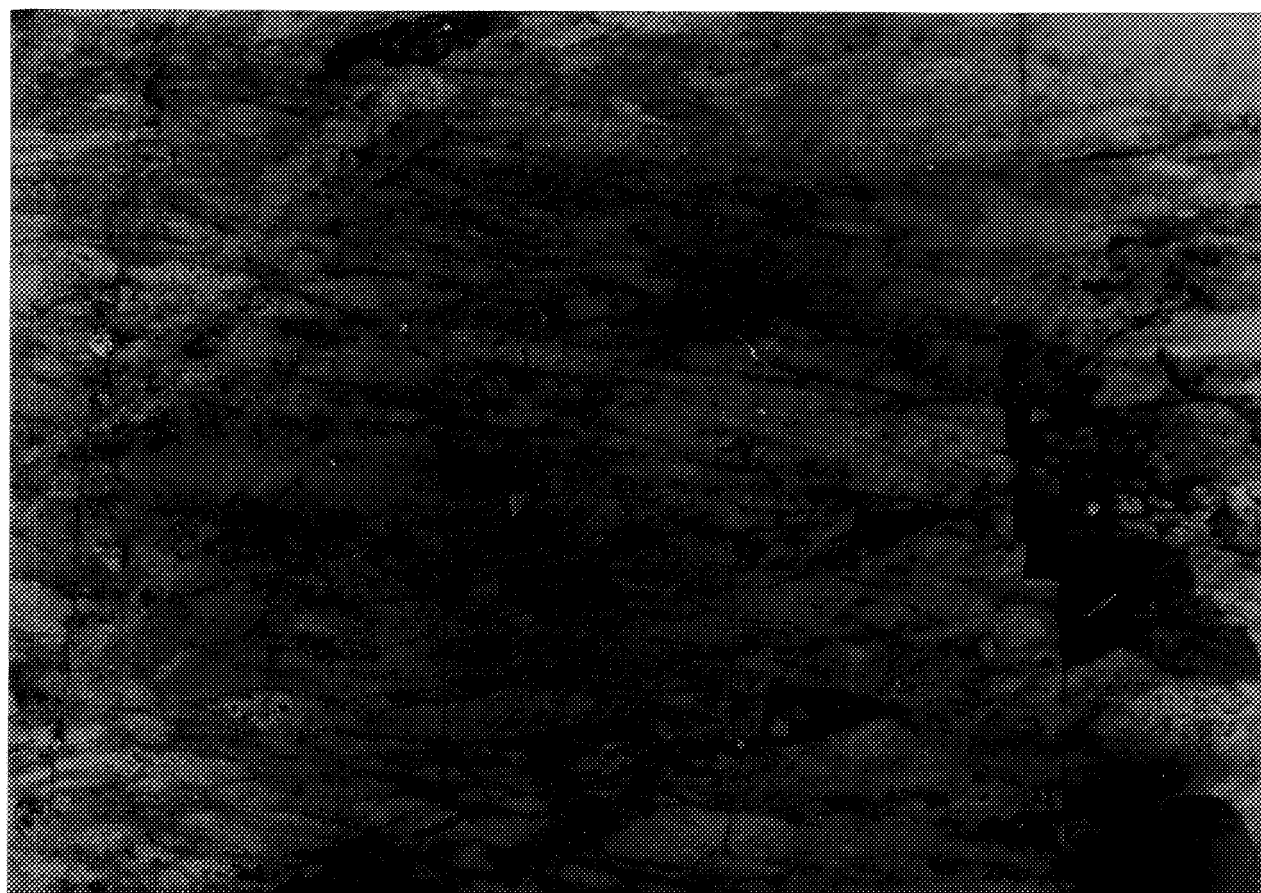


Photo 18; Congolmérat boueux à fabrique ouverte, à éléments de lave andésitique microporphyrrique formant la partie supérieure du dépôt de lahar de la coupe 1 du lac Landing.

Photo 19; Conglomérat boueux à fabrique ouverte similaire à celui montré sur la photo 18 mais provenant de 50 mètres au nord de la coupe 2 du lac Landing.

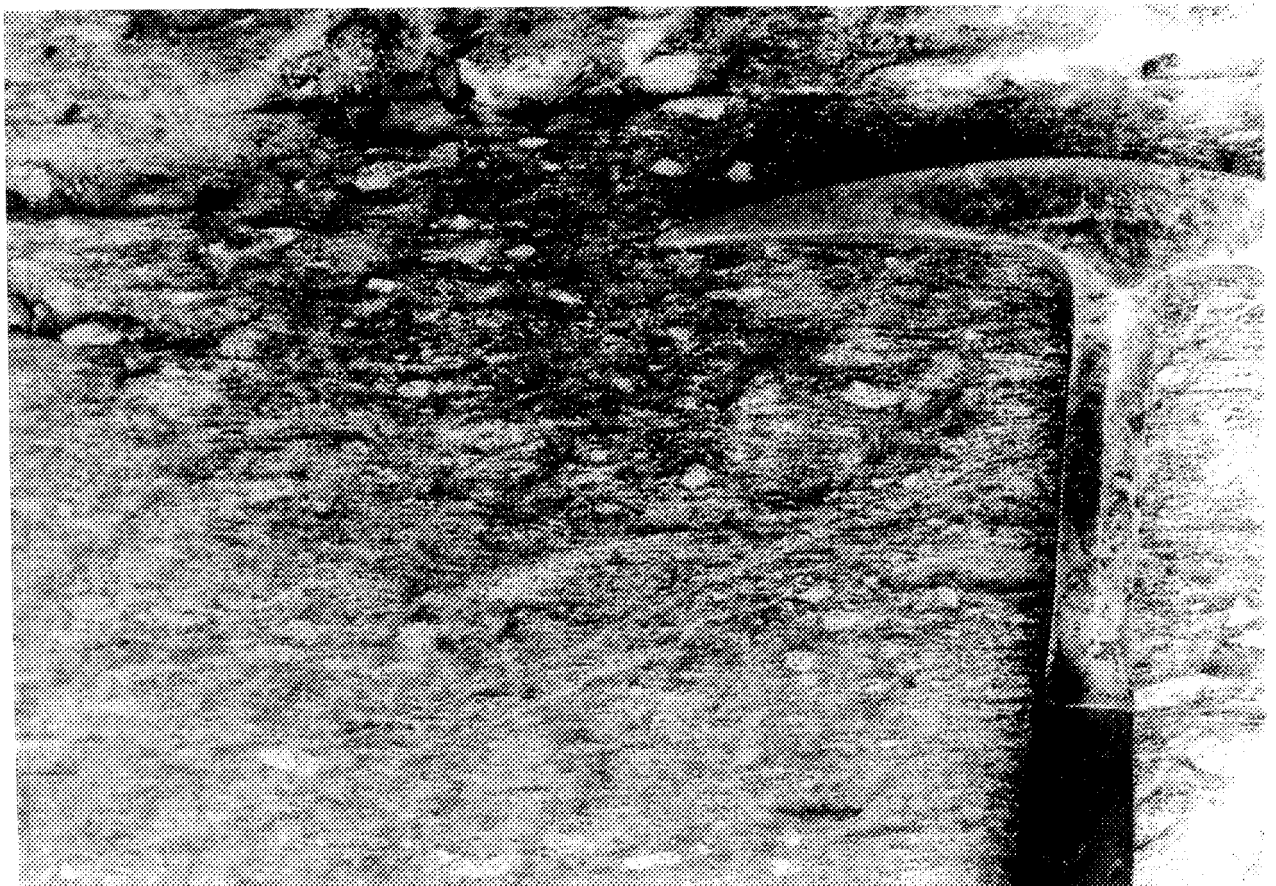
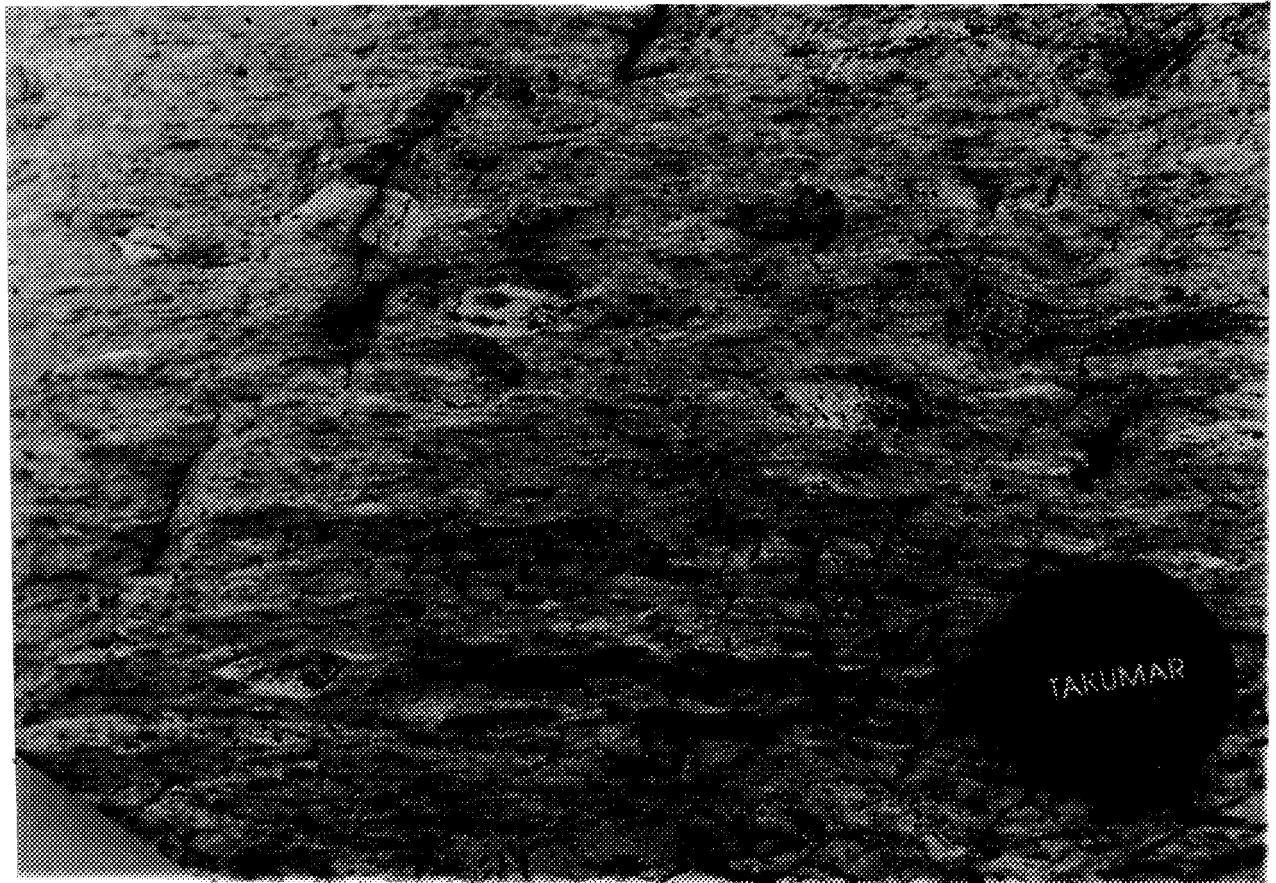


Photo 20; Lits d'arénite lithique volcanoclastique à base de cailloux arrondis de rhyolite et de lave andésitique microporphyrrique de la base de la coupe 4 du lac Landing (secteur H sur la **carte** à l'annexe 3). Le crayon mesure 12 centimètres.

Photo 21; Litharénite volcanoclastique grossière à laminations parallèles du sommet de la coupe 2 du lac Landing. Les graduations de la chaîne sont en centimètres.

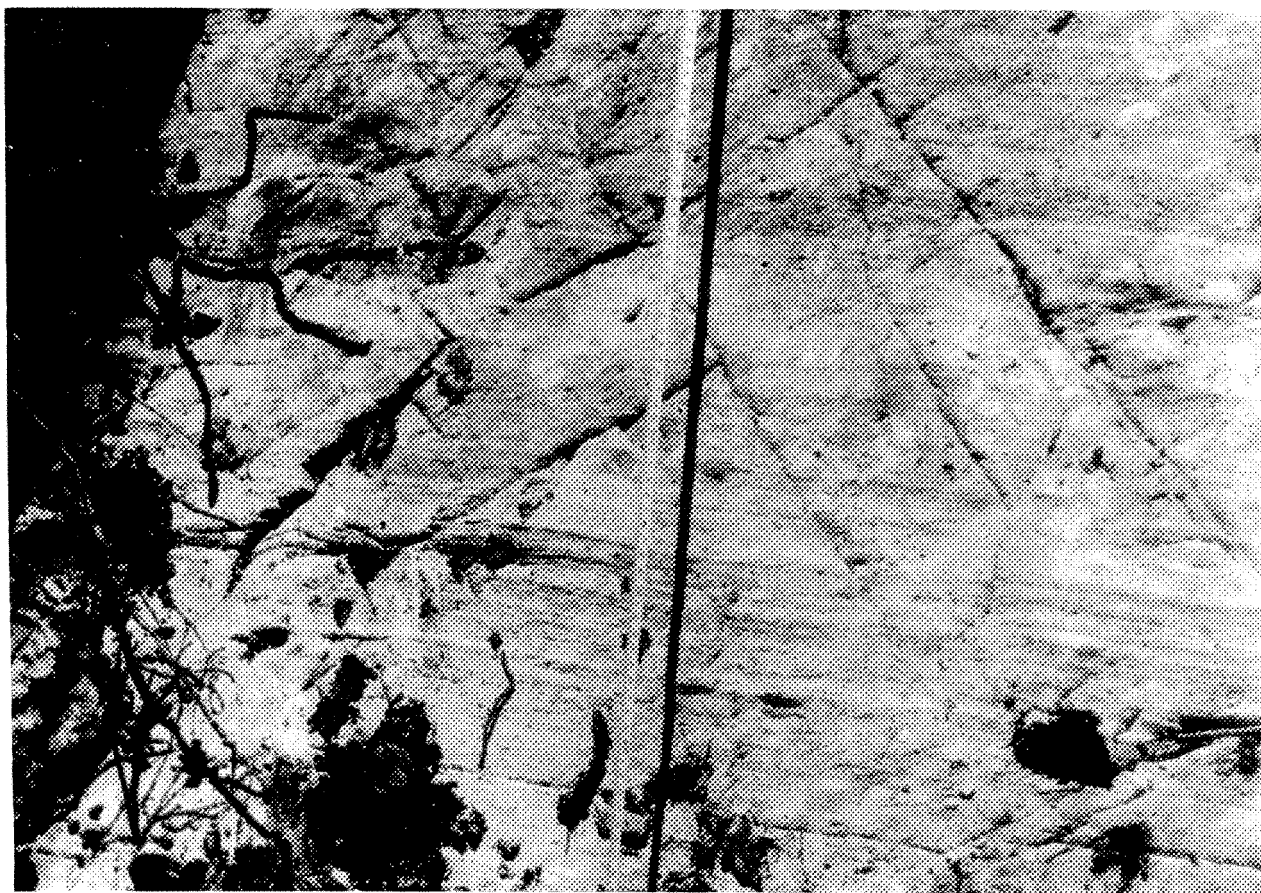
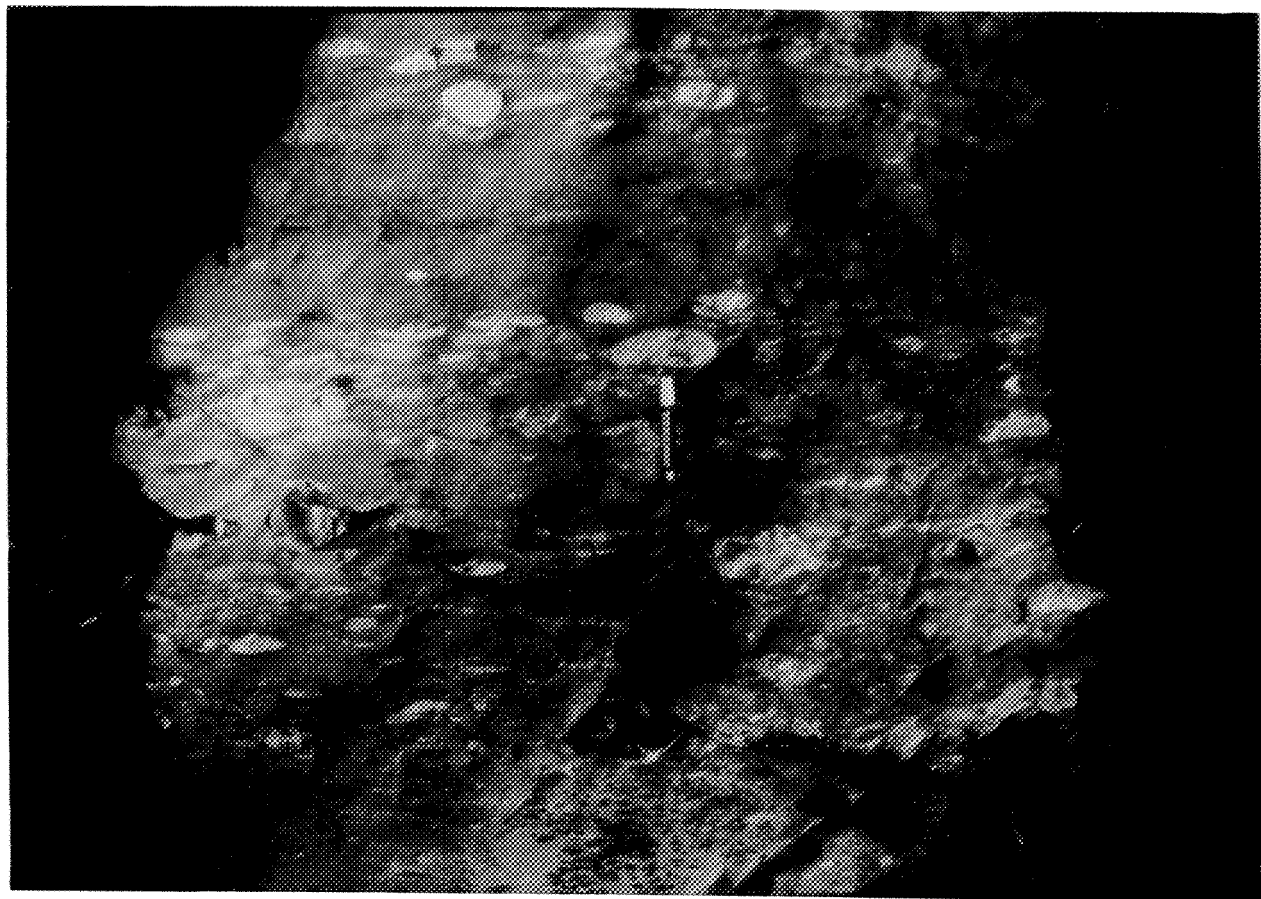


photo 22; Photomicrographie en nicols croisés d'une litharénite
grossière de la base de la coupe 4 du lac Landing.

Photo 23; Lits de mudstones intraclastiques intercalés entre des lits
de litharénite au sommet de la coupe 2 du lac Landing.

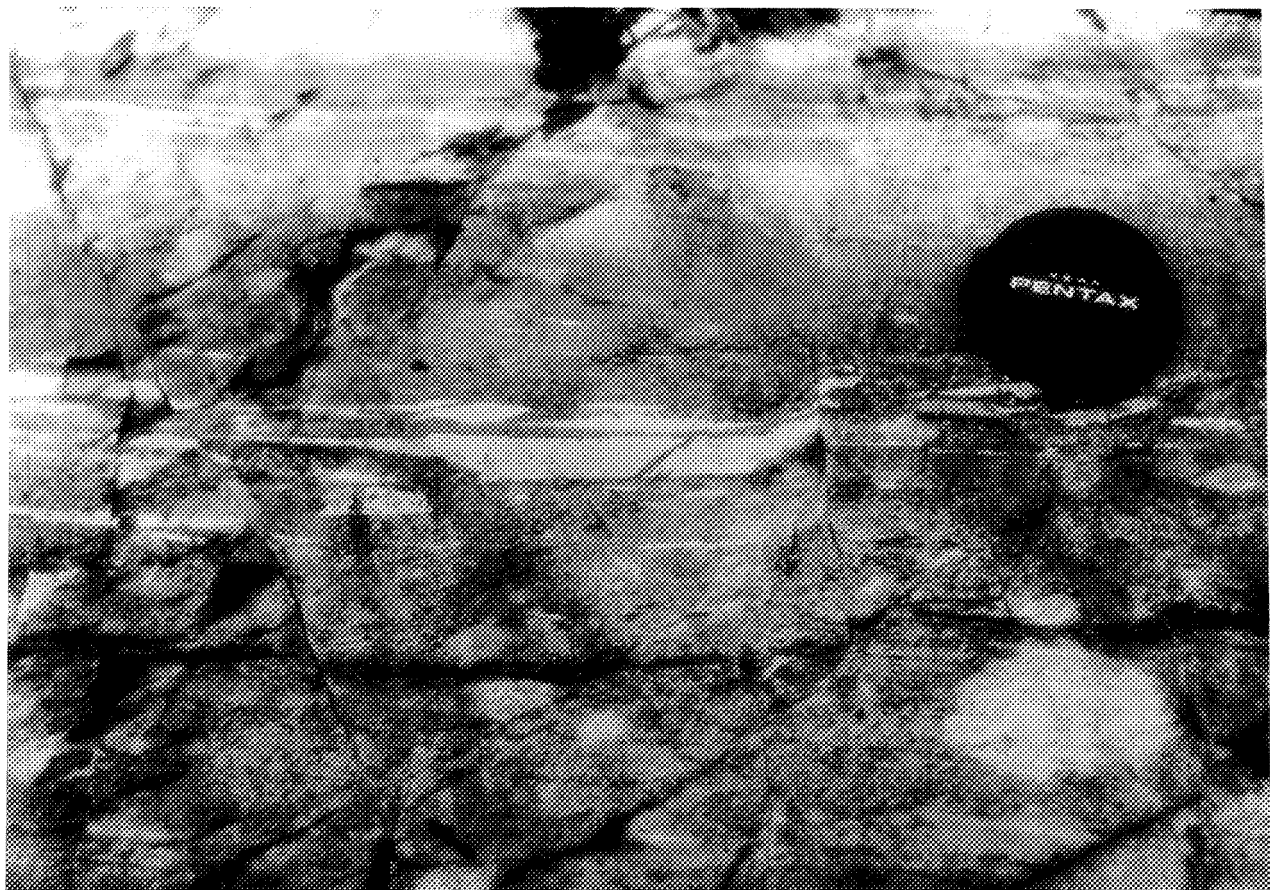
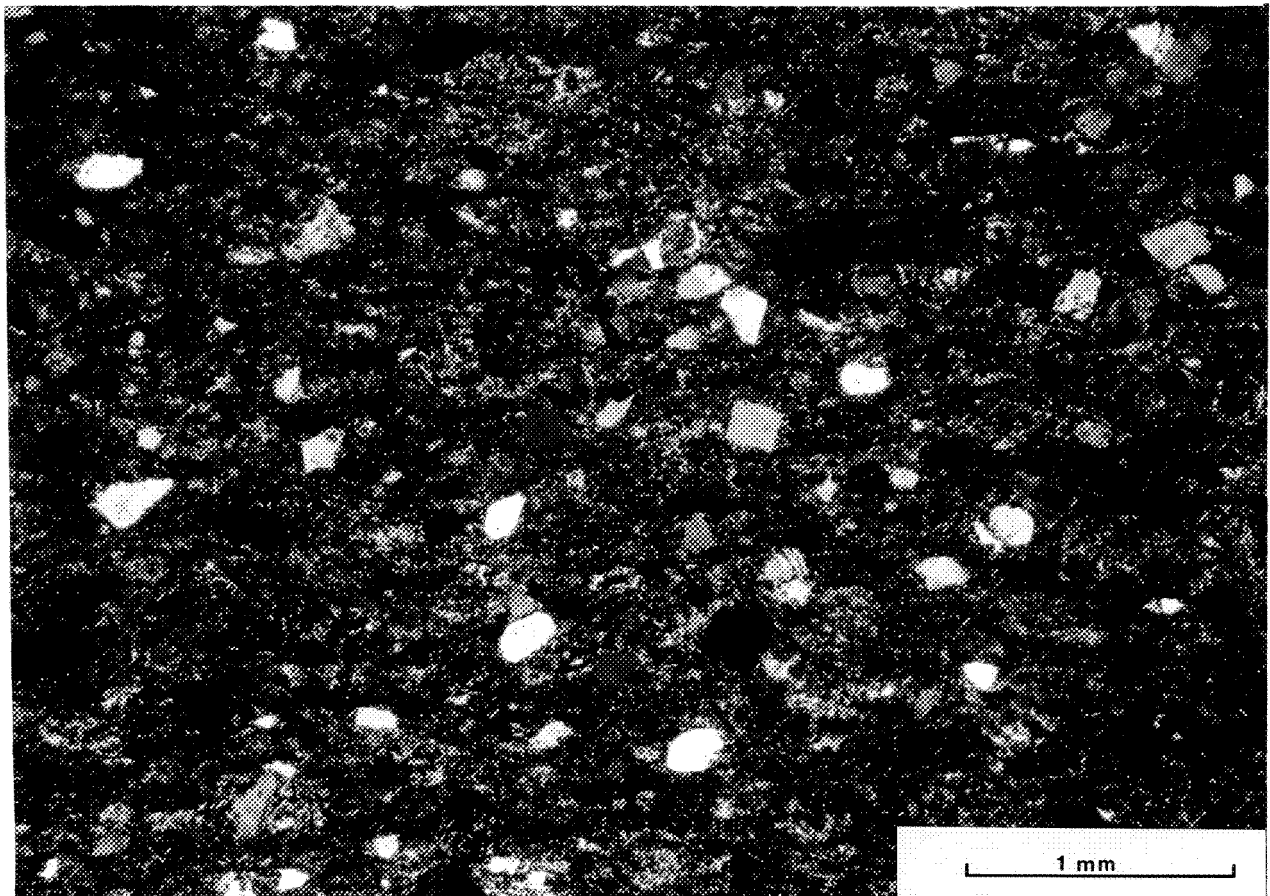


Photo 24; Conglomérat à blocs, à éléments plutoniques (de teintes pâles) et volcaniques (à teintes fonçées et de formes aplaties) de l'affleurement 38 de la coupe 2 de la ligne électrique, (secteur B sur la **carte** à l'annexe 3).

Photo 25; Conglomérat à blocs, à éléments volcaniques (principalement de trachyandésite porphyrique à plagioclase) de l'affleurement 10 de la coupe 2 de la ligne électrique

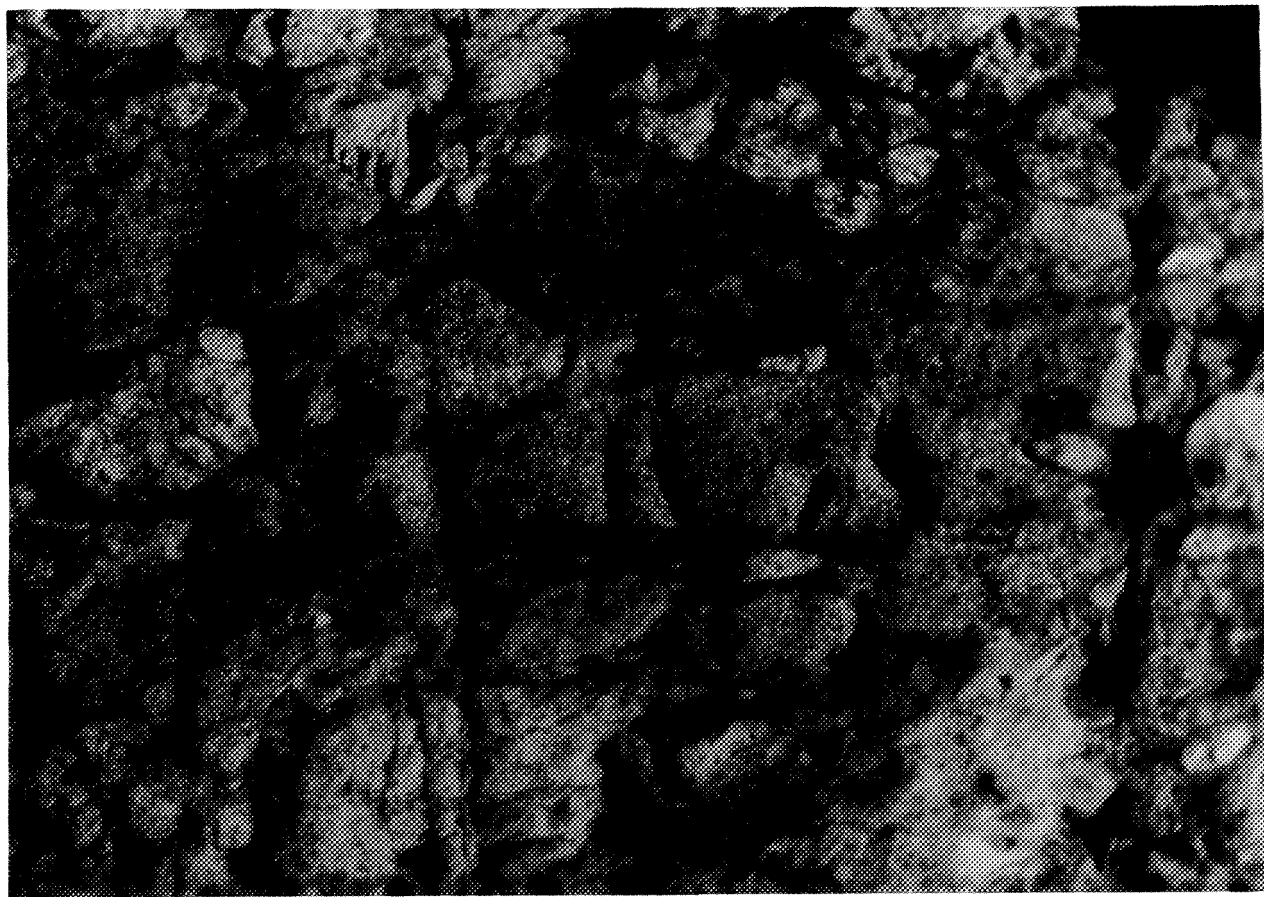
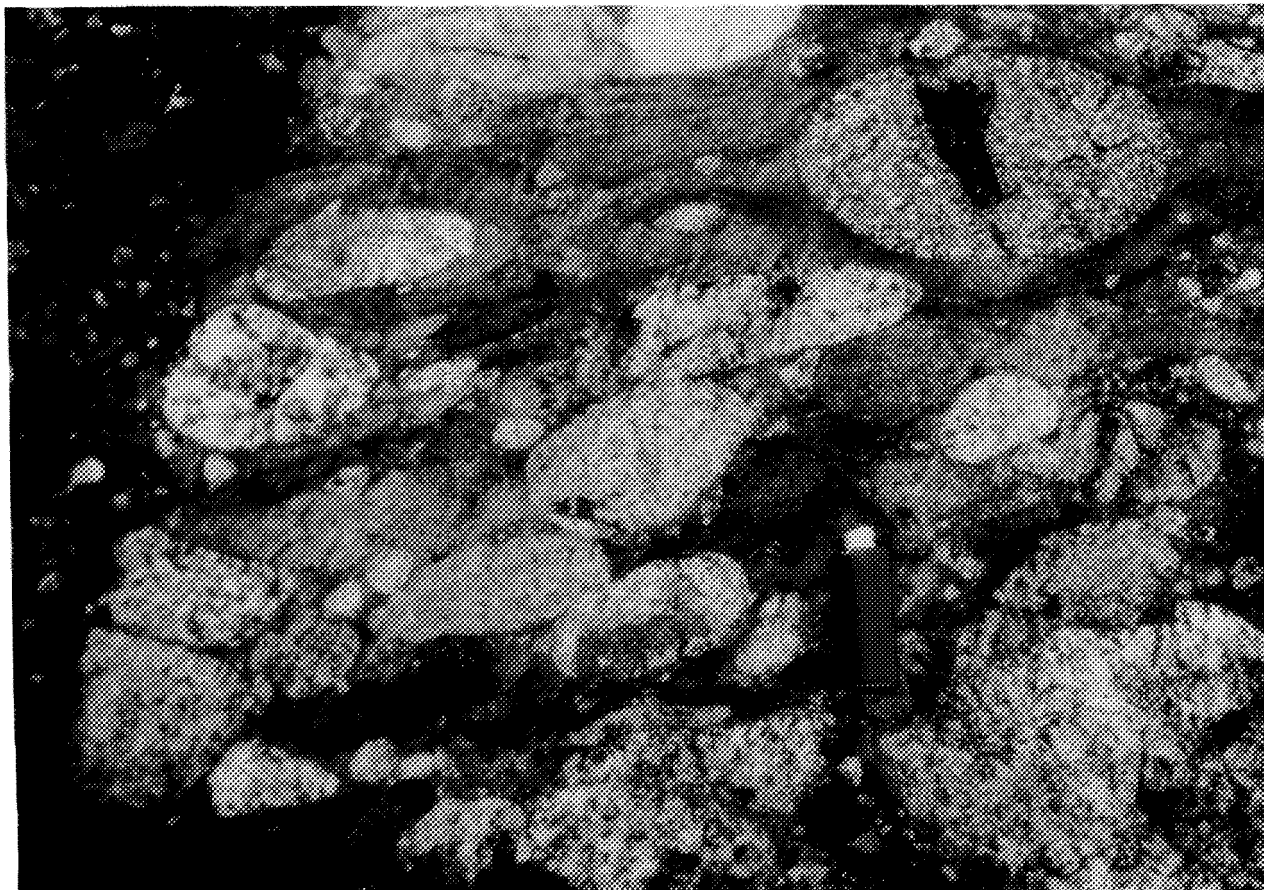


Photo 26; Photomicrographie en nicols croisés d'un fragment de conglomérat à texture granophyrique subvolcanique provenant de la bande de conglomérats du flanc nord du synclinal de la Formation de Hauy, à l'est du lac Progress.

Photo 27; Photomicrographie en nicols croisés d'un fragment de conglomérat de composition tonalitique. Notez que le quartz constitue une phase interstitielle entre les cristaux de plagioclase et d'amphibole.

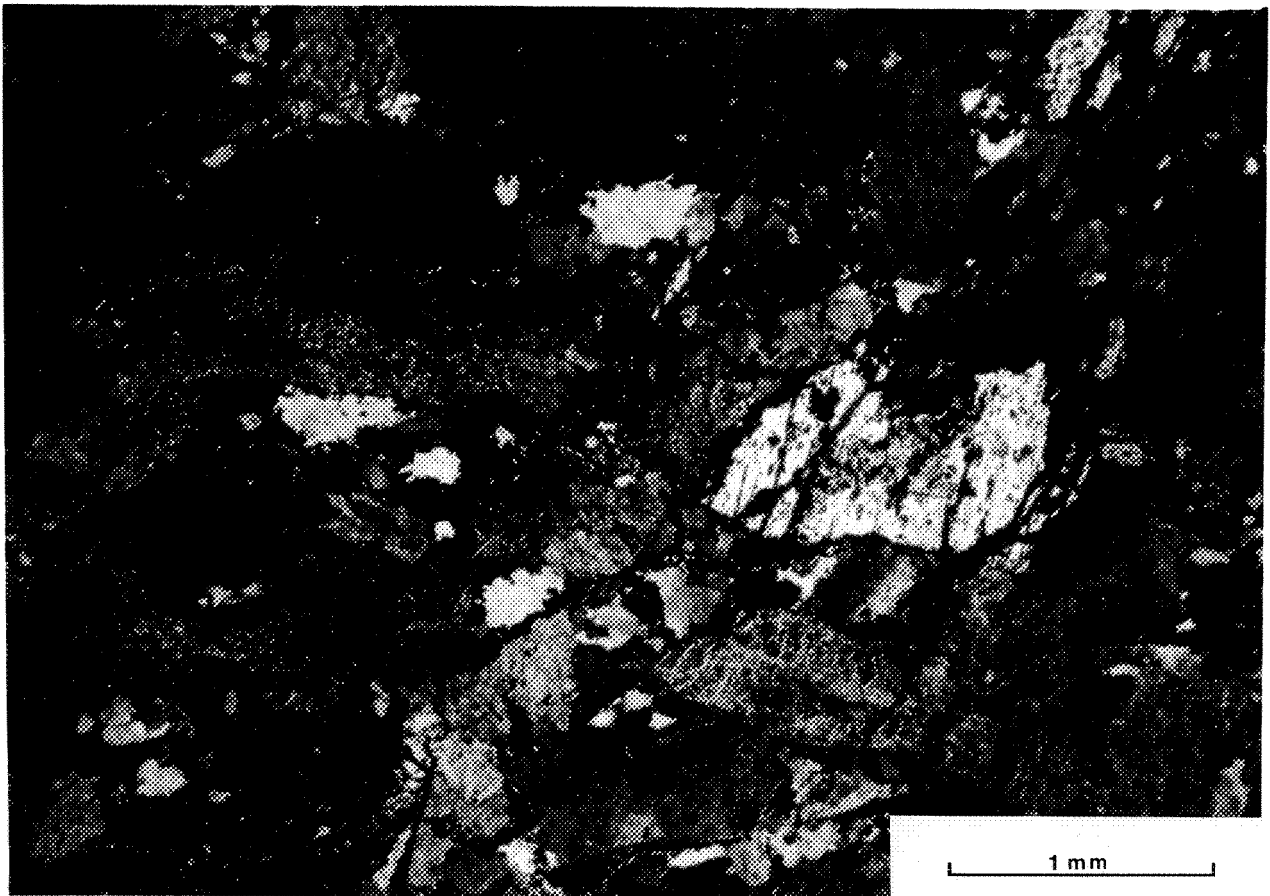
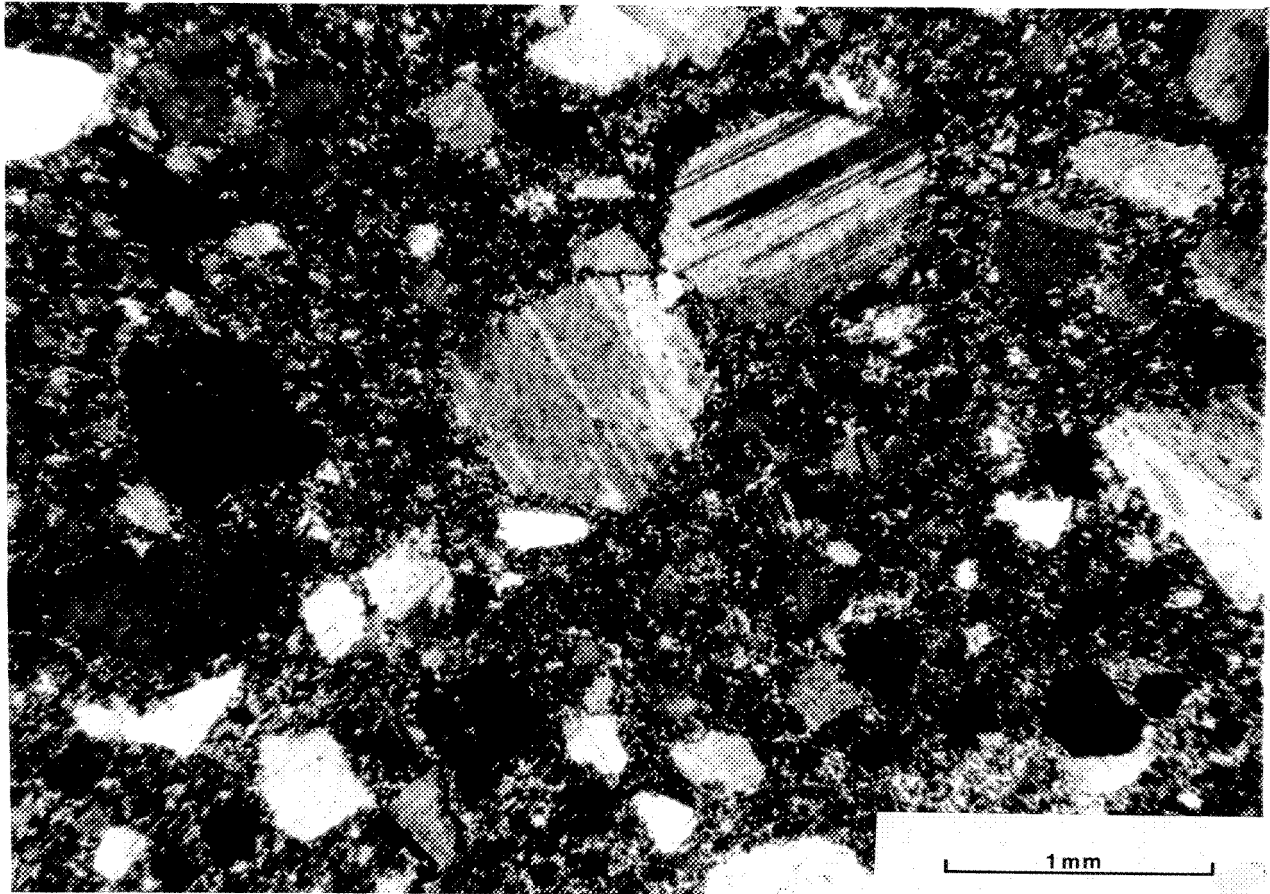


Photo 28; Lits entrecroisés de litharénite arkosique grossière de la coupe centre nord, (secteur C sur la **carte** à l'annexe 3).

Photo 30; Photomicrographie en nicols croisés de litharénite grossière de la coupe centre-nord de la Formation de Haüy montrant des fragments dérivés de lave microlitique et de roches plutoniques tonalitiques.

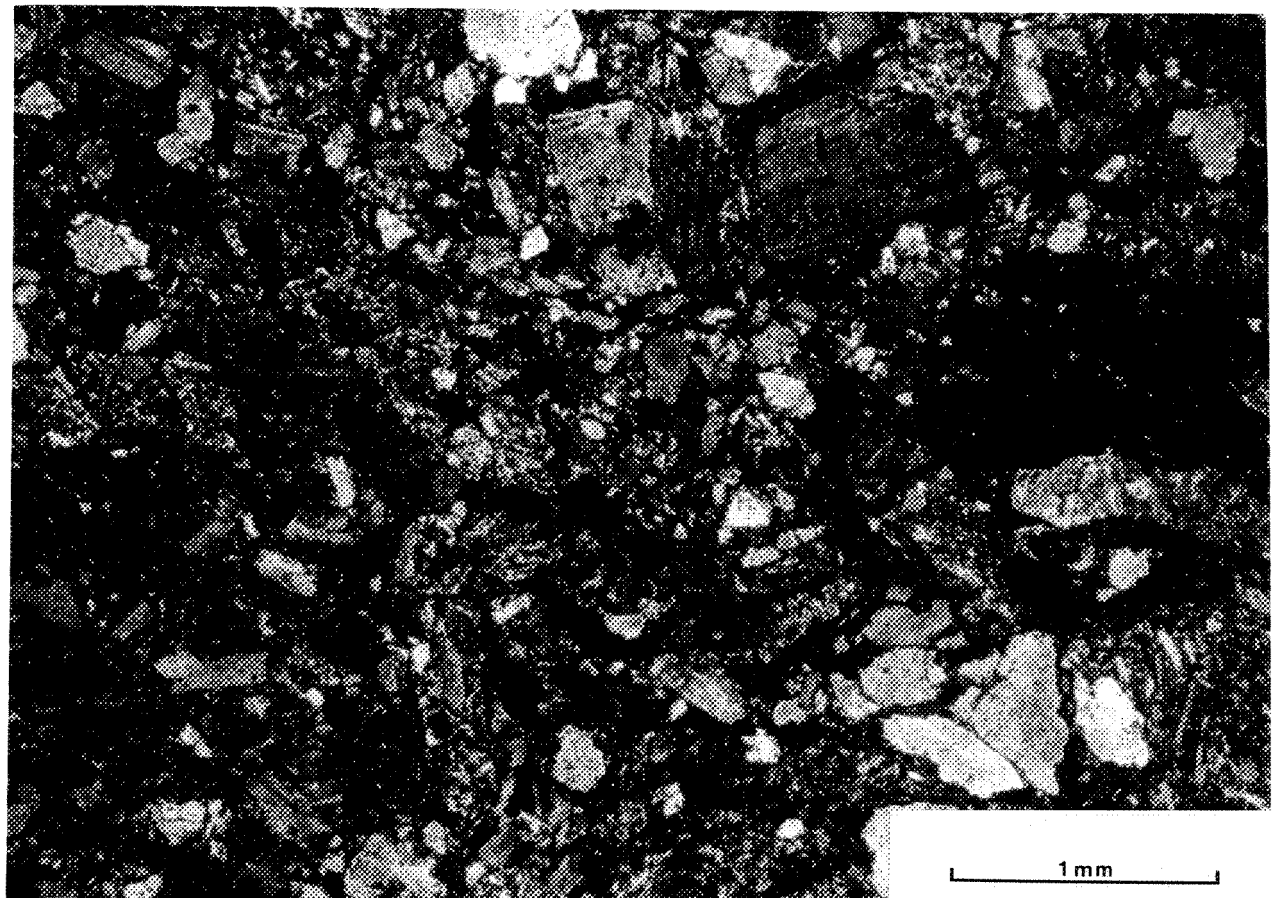
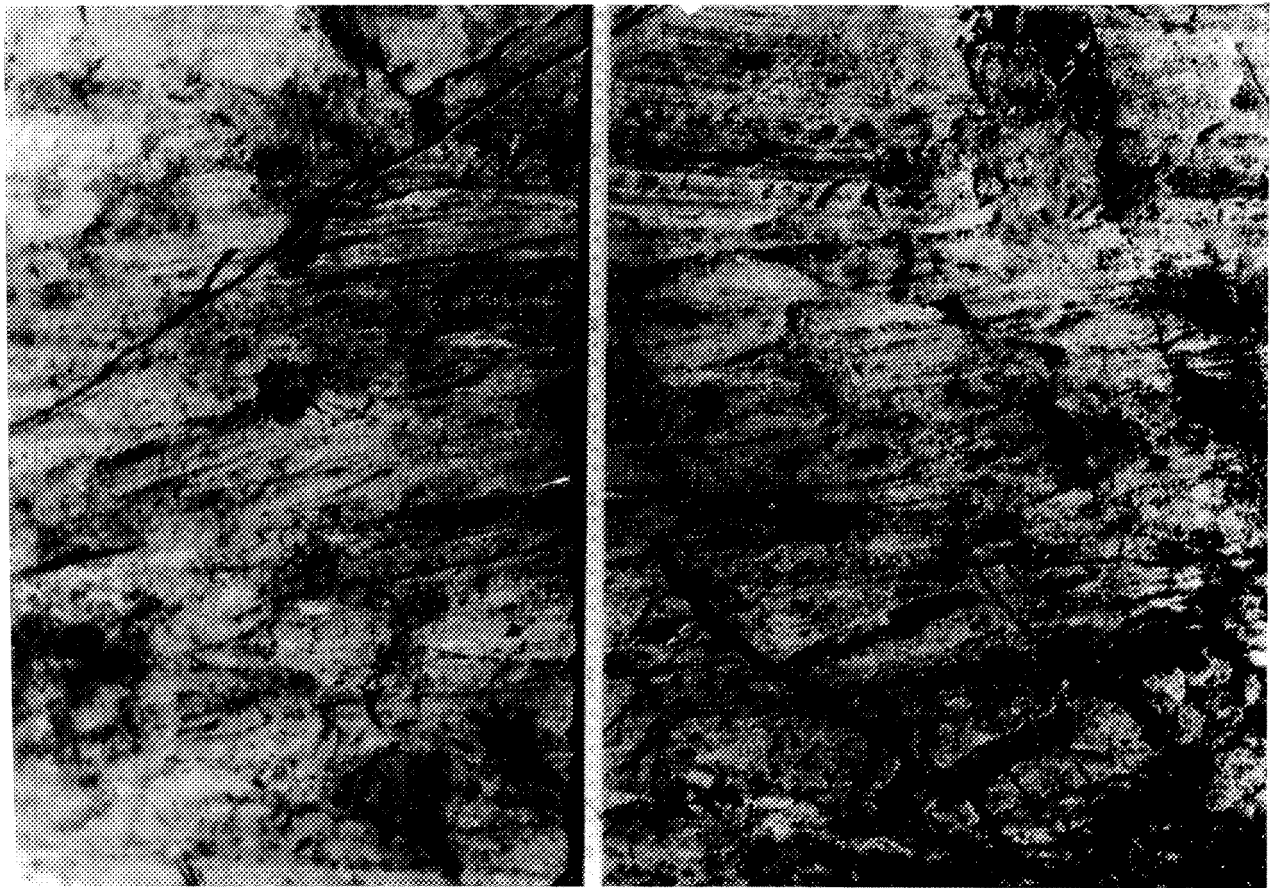
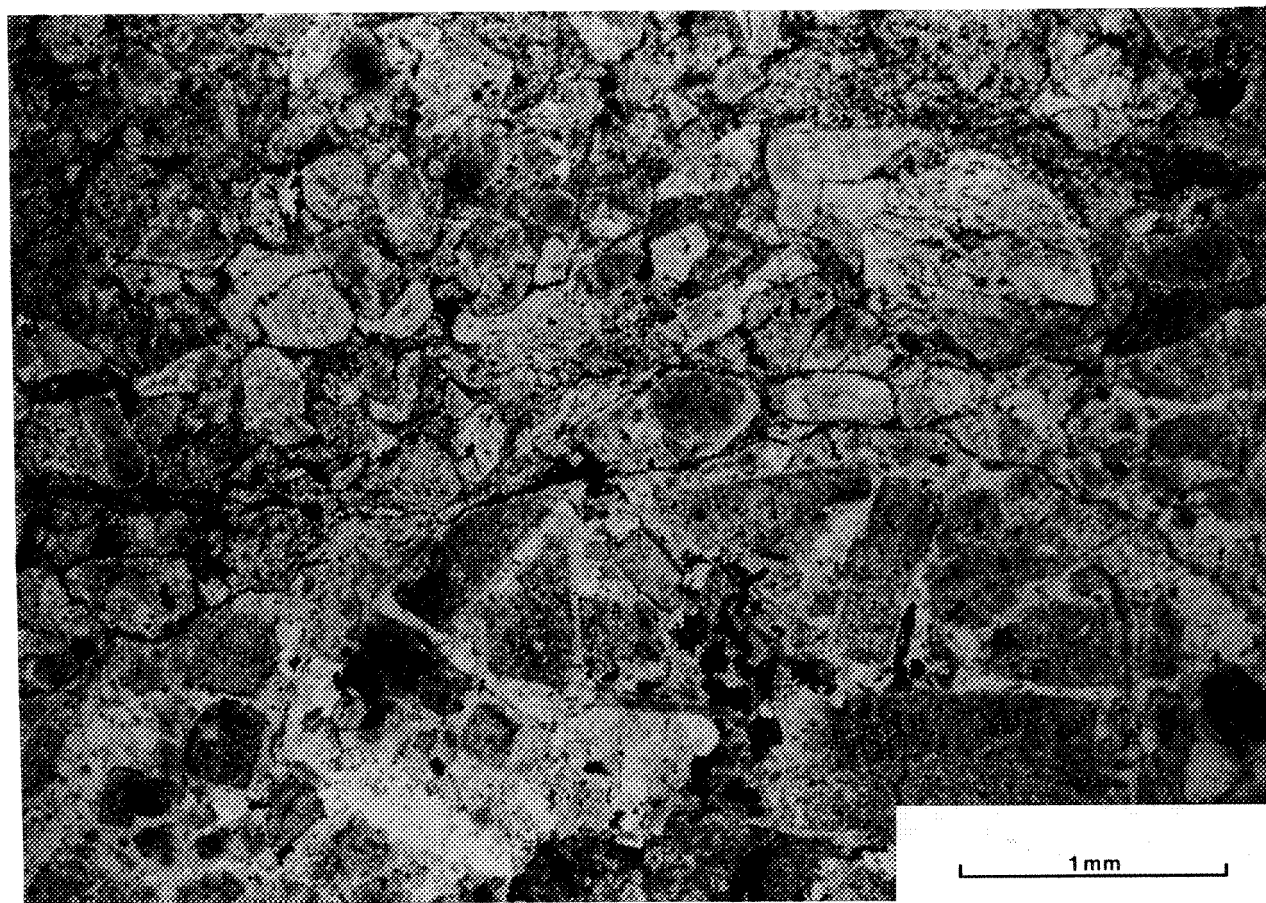


Photo 31; Photomicrographie en lumière naturelle d'une litharénite
conglomératique à éléments dérivés de roches plutoniques
tonalitiques. Notez le caillou de tonalite à la base de la
photographie.



ANNEXE 2

DESCRIPTION DES ECHANTILLONS

Description des Echantillons

MP-82-1; Coupe 5, sud-ouest. 1.5 m. de la base de la coupe.

Composition; Andésite microporphyrrique massive.

MP-82-2; Coupe 5, sud-ouest. 2.5 m. de la base de la coupe.

Composition; Andésite microporphyrrique (bordure de lobe).

MP-82-3; Coupe 5, sud-ouest. 4.5 m. de la base de la coupe.

Composition; Conglomérat oligomictite à fragments de lave andésitique microporphyrrique.

MP-82-4; Coupe 5, sud-ouest. 5.3 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite lithique à grains moyens.

MP-82-5; Coupe 5, sud-ouest. 6 m. de la base de la coupe. Composition; arénite à grains grossiers, conglomératique à galets volcanoclastiques.

MP-82-6; Coupe 5, sud-ouest. 6.5 m. de la base de la coupe.

Composition; mudstone chloriteux.

MP-82-7; Coupe 5, sud-ouest. 8 m. de la base de la coupe. Composition; fragment de bloc de lave andésitique microporphyrrique.

MP-82-8; Coupe 5, sud-ouest. 10.7 m. de la base de la coupe.
Composition; conglomérat boueux à granules de composition volcanoclastique.

MP-82-9; Secteur sud-ouest (route 113). Composition; andésite microporphyrrique.

MP-82-10; Coupe 3, sud-ouest. 15 m. de la base de la coupe.
Composition; andésite microporphyrrique.

MP-82-12; Coupe 3, sud-ouest. 11 m. de la base de la coupe.
Composition; brèche volcanoclastique à fragments d'andésite microporphyrrique.

MP-82-13; Coupe 3, sud-ouest, 9 m. de la base de la coupe.
Composition; brèche volcanoclastique à fragments d'andésite microporphyrrique.

MP-82-14; Coupe 3, sud-ouest, 7 m. de la base de la coupe.
Composition; brèche volcanoclastique à fragments d'andésite microporphyrrique.

MP-82-15; Coupe 3, sud-ouest, 6.7 m. de la base de la coupe.

Composition; brèche de coulée d'andésite microporphyrrique.

MP-82-16; Coupe 3, sud-ouest, 5.4 m. de la base de la coupe.

Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-17; Coupe 3, sud-ouest, 2.8 m. de la base de la coupe.

Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-18, MP-82-19 et MP-82-20; Coupe 3, sud-ouest, de 0 à 0.5 m. de

la base de la coupe. Composition; brèches de coulées d'andésite

microporphyrrique.

MP-82-22, Route 113, flanc nord du synclinal. Composition; litharénite

arkosique.

MP-82-23, Coupe 1, Lac Landing, 2 m. de la base de la coupe.

Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-24, Coupe 1, Lac landing, 9 m. de la base de la coupe.

Composition; Bordure de lobe de coulée d'andésite microporphyrrique.

MP-82-25, Coupe 1, Lac Landing, 9.1 m. de la base de la coupe.

Composition; Zone de sommet de coulée d'andésite microporphyrique.

MP-82-26, Coupe 1, Lac landing, 9.2 m. de la base de la coupe.

Composition; hyaloclastites ?, chloritisées et schisteuses.

MP-82-27, Coupe 1, Lac Landing, 9.7 m. de la base de la coupe.

Composition; brèche volcanoclastique à fragments d'andésite microporphyrique.

MP-82-28, Coupe 1, Lac Landing, 11.8 m. de la base de la coupe.

Composition; andésite microporphyrique massive, amygdalaire.

MP-82-29, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 2, (non illustré), à 29.5 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrique massive, amygdalaire.

MP-82-30, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 2, (non illustré), à 29,6 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrique très schisteuse.

MP-82-31, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 2, (non illustré), à 30.5 m. de la base de la coupe. Composition; Brèche de coulée d'andésite microporphyrique.

MP-82-32, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 2, (non illustré), à 31 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique massive, amygdalaire.

MP-82-34, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 2, (non illustré), à 33.9 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique massive, amygdalaire.

MP-82-35, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 3, (non illustré), à 47.2 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique, massive, carbonatée.

MP-82-36, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 3, (non illustré), à 49 m. de la base de la coupe. Composition; veine de quartz-pyrite.

MP-82-37, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 4, (non illustré), à 52.3 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique schisteuse.

MP-82-38, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 5, (non illustré), à 62 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-40, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 6a, (non illustré), à 68

m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique schisteuse.

MP-82-41, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 6a, (non illustré), à 70.5 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-43, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 6b, (non illustré), à 82 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique schisteuse.

MP-82-44, Coupe 1, Lac Landing, affleurement 7a, (non illustré), à 84 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-45, Coupe 1, Lac Landing, 99 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-46, Coupe 1, Lac Landing, 100.5 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-47, Coupe 1, Lac Landing, 103 m. de la base de la coupe. Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-48, Coupe 1, Lac Landing, 108.5 m. de la base de la coupe.

Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-49, Coupe 1, Lac Landing, 124 m. de la base de la coupe.

Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-50, Coupe 4, Lac Landing, 0.3 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite volcanoclastique à grains moyens.

MP-82-54, Coupe 4, Lac Landing, 15.9 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite volcanoclastique à grains moyens.

MP-82-54A, Secteur du lac Progress. Composition; tuf à lapillis
basaltique.

MP-82-55, Secteur du lac Progress. Composition; Tuf à lapillis,
basaltique.

MP-82-56, Secteur du lac Progress. Composition; basalte porphyrique à
olivine et à pyroxène.

MP-82-57, Secteur du lac Progress. Composition; basalte porphyrique à
olivine et à pyroxène.

MP-82-58, Secteur du lac Progress. Composition; tuf à lapillis, basaltique.

MP-82-59, Secteur du lac Progress. Composition; mudstone.

MP-82-61, Coupe 2, Lac Landing, 0.5 m de la base de la coupe.
Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, bréchique.

MP-82-63, Coupe 2, Lac Landing, 50.9 m. de la base de la coupe.
Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-64, Coupe 2, Lac Landing, 51.6 m. de la base de la coupe.
Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-71, Coupe 2, Lac Landing, 99.7 m. de la base de la coupe.
Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-72, Coupe 2, Lac Landing, 100 m. de la base de la coupe.
Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-73, Coupe 2, Lac Landing, 102.9 m. de la base de la coupe.
Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-74, Coupe 2, Lac Landing, 107 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-84, Coupe 2, Lac Landing, affleurement 2, (non illustré).

Composition; litharénite volcanoclastique à intraclastes de mudstone.

MP-82-85, Coupe 2, Lac Landing, affleurement 2, (non illustré).

Composition; litharénite volcanoclastique à intraclastes de mudstone.

MP-82-86, Coupe 2, Lac Landing, 113.4 m. de la base de la coupe.

Composition; siltstone volcanoclastique.

MP-82-87, Coupe 2, Lac Landing, 114.8 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite volcanoclastique conglomératique.

MP-82-88, Coupe 2, Lac Landing, 115.5 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-89, Coupe 2, Lac Landing, 115.7 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite volcanoclastique conglomératique.

MP-82 90, Coupe 2, Lac Landing, 116.1 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite volcanoclastique.

MP-82-91, Coupe 2, Lac Landing, 116.9 m. de la base de la coupe.

Composition; mudstone laminé.

MP-82-92, Coupe 2, Lac Landing, 200 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; tuf à fragments de verre.

MP-82-93, Coupe 2, Lac Landing, 117.4 m. de la base de la coupe.
Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-94, Coupe 2, Lac Landing, 117.7 m. de la base de la coupe.
Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-95, Coupe 2, Lac Landing, 119.9 m. de la base de la coupe.
Composition; andésite microporphyrrique bréchique.

MP-82-96, Coupe 2, Lac Landing, 138.8 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-97, Coupe 2, Lac Landing, 129.7 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-98, Coupe 2, Lac Landing, 129.5 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; andésite microporphyrrique massive avec zone de rubans de chlorite.

MP-82-99, Coupe 2, Lac Landing, 127.2 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; andésite microporphyrique (zone de contact de coulée).

MP-82-100, Coupe 2, Lac Landing, (même chose que l'échantillon MP-82-97).

MP-82-101, Coupe 2, Lac Landing, 122 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; andésite microporphyrique massive.

MP-82-102, Coupe 2, Lac Landing, 128.2 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; brèche volcanoclastique à fragments d'andésite microporphyrique.

MP-82-103, Coupe 2, Lac Landing, 150 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; andésite microporphyrique amygdalaire.

MP-82-104, Coupe 2, Lac Landing, 158 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; brèche volcanoclastique à fragments d'andésite microporphyrique.

MP-82-105, Coupe 2, Lac Landing, 174 m. de la base de la coupe (non illustré). Composition; brèche volcanoclastique à fragments d'andésite microporphyrique.

MP-82-110, Lac Landing, au sud de la coupe 2. Composition; andésite microporphyrrique.

MP-82-111, Lac Landing, au sud de la coupe 2. Composition; andésite microporphyrrique.

MP-82-112, Lac Landing, au sud de la coupe 2. Composition; andésite microporphyrrique.

MP-82-115, Coupe 2, Lac Landing, (sommet de la coupe). Composition; conglomérat boueux à granules, volcanoclastique.

MP-82-116, Coupe 2, Lac Landing, (sommet de la coupe). Composition; conglomérat boueux à granules, volcanoclastique.

MP-82-117, Coupe 2, Lac Landing, (sommet de la coupe). Composition; andésite microporphyrrique massive.

MP-82-120, Lac Landing ouest. Composition; lave mafique.

MP-82-121, Lac Landing ouest. Composition; chert.

MP-82-123, Coupe 1, Ligne Electrique, 3 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-124, Coupe 1, Ligne Electrique, 39 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-125, Coupe 1, Ligne Electrique, 98 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite arkosique à grains grossiers (matrice de conglomérat).

MP-82-126, Coupe 1, Ligne Electrique, affleurement 28 (non illustré).

Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-82-127, Coupe 1, Ligne Electrique, 116.3 m. de la base de la coupe.

Composition; conglomérat.

MP-82-128, Coupe 1, Ligne Electrique, 122.3 m. de la base de la coupe.

Composition; conglomérat.

MP-82-128A, Coupe 1, Ligne Electrique, affleurement 23 (non illustré).

Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène (zone de bordure de coulée).

MP-82-129, Coupe 1, Ligne Electrique, affleurement 25, (non illustré).

Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-82-130, Coupe 1, Ligne Electrique, affleurement 21, (non illustré).

Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-82-150, Coupe 2, Ligne Electrique, 1.1 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-151, Coupe 2, Ligne Electrique, 10.5 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite arkosique à grains grossiers,
conglomératique.

MP-82-152, Coupe 2, Ligne Electrique, 11 m. de la base de la coupe.

Composition; litharénite arkosique à grains grossiers

MP-82-152a, Coupe 2, Ligne Electrique, 13 m. de la base de la coupe.

Composition; conglomérat.

MP-82-156, Coupe 2, Ligne Electrique, 18.1 m de la base de la coupe.

Composition; conglomérat.

MP-82-157, Coupe 2, Ligne Electrique, 37 m de la base de la coupe.

Composition; conglomérat.

MP-82-158, Coupe 2, Ligne Electrique, 126.9 m de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase (zone de bordure de coulée).

MP-82-160, Coupe 2, Ligne Electrique, 32.2 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-161, Coupe 2, Ligne Electrique, 36 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase (zone de bordure de coulée).

MP-82-162, Coupe 2, Ligne Electrique, 42.8 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase (zone de rubans de chlorite).

MP-82-163, Coupe 2, Ligne Electrique, 59 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-164, Coupe 2, Ligne Electrique, 62.2 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, bréchique.

MP-82-165, Coupe 2, Ligne Electrique, 63.8 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-166, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 14 (non illustré).

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-167, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 15 (non illustré).

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-168, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 15 (non illustré).

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-169, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 16 (non illustré).

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, massive.

MP-82-165a, Coupe 2, Ligne Electrique, 94 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase massive.

MP-82-170, Coupe 2, Ligne Electrique, 100 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase, bréchique.

MP-82-171, Coupe 2, Ligne Electrique, 100.1 m. de la base de la coupe.

Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase.

MP-82-172, Route 113 est. Composition; grauwasche lithique.

MP-82-173, Route 113 est. Composition; grauwasche lithique.

MP-82-174, Route 113 est. Composition; grauwacke lithique.

MP-82-175, Route 113 est. Composition; grauwacke lithique.

MP-82-176, Route 113 est. Composition; tuf mafique.

MP-82-177, route 113 est. Composition; tuf mafique.

MP-82-178, route 113 est. Composition; tuf mafique.

MP-82-179, Route 113 est. Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase.

MP-82-180, Route 113 est. Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase.

MP-82-181, Route 113 est. Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase.

MP-82-182, Route 113 est. Composition; brèche volcanoclastique à grains grossiers, à fragments d'andésite microporphyrique.

MP-82-184, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène, bréchique.

MP-82-185, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène, bréchique.

MP-82-186, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-82-187, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-82-188, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-82-189, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-82-190, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène, bréchique.

MP-82-191, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène, bréchique.

MP-82-192, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène amygdalaire.

MP-82-193, Route 113 est. Composition; brèche volcanoclastique à grains grossiers, à fragments d'andésite microporphyrrique.

MP-82-193b, Route 113 est. Composition; brèche volcanoclastique à grains grossiers, à fragments d'andésite microporphyrrique.

MP-82-194, Route 113 est. Composition; mudstone très schisteux.

MP-82-195, Route 113 est. Composition; brèche volcanoclastique à grains grossiers, très schisteuse.

MP-82-196, Route 113 est. Composition; brèche volcanoclastique à grains grossiers, schisteuse.

MP-82-197, Route 113 est. Composition; mudstone laminé.

MP-82-198, Route 113 est. Composition; mudstone laminé, plissé.

MP-82-200, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 31. Composition; litharénite arkosique à grains grossiers.

MP-82-201, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 31. Composition; litharénite arkosique à grains grossiers

MP-82-202, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 31. Composition; litharénite arkosique à grains grossiers.

MP-82-203, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 32. Composition; mudstone laminé.

MP-82-206, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 34 (non illustré). Composition; litharénite arkosique à grains grossiers.

MP-82-207, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 35. Composition; litharénite arkosique à grains grossiers.

MP-82-208, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 36. Composition; litharénite arkosique à grains grossiers, laminée.

MP-82-209, 210, 211, et 212, Coupe 2, Ligne Electrique, affleurement 38. Compositions; fragments de cailloux de conglomérat.

Echantillons prélevés en 1983

RT-113-1, Route 113 est. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène, massif.

RT-113-2, Coupe 3, 2 m. de la base de la coupe. Composition; arkose lithique très grossière conglomératique.

RT-113-3, Coupe 3, 7 m. de la base de la coupe. Composition; arkose lithique moyenne.

RT-113-4, Coupe 3, 9 m. de la base de la coupe. Composition; arkose lithique moyenne.

RT-113-5, Coupe 3, 10 m. de la base de la coupe. Composition; arkose lithique moyenne.

RT-113-6, Coupe 3, affleurement 6 (non illustré). Composition; arkose lithique fine.

RT-113-8, Coupe 3, 14 m. de la base de la coupe. Composition; mudstone.

RT-113-9, Coupe 3, 21 m. de la base de la coupe. Composition; arkose

lithique grossière.

RT-113-11, Coupe 3, 22 m. de la base de la coupe. Composition; arkose lithique moyenne.

RT-113-15, Coupe 3, 29 m. de la base de la coupe. Composition; arkose lithique grossière.

RT-113-16, Coupe 3, 32.5 m. de la base de la coupe. Composition; arkose lithique moyenne.

MP-83-1, secteur nord ouest. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-83-2, secteur nord ouest. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-83-3, secteur nord ouest. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-83-4, secteur nord ouest. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-83-4A, Lac Progress sud. Composition; tuf mafique.

MP-83-5, secteur nord ouest. Composition; grauwacke lithique schisteux.

MP-83-5A, Lac progress sud. Composition; mudstone.

MP-83-6, Lac Progress sud. Composition; basalte porphyrique à olivine et pyroxène.

MP-83-8, Route 113 est. Composition; andésite microporphyrique.

MP-83-10, secteur nord est. Composition; tillite de remplissage de fracture.

MP-83-10A- Lac Progress sud. Composition; andésite microporphyrique.

MP-83-11, secteur nord est. Composition; tillite de remplissage de fracture.

MP-83-11A, Lac Progress sud. Composition; litharénite moyenne.

MP-83-12, secteur nord est. Composition; andésite microporphyrique.

MP-83-13, secteur nord est. Composition; brèche volcanoclastique à

fragments d'andésite microporphyrrique.

MP-83-15, secteur nord est. Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase.

MP-83-17, secteur nord est. Composition; mudstone et grès.

MP-83-20, secteur nord ouest. Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase.

MP-83-21, secteur nord ouest. Composition; trachyandésite porphyrique à plagioclase.

MPA-83-C, Route 113 est. Composition; andésite microporphyrrique massive et amygdalaire.

MP-83-D, Route 113 est. Composition; brèche volcanoclastique grossière à fragments d'andésite microporphyrrique.

MP-83-E, Route 113 est. Composition; mudstone laminé schisteux.

Sac 1A, Lac Progress sud. Composition; fragments de cailloux de conglomérat tonalitiques.

Sac 1B, Lac progress sud. Composition; fragments de cailloux de
conglomérat tonalitiques.

L-13, Lac Progress est. Composition; litharénite.

L-14, Lac Progress est. Composition; litharénite.

L-15, Lac Progress est. Composition; litharénite.

L-17, Lac Progress est. Composition; lave mafique très cisaillée.