

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE LA TERRE

PAR

JACQUES LANDRY

B. Sc. A

VOLCANOLOGIE PHYSIQUE ET SÉDIMENTOLOGIE DU

GROUPE VOLCANIQUE DE PICHÉ ET

RELATIONS STRATIGRAPHIQUES AVEC LES

GROUPES SÉDIMENTAIRES ENCAISSANTS

DE PONTIAC ET DE CADILLAC

JANVIER 1991



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

La partie du Groupe de Piché située à l'ouest de la ville de Cadillac est formée de brèches pyroclastiques et de laves de composition andésitique à basaltique. Les brèches pyroclastiques étudiées sont divisées en trois types, 1) une brèche pyroclastique monogénique, 2) une brèche pyroclastique vitroclastique et 3) une brèche pyroclastique à fragments ponceux. Ces brèches ont été produites par une série d'explosions phréatomagmatiques sous-marines, avec une contribution progressive des phases volatiles dans la dynamique explosive. Elles ont été déposées par des processus de coulée de débris et représentent généralement des dépôts resédimentés. Les laves recouvrent stratigraphiquement les brèches pyroclastiques. Elles sont constituées, à la base, d'une vaste séquence d'andésites porphyriques à phénocristaux de feldspath et à structures massives, bréchiques et coussinées. Les structures d'écoulement des andésites suggèrent qu'elles ont été probablement déposées en eau peu profonde. Quelques coulées de basaltes andésitiques à structures massives et coussinées terminent le cycle volcanique.

Les brèches pyroclastiques et les laves représentent dans l'ordre les deux principales périodes d'activité volcanique, 1) une période de dégazage du magma sous la forme d'éruptions sous-marines explosives et 2) une période plus calme sous la forme d'éruptions sous-marines effusives. La première période pourrait constituer un préalable nécessaire à la deuxième. Les structures sédimentaires des brèches pyroclastiques et d'écoulement des laves, indiquent une mise en place à une distance proximale-médiane, en marge du centre éruptif. Les sédiments épiclastiques du Groupe de Cadillac qui recouvrent la séquence volcanique du Groupe de Piché, sont représentatifs d'une période d'érosion et de sédimentation.

Dans la région étudiée, aucune évidence ne permet d'établir avec certitude la relation stratigraphique entre les Groupes de Pontiac et de Piché. Par contre, les sédiments du Groupe de Cadillac recouvrent de façon conforme les roches volcaniques du Groupe de Piché. Cette relation stratigraphique permet d'intégrer les deux groupes dans une perspective régionale, sur l'édification des empilements volcaniques et la formation des bassins sédimentaires.

REMERCIEMENTS

Je voudrais souligner que sans le soutien et l'encouragement de mon directeur de recherche, Wulf Mueller, ce mémoire aurait difficilement été achevé. Je remercie Pierre Cousineau (UQAC) pour ses lectures critiques, ses commentaires et ses encouragements, ainsi que Michel Rocheleau (U. Laval), pour ses commentaires, ses visites sur le terrain et pour le soutien qu'il m'a accordé au tout début de cette recherche. Je doit également remercier ma conjointe Lynne pour son support et l'excellente production de la plupart des figures et de la **carte** présentées dans ce mémoire. D'autre part, sans l'intérêt et l'aide de M. Barry Gorman et de son appui, par l'entremise de feu M. Erich Dimroth, ce travail n'aurait pu être réalisé. De plus, il me faut mentionner la contribution financière du CNRSNG. Enfin, merci à tout ceux qui ont contribué à leur façon au mémoire.

TABLE DES MATIERES

	page
RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIERES	iv
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	vi
LISTE DES PLANCHES	vi
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
1.1- Problématique	1
1.2- Méthodologie	2
1.3- Géologie régionale	6
CHAPITRE 2 : GEOLOGIE GENERALE ET RELATIONS STRATIGRAPHIQUES	9
2.1- Géologie générale des Groupes de Piché, de Pontiac et de Cadillac	9
2.2- Relation stratigraphique entre les Groupes de Pontiac et de Piché	16
2.3- Relation stratigraphique entre les Groupes de Piché et de Cadillac	18
CHAPITRE 3 : DESCRIPTION DES LITHOFACIES DU GROUPE DE PICHE	21
3.1- Introduction	21
3.2- Lithofaciès pyroclastiques	22
3.2.1- Processus de dépôts volcanoclastiques et terminologie	22
3.2.2- Critères d'identification	26
3.2.3- Brèche pyroclastique monogénique	30
3.2.4- Brèche pyroclastique vitroclastique	32
3.2.4a- Introduction	32
3.2.4b- Séquence méridionale	35
3.2.4c- Séquence centrale	40

3.2.4d- Eléments d'interprétation de la brèche vitroclastique	4 7
3.2.5- Brèche pyroclastique à fragments ponceux	4 8
3.2.6- Interprétation générale des brèches pyroclastiques	5 1
3.3- Lithofaciès effusifs du Groupe de Piché	5 3
3.3.1- Introduction	5 3
3.3.2- Andésites porphyriques	5 4
3.3.2a- Introduction	5 4
3.3.2b- Structures massives	5 5
3.3.2c- Structures bréchiques	5 8
3.3.2d- Structures coussinées	6 2
3.3.3- Basaltes andésitiques, aphyriques	6 3
3.3.4- Organisation et interprétation des coulées de lave	6 5
 CHAPITRE 4 : DISCUSSION	6 7
 CHAPITRE 5 : CONCLUSIONS	80
 LISTE DES RÉFÉRENCES	8 3

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation	3
Figure 2 : Ceinture de l'Abitibi	4
Figure 3 : Géologie régionale	5
Figure 4 : Corrélations lithostratigraphiques	8
Figure 5 : Déformation microscopique LM 2.3	13
Figure 6 : Pli-faille, tranchée T1	15
Figure 7 : Zone d'affleurement A	17
Figure 8 : Contact sommital Piché/Cadillac	20
Figure 9a : Modèles de sédimentation des courants de turbidité	24
Figure 9b : Eventail des processus et dépôts des coulées de masse	25
Figure 10 : Zone d'affleurement B ouest	33
Figure 11 : Zone d'affleurement B est	34
Figure 12 : Coupes sédimentologiques JL65a et JL65b	36
Figure 13 : Coupes sédimentologiques JL2-3 et JL2-8	41
Figure 14 : Coupes sédimentologiques JL5, JL2-1 et JL2-2	43
Figure 15 : Coupes sédimentologiques JL2-4, JL2-5 et JL2-6	45
Figure 16 : Coupe sédimentologique JL2-7	49
Figure 17 : Géologie de la tranchée T2	56
Figure 18 : Corrélations entre les tranchées T1 à T5	64

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Stratigraphie interne des brèches pyroclastiques	29
Tableau 2 : Résumé pétrographique des fragments de la séquence pyroclastique méridionale	38
Tableau 3 : Stratigraphie et interprétation générale	76

LISTE DES PLANCHES (en appendice)

PLANCHE Ia : Brèche pyroclastique monogénique	89
PLANCHE Ib : Lame mince 65a	89
PLANCHE IIa : Affleurement JL 2-8, fragments scoraciés	91

PLANCHE IIb : Détail des fragments scoraciées, JL 2-8	9 1
PLANCHE IIIa : Turbidite, avec laminations parallèles et fragment en suspension	9 3
PLANCHE IIIb : Brèche pyroclastique, JL 2-4	9 3
PLANCHE IVa : Lits granoclassés, division basale a3	9 5
PLANCHE IVb : Affleurement JL 2-7	9 5
PLANCHE Va : Grand fragment au sud de la route 117	9 7
PLANCHE Vb : Mince coulées de lave détachées en dalles	9 7
PLANCHE VIa : Grand coussin isolé à bordures bréchiques	9 9
PLANCHE VIb : Lave bréchique litée	9 9
PLANCHE VIIa : Lambeaux de lave inter-reliés	10 1
PLANCHE VIIb : Lave bréchique non litée	10 1
PLANCHE VIIIa : Grand coussin amiboïde	10 3
PLANCHE VIIIb : Bordure intrusive de coussin isolé	10 3
PLANCHE IXa : Coussins normaux à la base de la tranchée T2	10 5
PLANCHE IXb : Coussins irréguliers, tranchée T2	10 5

1

INTRODUCTION**1.1- PROBLEMATIQUE**

Cette étude vise d'abord à caractériser la composition, le milieu et les modes de mise en place des dépôts volcaniques du Groupe de Piché, et ensuite à tirer des conclusions sur l'évolution de l'édifice et le style des éruptions volcaniques. Elle s'appuie sur une connaissance accrue des phénomènes volcaniques récents, entre autres grâce aux travaux de Fiske et Matsuda (1964) pour les éruptions volcaniques explosives sous-marines, sur les synthèses de Fischer et Schmincke (1984) et de Cas et Wright (1987), pour l'origine et la mise en place des dépôts pyroclastiques, et de Ballard et Moore (1977) et Francheteau et al. (1980) pour les coulées de laves sous-marines. Elle s'appuie également sur les études des dépôts archéens d'origine volcanique, telles qu'entreprises par Dimroth et al. (1974, 1975 et 1978) et Dimroth (1977). Ces travaux démontrent que les structures sédimentaires et

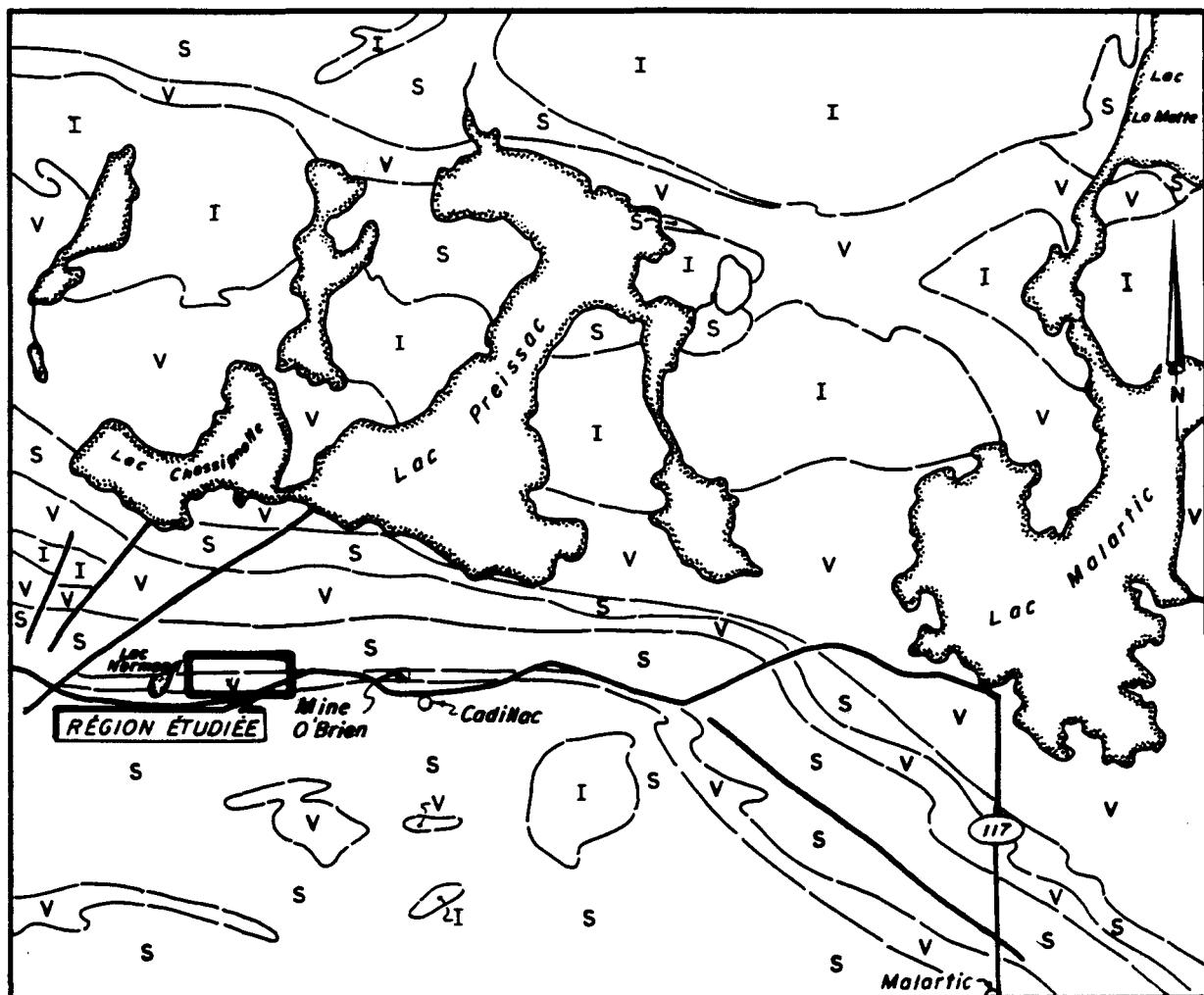
d'écoulement de lave sont indicatrices des milieux physiques et des modes de mise en place et indirectement de la position relative des dépôts avec celle des centres éruptifs. D'autre part, l'identification des textures primaires des fragments volcaniques et de celles des laves permet l'interprétation du style éruptif.

L'évolution de l'empilement volcano-sédimentaire peut être interprétée par l'étude des relations stratigraphiques entre les principaux lithofaciès du Groupe de Piché et celles entre ce dernier avec les Groupes sédimentaires de Pontiac et de Cadillac.

1.2- METHODOLOGIE

La section du Groupe de Piché, touchée par cette étude, s'étend sur environ 1.5 kilomètres le long de la route provinciale 117 qui relie les villes de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or. Ce territoire débute à 2 kilomètres à l'ouest de la ville de Cadillac et se situe entre le lac Normand et l'embranchement vers le nord de la route 395, dans le canton de Bousquet, Abitibi, Québec (figures 1 et 3).

Une cartographie à l'échelle 1:5000 a servi de base pour situer les grandes unités géologiques. Par la suite, plusieurs dépôts pyroclastiques ont été décrits à l'aide de coupes sédimentologiques lit-par-lit et certains affleurements de lave ont été



LÉGENDE

S Roches sédimentaires

I Roches intermédiaires

V Roches volcaniques

/ Faille

Figure 1 : LOCALISATION

Échelle 1: 250000



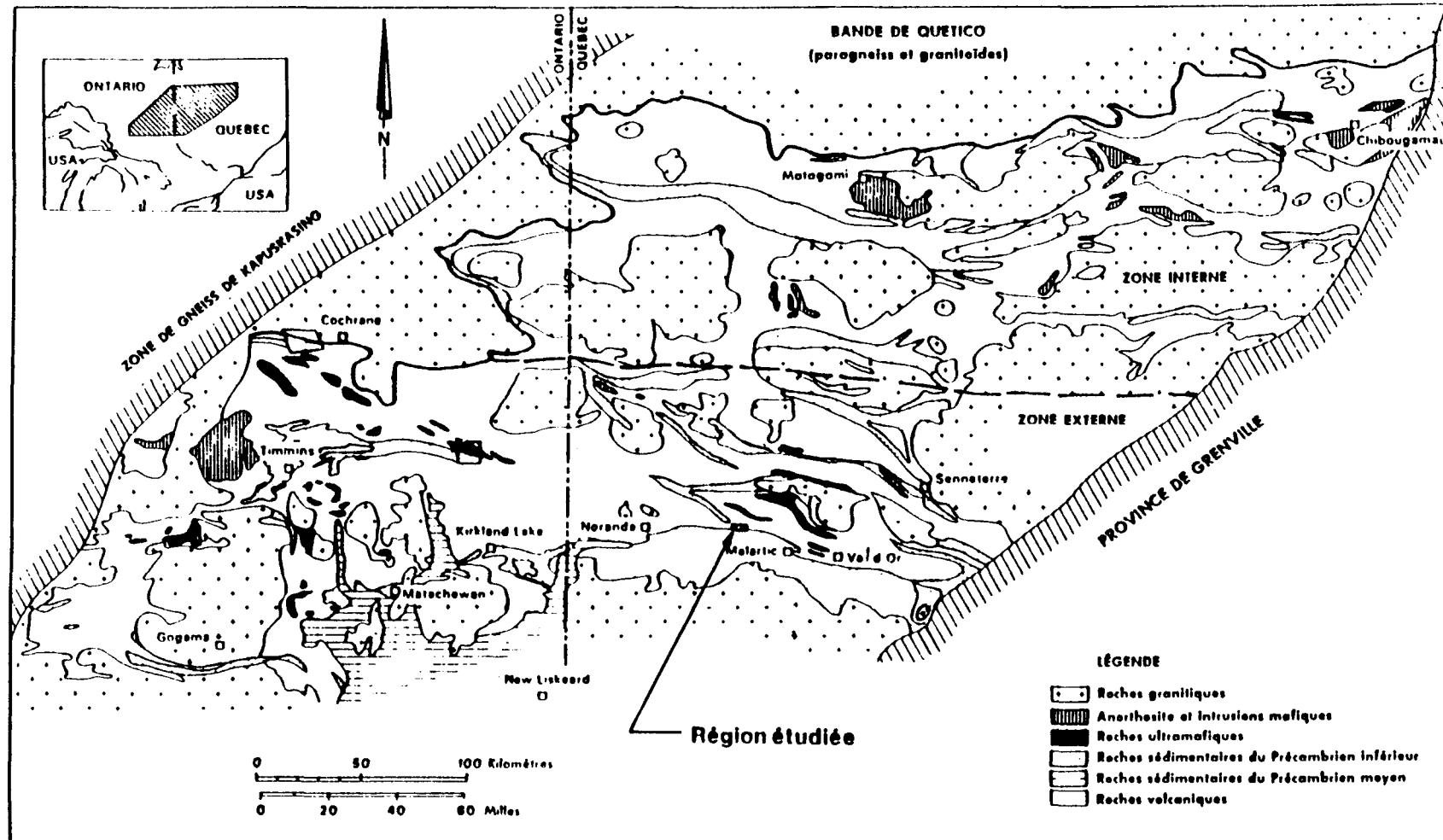
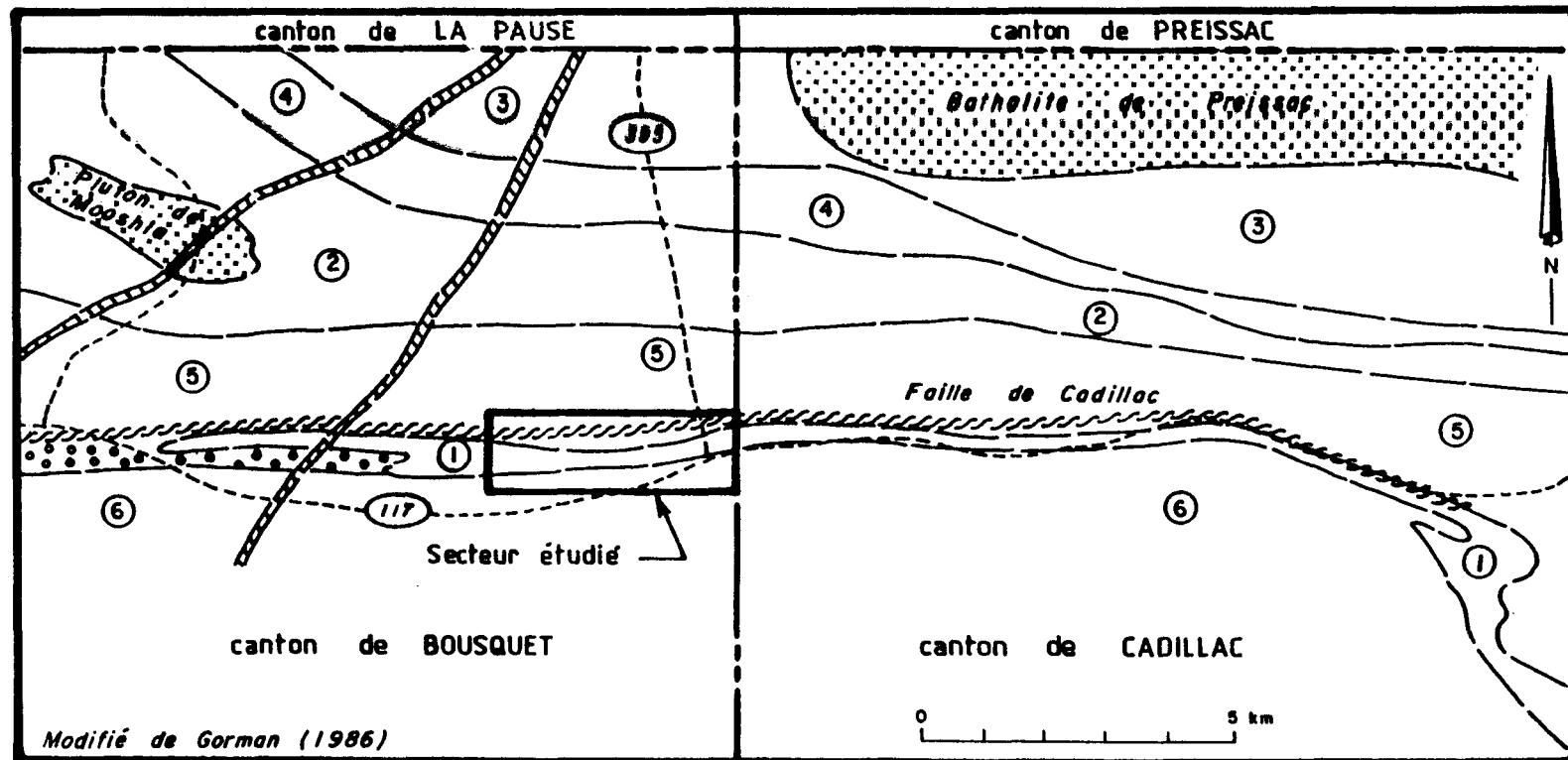


Figure 2: Ceinture de L'Abitibi, modifié de Imreh (1984)



ARCHEEN

Roches volcaniques

- ① Groupe de Piché
- ② Groupe de Blake River
- ③ Groupe de Malartic

Roches sédimentaires

- ④ Groupe de Kewagama
- ⑤ Groupe de Cadillac
- ⑥ Groupe de Pontiac
- Conglomérat

PROTÉROZOIQUE



Dyke de diabase

Figure 3 : GÉOLOGIE RÉGIONALE

cartographiés en détail à l'échelle 1:100. Un examen pétrographique de la minéralogie, des textures et des microstructures sur environ 200 lames minces a suivi.

1.3 - GEOLOGIE REGIONALE

Le Groupe de Piché fait partie de la zone externe (méridionale) de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, dans la partie orientale de la province orogénique du Supérieur du Bouclier Canadien (Goodwin et Ridler, 1970; Dimroth et al., 1982 (figure 2). Les roches de la région sont presque essentiellement d'âge archéen et le métamorphisme régional passe des schistes verts à celui des amphibolites au contact des masses intrusives syn- à tardi-tectoniques ou à l'approche du front de Grenville (Jolly, 1978).

L'aspect lithostratigraphique de la partie méridionale de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi a été couvert par Dimroth et al. (1982, 1983a et 1983b) et par Imreh (1984). On y distingue deux types de volcanisme majeurs; 1) d'abord, un volcanisme fissural de type plaine sous-marine, d'affinité komatiitique et tholéïitique, puis 2) un volcanisme central de type arc insulaire d'affinité tholéïitique à calco-alcaline.

Par le passé, Gunning et Ambrose (1940) et Gunning (1941) ont tenté

d'associer au Groupe de Blake River cette bande de roches volcaniques. Par la suite Latulippe (1976) lui a assigné le nom de Groupe de Piché, tout en suggérant une corrélation possible avec le Groupe de Malartic (figure 3). La position du Groupe de Piché dans une stratigraphie régionale est encore aujourd'hui controversée. Par exemple, la synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique du Sillon Lamotte-Vassan de Imreh (1984), ne reconnaît pas le Groupe de Piché comme une entité lithostratigraphique. Le Groupe de Piché y est plutôt réduit à l'expression de la zone tectonique de Cadillac, représentant un axe anticlinal majeur où affleure la Formation de Dubuisson du Groupe de Malartic supérieur.

Les travaux de Dimroth et al. (1982, 1983a et 1983b) et de Imreh (1984) ont servi à interpréter les corrélations lithostratigraphiques données à la figure 4. L'appellation Groupe de Piché est ici conservée pour désigner cette bande de roches volcaniques. Ce groupe est ici intégré de façon informelle dans cette tentative de corrélation puisque la relation avec le Groupe de Pontiac demeure incertaine (chapitre 4).

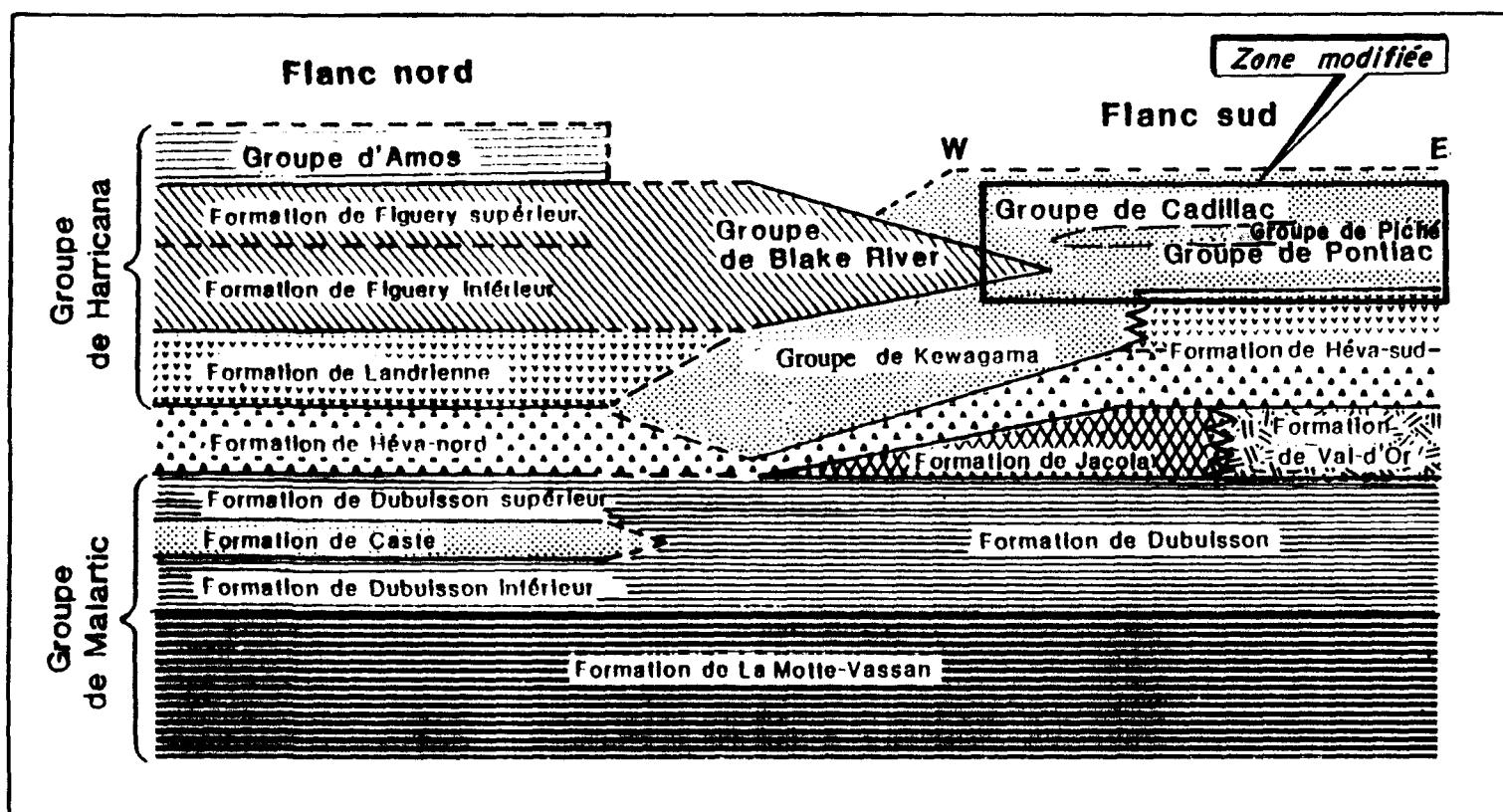


FIGURE 4 - Corrélation lithostratigraphique schématique
des deux flancs de l'anticlinal de La Motte - Vassan. Modifié de Imreh (1984)

2**GEOLOGIE GENERALE
ET RELATIONS STRATIGRAPHIQUES****2.1- Géologie générale des Groupes de Piché, de Pontiac et de Cadillac**

Le Groupe de Piché est reconnu à partir du centre du canton de Bousquet du côté ouest (Sansfaçon, 1983), jusqu'au canton de Dubuisson vers l'est (Latulippe, 1976; Imreh, 1984). Du côté est de la ville de Malartic, il est essentiellement constitué de roches ultramafiques, tandis que du côté ouest, des unités basaltiques et andésitiques s'ajoutent à la stratigraphie.

À l'ouest de la ville de Cadillac, le Groupe de Piché est principalement constitué d'une alternance de coulées de lave et de roches volcanoclastiques de composition

andésitique à basaltique. Une diorite synvolcanique est intercalée à travers les dépôts volcaniques et dans la région étudiée, aucune roche ultramafique n'a été reconnue.

Le secteur de la mine Darius, située à un kilomètre à l'est de la région étudiée, a été décrit par Comline (1979). Son travail fournit une description détaillée avec emphase sur les systèmes de veines de quartz. Il subdivise le Groupe de Piché en trois cycles de dépôts volcaniques, chacun recouvert de dépôts sédimentaires. Ces dépôts sédimentaires correspondent en partie aux roches pyroclastiques du Groupe de Piché. D'autre part, Gorman (1986), résume le contexte historique et stratigraphique de la gîtologie aurifère de tout le district Bousquet-Cadillac avec une attention particulière pour le Groupe de Piché. Les roches décrites dans la présente étude ont été cartographiées par ce dernier sur plus de 15 kilomètres.

Le Groupe de Piché est régionalement associé à la zone tectonique de Cadillac. Même si ce travail ne constitue pas une étude structurale, les effets de la faille de Cadillac sont importants sur l'ensemble du territoire et ne peuvent être ignorés dans une étude sédimentologique et volcanologique. En fait la faille possède, dans le secteur, une expression locale bien connue et confinée aux sédiments du Groupe de Cadillac. Cette zone de faille est caractérisée par un schiste à talc-chlorite et carbonate d'une puissance variant d'environ cinquante à cent mètres (Gorman, 1986, carte 1).

Les différentes unités du Groupe de Piché sont orientées est-ouest avec des pendages abrupts vers le nord et toutes les mesures de polarité indiquent des sommets également nord. L'empilement volcanique semble former une séquence homoclinal, située sur le flanc méridional d'un axe synclinal majeur. Les résultats de la cartographie suggèrent l'absence de répétitions par plissement de la stratigraphie du groupe. Par contre, des répétitions partielles de la stratigraphie par faillage existeraient.

En effet, un niveau repère constitué par deux horizons de lave, est retrouvé à deux positions différentes dans le Groupe de Piché. La première est située dans la partie septentrionale (zone C, [carte 1](#)) et la seconde affleure dans la partie méridionale (zones A et D, [carte 1](#)). D'autre part, une diorite est retrouvée à ces positions, entre les deux horizons de lave du niveau repère (voir [carte 1](#)). Cette diorite constitue une intrusion synvolcanique car son attitude et son métamorphisme sont concordants avec ceux des roches volcaniques.

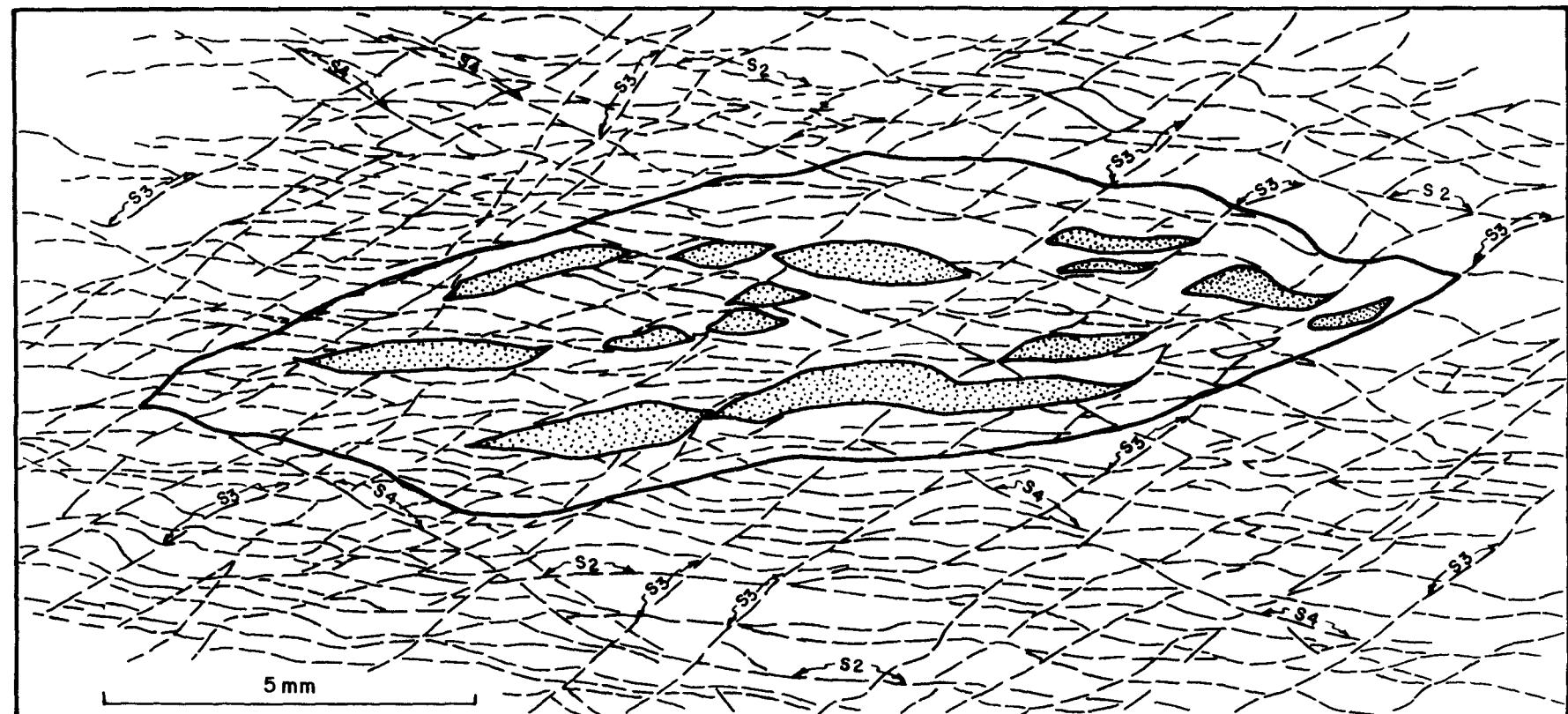
Il est possible que ces répétitions soient obtenues par des mouvements verticaux de failles sub-parallèles à la stratigraphie, d'autant plus que le contact cisaillé avec le Groupe de Pontiac, qui est retrouvé sur la zone d'affleurements A ([carte 1](#)), implique ce niveau repère (chapitre 2.2). Un modèle proposé par Daigneault et Allard (1987), décrit des répétitions similaires dans la région de Chibougamau. Toutefois, la possibilité que ces laves constituent des horizons différents, issus d'une activité

volcanique cyclique n'est pas à rejeter.

La déformation principale est montrée par l'étirement et l'aplatissement de l'ensemble des éléments du Groupe de Piché. La figure 5 présente une section horizontale d'un échantillon de la brèche pyroclastique vitroclastique (chapitre 3) prélevé en bordure d'un affleurement à forte schistosité. La déformation dans ce plan est modérée, mais la recristallisation minérale est intense (texture micro-granoblastique très fine). Dans la majorité des sections minces étudiées, les structures primaires sont préservées, même pour les bandes de roches les plus déformées.

Un étirement sub-vertical des blocs et lapilli et des amygdales avec un rapport d'environ trois dans le plan vertical pour un dans le plan horizontal est présent dans la schistosité dominante S2. Même si cette schistosité est la plus ancienne reconnue, cette appellation (S2) est conservée pour être conforme avec la plupart des auteurs qui ont décrit le secteur. La relation entre la schistosité S2 et le clivage de crénulation S3 apparaît bien sur la figure 5 . La déformation enregistrée dans les laves coussinées du secteur nord est généralement faible, à l'exception du contact cisaillé entre les laves porphyriques et aphyriques (tranchées T1 à T5, carte 1) .

À l'échelle régionale, la partie des groupes sédimentaires située en bordure des groupes volcaniques est généralement la plus fortement déformée des deux (Dimroth et



Amygdaule de chlorite

— — — Schistosité

— Contact de fragment

Figure 5 : Déformation microscopique L.M. 2.3

al., 1982). Dans le secteur de l'étude, les sédiments du Groupe de Pontiac sont régulièrement plissotés, transposés et injectés de veinules de quartz également boudinées et plissotées. Le tout est orienté de façon concordante à la schistosité dominante S2. Les sédiments du Groupe de Cadillac, coincés entre les roches volcaniques du Groupe de Piché et la faille de Cadillac, affleurent peu. Néanmoins, un pli faillé situé à l'extrémité nord de la tranchée T1 ([carte 1](#) et figure 6) confirme également ce phénomène. Des failles tardives NE à rejet décamétrique senestre sont nombreuses sur tout le territoire ([carte 1](#)). Ces dernières affectent aussi bien les unités volcaniques que sédimentaires.

Il semble que le Groupe de Piché dans la région étudiée constitue un domaine structural où la déformation n'est pas assez intense pour rendre méconnaissables la plupart des relations stratigraphiques internes et les structures originales du groupe. En fait, il semble exister une différence dans l'intensité de la déformation entre le segment de la zone tectonique étudié ici, orienté est-ouest, et celui décrit plus à l'est, orienté ESE (figure 3), qui est plus intensément déformé (Bouchard, 1979; Sansfaçon, 1986).

Dans la région de Rouyn-Noranda, les sédiments du Groupe de Pontiac sont bien décrits par Rocheleau (1980). Il y reconnaît deux faciès principaux; 1) les wackes et pélites en lits granoclassés et 2) les conglomérats monomictes accompagnés de wackes en lits granoclassés. L'étude n'inclue que partiellement ces roches. En fait, les

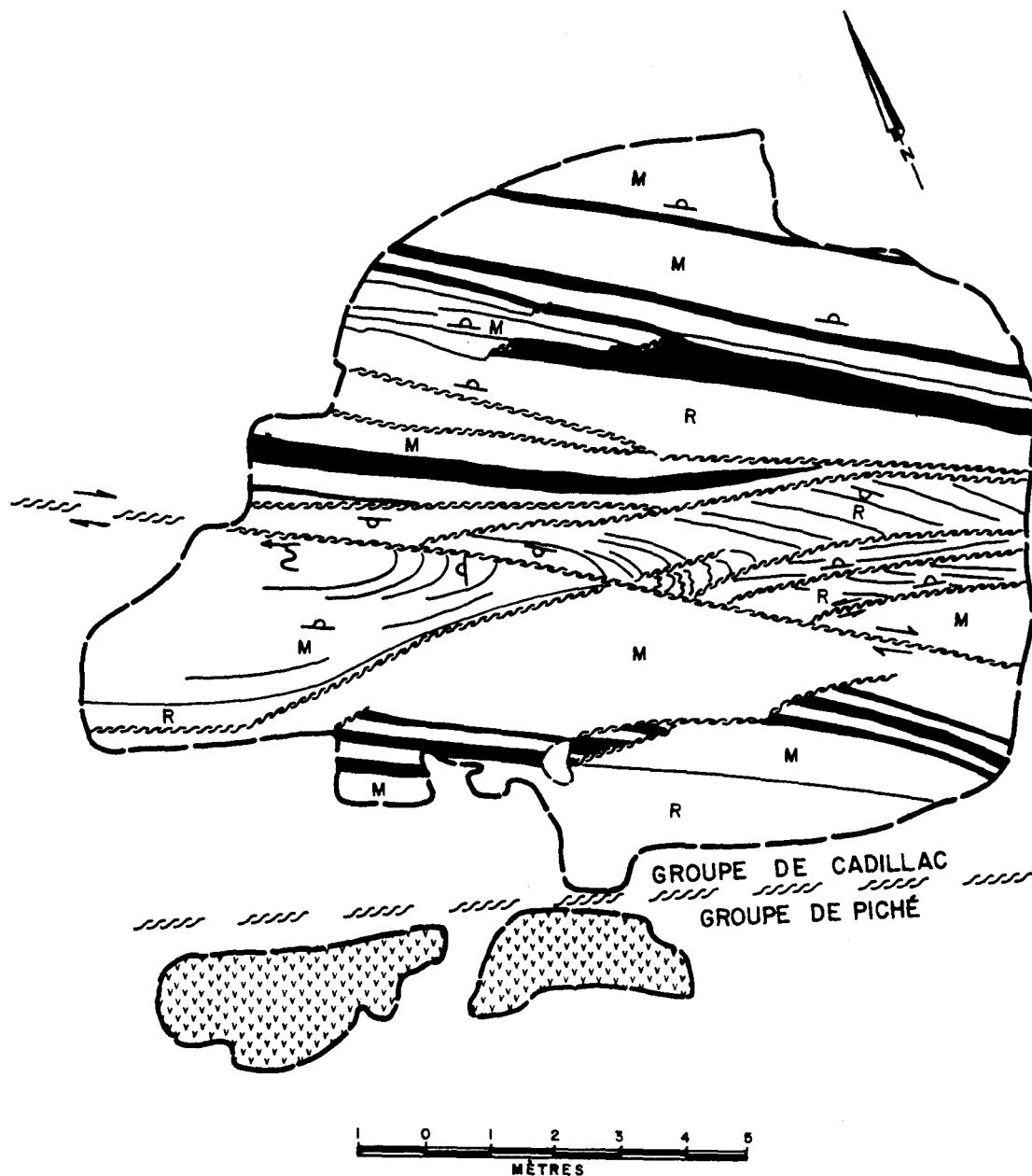


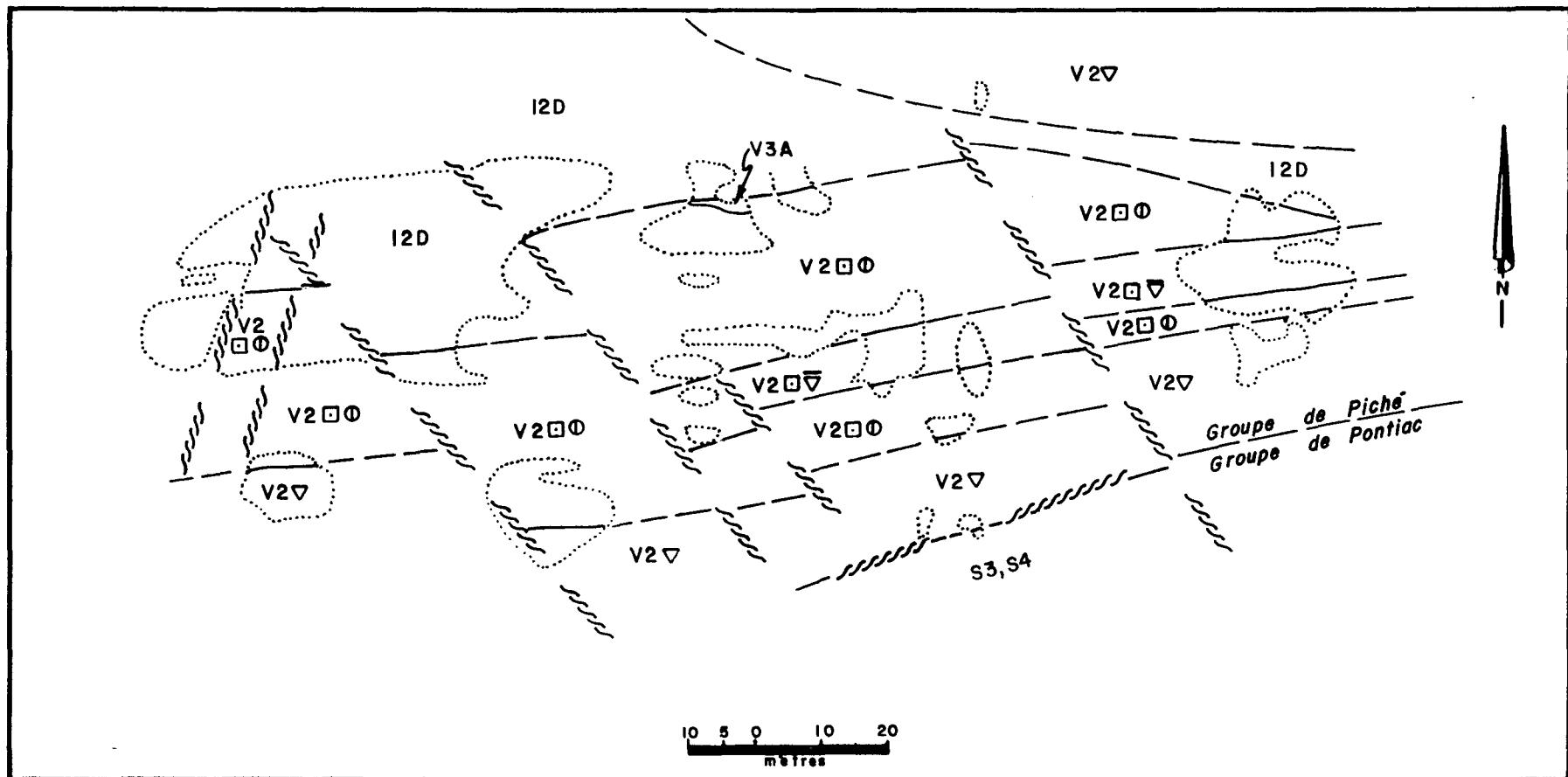
Figure 6 : Pli-faillie, sédiment du groupe de Cadillac, tranchée T1
M = Grès massif R = Sédiments rubannés

sédiments du Pontiac servent de limite méridionale et n'ont été étudiés qu'afin d'identifier la nature du contact avec le Groupe de Piché. Tous les sédiments de la zone de contact appartiennent au premier faciès de Rocheleau (1980). Ils sont constitués de wackes et pelites et se seraient déposés par des courants de turbidité .

Une bande de sédiments épiclastiques que nous rattachons au Groupe de Cadillac est retrouvée au nord, entre le Groupe de Piché et la faille de Cadillac (chapitre 2.3). Ils sont principalement constitués de turbidites bien préservées. Un tuf felsique est interlit avec les sédiments au sud de la faille et des conglomérats volcaniques sont décrits, aussi bien au sud qu'au nord de celle-ci (Gorman, 1986). Encore une fois, les sédiments ont servi de limite à l'étude ([carte 1](#)).

2.2 - Relation stratigraphique entre les Groupes de Pontiac et de Piché

Le contact basal met en relation le Groupe de Pontiac au sud avec celui de Piché au nord. Il affleure dans le coin sud-est du territoire sur la zone A ([carte 1](#) et figure 7). Il est intensément cisaillé et aucune structure ni texture primaires ne sont préservées. Le contact cisaillé est caractérisé par une mylonite d'environ 30 centimètres d'épaisseur et possède une attitude ponctuelle de 257° sub-verticale. Le passage du cisaillement vers les épontes se fait rapidement en l'espace de 1 à 2 centimètres. La schistosité est mieux développée du côté volcanique plus riche en chlorite



V3A Basalte andésitique , V2□∅ Andésite porphyrique coussinée , V2△ Brèche pyroclastique intermédiaire ,
V2□▽ Brèche de coulée et hyaloclastite d'andésite porphyrique , I2D Diorite , S3 - S4 Grouawacke et argilite

Figure 7 : Zone d'affleurements A

A noter la contact cisaillé entre les Groupes de Pontiac et de Piché

que dans la séquence de grès des sédiments épiclastiques du Groupe de Pontiac.

La nature du contact Pontiac-Piché dans le territoire étudié ne permet aucune conclusion valable sur la relation stratigraphique entre les deux groupes. Les seules indications dans le secteur sur la nature du contact sont celles fournies par Gunning (1937) et Comline (1979) à la mine O'Brien. Le contact décrit est constitué d'une interstratification entre les sédiments et les roches volcaniques. Pour ces auteurs, le contact est transitionnel.

Notons qu'à l'ouest du lac Normand (figure 1), plusieurs horizons de conglomérats pétromictes sont retrouvés entre les pérites du Groupe de Pontiac et les roches volcaniques du Groupe de Piché (Gorman, 1986; Sansfaçon, 1983).

2.3- Relation stratigraphique entre les Groupes de Piché et de Cadillac

Le contact est situé dans la partie septentrionale du territoire étudié et fait la jonction entre les roches volcaniques du Groupe de Piché, sous-jacent, avec des sédiments épiclastiques appartenant probablement à la base du Groupe de Cadillac, sus-jacent. Cependant, nous devons prendre en considération le problème qui existe lorsque vient le temps de corrélérer des unités situées de part et d'autre de la faille de Cadillac. Ces considérations sont discutées au chapitre 4 .

Le contact affleure en continu à environ 250 mètres à l'ouest de la tranchée T1 (affleurement JL6, zone C, carte1). Le passage entre les laves coussinées et les sédiments épiclastiques est graduel et non déformé. Du sud vers le nord, on peut diviser la zone de contact en quatre parties (figure 8). La première partie constitue le sommet de la séquence coussinée de lave aphyrique. La seconde partie est définie par une zone de brèche sommitale monolithologique, formée de fragments anguleux de lave aphyrique, dont plusieurs montrent une bréchification *in situ*. La troisième partie constitue une zone de mélange entre la brèche sommitale et une série de lits de grès, tronqués par plusieurs surfaces chenalisées se recoupant. Plusieurs des lits de grès sont conglomératiques et contiennent jusqu'à 25% de grands fragments de la même lave aphyrique. Ils sont préférentiellement concentrés dans la partie centrale des lits. La quatrième partie de la zone de contact est constituée de sédiments épiclastiques situés à la base de la séquence occupant l'espace entre les roches volcaniques du Groupe de Piché et la faille de Cadillac.

Cette transition rapide et concordante entre les dépôts d'activité éruptive et les produits d'érosion de l'édifice volcanique est significative. La nature du contact indique que les sédiments épiclastiques du Groupe de Cadillac sont sus-jacents aux roches volcaniques du Groupe de Piché. La transition est graduelle et ne montre pas de discordance entre les deux groupes.

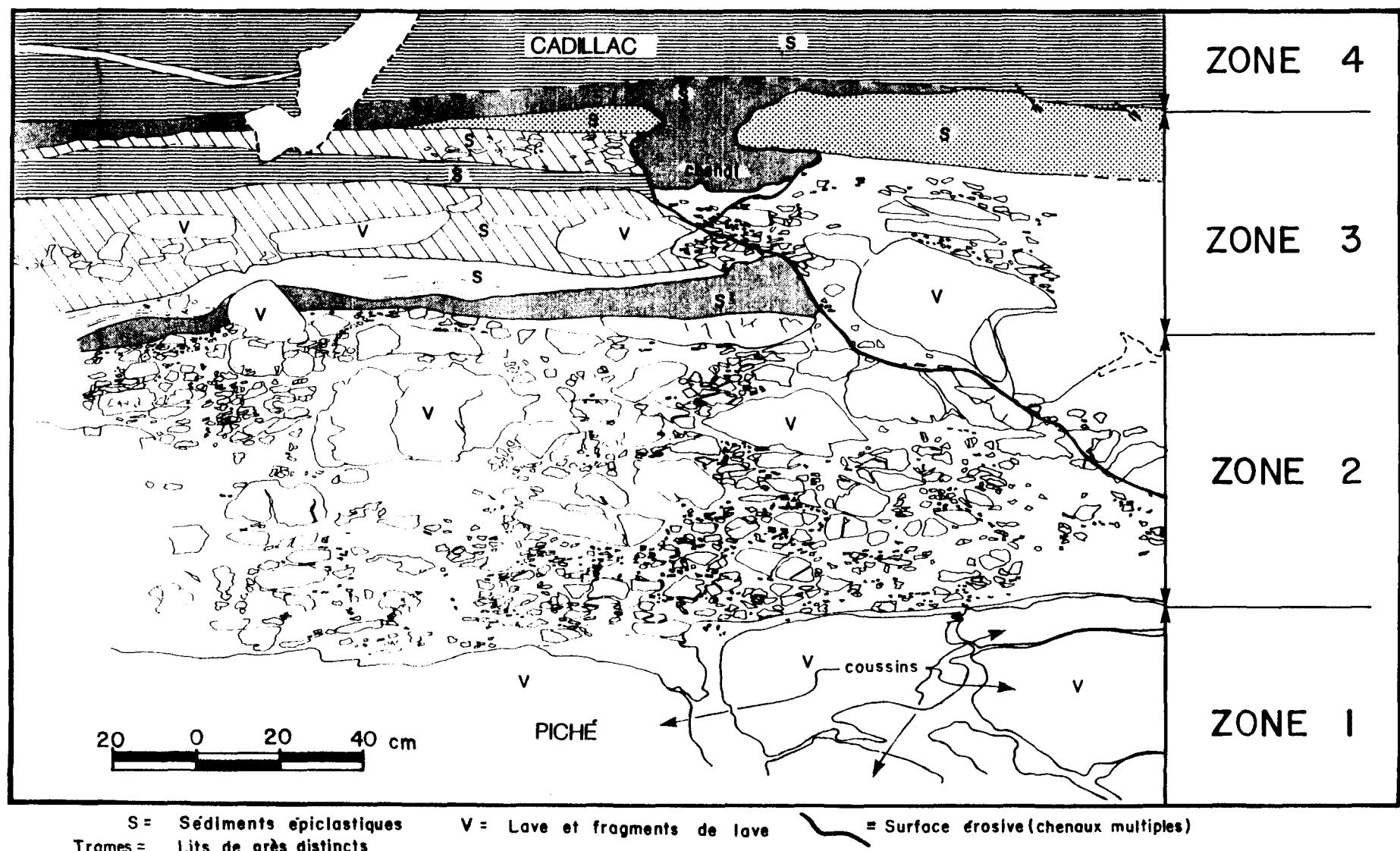


Figure 8: Contact sommital Piché / Cadillac

Remarquer le passage graduel entre les Groupes de Piché et de Cadillac, zones 3 à 4.

3**DESCRIPTION DES LITHOFACIES
DU GROUPE DE PICHÉ****3.1- Introduction**

Le Groupe de Piché comprend principalement des roches pyroclastiques et des roches effusives. Les roches pyroclastiques étudiées sont subdivisées en trois lithofaciès selon, leurs compositions, leurs structures sédimentaires et leurs caractères pétrographiques, 1) une brèche pyroclastique monogénique, 2) une brèche pyroclastique vitroclastique et 3) une brèche pyroclastique à fragments ponceux. Les roches effusives sont subdivisées en deux lithofaciès; 1) des coulées de laves andésitiques porphyriques et 2) des coulées de laves mafiques (basaltes andésitiques). Les coulées de lave montrent des structures massives, bréchiques et coussinées.

3.2- Lithofaciès pyroclastiques

3.2.1- Processus de dépôts volcanoclastiques et terminologie

L'inventaire des sédiments des ceintures de roches vertes archéennes est subdivisé en quatre catégories par Lowe (1982b): 1) les sédiments volcaniques et les pyroclastites juvéniles qui sont contemporains au volcanisme actif, 2) les sédiments terrigènes produits par l'altération et l'érosion de roches plus anciennes, 3) les sédiments orthogéniques formés par précipitation inorganique et 4) les sédiments biogéniques. La majorité des dépôts du Groupe de Piché s'apparentent à la première catégorie. Ils sont constitués de matériaux pyroclastiques produits pendant la période constructive de l'édifice volcanique et déposés généralement par des processus de coulées gravitationnelles de sédiments (sediment gravity flow).

Lorsque la turbulence est responsable du support des grains dans les coulées de masse, le processus est appelé courant de turbidité. Une succession typique des structures reflétant les variations de régime d'écoulement des courants de turbidité de basse densité de particules a été reconnue par Bouma (1962). Pour les courants de haute densité (Lowe, 1982a), le transport des grains est soit turbulent en régime non visqueux, soit turbulent ou laminaire en régime visqueux. De plus les coulées gravitationnelles de sédiments sont soumises à des transformations du processus d'écoulement passant de laminaire à turbulent (Fisher, 1984). En somme, il existe un large éventail de processus et de dépôts initiés par les coulées de masse sous-marines.

Les figures 9a et 9b en résument les principaux éléments sédimentologiques. Pour décrire les séquences de structures sédimentaires, nous avons opté pour la nomenclature de Cas (1979) et Cas et Wright (1987).

Que ce soit dans les dépôts archéens ou plus récents, les dépôts volcanoclastiques renferment des matériaux pyroclastiques resédimentés à divers degrés. En effet, dans un environnement volcanique actif, les matériaux pyroclastiques non consolidés accumulés sur les pentes des édifices volcaniques peuvent être facilement remobilisés par des processus de coulées de masse du type coulées de débris, montrant des successions de structures sédimentaires comparables à celles trouvées dans certaines coulées pyroclastiques (Dimroth et Yamagishi, 1987; Dimroth et al., 1978). Il devient donc parfois hasardeux de vouloir distinguer les dépôts primaires, au sens stricte, des dépôts remobilisés.

La signification dans ce texte du qualificatif pyroclastique est celle recommandée par Schmid (1981) et privilégiée par Fisher et Schminke (1984), Easton et Johns (1986) et Busby-Spera (1988). Nous incluons dans les roches pyroclastiques toutes les roches composées de fragments qui originent directement d'une éruption volcanique et celles qui sont produites par une remobilisation des débris non consolidés. La classification de Fisher (1961) est utilisée pour la taille moyenne des tufs (< 2mm) des tufs à lapilli (2-64mm.) et des brèches pyroclastiques (>64mm.).

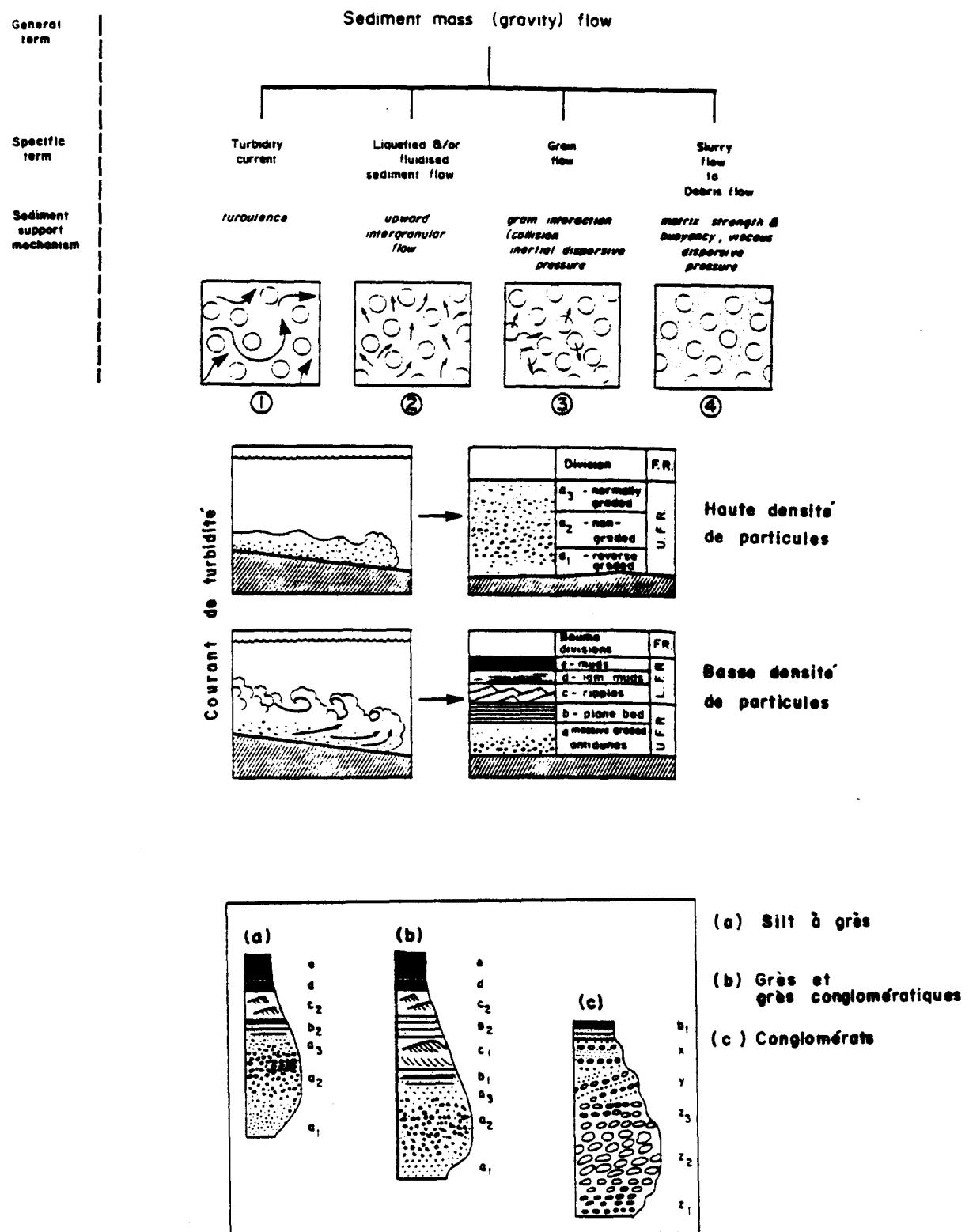


Figure 9a : Modèles de sédimentation des courants de turbidité
Tiré de Cas et Wright (1987)

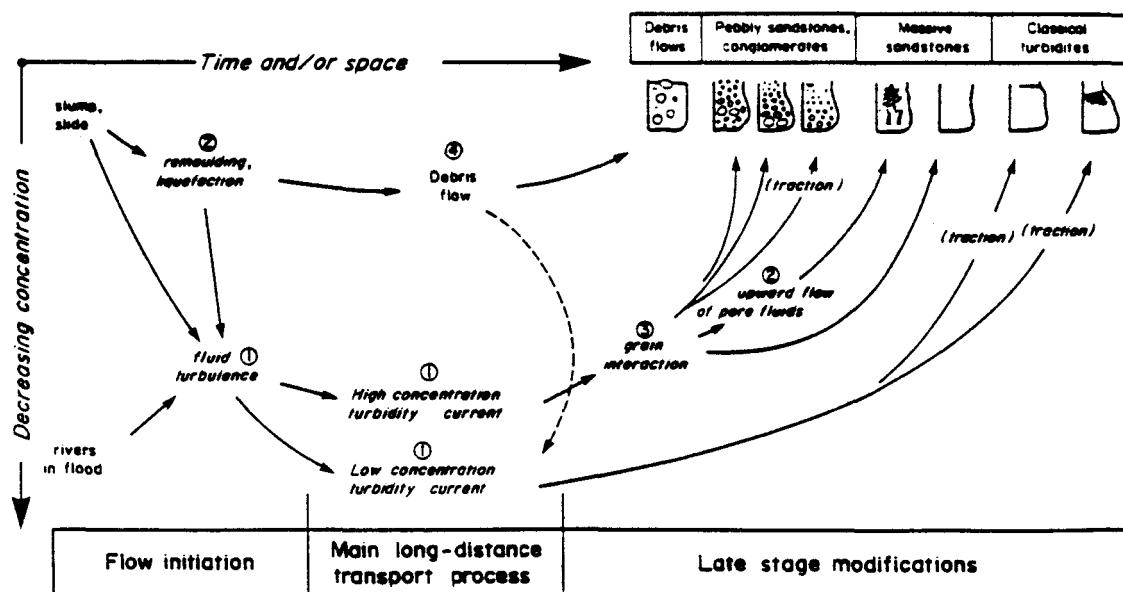
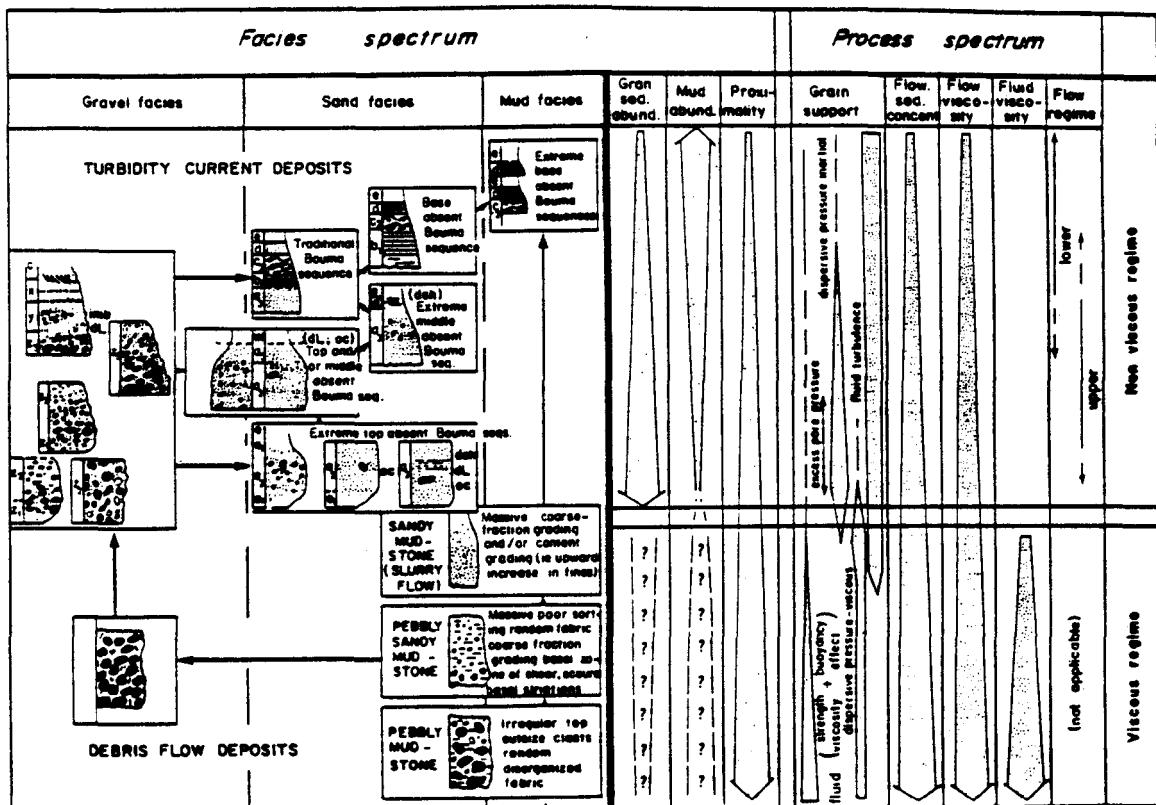


Figure 9b: Éventail des processus et dépôts des coulées de masse
Tiré de Cas et Wright (1987)

Cette utilisation au sens large du terme pyroclastique permet de conserver une connotation génétique primaire aux dépôts pour les différencier des sédiments épiclastiques qui eux ne sont pas contemporains à l'activité volcanique éruptive. Nous conservons le qualificatif épiclastique pour décrire des roches qui peuvent être également volcanoclastiques, mais qui sont représentatives d'une période d'érosion tardive ou postérieure à la période éruptive.

3.2.2- Critères d'identification

En affleurement, le faible contraste de teinte entre les divers types de fragments et avec la matrice, a rendu difficile leur évaluation quantitative. Toutefois, l'étude pétrographique en lame mince d'échantillons représentatifs de chacun des dépôts, a permis de différencier la matrice des fragments. L'identification de la composition et des textures primaires a servi à la classification des fragments et à l'interprétation du mode initial de fragmentation.

L'identification et la classification des fragments tient compte des caractères primaires normalement présents dans les fragments pyroclastiques. En effet, les explosions volcaniques sous-marines peuvent produire une grande quantité de matériaux dit "juvéniles" possédant des textures primaires variées. Les matériaux juvéniles sont composés de fragments lithiques, de fragments de verre et de cristaux

issus directement du magma. À l'exception des cristaux, ils se présentent sous un éventail d'états variant de non cristallisés à partiellement cristallisés (Cas, et Wright, 1987). Les nombreux paramètres physico-chimiques présents au moment de l'extrusion et l'altération de fond marin sont responsables des caractères pétrographiques variés des fragments, comme la vésicularité, les niveaux de trempe et de dévitrification. Ainsi, des fragments dérivés de la même source magmatique peuvent être pétrographiquement différents. En fait, même la signature géochimique du verre volcanique est directement fonction du niveau d'interaction eau/magma (Sheridan et Wohletz, 1983). Au cours de l'histoire métamorphique des dépôts archéens, les variétés minéralogiques et texturales primaires ont agi comme autant d'empreintes persistantes contrôlant une partie des processus de recristallisation métamorphique. Par exemple, Dimroth et al. (1978) ont observé des dépôts monomictes dans la région de Rouyn-Noranda, où les échardes de verre dévitrifié sont composées de chlorite et les fragments dévitrifiés plus cristallins sont formés d'agrégats riches en albite et quartz.

Ce n'est qu'après avoir intégré ces variétés texturales et minéralogiques, que deux principales familles de fragments ont été définies. La première famille est pétrographiquement compatible avec une composition andésitique. Elle est typiquement porphyrique à phénocristaux de feldspath. La seconde famille est plutôt d'affinité basaltique et cette fois typiquement aphyrique.

La grande majorité des fragments étudiés sont interprétés comme juvéniles. Ils

montrent généralement des évidences pétrographiques typiques d'une interaction directe eau/magma où prédomine une mésostase hyalocristalline et une faible maturité cristalline. La matrice entre les blocs des brèches pyroclastiques est essentiellement constituée de plus petits fragments de la même composition où dominent les fragments de verre dévitrifié. Aucune des brèches pyroclastiques ne possède une matrice gréseuse comme celle des conglomérats situés dans le Groupe de Cadillac ou comme celle des grès trouvés au contact Piché/Cadillac (JL6, carte 1). La pétrographie microscopique de ces grès révèle qu'ils contiennent jusqu'à 60% de fragments de feldspath à bordures écorchées d'une taille moyenne de 0.3 millimètres (base d'un lit granoclassé) et environ 10% de fragments de quartz plus trapus. Ces lits contiennent plusieurs intraclastes d'argilite graphitique d'environ 0.5 millimètres. La matrice est microgranoblastique quartzo-feldspathique et contient des quantités mineures de chlorite, carbonate, biotite et rutile.

Le tableau 1 présente de façon schématique les trois principaux lithofaciès pyroclastiques reconnus en fonction de la position stratigraphique, la composition et la dynamique explosive des fragments. Chacun de ces lithofaciès contient des niveaux de tufs et de tufs à lapilli de la même composition que celle des brèches. Ces sous-faciès sont inclus dans les subdivisions principales puisque les brèches pyroclastiques dominent largement.

Les trois lithofaciès décrits ne représentent probablement qu'une partie des

3 LITHOFACIES		DYNAMIQUE EXPLOSIVE (PHASES VOLATILES)	FRAGMENTS JUVENILES	
			PORPHYRIQUES	APHYRIQUES
BRECHE PYROCLASTIQUE À FRAGMENTS PONCEUX		MOYENNE À ÉLEVÉE	FRAGMENTS PONCEUX (NOMBREUX) FRAGMENTS LITHIQUES VÉSICULAIRES GRANULES VÉSICULAIRES	FRAGMENTS LITHIQUES PEU VÉSICULAIRES GRANULES
BRECHE PYROCLASTIQUE VITROCLASTIQUE		HAUTE	FRAGMENTS LITHIQUES VÉSICULAIRES FRAGMENTS PONCEUX GRANULES VÉSICULAIRES	FRAGMENTS LITHIQUES PEU VÉSICULAIRES GRANULES
BRECHE PYROCLASTIQUE MONOGÉNIQUE			FRAGMENTS LITHIQUES PEU VÉSICULAIRES	

Tableau 1 : Relations stratigraphiques internes des lithofaciès pyroclastiques et caractéristiques principales de chacun.

roches volcanoclastiques puisque la description détaillée provient seulement d'un petit nombre d'affleurements. Cependant, ils semblent représentatifs de la majorité des dépôts cartographiés à l'échelle 1:5000.

3.2.3- Brèche pyroclastique monogénique

La position stratigraphique de la brèche pyroclastique monogénique dans la séquence volcanoclastique ne peut pas être précisée avec certitude. Ce lithofaciès a été observé sur le groupe d'affleurements 88-1a, b et c, situés en bordure de la route 117 ([carte 1](#)). Même si aucune coupe sédimentologique n'a pu être effectuée, au moins trois fabriques internes différentes sont notées.

La première fabrique est reconnue sur l'affleurement 88-1c ([carte 1](#)). Elle caractérise une brèche pyroclastique composée essentiellement de fragments lithiques anguleux, monolithologiques et porphyriques à phénocristaux de feldspath, et de quelques fragments accidentels aphyriques. La taille moyenne des fragments est d'environ 15 centimètres (planche 1a). La matrice compte généralement pour moins de 10%. Le grand axe de certains fragments peut atteindre plus d'un mètre de long. La seconde fabrique caractérise un niveau de tuf à lapilli (88-1b, [carte 1](#)). Il est constitué d'une accumulation de particules plus fines, millimétriques à centimétriques. La troisième fabrique caractérise de nouveau une brèche pyroclastique

monogénique qui affleure à environ huit mètres plus au nord (88-1a, carte 1). Elle est constituée cette fois d'une accumulation mal triée de fragments grossiers dans une matrice plus abondante (20 à 40%) de granules et de lapilli.

La pétrographie microscopique révèle une accumulation de fragments lithiques monolithologiques sub-anguleux. Ces fragments sont caractérisés par 25 à 30% de phénocristaux de feldspath d'environ 1 millimètre et de 1% d'actinote blastoporphyrique de même taille. Leur mésostase est à 90% quartzo-feldspathique et varie, selon l'intensité de la recristallisation, de microlitique à microgranoblastique. La vésicularité est en moyenne de 10% à 15%. La matrice est constituée de fragments de verre dévitrifié et d'un éventail de fragments à différents niveaux de cristallinité. Les fragments de verre dévitrifié comptent pour environ 70% de la matrice. Ils sont généralement très anguleux avec de nombreuses bordures concaves, issues d'une vésicularité qui varie de 10 à 20%. Ils contiennent les mêmes phénocristaux que les fragments lithiques, mais l'altération et la recristallisation y sont comparativement plus élevées. L'espace interstitiel est riche en quartz et feldspath microcristallins.

Une origine phréatomagmatique de type hydroclastique (Fisher et Schmincke, 1984) avec un faible rapport eau/magma lors de l'extrusion de coulées de lave sous-marines (non observées) est tout à fait probable pour ce type de dépôts grossiers monolithologiques (Easton et Johns, 1986). En effet, des processus plus violents forment généralement une dominance granulométrique de la classe des échardes et des

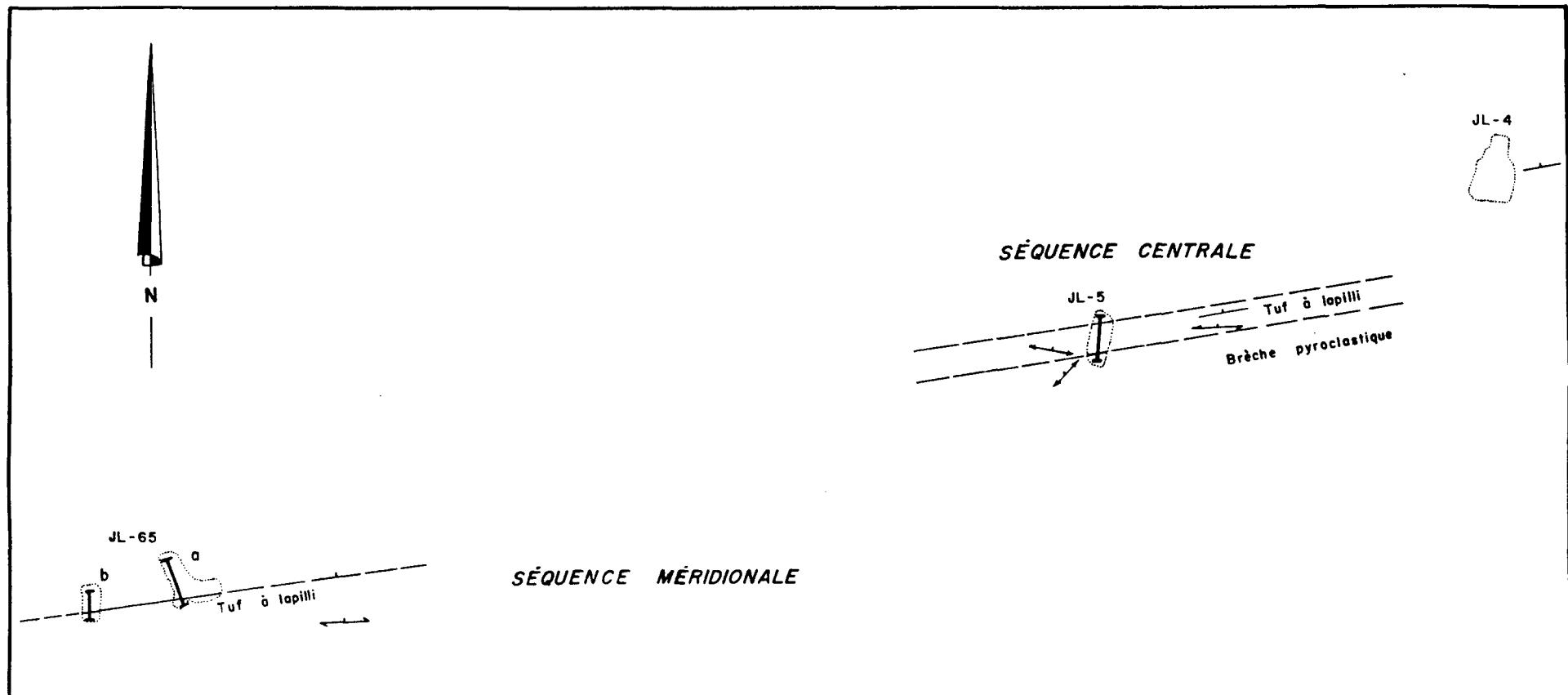
granules, et une explosion de type magmatique produirait des fragments scoraciées ou ponceux. D'autre part des explosions strictement phréatiques ne produiraient pas de fragments juvéniles, qui sont ici prédominants.

3.2.4- Brèche pyroclastique vitroclastique

3.2.4a- Introduction

En raison de la forte proportion de matériaux hyalocristallins, le qualificatif vitroclastique est utilisé pour décrire ces dépôts. Ils sont essentiellement constitués de fragments juvéniles et de quelques fragments accessoires d'andésite porphyrique et d'andésite basaltique aphyrique. L'étude sédimentologique a été réalisée sur la zone d'affleurement B (figures 10 et 11, **carte 1**).

Des dépôts de la brèche vitroclastique sont disposés de part et d'autre d'une surface érosive intraformationnelle située entre les affleurements JL2-4 et JL2-8 (figure 11). Du côté sud, le litage moyen est sub-vertical et orienté à 264° NO, et du côté nord à 272° NE. Cette discontinuité, interprétée comme primaire, a été observée en affleurement et ne montre aucune évidence d'être un phénomène structural. Une polarité vers le nord en est déduite, ce qui est confirmé par les nombreux lits granoclassés.



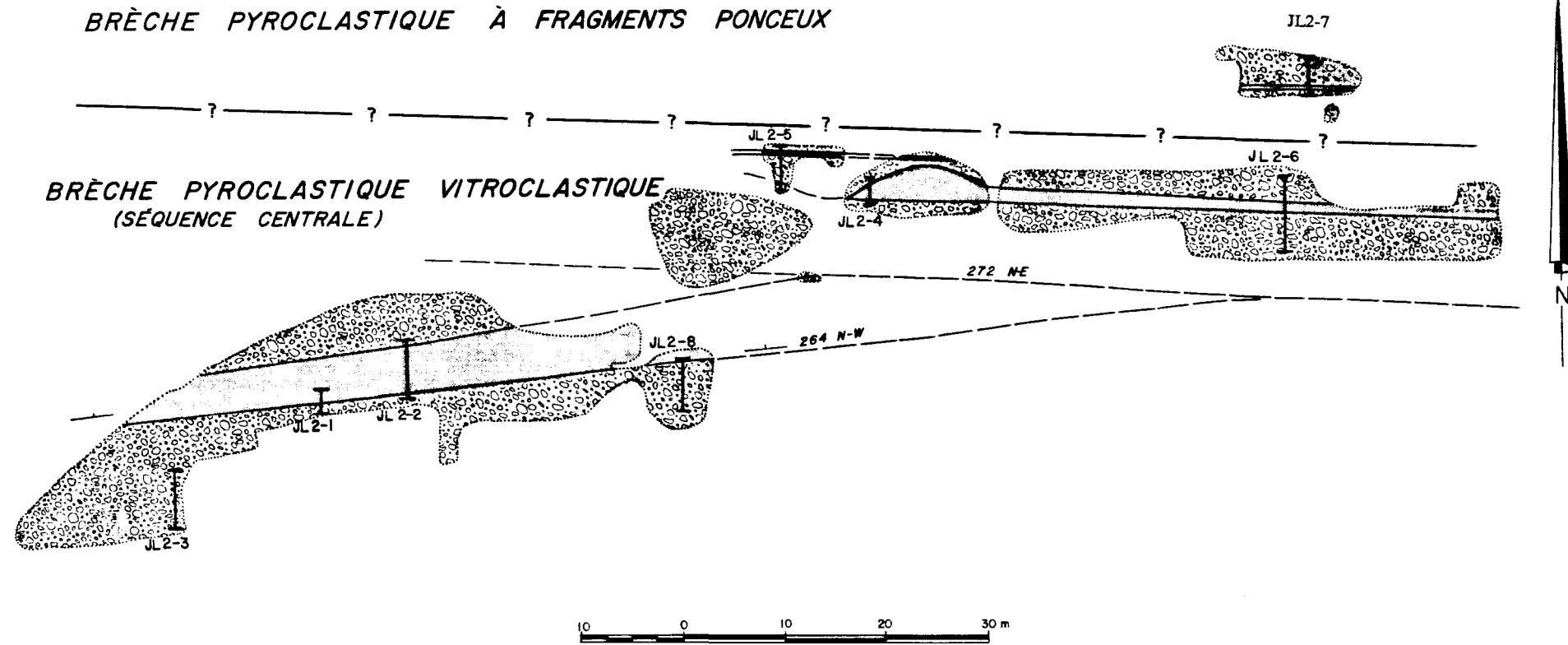
- Stratification
- Schistosité S₂
- Coupe sédimentologique

10 0 10 20 30

METRES

Figure 10: Sections étudiées de la brèche pyroclastique vitroclastique, zone d'affleurements B ouest, pour la zone B est voir la figure 11, et pour la localisation, voir la **carte 1** (en pochette)

BRÈCHE PYROCLASTIQUE À FRAGMENTS PONCEUX



Brèche pyroclastique

Tuf et tuf à lapilli

Coupe sédimentologique

Figure II : Géologie détaillée de la zone
d'affleurements B est (carte -> en pochette)

Les brèches pyroclastiques dominent quantitativement sur les tufs et les tufs à lapilli, lesquels sont préférentiellement disposés en bandes ou lentilles décamétriques. Pour faciliter leur classification, les dépôts vitroclastiques ont été séparés en une séquence méridionale dépourvue de tufs fins et en une séquence centrale constitué de brèches pyroclastiques et de tufs fins, et contenant des fragments scoraciés.

3.2.4b-Séquence méridionale

La séquence méridionale de la brèche pyroclastique vitroclastique est représentée par les coupes JL65a et JL65b (figure 12). La première partie de la coupe JL65a est constituée d'une série de tufs en lits granoclassés, de petits lapilli à granules, de 5 à 40 centimètres d'épaisseur. Les divisions a₁, a₂ et a₃ des courants de turbidité de haute densité de particules (Cas, 1979; Cas et Wright 1987) sont généralement bien exprimées pour la plupart des lits. La division basale a₁ à granoclassement inverse est mince et passe graduellement vers la division massive a₂, qui elle même passe à la division a₃ à granoclassement normal, similaire à la division Bouma Ta des courants de turbidité de basse densité.

La fabrique interne de la première séquence de lits granoclassés a₁, a₂ et a₃ de la section JL65a est montrée sur la planche Ib. Quatre principales catégories de

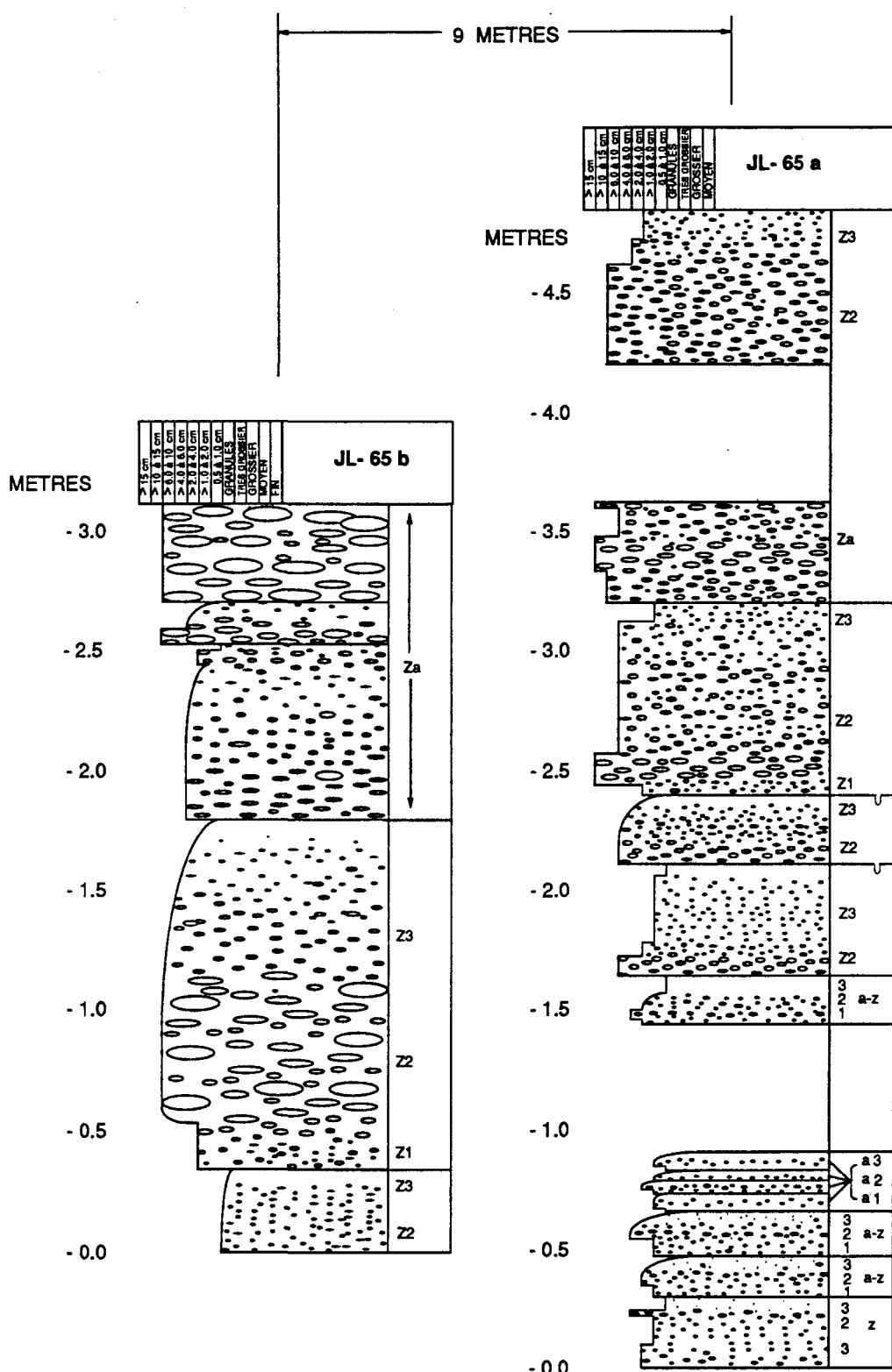


Figure 12: Coupes sédimentologiques JL-65a et JL-65b, dans la séquence méridionale de la brèche pyroclastique vitroclastique. Les divisions utilisées sont de Cas et Wright (1987), voir la figure 10. Za = Lits amalgamés

fragments (FA, FB, FC et FD, tableau 2) sont différenciées en fonction de leur minéralogie respective: FA) ils comptent pour environ 40% des fragments, sont majoritairement porphyriques à phénocristaux de feldspath et sont presque essentiellement composés de verre dévitrifié transformé en actinote cryptocrystalline, FB) ils possèdent une minéralogie similaire aux fragments FA, à 90% actinote, mais leur granulométrie est microcristalline plutôt que cryptocrystalline et ils sont généralement aphyriques, FC) sont composés de 30 à 50% d'actinote, accompagnée d'un agrégat à dominance quartzo-feldspathique et plusieurs sont porphyriques à phénocristaux de feldspath et FD) ces derniers sont constitués d'une masse microgranoblastique quartzo-feldspathique, souvent porphyriques à phénocristaux de feldspath. Ils comptent pour environ 5 % des fragments. Un changement minéralogique graduel, entre le centre (feldspath et quartz) et la bordure (actinote), apparaît sur quelques fragments de catégorie FD. La vésicularité varie de nulle jusqu'à un maximum d'environ 10%. Les amygdales, dont la taille atteint jusqu'à un centimètre dans le plan horizontal, sont presque essentiellement composées de chlorite.

Les fragments de ces quatre catégories sont soit ceux d'une andésite porphyrique à phénocristaux de feldspath (composition A), soit ceux d'une andésite basaltique aphyrique (composition B).

Les mésostases basaltiques et andésitiques des fragments de type FA sont essentiellement constituées de verre et à l'issue de l'altération et du métamorphisme,

Tableau 2 - Résumé pétrographique des fragments de la séquence méridionale

TYPE	COMPOSITION	DESCRIPTION
FA	A-B	<ul style="list-style-type: none"> -Composés à 90% d'aiguilles d'actinote, inférieures à 0,05 mm. -Parfois zonés, actinote en bordure et quartz-feldspath au centre -Porphyriques à phénocristaux de feldspath ou aphyriques -Généralement très étirés -Nombreuses évidences de vésicules effondrées ou aplatis -Montrent des reliques de texture de dévitrification sous la forme de lisérés concentriques
FB	B	<ul style="list-style-type: none"> -Composés à 90% d'aiguilles d'actinote de 0,05 à 0,20 mm. -Aphyriques -Texture microgranoblastique -Généralement trapus, de anguleux à sub-arondis
FC	A-B	<ul style="list-style-type: none"> -Composés de 30 à 50% d'aiguilles et batonnets d'actinote et d'une masse microlitique à granoblastique quartzo-feldspathique -occasionnellement, porphyriques à phénocristaux de feldspath -Généralement trapus, de anguleux à sub-arondis
FD	A	<ul style="list-style-type: none"> -Composés d'une masse microgranoblastique quartzo-feldspathique -Porphyrique à phénocristaux de feldspath -Plusieurs évidences de vésicules effondrées ou aplatis -Généralement très étirés
FE	A	<ul style="list-style-type: none"> -Composé d'une masse quartzo-feldspathique granoblastique à 85% - Porphyrique à phénocristaux de feldspath
A : Andésitique porphyrique à phénocristaux de feldspath B : Basalte andésitique aphyrique		

ils présentent des minéralogies et textures identiques. Pour ces fragments, la distinction entre les deux compositions ne peut se faire que s'il y a présence de phénocristaux de feldspath. En fait, cette distinction est plus facile à faire dans la fraction grossière des dépôts.

Une corrélation s'établit entre la maturité cristalline et la forme des fragments et indirectement, avec le mode de fragmentation. Les types FA et FD (tableau 2), tous deux à granulométrie très fine, sont à la fois anguleux et très étirés, le plus souvent scoraciés et leurs longues vésicules ont une influence marquée sur la forme des bordures. Ces fragments peuvent être générés par une combinaison d'explosions phréatomagmatique (eau/magma) et magmatique (dégazage). Même si un mode de fragmentation similaire est suggéré pour les fragments des types FA et FD de la même famille (andésitique porphyrique), des conditions de refroidissement différentes peuvent produire une minéralogie distincte pour chacun (tableau 2). Les fragments de type FB et FC sont pour leur part plus cristallins et trapus et varient de anguleux à sub-arrondis. La vésicularité y est moins développée et impose peu de contrôle sur la forme des bordures. Pour ces catégories, la fragmentation magmatique (dégazage) est moins importante et l'interaction entre l'eau de mer et le magma serait prédominante pour la fragmentation (phréatomagmatique).

La suite des coupes JL65a et JL65b montre une séquence de brèches pyroclastiques formées de lits amalgamés à granoclassements inverses et normaux, Z1

à Z3 (Cas et Wright, 1987). Quelques bases érosives sont notées dans la zone de transition de la séquence de tufs en lits granoclassés avec la séquence de brèches pyroclastiques. Les blocs varient d'une composition du type FB jusqu'à FE (tableau 2). La matrice entre les lapilli et les blocs est constituée de fragments millimétriques de types FA, FB, FC et FD.

3.2.4c- Séquence centrale

Malgré l'absence de relations stratigraphiques visibles sur le terrain, la séquence centrale est présumée surmonter la séquence méridionale. La séquence centrale est en partie constituée par des fragments de même composition que ceux de la séquence méridionale (tableau 2), avec une dominance de la famille andésitique porphyrique. En effet, la majorité de ces fragments sont porphyriques à phénocristaux de feldspath et sont similaires à ceux de la séquence méridionale. La principale différence tient à une augmentation sensible de la vésicularité. Un des lits de la coupe JL2-8 (figure 13) est constitué de fragments blanchâtres quartzo-feldspathiques porphyriques à phénocristaux de feldspath, très étirés et possédant des bordures de trempe chloriteuses. Pour plusieurs, la vésicularité atteint 50%, et la mésostase est parfois entièrement constituée de verre dévitrifié. Ils sont alors qualifiés de scoraciées (planche IIa et IIb). Des fragments lithiques sub-anguleux et peu vésiculaires (5 à 10%), complètent la fraction grossière. Les vésicules sont du même

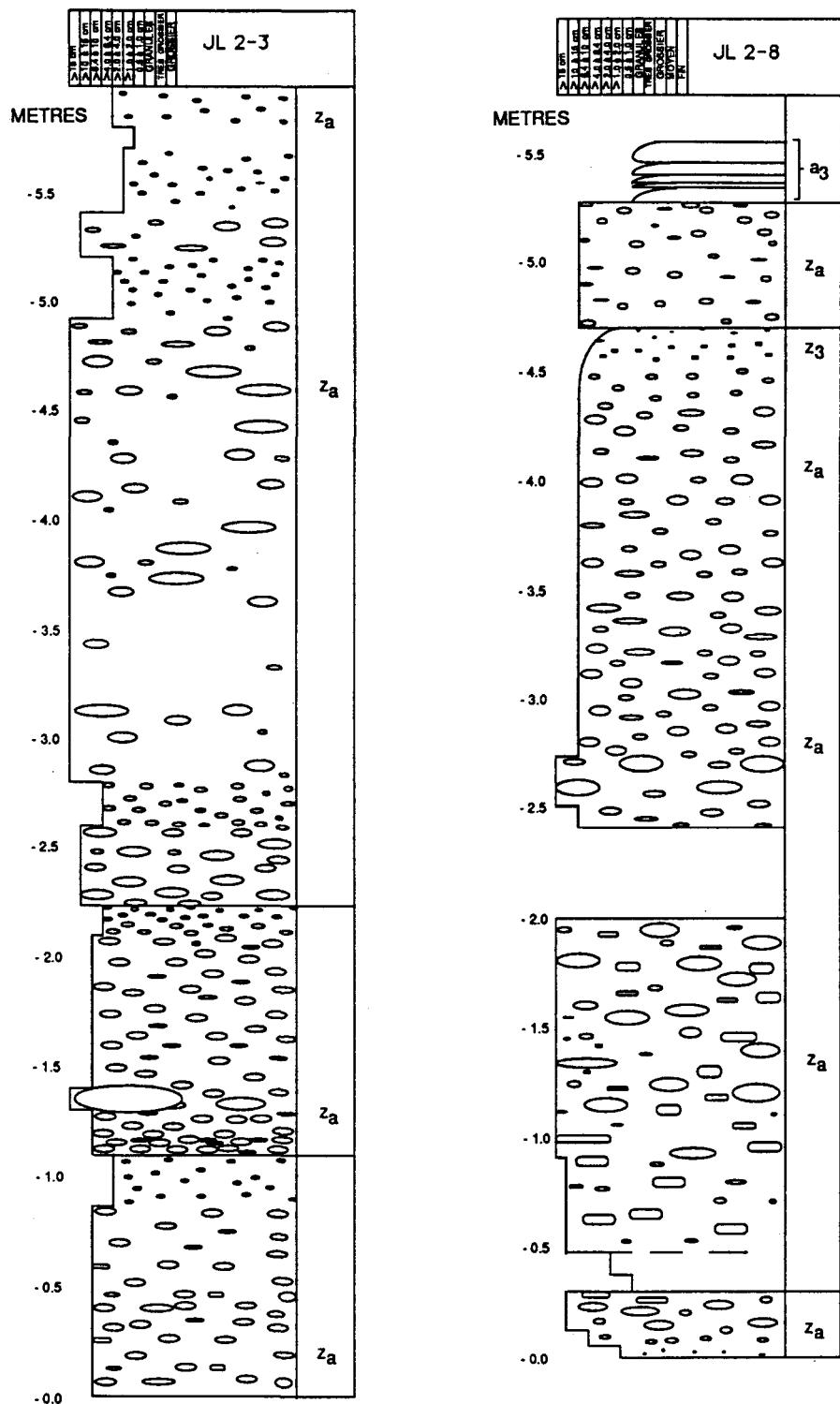


Figure 13; Coupes sédimentologiques JL 2-3 et JL 2-8, représentant une partie de la séquence centrale de la brèche pyroclastique vitroclastique. Pour localisation, voir la figure 10.

type que dans les dépôts précédents et forment des amygdales de chlorite atteignant plus d'un centimètre sur les sections horizontales.

Les structures internes des brèches pyroclastiques sont difficiles à interpréter. Toutefois, des variations subites de la taille des fragments suggèrent une séquence de lits amalgamés (figure 13).

Les séquences de tufs et de tufs à lapilli apparaissent sous la forme de deux lentilles de quelques mètres d'épaisseur et de plusieurs dizaines de mètres de longueur (figure 11). La première séquence est définie sur les coupes JL5, JL2-1 et JL2-2 (figure 14) et JL2-8 (figure 13). Elle montre une série de tufs déposés par des courants de turbidité de basse densité, avec variations latérales et verticales des divisions d'écoulement. En général, le premier mètre de la séquence de tufs est dominé par la division basale granoclassée a3 (figures 13 et 14 et planche IVa), parfois à laminations parallèles b1 et par quelques lits de tuf à lapilli. Par la suite, la fraction fine et les laminations parallèles sont plus régulières. La séquence entière définit grossièrement un double granoclassement qui s'apparente à celui décrit par Fiske et Matsuda (1964), pour les turbidites possiblement issues de coulées pyroclastiques sous-marines.

La pétrographie microscopique des tufs est caractérisée par une altération et une recristallisation supérieures à celles trouvées dans les brèches pyroclastiques.

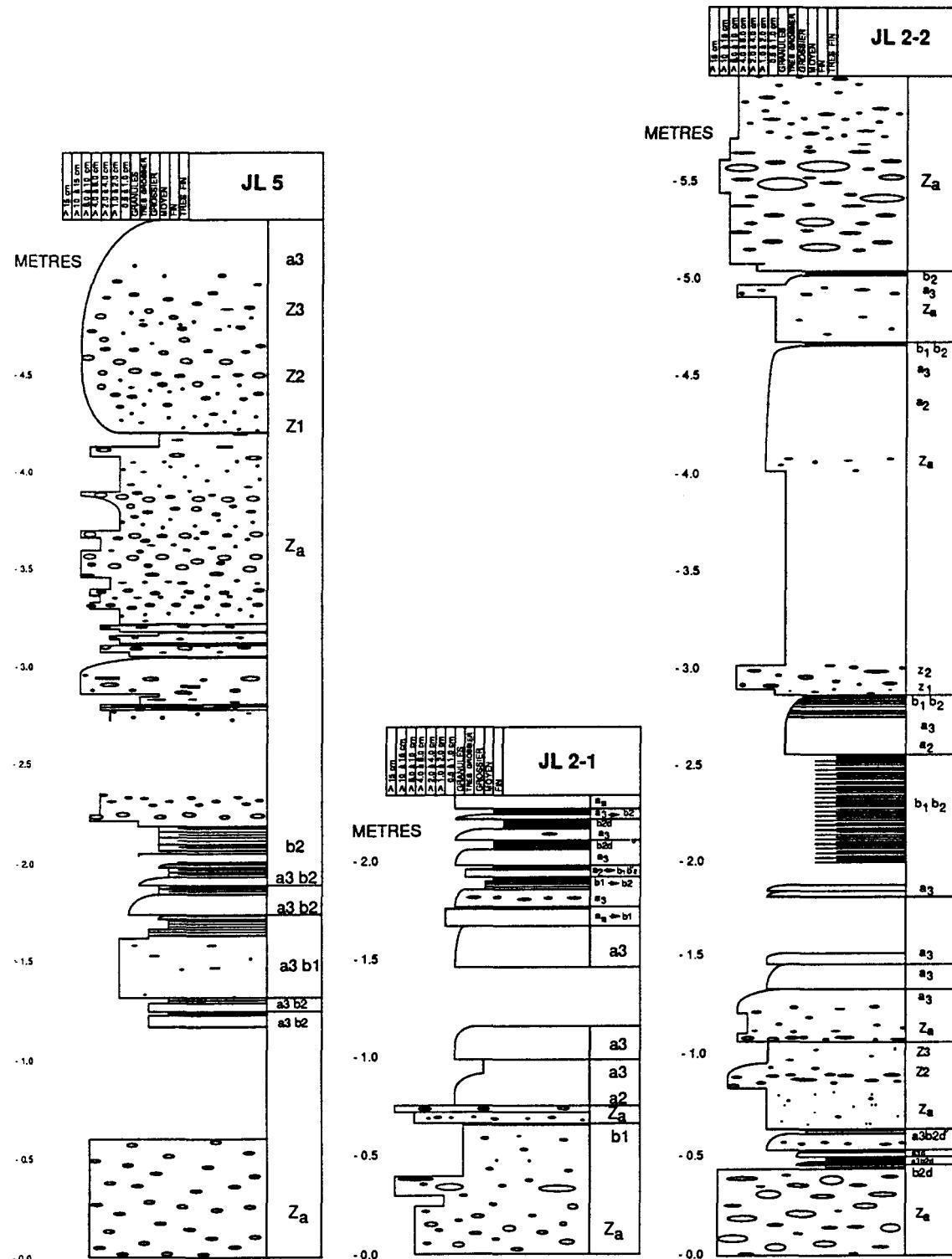


Figure 14; Coupes sédimentologiques JL 2-1, JL 2-2 et JL 5, brèche pyroclastique vitroclastique.

Cependant, la base de certains lits, où les particules ont la taille des granules, révèle une accumulation de fragments similaires à ceux des brèches sous-jacentes. La plupart des fragments sont presque essentiellement constitués d'une masse quartzo-feldspathique porphyrique à phénocristaux de feldspath dont la taille varie de 1.0 à 1.5 millimètres. On note également la présence de plusieurs fragments cristallins et hyalocristallins vésiculaires, dont les vésicules de 1.0 à 2.0 millimètres sont maintenant remplies de chlorite. Les fragments lithiques grossiers présents dans certains lits des turbidites, possèdent une composition andésitique. Ils sont généralement amygdalaires à chlorite et typiquement porphyriques à phénocristaux de feldspath. Il arrive qu'ils soient alignés dans la partie centrale des lits de turbidites (planche IIIa).

La séquence de tufs à lapilli et de brèches pyroclastiques recommence graduellement par une série de lits amalgamés, granoclassés inverse à normal de la taille des lapilli à celle des granules, avec passages à grains moyens de plus d'un mètre d'épaisseur. Ils sont surmontés de minces laminations parallèles (JL2-2, figure 14).

La seconde lentille de tufs (coupes JL2-4 , JL2-5 et JL2-6, figure 15), s'insère à l'intérieur d'une séquence de brèches pyroclastiques à granulométrie très grossière. Le passage de la brèche vers le tuf à laminations parallèles est rapide mais graduel. La partie massive de la brèche possède une fabrique serrée, où les blocs sont imbriqués par endroits (figure 15 et planche IIIb). Cette partie s'apparente aux

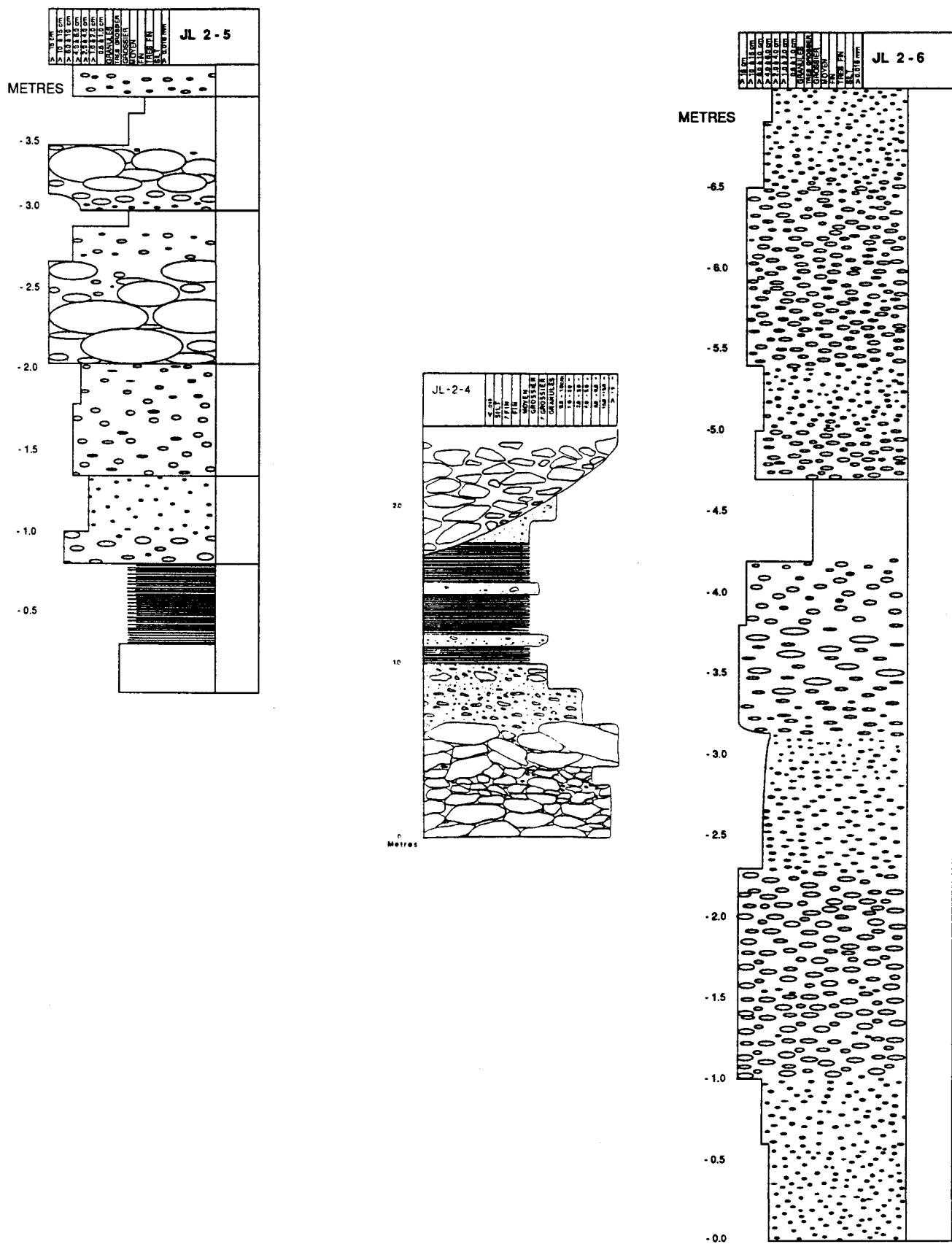


Figure 15; Coupes sédimentologiques JL 2-4, JL 2-5 et JL 2-6.

coulées de débris déposées par blocage en friction "frictional freezing" (Lowe 1982a). La partie à blocs grossiers passe à une division de brèche à petits blocs dans une matrice à granules. Cette division est porteuse, près du sommet, d'un horizon d'environ 15 centimètres d'épaisseur contenant quelques blocs et lapilli. Puis en moins de 10 à 15 centimètres, la séquence est dominée par une troisième division à grains moyens et à laminations parallèles. Cette partie ne possède pas les structures des turbidites et s'est probablement déposée par la retombée des particules en suspension.

Les deux lentilles de tufs ne doivent pas être considérées indépendamment des brèches pyroclastiques sous-jacentes. Elles peuvent représenter le stade final de sédimentation (sommatal ou équivalent distal) d'un seul événement, ce qui est conforme avec la composition similaire des particules des deux faciès (tufts et brèches pyroclastiques).

Un chenal d'érosion comblé par une brèche pyroclastique découpe la séquence de tufs à laminations parallèles sur la partie ouest de l'affleurement JL2-4. Les laminations parallèles sont nettement recoupées par une surface érosive courbée, visible sur plusieurs mètres. Ceci indique une polarité vers le nord.

3.2.4d- Eléments d'interprétation de la brèche vitroclastique

Les fragments de la brèche pyroclastique vitroclastique identifiés sur les séquences méridionale et centrale étaient un éventail textural et minéralogique typique d'une interaction directe importante entre l'eau et le magma. Dans de telles conditions, l'eau peut jouer un rôle de catalyseur qui accentue la dynamique explosive de l'éruption. La contribution du magma à la dynamique est démontrée par la présence d'une grande quantité d'amygdales dans les fragments scoraciés de la séquence centrale.

La composition générale des fragments suggère l'apport d'une source magmatique principale andésitique riche en phénocristaux de feldspath. Cette première source serait impliquée dans une série d'éruptions explosives phréatomagmatiques d'intensité moyenne de type fontaine de lave sous-marine. La seconde source magmatique est d'affinité basaltique aphyrique et moins vésiculaire, suggérant une activité éruptive plus tranquille que la première.

Les structures et séquences des brèches pyroclastiques vitroclastiques indiquent qu'ils ont été déposés par des coulées de masse sous-marines du type coulée de débris. En effet, le faible niveau d'organisation interne, le passage rapide de la partie grossière à la partie fine, le mauvais tri, la prédominance des fragments de grande taille, et la faible proportion de très fines particules dans la matrice, sont les principaux arguments en faveur de cette interprétation. Evidemment, ces coulées

représentent le mode de transport du produit final, sans divulguer le degré réel de remobilisation, s'il en est, du téphra d'origine. Cependant, certains indices comme l'homogénéité de la composition et la préservation des fragments scoraciés de JL2-8 de la séquence centrale, incitent à convenir de la présence de quelques coulées pyroclastiques sous-marines primaires à travers les brèches pyroclastiques vitroclastiques.

3.2.5- Brèche pyroclastique à fragments ponceux

Ce troisième lithofaciès de brèches pyroclastiques est caractérisé par la présence de fragments intermédiaires ponceux et par la présence de fragments de basalte andésitique aphyrique de grande taille. La transition entre la brèche pyroclastique vitroclastique et la brèche pyroclastique à fragments ponceux est rapide et semble graduelle. En affleurement, la présence des fragments ponceux est facilement remarquée par la teinte blanchâtre et la grande quantité d'amygdales millimétriques de quartz et de carbonate qui les distinguent des autres types de fragments.

La base de la coupe sédimentologique JL2-7 (figure 16), indique la présence de quelques lits de turbidites possédant la division a3 à granoclassement normal surmontée de la division b2 à laminations parallèles et à grains très fins. La brèche pyroclastique à fragments ponceux qui suit, débute par la division Z1 à grano-

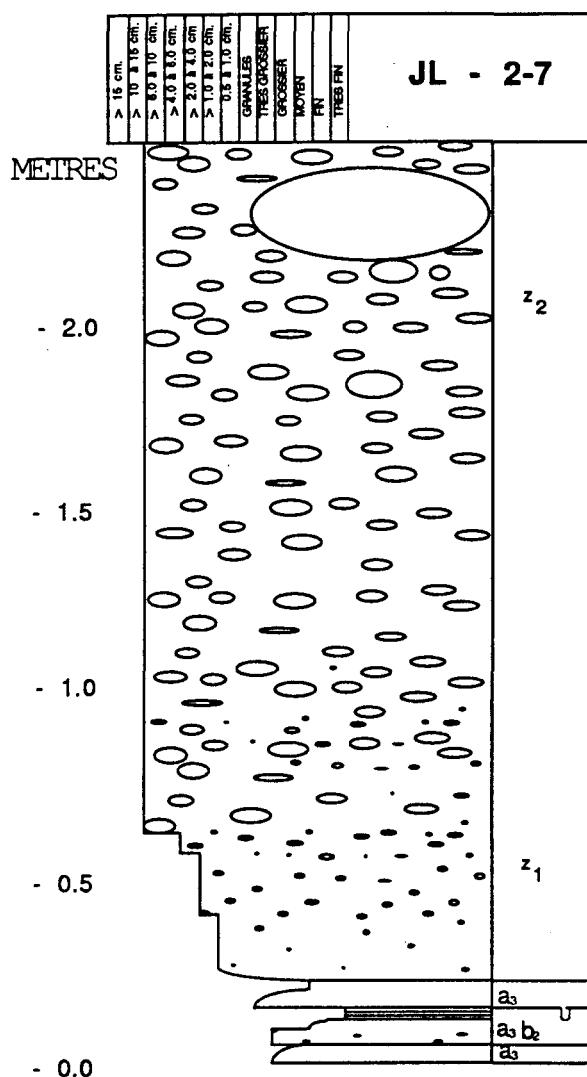


Figure 16: coupe sédimentologique JL2-7,
brèche pyroclastique à fragments ponceux.

classement inverse. Notons que la turbulence du courant a produit une surface érosive sur les laminations parallèles de la turbidite précédente (planche IVb). La suite du dépôt est très dense avec peu de matrice et où les blocs se supportent. Cette partie contient des fragments de lave aphyrique de plus d'un mètre de long (plan horizontal), notamment en bordure sud de la route 117 où un fragment atteint jusqu'à trois mètres de long par 2 mètres de large (planche Va).

Les fragments ponceux sont de composition intermédiaire à felsique, essentiellement quartzo-feldspathique. Ils sont porphyriques à phénocristaux (1.0 à 1.5 millimètres) et microphénocristaux de feldspath, et contiennent de 30 à 40% d'amygdales arrondies de quartz, de 0.2 à 0.5 millimètre. Une bordure figée, caractérisée par de plus petites vésicules et par une mésostase hyalocristalline, est présente autour de ces fragments. Les fragments de lave aphyrique contiennent environ 10% de grandes vésicules allongées de l'ordre du centimètre, généralement remplies de chlorite et avec parfois de la biotite tardive. À l'échelle mégascopique, ces fragments aphyriques contrastent nettement avec les fragments porphyriques par une teinte verdâtre, une granulométrie plus fine et une texture aphyrique.

La composition de la brèche pyroclastique à fragments ponceux, comme celle de la brèche pyroclastique vitroclastique, suggère l'apport à la source d'au moins deux phases magmatiques distinctes. La première est de composition intermédiaire et porphyrique à phénocristaux de feldspath, et la seconde est de composition mafique à

intermédiaire et aphyrique.

Tout comme pour les dépôts précédents, la partie massive semble s'être déposée par des processus de coulées de débris sous-marins. L'excellente préservation des fragiles bordures figées des fragments ponceux porte à exclure des mécanismes autres que ceux impliqués lors d'une remobilisation précoce des matériaux pyroclastiques primaires non consolidés. Soulignons que les coulées de masse peuvent transporter, et sur de très grandes distances, des fragments pyroclastiques fragiles sans produire d'abrasion significative (Cas et Wright, 1987).

3.2.6- Interprétation générale des brèches pyroclastiques

Le grand volume de brèches pyroclastiques retrouvé sur cette partie du Groupe de Piché démontre l'importance des processus explosifs dans la construction de l'édifice volcanique. La subdivision des brèches pyroclastiques étudiées en trois principaux lithofaciès, 1) une brèche pyroclastique monogénique, 2) une brèche pyroclastique vitroclastique et 3) une brèche pyroclastique à fragments ponceux, ne fait que refléter les plus importantes caractéristiques pétrographiques reconnues dans les dépôts. Ces caractéristiques significatives indiquent qu'il s'agit de dépôts pyroclastiques primaires légèrement remaniés et parfois non remaniés. La grande proportion de matériaux hyalocristallins indique une importante et constante interaction entre l'eau

et le magma au moment de la fragmentation. Il semble que même les éruptions les plus explosives se soient produites sous l'eau, ce qui est démontré par la présence de bordures figées autour des fragments de la brèche pyroclastique à fragments ponceux. La quantité importante des amygdales (vésicularité) souligne que ces explosions se sont produites pendant une période de dégazage du magma. Ces évidences conduisent à interpréter l'ensemble des brèches pyroclastiques comme des produits d'explosions à la fois magmatiques (dégazage) et phréatomagmatiques sous-marines. Dans un pareil cas, l'eau joue probablement un rôle de catalyseur qui accentue la dynamique explosive.

D'autre part, il semble y avoir une évolution de la dynamique explosive, de la base au sommet. Cette évolution est cette fois démontrée par la variation de la quantité moyenne des vésicules dans les fragments andésitiques porphyriques. De peu nombreuses et de taille centimétrique dans la brèche pyroclastique vitroclastique (base), les vésicules deviennent nombreuses et de taille millimétrique dans la brèche pyroclastique à fragments ponceux (sommet). La viscosité serait faible dans le premier cas et plus élevée dans le second. La prédominance de la phase andésitique porphyrique, à caractère explosif, et la présence d'une phase secondaire plutôt basaltique et aphyrique, à caractère explosif moins violent, indiquent une dualité magmatique aussi bien par la composition que par le mode de fragmentation.

La prédominance de brèches pyroclastiques déposées par des processus de coulée

de débris, pourrait indiquer une position relative proximale avec celle du centre éruptif. En effet, une position distale du lieu de mise en place aurait été marquée par une dominance de tufs déposés par des courants de turbidité de basse densité (Fischer et Schmincke, 1984; Yamada, 1973 et 1984). Le rejet d'une position distale est également appuyé par la présence de surfaces chenalisées (Fischer et Schmincke, 1984) et par celle de très grands fragments.

3.3- Lithofaciès effusifs du Groupe de Piché

3.3.1-Introduction

Les laves comptent pour environ la moitié du volume total du Groupe de Piché et sont presque essentiellement restreintes à sa demie septentrionale. Les zones détaillées sont situées sur les tranchées décapées T1 à T5 de la zone d'affleurement C (**carte 1**). Les laves se divisent en deux unités, 1) les andésites porphyriques et 2) les basaltes andésitiques aphyriques. Une forte proportion de phénocristaux de feldspath presque centimétriques et une teinte grise leucocrate caractérisent les andésites, ce qui contraste nettement avec la nature aphyrique et la teinte verdâtre mélano-cratre des basaltes andésitiques. Quelques coulées gloméroporphyriques sont interlitées avec les laves aphyriques. Ces laves constituent possiblement un faciès transitoire entre les deux unités.

3.3.2- Andésites porphyriques

3.3.2a- Introduction

Les andésites porphyriques occupent une importante proportion du Groupe de Piché (carte 1). On les retrouve en trois principaux types de structure, 1) des laves massives, 2) des brèches et 3) des laves coussinées. La cartographie détaillée des tranchées T1 à T5 (carte 1, zone c), a permis d'identifier une séquence de structures caractérisée par une alternance verticale de laves coussinées et de laves massives à bréchiques. Leurs dispositions relatives montrent des transitions latérales et verticales indiquant une évolution d'un type de structure à un autre, à l'intérieur d'une même coulée de lave. Ce phénomène est surtout bien exprimé par la transition graduelle des coulées massives vers les écoulements bréchiques et par le passage des brèches à coussins isolés vers un écoulement coussiné. Il y a également présence ou absence de bordures de trempe autour des coulées massives et des fragments dans les brèches, ce qui procure un outil supplémentaire d'interprétation des conditions physiques de mise en place.

Les propriétés rhéologiques du magma sont influencées par la grande quantité de phénocristaux de feldspath, atteignant 30% et occasionnant un écoulement particulièrement visqueux (Marsh, 1981). Ainsi plusieurs des structures d'écoulement s'apparentent plus à celles décrites dans des coulées archéennes de composition intermédiaire à felsique (De Rosen Spence, 1976; Provost, 1978;

Cousineau, 1981, qu'aux structures décrites pour les basaltes (Dimroth et al., 1978).

3.3.2b- Structures massives

La coupe stratigraphique de la tranchée T2 (figure 17) montre deux cas particuliers. Le premier met en relation une lave massive en transition vers une lave bréchique tandis que le second montre leurs relations avec les brèches à coussins isolés. En général, l'épaisseur des coulées massives individuelles ne semble pas dépasser 1.5 mètres. Toutefois, les coulées massives n'affleurent que partiellement dans les tranchées, ce qui empêche d'en mesurer l'épaisseur typique. Cependant, le fait qu'aucune grande coulée massive n'ait été cartographiée, suggère que les laves massives ne soient formées que de rubans et de petites lentilles comme dans les coulées andésitiques de la partie supérieure de la Formation d' Amulet (Cousineau 1981).

Le premier cas où deux coulées massives se superposent apparaît dans la partie sud de la tranchée T2 (figure 17). Ces deux coulées se distinguent l'une de l'autre par la présence d'une mince bordure figée soulignant les contours de la première, tandis qu'aucun phénomène de trempe n'est perçu pour la seconde.

En marge de la première coulée massive à bordures figées, il y a de nombreux

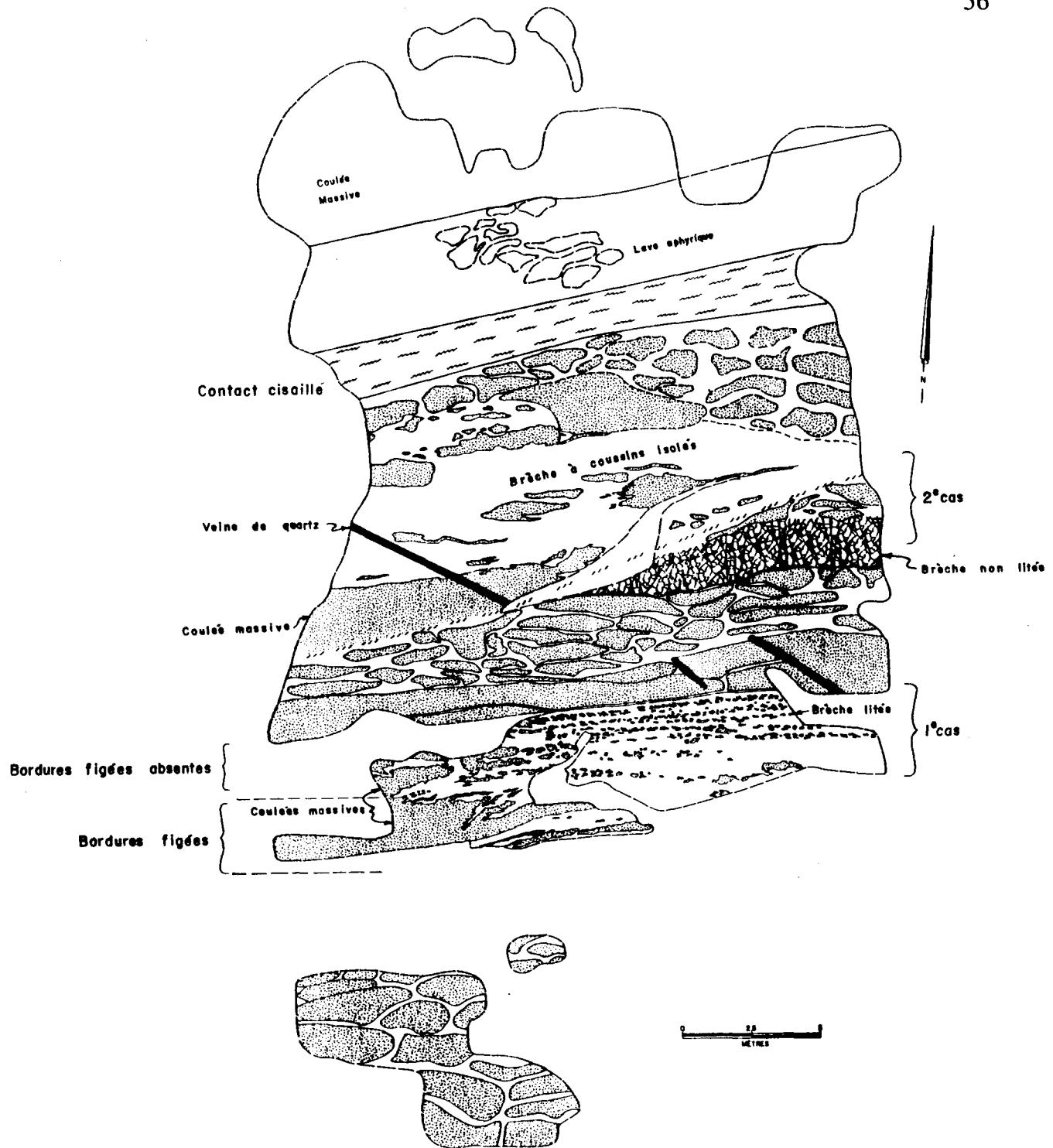


Figure 17: Différentes structures dans les coulées de lave; andésites porphyriques au sud du contact cisaillé et basaltes andésitiques au nord. Pour la localisation de la tranchée T2, voir **carte 1** (en pochette).

fragments en forme de dalles qui sont bordés des deux côtés de bordures figées (planche Vb). Ces marge de coulée sont semblables aux brèches de fragmentation de coulées minces décrites par Dimroth et al. (1978), également appelées brèches de coulées minces "sheet flow breccia" par Sanschagrin et Leduc (1979), sans pour cela proposer une origine similaire pour ce cas précis. Il semble que peu de matériel bréchique soit associé à ce premier type de coulée massive. Par contre, quelques coulées minces à bordures de trempe sont situées en marge près de la base. Ces coulées minces forment des rubans de lave à bordures irrégulières de plusieurs mètres de large et de quelques centimètres d'épaisseur. Elles représentent, tout comme la coulée massive principale, des feuillets ramifiés de lave à géométrie irrégulière.

La coulée massive sans bordure de trempe qui surmonte directement la coulée massive précédente montre une transition latérale graduelle vers un épanchement bréchique de grande extension. La marge de cette coulée est formée de plusieurs lambeaux anguleux de lave de un à deux mètres de long et à bordures irrégulières. Ces lambeaux sont eux mêmes fractionnés en plus petits lambeaux passant de attachés à semi-attachés ou complètement détachés. Cette transition vers la brèche d'écoulement semble s'opérer de façon visco-plastique, contrairement à ce qui est observé pour la coulée à bordures de trempe où la lave se brise de façon cassante.

Cette coulée massive et sa marge bréchique sont recouvertes d'un horizon hyaloclastique de cinq à dix centimètres d'épaisseur, interprété comme une brèche

hyaloclastique sommitale. Un épanchement coussiné à larges bordures de trempe la recouvre. Le contact est net et aucune relation transitoire n'existe entre les deux coulées.

Le deuxième cas particulier de coulée massive observé sur la tranchée T2 (figure 17) diffère du premier du fait qu'il y a transition entre les structures massives, bréchiques et coussinées. La base de cette séquence passe latéralement, d'ouest en est, d'une coulée massive d'environ un mètre d'épaisseur, à des rubans de lave à minces bordures de trempe surmontant une lentille de brèche d'écoulement. Verticalement, le contact supérieur de la coulée est net et souligné par endroits d'une bordure de trempe. Quelques flammes d'écoulement marquent le sommet sans être associées à du matériel bréchique en quantité significative. La coulée massive est cette fois surmontée d'une brèche à coussins et rubans de lave isolés. La brèche à coussins isolés est à son tour surmontée de coussins à mince bordure figée. La transition vers les coussins est cette fois graduelle (figure 17), contrairement au contact net noté pour le premier cas.

3.3.2c- Structures bréchiques

Les laves à structures bréchiques se divisent en trois principaux types, 1) les brèches litées 2) les brèches non litées et 3) les brèches à coussins isolés (figure

17). Les hyaloclastites sont accessoires et occupent les espaces inter-fragments ou inter-lits, mais elles peuvent être abondantes en marge des différentes structures de lave. Ces laves à structures bréchiques contiennent les mêmes phénocristaux de feldspath en aussi grande quantité que dans les laves massives porphyriques.

Les brèches litées forment une alternance de plusieurs bandes de 20 à 30 centimètres d'épaisseur, à l'intérieur desquelles l'agencement des fragments est plutôt incohérent (planche VIb). La taille des fragments peut varier de très petite jusqu'à un mètre de longueur par dix à vingt centimètres de largeur dans une matrice hyaloclastique. En général, les grands fragments semblent entièrement formés de plus petits fragments, donnant une apparence de brèche *in situ*. Aucune bordure de trempe n'est observée autour des fragments. Les bandes sont séparées par un niveau de microbrèche hyaloclastique de un à cinq centimètres d'épaisseur.

La fragmentation de la lave massive vers la brèche litée semble s'effectuer de façon très similaire à ce qui est décrit dans les rhyolites de Don de la région de Rouyn-Noranda (De Rosen-Spence et al. 1980). Une transition également comparable entre le faciès massif et le faciès à blocs d'une lave basaltique particulièrement riche en phénocristaux mafiques, est décrite par Mueller (1986). Ces transformations d'écoulement s'apparentent aux phénomènes récents, observés dans le passage des laves pahoehoe aux laves aa, décrites par Peterson et Tilling (1980).

La partie méridionale de la tranchée T2 (figure 17), montre la marge d'une coulée massive exempte de bordure de trempe qui se ramifie en plusieurs lambeaux irréguliers. Les espaces inter-fragments sont comblés par une microbrèche hyaloclastique, formée de granules et de petits fragments de lave. Sur une distance de un à trois mètres de la coulée massive, la fragmentation des lambeaux s'amplifie pour en produire de plus petits parfois inter-reliés (planche VIIa). Ceci finit par constituer essentiellement une brèche litée.

Les brèches non litées diffèrent peu des brèches litées si ce n'est de la faible proportion de matériel hyaloclastique interstitiel et de la quasi-absence d'organisation interne. Elles forment des lentilles d'extensions métriques à décamétriques constituées à 90% de fragments anguleux. Leur taille peut atteindre jusqu'à trente centimètres et ils ne possèdent pas de bordure figée (planche VIIb). Sur la partie centrale de la tranchée T2 (figure 17), cette brèche repose directement sur la séquence coussinée, sans qu'aucune interaction n'existe entre les deux structures de lave. Plusieurs unités d'écoulement peuvent composer une même lentille de brèche. Elles sont recouvertes alors d'une bande de brèche hyaloclastique de dix à vingt centimètres d'épaisseur, contenant quelques fragments de lave.

Le troisième type de brèche contient des coussins isolés. Il est constitué d'une fraction bréchique formée à 70% de fragments de cinq à trente centimètres exempts de bordure de trempe et baignant dans une microbrèche hyaloclastique. Les coussins

isolés sont du type amiboïde dont la forme est généralement elliptique et la taille varie de très petite jusqu'à plusieurs mètres. Ils possèdent une mince bordure de trempe et des contours souvent irréguliers et lobés, surtout pour les plus grands (planche VIIIa). De façon très semblable à la description qu'en fait Cousineau (1981), certains grands coussins amiboïdes de la brèche à coussins isolés prennent la forme de lentilles de lave massive à bordure bréchique (planche VIa). Etant donné qu'il semble exister peu de différences dans la brèche entre de petites coulées massives et les grands coussins isolés, le terme coussin est restreint aux lentilles qui ont 1) une bordure de trempe 2) une forme qui définit un coussin classique ou amiboïde et 3) une absence de passage latéral à une brèche d'écoulement. Certains rubans de lave à bordures figées possèdent des contours ondulents très réguliers et entourés de plus petits coussins amiboïdes. La nature des contacts entre les coussins amiboïdes et la brèche de fragments montre qu'il s'agit de coussins et non de fragments de coussins, puisqu'aucun fragment à bordure de trempe n'est présent. En effet, les bordures de trempe sont directement appuyées sur les fragments de la brèche et semblent s'être formées en contrôlant la forme du contact (planche VIIIb). Un écoulement de lave s'est opéré de toute évidence à l'intérieur de la structure bréchique. Rien ne dit par contre si la brèche est elle-même en mouvement au même moment.

3.3.2d- Structures coussinées

Les coulées d'andésite porphyrique coussinées présentes sur les tranchées T1 à T5 peuvent être divisées en deux types. Les coussins du premier type sont trouvés dans la première séquence, située à la base de la tranchée T2 (figure 17) du côté méridional. Ils sont de grande taille et dépassent parfois deux mètres de diamètre. Ils possèdent une forme elliptique uniforme (planche IXa) et une bordure figée de trois à cinq centimètres, contenant aussi les phénocristaux de feldspath. Ils sont surmontés par une séquence massive à bréchique d'environ cinq mètres. Le deuxième type est trouvé dans la deuxième séquence coussinée. La séquence débute avec quelques mégacoussins, dont un de plus de six mètres de diamètre (planche IXb). La suite de la séquence est plutôt constituée de coussins de taille inférieure et moins régulière que ceux de la première séquence. Ils possèdent une épaisse bordure figée de cinq à dix centimètres et une forme toujours elliptique mais plus allongée dans le grand axe du coussin, ce qui laisse croire à une coupe légèrement oblique en comparaison avec une coupe orthogonale (Hargreaves et Ayres, 1979), (planche IXb). Ces laves possèdent toujours les mêmes phénocristaux de feldspath presque centimétriques et en aussi grande quantité que les laves massives. À plusieurs endroits des horizons cherteux de 5 à 10 centimètres d'épaisseur occupent l'espace inter-coussins.

3.3.3- Basaltes andésitiques aphyriques

Les basaltes andésitiques aphyriques constituent l'horizon le plus septentrional du Groupe de Piché (figure 18 et [carte 1](#)). Tout comme pour les laves porphyriques, ces laves aphyriques sont identifiées latéralement sur plusieurs kilomètres (Gorman, 1986). Sauf pour les deux minces occurrences trouvées sur les aires d'affleurements A et D ([carte 1](#)), elles marquent la transition avec le vaste empilement de sédiments épiclastiques du Groupe de Cadillac au nord et surmontent, sans exception, les andésites porphyriques. Il semble exister une transition entre les deux lithofaciès effusifs définie par la présence d'une lame possédant une mésostase microlitique similaire à celle des laves aphyriques, mais contenant jusqu'à 15% de glomérophénocristaux de feldspath.

La structure coussinée domine ce lithofaciès et alterne avec une structure massive plus épaisse que celle des andésites porphyriques (figure 18). Les coussins sont généralement centimétriques et possèdent de nombreux réentrants. Les bordures de trempe sont minces et la vésicularité peut atteindre 10% près de celles-ci. Les plus grands coussins ont une forme allongée d'un mètre d'épaisseur et quatre mètres de longueur où ils semblent en coupe latérale. Plusieurs chambres de quartz sont retrouvées au centre des coussins et la courbure indique une polarité vers le nord. Ces chambres donnent l'horizontale à cette position. Les long coussins forment un angle de plusieurs degrés avec l'horizontale, ce qui indique probablement une marge de coulée

ZONES DÉCAPÉES

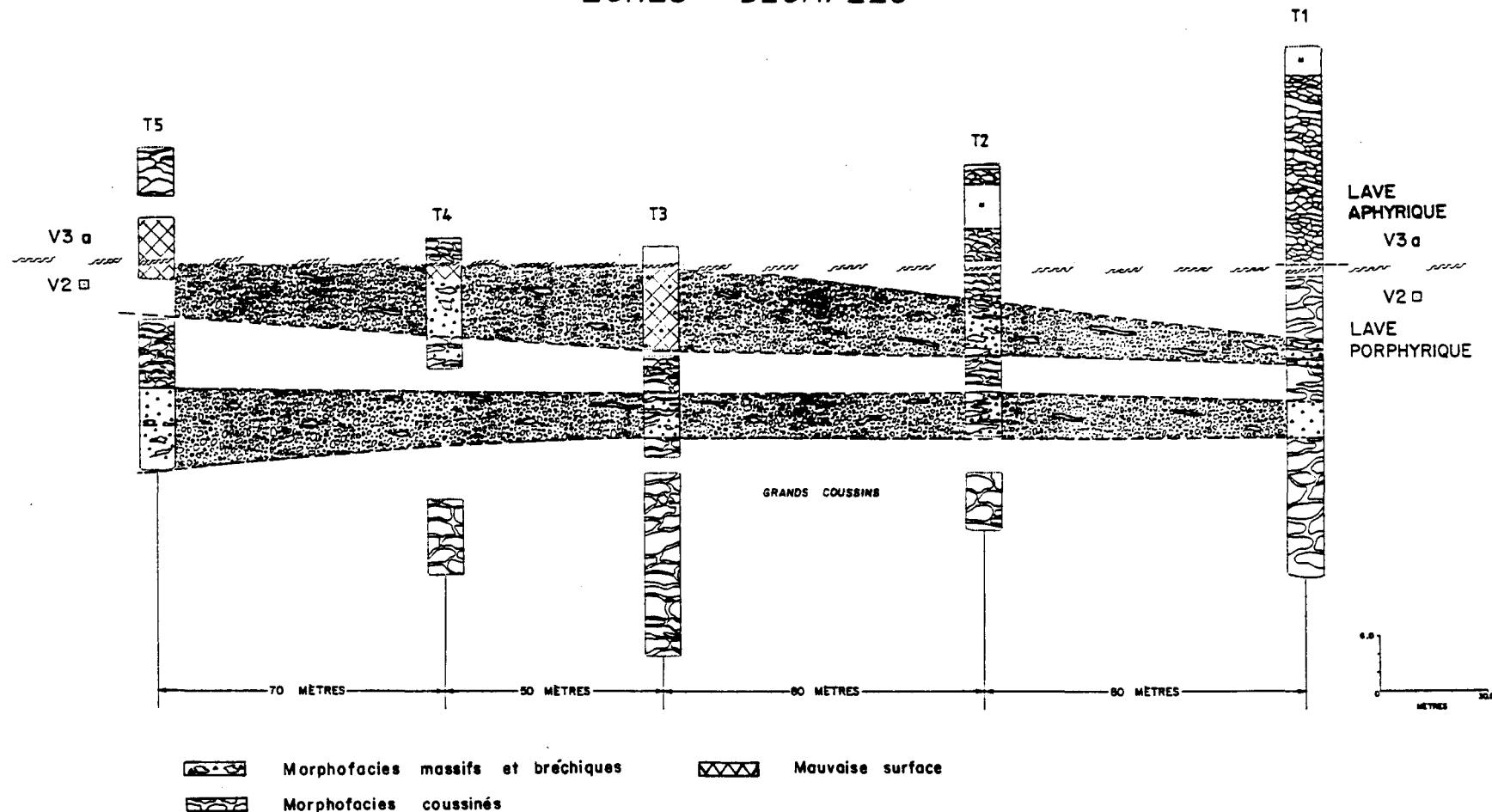


Figure 18 : Corrélation entre les tranchées T1 à T5

du côté est.

Le contact entre les laves porphyriques et apyriques est cisaillé et altéré dans les tranchées T1 à T5 (figure 18). Près du cisaillement dans la tranchée T1, les bordures de coussin sont fortement injectées de tourmaline. Il est probable que le contact soit quand même concordant puisqu'on mentionne la présence de sédiments chimiques sur cet interface (Gorman, 1986), qui auraient servi de plan de faiblesse pour le développement du cisaillement.

3.3.4- Organisation et interprétation des coulées de lave

La corrélation faite entre les tranchées T1 à T5 (figure 18) permet d'identifier un ordre global dans la disposition des trois principales structures de lave pour la partie sommitale des andésites porphyriques. Il s'agit de coulées de lave coussinées en alternance avec un amalgame de structures massives et bréchiques. Le recouvrement des laves sous-jacentes par les coulées en progression semble s'opérer en empruntant les dépressions topographiques pour former des chenaux d'écoulement. Les assemblages de structures sont corrélables sur une distance latérale d'au moins 300 mètres et forment des chenaux de grande amplitude (figure 18).

Cette disposition semble correspondre à une alternance d'éruptions à taux

d'effusion élevé et faible. Le taux d'effusion élevé est représenté par l'assemblage des structures massives et leur enveloppe de brèches. Le taux d'effusion faible est représenté par les structures coussinées. Cette disposition est en accord avec l'interprétation d'équivalence proximale pour la structure massive et distale pour celle coussinée (Dimroth et al., 1978). En fait, pour deux coulées superposées, l'une à structure massive et l'autre coussinée, ces équivalences peuvent être aussi fonction des variations du taux d'effusion et du volume de magma éjecté par chaque pulsion et non d'une distance différente de la source. Les horizons de chert retrouvés entre plusieurs coussins de lave porphyrique soulignent une certaine quiescence entre les écoulements.

Tout comme dans l'exemple de Cousineau (1981) la séquence idéale proposée pour une séquence basaltique par Dimroth et al.(1978), n'a pas été retrouvée dans les andésites du Groupe de Piché dans la région étudiée. Il apparaît donc que la séquence des structures d'écoulement des laves n'est pas toujours la même. Elle est tributaire des paramètres physico-chimiques du magma et de l'environnement topographique de mise en place.

4

DISCUSSION

Dans le secteur étudié, la faille de Cadillac est située dans les sédiments épiclastiques du côté nord à l'extérieur des roches volcaniques qui sont attribuées au Groupe de Piché. La cartographie de Gorman (1986) couvrant le secteur à l'ouest de Cadillac confirme cette position et les roches ultramafiques généralement associées au groupe semblent absentes. Tout au plus, elles constituerait le protolith du schiste à talc-chlorite et carbonate retrouvé au cœur de la faille de Cadillac. Un protolith ultramafique pour ce schiste, dans le segment de la faille situé dans les sédiments, est mis en doute par Gorman (1986), mais soutenu par Comline (1979) à la mine O'Brien, sur la base de quantités anormalement élevées de nickel et de chrome.

Bien que le Groupe de Piché soit suivi sur plus de 70 kilomètres le long de la zone tectonique de Cadillac, il semble que l'intense déformation imputée au groupe tient principalement des segments où il est associé à des roches ultramafiques cisaillées.

Ceci contribue à la confusion qui subsiste sur la composition et la position stratigraphique du Groupe de Piché. Même si elle ne peut résoudre ces questions qu'en partie, l'étude volcanologique et sédimentologique des dépôts contribuera du moins à caractériser l'évolution d'une partie de l'empilement volcano-sédimentaire dont fait partie le groupe.

Le premier des buts de l'étude constituait à caractériser la nature, le milieu et les modes de mise en place des dépôts volcaniques du Groupe de Piché. Les roches pyroclastiques étudiées ont été subdivisées en trois lithofaciès, 1) une brèche pyroclastique monogénique, 2) une brèche pyroclastique vitroclastique et 3) une brèche pyroclastique à fragments ponceux. Par le passé, la perception des dépôts volcanoclastiques a conduit à donner le nom "agglomérat" aux roches volcanoclastiques du Groupe de Piché (carte de compilation du MERQ). Ce terme devrait en principe désigner des agrégats principalement constitués de blocs ou de bombes soudés (Fisher et Schmincke, 1984). En fait, la distinction à faire entre les roches volcanoclastiques, qu'elles soient épiclastiques ou pyroclastiques, tient au départ de la terminologie employée. Les connaissances accrues des phénomènes volcaniques récents et archéens indiquent que la distinction est difficile à faire dans le cas de dépôts pyroclastiques non consolidés qui ont subit ou non un transport secondaire. Ces considérations sont discutées au chapitre 3.2.1 et expliquent le choix d'une définition au sens large du terme pyroclastique. Ce terme englobe ici une telle remobilisation et sert mieux l'interprétation de l'évolution volcano-sédimentaire.

Ce problème de perception des roches volcanoclastiques a, par exemple à la mine O'Brien, conduit à identifier comme des argilites (Comline, 1979), ce qui semble être plutôt des hyaloclastites inter-coussins. Bien que des conglomérats sont décrits dans le Groupe de Piché, plusieurs unités sédimentaires décrites à la mine O'Brien sont probablement des volcanoclastites indifférenciées.

L'examen microscopique des parties grenues des lits de tufs, surtout ceux déposés par des courants de turbidité de haute densité, et de la matrice entre les fragments des brèches pyroclastiques, permet de différencier les sédiments épiclastiques des dépôts pyroclastiques. Pour les dépôts pyroclastiques, cette partie de la fraction fine est essentiellement constituée de petits lapilli et de granules de la même composition que les blocs. Ils contiennent les mêmes phénocristaux et la fraction hyalocristalline est importante. Peu de phénocristaux sont à l'état libre et il n'y a pas de reconcentration marquée de ceux-ci, comparativement à leur proportion dans les fragments. Pour les lits de grès (épiclastiques) qui surmontent les laves aphyriques au nord du Groupe de Piché, cette partie de la fraction fine est principalement constituée de fragments de phénocristaux de feldspath à bordures écorchées (60%), de fragments de phénocristaux de quartz (10%), de quelques intraclastes d'argilite et de peu de minéraux mafiques. Même dans les cas des lits de tufs déposés par des courants de turbidité de basse densité, la différence demeure marquée.

La classification des fragments pyroclastiques en deux familles (andésitique porphyrique et basalte-andésitique) reflète la coexistence de deux activités magmatiques. Le mélange des deux phases dans les dépôts a probablement été produit par une remobilisation et entraînement de dépôts non consolidés, plutôt que par l'éruption mixte simultanée des deux phases, comme il a été suggéré pour des dépôts bimodales du même type (Cas et Wright, 1987). La nature monomictie de la brèche pyroclastique monogénique et de celle de certains lits à fragments scoraciés de la brèche vitroclastique indiquent probablement une absence ou un faible degré de remobilisation, ce qui diminue la possibilité de mixage par entraînement des deux familles de fragments.

La composition des brèches pyroclastiques est similaire à celle des lithofaciès effusifs et suggère ainsi une affiliation entre les deux lithofaciès. Une telle affiliation entre les roches pyroclastiques et les coulées de lave serait tout à fait normale et même probable. En effet pour rendre possible une éjection cohérente d'un magma riche en phases volatiles sous la forme de lave, le magma doit nécessairement passer par une phase de dégazage (Cas et Wright, 1987). Cette phase peut être engendrée par une cristallisation du magma, ce qui est reflété par la présence des nombreux phénocristaux de feldspath. Les trois brèches pyroclastiques sous-jacentes aux laves du Groupe de Piché constituent possiblement des dépôts précoce. La pression des phases volatiles (paramètre magmatique interne) et l'interaction avec l'eau de mer

(paramètre externe catalyseur) se sont unies pour produire les explosions phréatomagmatiques responsables des trois brèches pyroclastiques reconnues. La perte des phases volatiles occasionnée par les éruptions joue aussi un rôle important sur la viscosité du magma et par le fait, sur la rhéologie des laves qui seront éjectées par la suite (Sparks et Pinkerton, 1978).

Les phénocristaux de feldspath caractérisent à la fois les laves andésitiques et les fragments pyroclastiques andésitiques. En comparant la taille des phénocristaux entre les fragments pyroclastiques (1.0 à 2.0 mm) et les laves (5.0 à 8.0 mm), une augmentation marquée est notée pour les laves. Une évolution de la vésiculalité, de la quantité de phénocristaux et de leur taille a été décrite dans la Formation d'Amulet (Cousineau, 1981). Un cycle de coulées de laves riches en gaz au début et pauvres par la suite mais où les phénocristaux ont eu le temps de croître, est possible pour des coulées successives, à partir d'un magma qui évolue. Le même scénario peut s'appliquer pour le Groupe de Piché, mais cette fois, de pyroclastites andésitiques porphyriques très vésiculaires au départ, jusqu'à des laves andésitiques à phénocristaux de grande taille par la suite.

En considérant les trois lithofaciès pyroclastiques comme s'il s'agirait d'une suite continue, il s'avère que la vésiculalité des fragments augmente sensiblement de la base vers le sommet. La présence de fragments ponceux dans le troisième lithofaciès soutient une évolution progressive de la dynamique explosive des éruptions. La grande

quantité d'amygdales et leur petite taille, qui caractérisent les fragments ponceux de la brèche sommitale, impliquent nécessairement l'extrusion d'un magma plus visqueux que celui qui a produit les fragments de même composition, avec moins d'amygdales mais de plus grande taille, dans les deux brèches sous-jacentes.

Dans la séquence méridionale de la brèche pyroclastique vitroclastique, les lits de tuf à lapilli retrouvés à travers les lits de brèches pyroclastiques ont été déposés par des courants de turbidité de haute densité. Dans la séquence centrale, plus vésiculaire, les tufs possèdent une granulométrie plus fine et cette fois ils ont été déposés par des courants de turbidité de basse densité. Cette différence dans le mode de mise en place pourrait s'expliquer, pour les dépôts primaires, par l'augmentation de la dynamique explosive dans la séquence centrale, favorisant un mélange plus important des particules avec l'eau.

La prédominance des brèches pyroclastiques sur les tufs serait typique d'une mise en place à une position proximale plutôt que distale. En effet, normalement la granulométrie des dépôts et l'épaisseur des lits diminuent en s'éloignant de la source (Fiske 1963; Fiske et Matsuda 1964; Tassé et al, 1978). La présence de grandes surfaces chenalées et de très grands fragments sont aussi en faveur d'une position proximale en terrain penté. Cependant, l'absence de coulée de lave interlitée avec les brèches pyroclastiques, comme cela est généralement le cas pour une position proximale dans les édifices de type stratovolcan (Easton et Johns, 1986), suggère que

la position des dépôts étudiés se situe probablement en marge du centre éruptif (position médiane).

Les andésites porphyriques dominent largement dans les dépôts de lave de la demi - nord du Groupe de Piché, au même titre que les fragments andésitiques et porphyriques dominent dans les brèches pyroclastiques de la demi - sud du groupe. Il semble qu'il y a seulement les structures d'écoulement qui varient dans les laves, alors que la quantité de phénocristaux de feldspath et la vésicularité sont assez constantes. Ce caractère homogène indique qu'il n'y a pas de variation cyclique rapide des conditions physico-chimiques du magma pendant l'extrusion de cette partie du magma.

L'abondance des structures coussinées confère au milieu de dépôt un environnement sous-marin. Même s'il y a peu d'affleurements dans la première moitié de la bande d'andésite porphyrique, la structure coussinée semble prédominante. La partie sommitale des andésites est caractérisée par une alternance des structures coussinées et massives à bréchiques disposées en larges nappes empilées les unes sur les autres (figure 18). Il est parfois difficile à l'échelle d'un affleurement de distinguer une dépression topographique, où la lave a été chenalée, d'une transition latérale du mode d'écoulement dans une même coulée. Cependant, à plus grande échelle, des grands chenaux semblent se dessiner. Dans la tranchée T1, l'allongement de plusieurs longs coussins de lave aphyrique faisant un angle avec les chambres de quartz sont probablement indicateurs d'une pente en marge d'une coulée plus

importante.

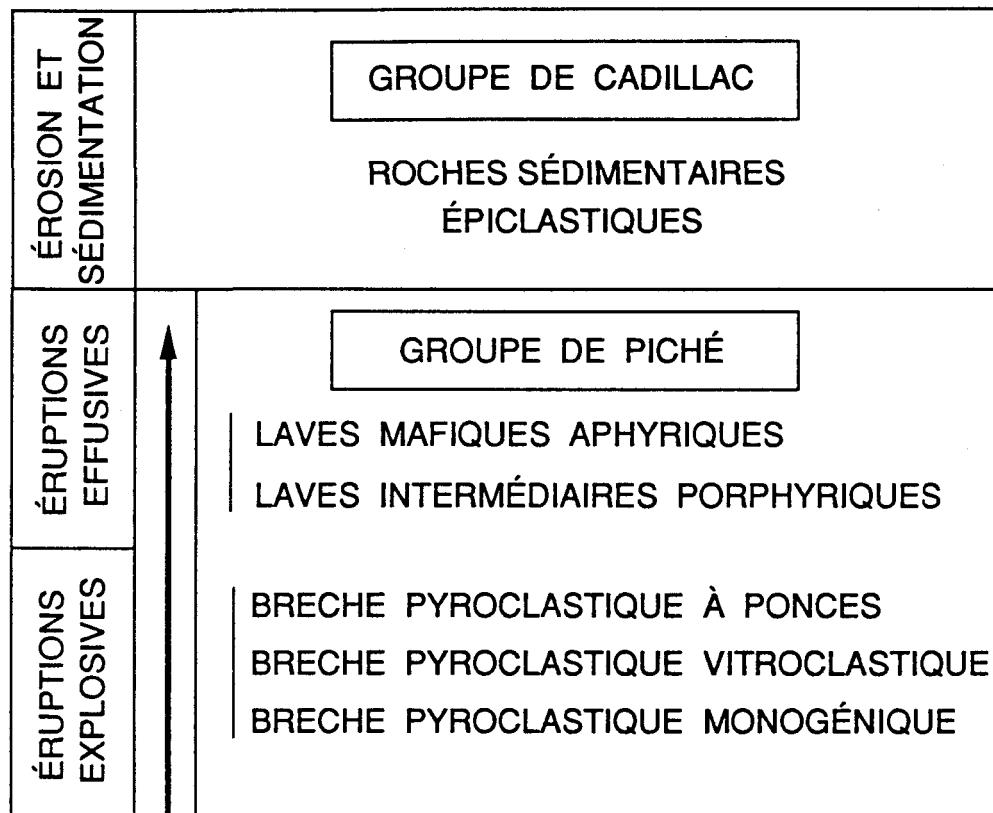
Les structures massives et bréchiques des andésites porphyriques peuvent se comparer aux coulées de type pahoehoe et aa des laves récentes subaériennes (Peterson et Tilling, 1980; Mueller, 1986). La viscosité des andésites porphyriques est probablement accentuée par le dégazage précoce du magma (lithofaciès pyroclastiques) et par la grande quantité de phénocristaux de feldspath presque centimétriques. Le seuil de transition entre les structures massive et bréchique est donc facilement atteint lorsque la vitesse ou le taux d'écoulement ne permet plus un écoulement visqueux laminaire. Les laves à blocs ou du type aa, sont généralement associées à un environnement sub-aérien ou en eau peu profonde. Etant donné que la structure bréchique est plus importante que sa contrepartie massive dans l'assemblage massif à bréchique, il est probable que les andésites se soient mises en place dans un environnement sous-marin peu profond. L'absence de tubes de lave effondrés, de brèches de fragments de coussins et l'étendue des nappes formées par les deux assemblages de structure d'écoulement, suggèrent une mise en place sur une pente plutôt douce. La position relative des dépôts avec l'évent peut être considérée comme médiane. En effet, la présence d'une quantité importante des structures massives et bréchiques pour un magma à viscosité moyennement élevée est peu probable pour une position distale.

La stratigraphie des membres cartographiés du sud vers le nord, dans le Groupe

de Piché est présentée au tableau 3. La position relative des lithofaciès pyroclastiques et effusifs montre l'évolution du style éruptif pendant l'époque constructive de l'édifice volcanique. Le caractère bimodale des pyroclastites et des laves indique qu'il y aurait eu une double activité volcanique simultanée pendant la période explosive et plutôt successive pendant la période effusive.

Les basaltes andésitiques qui recouvrent les andésites porphyriques, pourraient constituer la phase terminale d'extrusion. Une telle succession est souvent typique du stade final des patrons d'extrusion des volcans de l'Abitibi (Goodwin, 1982). Ce stade est caractérisé par un renversement de l'évolution chimique, avec un magma résiduel plus mafique que les précédents. La séquence retrouvée du Groupe de Piché pourrait se situer sur le flanc d'un volcan composite (stratovolcan), typique d'un stade final d'une séquence volcanique (Easton et John, 1986). Les critères de distalité et de proximalité sont concordants pour attribuer une position médiane ou proximale aux deux types de lithofaciès reconnus.

La position du Groupe de Piché dans la stratigraphie régionale pose encore un problème de corrélation du fait de sa situation avec la zone tectonique de Cadillac et de la nature incertaine du contact avec le Groupe sédimentaire de Pontiac. La relation avec le Groupe sédimentaire de Cadillac confronte le problème qui se présente lorsqu'il faut corrélérer des unités géologiques de part et d'autre de la faille de Cadillac. En effet, le schiste à talc-chlorite et carbonate, qui est assigné à la faille de Cadillac au nord du



CONTACT CISAILLÉ

GROUPE DE PONTIAC ROCHE SÉDIMENTAIRES ÉPICLASTIQUES

Tableau 3 : Stratigraphie du secteur étudié

Groupe de Piché, est bordé de part et d'autre par des sédiments épiclastiques du même type (carte 1). Trois hypothèses principales se présentent. Soit, 1) que les sédiments qui surmontent le Groupe de Piché soient tout à fait distincts de ceux du Groupe de Cadillac situés du côté nord de la faille. Cette première hypothèse n'est pas vérifiable puisqu'il n'y a pas de signes distinctifs entre les deux bandes de sédiments. Ou, 2) que la zone tectonique de Cadillac superpose un ensemble de copeaux d'origines diverses, ou qu'elle produise une répétition du Groupe de Pontiac par faillage ou par plissement. Bien que certaines complications tectoniques existent dans le Groupe de Piché, un empilement de copeaux explique difficilement la continuité latérale (minimum de 15 kilomètres) des lithofaciès internes du Groupe de Piché. Une répétition du Groupe de Pontiac n'explique pas non plus la présence, à l'ouest du lac Normand, des pélites situées au nord du Groupe de Piché où justement, au sud du groupe, une épaisse bande de conglomérats polymictes sépare les Groupes de Piché et de Pontiac (figure 3), et 3) que les Groupes de Piché et de Cadillac soient concordants et qu'en fait, la faille recoupe le Groupe de Cadillac. La troisième hypothèse est ici favorisée. Elle est en accord avec les corrélations que fait Gorman (1986) qui inclue dans le Groupe de Cadillac les pélites retrouvées au nord du groupe. Les corrélations de Bouchard (1979) vont dans le même sens pour les sédiments situés au nord du Groupe de Piché, à l'est de la ville de Cadillac, où la faille de Cadillac recoupe le Groupe de Piché (figure 3). La présence de conglomérats à fragments volcaniques interlités avec les sédiments épiclastiques retrouvés de part et d'autre de cette faille (Gorman, 1986) rend également plausible une corrélation entre ces sédiments. Si cette dernière s'avère fondée, les mouvements

importants imputés à la faille sont probablement surestimés.

La nature concordante du contact entre les laves aphyriques et les sédiments épiclastiques suggère un passage rapide sans arrêt prolongé entre les deux groupes. Les fragments sub-anguleux de lave aphyrique sont similaires aux laves sous-jacentes et ils ne sont pas altérés. Les lits de grès conglomératiques monomictes chenalés, indiquent probablement un transport réduit des débris. La structure de fragmentation in situ de nombreux fragments de la deuxième partie du contact (figure 8) ne peut être préservée qu'avec une transition conforme entre la lave et les sédiments. Au nord du contact, seul quelques bandes de tufs à cendre indiquent la persistance d'une activité volcanique et probablement lointaine.

La relation stratigraphique avec le Groupe de Pontiac est incertaine, étant donné la nature cisaillée du contact sur le territoire étudié. Les seules indications, dans le secteur de l'étude, proviennent de la mine O'Brien où on a décrit une interdigitation entre les sédiments du Pontiac au sud et les roches volcaniques au nord (Comline, 1979). En considérant cette interdigitation et la constance des polarités vers le nord dans le Groupe de Piché, il est probable que le Groupe de Pontiac soit sous-jacent au Groupe de Piché.

fragments sub-anguleux de lave aphyrique sont similaires aux laves sous-jacentes et ils ne sont pas altérés. Les lits de grès conglomératiques monomictes chenalés, indiquent probablement un transport réduit des débris. La structure de fragmentation in situ de nombreux fragments de la deuxième partie du contact (figure 8) ne peut être préservée qu'avec une transition conforme entre la lave et les sédiments. Au nord du contact, seul quelques bandes de tufs à cendre indiquent la persistance d'une activité volcanique et probablement lointaine.

La relation stratigraphique avec le Groupe de Pontiac est incertaine, étant donné la nature cisaillée du contact sur le territoire étudié. Les seules indications, dans le secteur de l'étude, proviennent de la mine O'Brien où on a décrit une interdigitation entre les sédiments du Pontiac au sud et les roches volcaniques au nord (Comline, 1979). En considérant cette interdigitation et la constance des polarités vers le nord dans le Groupe de Piché, il est probable que le Groupe de Pontiac soit sous-jacent au Groupe de Piché.

5**CONCLUSIONS**

L'étude sédimentologique et pétrographique d'une partie des roches fragmentaires du Groupe de Piché, a permis de reconnaître trois types de dépôts pyroclastiques, 1) une brèche pyroclastique monogénique, 2) une brèche pyroclastique vitroclastique et 3) une brèche pyroclastique à fragments ponceux. Les fragments de ces dépôts sont regroupés en deux familles, A) andésitique porphyrique à phénocristaux de feldspath et B) basaltique-andésitique et aphyrique.

La quantité élevée de matériaux hyalocristallins dans les trois brèches pyroclastiques et la présence de fragments scoraciés et ponceux à bordures figées dans les brèches pyroclastiques vitroclastiques et à fragments ponceux, montrent qu'il s'agit de produits d'explosions sous-marines de type phréato-magmatiques. La quantité croissante de vésicules dans les fragments, en s'élevant dans la stratigraphie, indique pour leur part une contribution progressive des phases volatiles dans le processus

explosif. Parmis les produits des éruptions, les brèches pyroclastiques déposées par des coulées de débris sont prédominantes et il n'y a pas de coulée de lave interlitée. Ceci indique une position de mise en place proximale-médiane, en marge du centre éruptif.

Les lithofaciès effusifs surmontent les lithofaciès pyroclastiques et sont principalement constitués de laves coussinées, ce qui témoigne d'un environnement sous-marin. La grande quantité de structures bréchiques trouvées dans les andésites porphyriques suggère une mise en place en eau peu profonde et peu éloignée de leur source. Les laves plus mafiques qui recouvrent les andésites terminent le cycle éruptif, c'est à dire, la période constructive de l'édifice volcanique.

La composition des brèches pyroclastiques et celle des laves sont similaires. Ce qui suggère une affiliation entre les lithofaciès pyroclastiques et effusifs du Groupe de Piché. L'édifice volcanique aurait été construit en deux étapes. Premièrement, une période de dégazage du magma sous la forme d'éruptions explosives (phréato-magmatiques), les brèches pyroclastiques, et deuxièmement, une période plus calme sous la forme d'éruptions effusives, les laves. La première période constituerait un préalable nécessaire à la deuxième période.

La relation stratigraphique entre les Groupes de Pontiac et de Piché demeure incertaine. Seules la constance des polarités vers le nord dans le Groupe de Piché et le contact concordant décrit à la mine O'Brien, incitent à croire que le Groupe de Piché

surmonte le Groupe de Pontiac. La relation stratigraphique entre les Groupes de Piché et de Cadillac est plus certaine. En effet, le passage est rapide mais concordant entre les roches volcaniques du Groupe de Piché et les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac. Ce contact marque l'arrêt du volcanisme actif local et le début d'une période d'érosion et de sédimentation. Cependant, l'interdigitation de tufs dans les sédiments du Groupe de Cadillac représente la persistance d'un volcanisme plus lointain, synchrone à la période érosive.

RÉFÉRENCES

- BALLARD, R.D., et MOORE J. G. 1977. Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge. Springer-Verlag, Berlin, 114 p.
- BOUCHARD, M. F. 1979. Région de Cadillac-Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-791.
- BOUMA, A. H. 1962. Sedimentology of some flysch deposit: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 168 p.
- BUSBY-SPERA, C. J. 1988. Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California: Evidence from a marine volcanioclastic apron. Geological Society of America Bulletin, **100**: 218-233.
- CAS, R. A. F. 1979. Mass-flow arenites from a palaeozoic interarc, New South Wales, Australia: mode and environment of emplacement. Journal of Sedimentary Petrology, **49**: 29-44.
- CAS, R. A. F., et WRIGHT, J. V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient. A geological approach to processes, product and successions. Allen & Unwin, London, 520 p.
- COMLINE, S. R. 1979. A study of the Piché Group and vein systems at Darius mine, Cadillac, Québec. Mémoire de M. Sc. non-publié, University of Western Ontario, London.
- COUSINEAU, P. 1981. Organisation des coulées de la formation andésitique d'Amulet (partie nord), Canton Dufresnoy, Comté Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-731, 41 p.
- DAIGNEAULT, R., et ALLARD, G. O. 1987. Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, p. 57-73.
- DE ROSEN-SPENCE, A. F. 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Québec. Thèse de doctorat non-publiée, Université de Toronto, 116 p.
- DE ROSEN-SPENCE, A. F., PROVOST, G., DIMROTH, E., GOCHNAUER, K., et OWEN, V. 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Québec, Canada and their quaternary equivalents. Precambrian Research, **12**: 43-78.
- DIMROTH, E., ROCHELEAU, M., BOIVIN, P., LAROCHE, C., et COTÉ, R. 1974. Stratigraphic and tectonic work in Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Temiscamingue. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DP-246, 43 p.
- DIMROTH, E. 1977. Archean subaqueous autoclastic volcanic rocks, Rouyn-Noranda area, Québec: classification, diagnosis and interpretation. Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 513-522.
- DIMROTH, E., COTÉ, R., PROVOST, G., ROCHELEAU, M., TASSE, N., et TRUDEL, P. 1975. Third progress report on the stratigraphy, volcanology, sedimentology and structure of Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Temiscamingue, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DP-300, 60 p.

- DIMROTH, E., et YAMAGISHI, H. 1987. Criteria for the recognition of ancient subaqueous pyroclastic rocks. *Report of the geology of Hokkaido*, **58**: 55-88.
- DIMROTH, E., COUSINEAU, P., LEDUC, M., et SANSCHAGRIN, Y. 1978. Structure and organisation of archean subaqueous basalt flow, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **15**: 902-918.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., et ROCHELEAU, M. 1983a. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**: 1355-1373.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., et ROCHELEAU, M. 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**: 1374-1388.
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M., et GOULET, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphic and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**: 1729-1758.
- EASTON, R. M., et JOHNS, G. W. 1986. Volcanology and Mineral Exploration: The Application of Physical Volcanology and Facies Studies. Dans *Volcanology and Mineral Deposits*, Édité par J. Wood et H. Wallace. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 129, p. 2-40.
- FISHER, R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72**: 1409-12.
- FISHER, R. V., et SCHMINCKE, H. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- FISHER, R. V. 1984. Submarine volcanoclastic rocks. Dans *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*, Édité par Kokelaar & Howells. Geological Society of London, Special Publication no. 16, p. 5-26.
- FISKE, R. S. 1963. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, **74**: 391-406.
- FISKE, R. S. et MATSUKA, T. 1964. Submarine equivalents or ash flows in the Tokiwa Formation, Japon. *American Journal of Sciences*, **262**: 76-106.
- FRANCHETEAU, J., VEEDHAM, D., JUTEAU, T., et RANGIN, C. 1980. Naissance d'un océan (expédition Cyame). Centre National de France pour l'exploration des océans, 84 p.
- GOODWIN, A. M. 1982. Archean volcanos in southwestern Abitibi Belt, Ontario and Quebec: form, composition, and development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**: 1140-1155.
- GOODWIN, A. M., et RIDDLER, R. H. 1970. The Abitibi orogenic belt. Dans *Precambrian basins and geosynclines of the Canadian Shield*, Édité par A.J. Baer. Commission Géologique du Canada; Étude 70-40, p. 1-30.
- GORMAN, B. E. 1986. The Bousquet-Cadillac district. Dans *Gold '86 Excursion Guidebook*, Édité par J. Pirie et M. J. Downes. Toronto, Ontario, p. 78-90.
- GUNNING, H. C. 1937. Cadillac area, Quebec. *Geological Survey of Canada, Mémoire* 206.

- GUNNING, H. C. 1941. Bousquet-Joannes area, Quebec. Geological Survey of Canada, Mémoire 231.
- GUNNING, H. C., et AMBROSE, J. W. 1940. Malartic area, Quebec. Geological Survey of Canada, Mémoire 222.
- HARGREAVES, R., et AYRES, L. D. 1979. Morphology of Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. Canadian Journal of Earth Sciences, 16:1452-1466.
- IMREH, L. 1984. Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: Synthèse volcanogénique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04.
- JOLLY, W. T. 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. Dans Metamorphism in the Canadian Shield, Édité par J. A. Fraser et W. W. Heywood. Geological Survey of Canada; Paper 78-10, p. 63-78.
- LATULIPPE, M. 1976. Excursion géologique Val d'Or-Malartic. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-367, 124 p.
- LOWE, D. R. 1982a. Sediment gravity flow. II: Depositional rocks with special reference to the deposits of high density turbidity currents. Journal of Sedimentology and Petrology, 52: 279-297.
- LOWE, D. R. 1982b. Comparative sedimentology of the principal volcanic sequences of Archean greenstone belts in South Africa, Western Australia and Canada: implication for crustal evolution. Precambrian Research, 17: 1-29.
- MARSH, B. D. 1981. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. Contributions to Mineralogy and Petrology, 78: 85-98.
- MUELLER, W. 1986. Sedimentology, volcanology, petrography, and paleogeographic evolution of the Archean Opemisca Group in the internal zone of the Abitibi greenstone belt, Chibougamau, Quebec, Canada. Thèse de Ph. D. non-publiée, Université de Heidelberg, 285 p.
- PETERSON , D. W., et TILLING, R. I. 1980. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea volcano, Hawaii: Field observation and key factors. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 7: 271-93.
- PROVOST, G. 1978. Les rhyolites du complexe 'Don', région de Rouyn-Noranda, Abitibi-Ouest. Mémoire de M. Sc. non-publié, École Polytechnique de Montréal.
- ROCHELEAU, M. 1980. Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Thèse de Ph. D. non-publiée, Université de Montréal, 313 p.
- SANSCHAGRIN, Y., et LEDUC, M. 1979. Quart sud-est du canton d'Aiguebelle. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-676, 42 p.
- SANSFACON, R. 1983. Étude structurale, stratigraphique et économique des formations sédimentaires et volcaniques de la région du lac Bousquet, comté d'Abitibi, canton de Bousquet, Québec. Mémoire de M. Sc. non-publié, Université du Québec à Montréal.
- SANSFACON, R. 1986. Part c-1: The Malartic District. Dans Structure and Gold, Rouyn to Val-d'Or, Québec, Édité par C. Hubert. et F. Robert. Geological Association of Canada,

- Mineralogical Association of Canada and Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Ottawa '86, Field Trip 14.
- SCHMID, R. 1981. Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the systematics of igneous Rocks. *Geology*, **9**: 41-43.
- SHERIDAN, M.F., et WOHLETZ K. H. 1983. Hydro-volcanism: Basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **17**: 1-29.
- SPARKS, R. S., J. et PINKERTON, H. 1978. Effects of degassing on rheology of basaltic magma. *Nature*, **276**: 385-386.
- YAMADA, E. 1973. Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **79**: 585-97.
- YAMADA, E. 1984. Subaqueous pyroclastic flows: Their development and their deposits. Dans Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins, Edité par Kokelaar & Howells. Geological Society of London, Spec. Pub. no. 16, p. 29-35.

**APPENDICE
PLANCHES**

Planche Ia: Brèche pyroclastique monogénique composée de fragments lithiques auguleux (affleurement 88-1c). La règle est graduée de 1 à 5 centimètres.

Planche Ib: Lame mince d'un tuf à lapilli faisant partie de la séquence méridionale de la brèche pyroclastique vitroclastique, turbidite déposée par un courant de haute densité (affleurement JL65a). Les lettres de A à D, identifient les fragments de type FA à FD. La largeur de la photo est d'environ 2 centimètres.



Planche Ia



Planche Ib

Planche IIa: Brèche pyroclastique vitroclastique, séquence centrale; lit essentiellement composé de fragments scoraciés très étirés, de composition andésitique et porphyrique à phénocristaux de feldspath (affleurement JL2-8). A noter, les nombreuses amygdales de chlorite, de plus de 1 centimètre de long.

Planche IIb: Détail de certains fragments (planche IIa). La partie blanche est quartzo-feldspathique et les parties grises à noires sont composées de chlorite (verre dévitrifié). La pièce de monnaie mesure 1,7 centimètre.

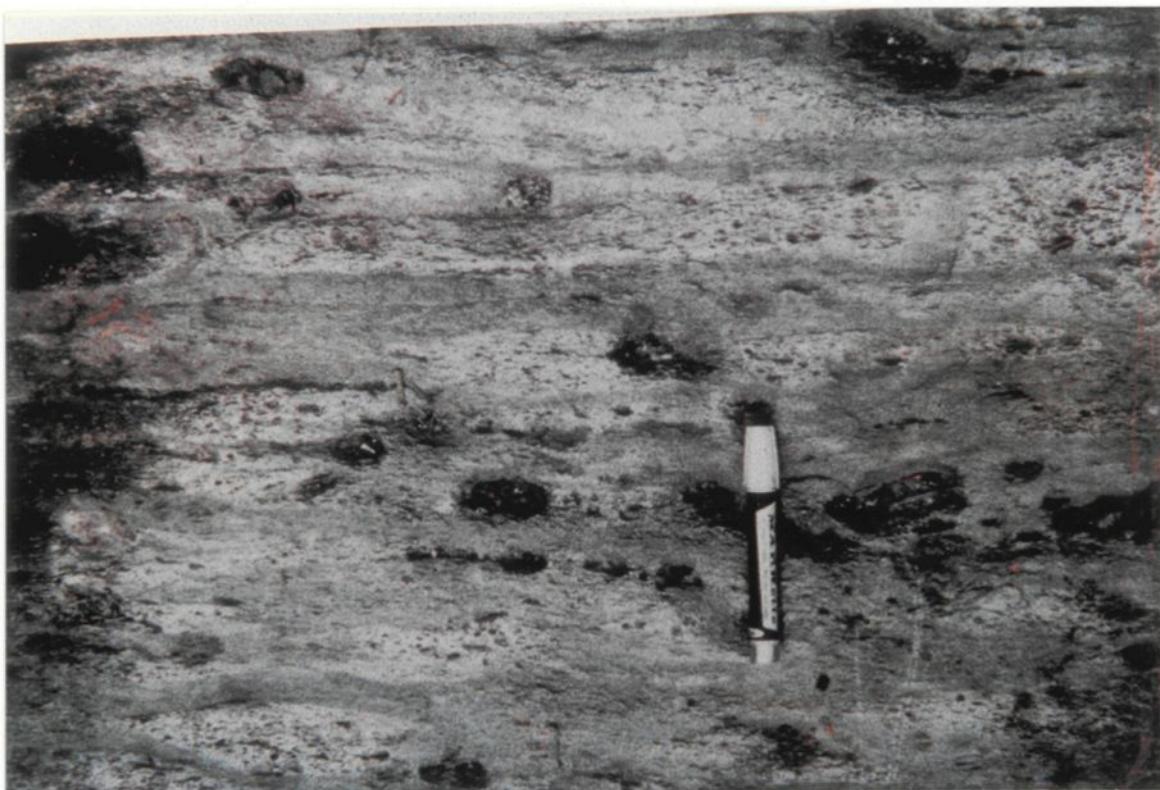


Planche IIa



Planche IIb

Planche IIIa: Séquence de turbidites déposées par des courants de basse densité, interlitée dans la brèche pyroclastique vitroclastique, séquence centrale (affleurement JL2-2). Les divisions a₃, b₂ et d sont présentes, de la base au sommet d'une seule et même unité d'écoulement. A noter la présence de plusieurs fragments centimétriques au centre du lit de turbidite.

Planche IIIb: Partie massive de la brèche pyroclastique, qui s'apparente aux coulées de débris déposées par blocage "frictional freezing" (Lowe, 1982a) (affleurement JL2-4).

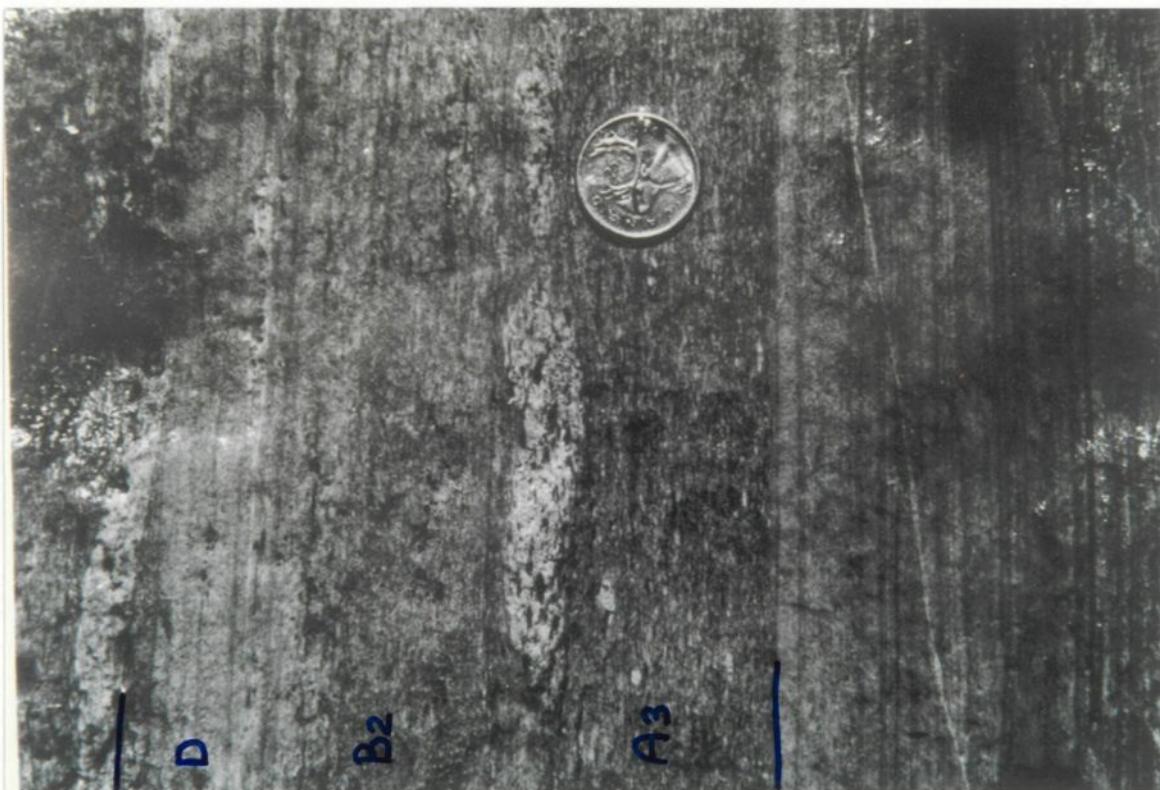


Planche IIIa



Planche IIIb

Planche IVa: Série de lits de turbidites à granoclassement normal, division a_3 , (affleurement JL2-8). Base de la première séquence de tufs inclue dans l'unité de brèche pyroclastique vitrifiée, séquence centrale.

Planche IVb: Brèche pyroclastique à fragments ponceux, lit à granoclassement inverse à la base. À noter au bas de la photo, la présence d'un lit à grain très fin et à laminations parallèles découpé par la turbidite qui suit.

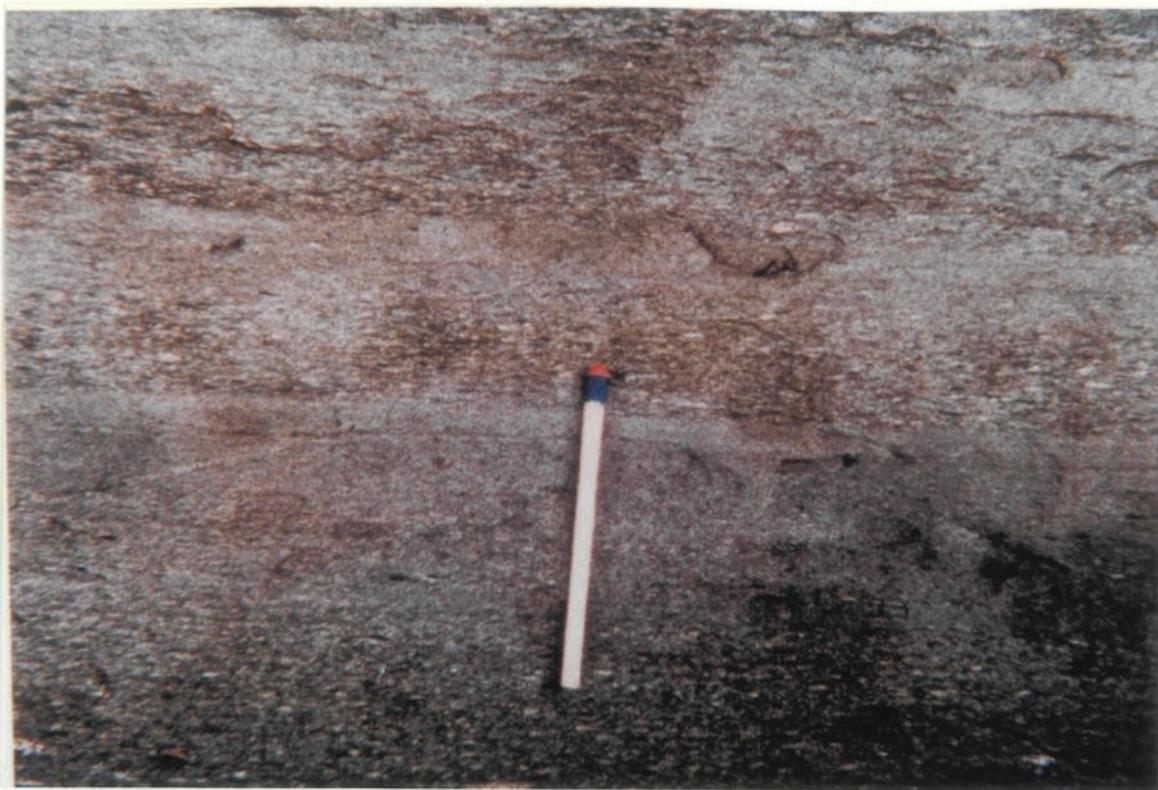


Planche IVa



Planche IVb

Planche Va: Grand fragment de lave aphyrique de la brèche pyroclastique à fragments ponceux. Le marteau est situé au centre du fragment, qui fait presque toute la photo.

Planche Vb: Marge d'une coulée, à structure massive, de lave andésitique à phénocristaux de feldspath (tranchée T2). Elle est caractérisée par la présence d'une mince bordure figée de chaque côté des fragments de la brèche latérale. Les fragments se sont détachés de la coulée massive de façon cassante.



Planche Va



Planche Vb

Planche VIa: Petite lentille d'andésite porphyrique massive à bordure bréchique, à la limite entre la structure coussinée et massive (tranchée T2), fait partie de la brèche à coussins isolés.

Planche VIb: Structure de brèche litée, en marge d'une coulée massive d'andésite porphyrique (tranchée T2).



Planche VIa



Planche VIb

Planche VIIa: Zone de transition entre les structures massives et bréchiques litées. Lambeaux de lave inter-reliés (tranchée T2).

Planche VIIb: Structure bréchique non litée. A noter, la bande hyaloclastique qui surmonte la brèche et qui contient quelques fragments. Les fragments ne possèdent pas de bordure figée.

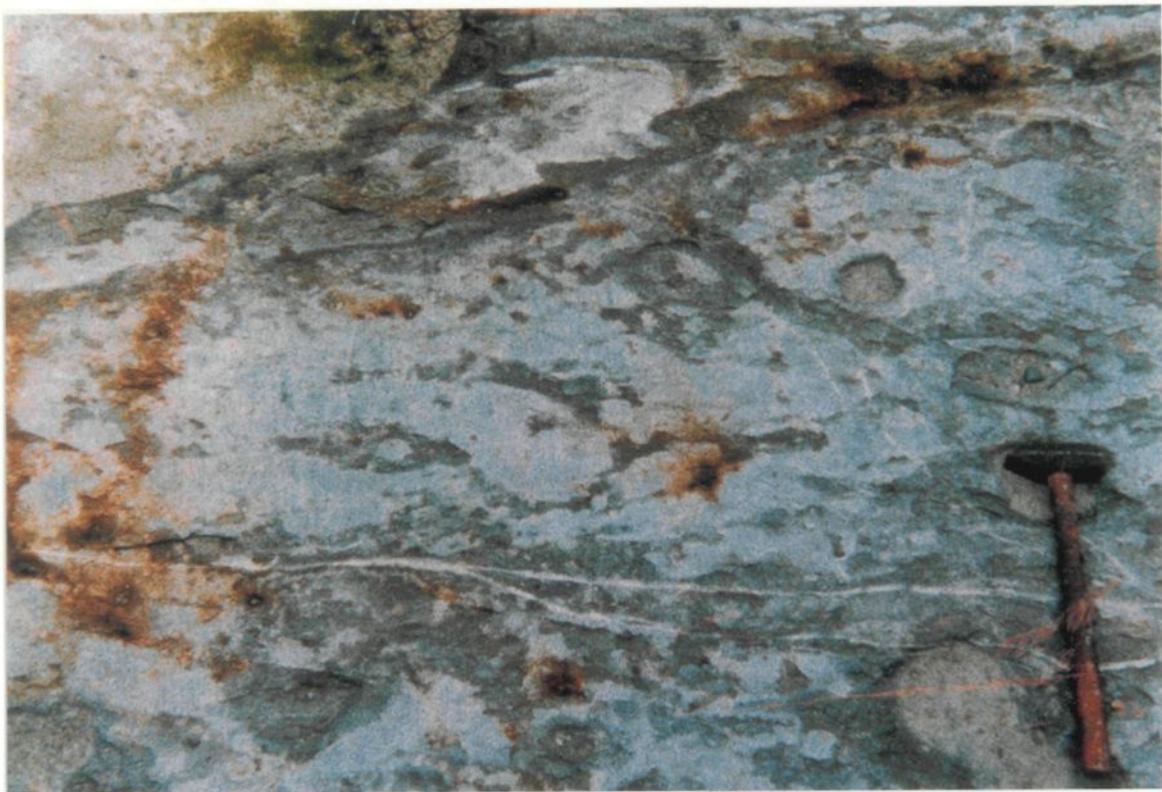


Planche VIIa



Planche VIIb

Planche VIIa: Grand coussin amiboïde, entouré de plus petits, dans la brèche à coussins isolés (tranchée T2). Ils possèdent une mince bordure de trempe qui suit les contours lobés.

Planche VIIb: Bordure d'un coussin isolé et relation avec les fragments de la brèche, à l'intérieur de laquelle l'écoulement se poursuit de façon laminaire.

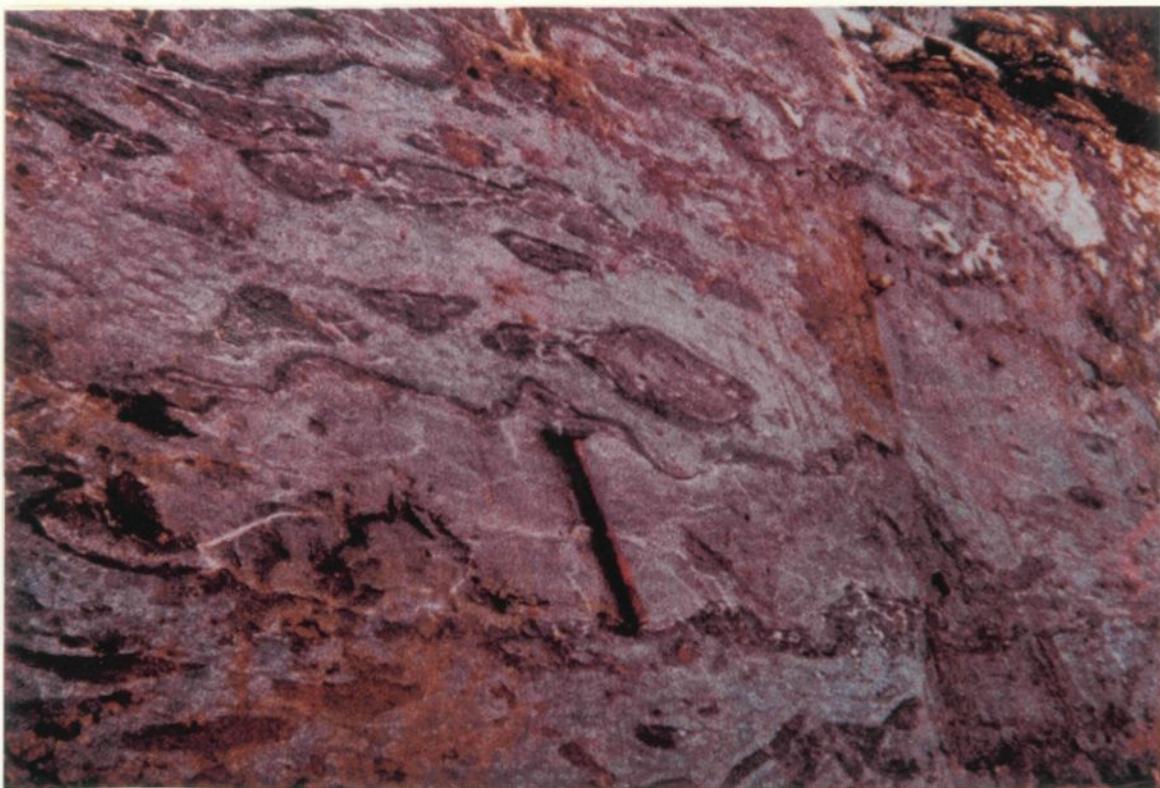


Planche VIIIa

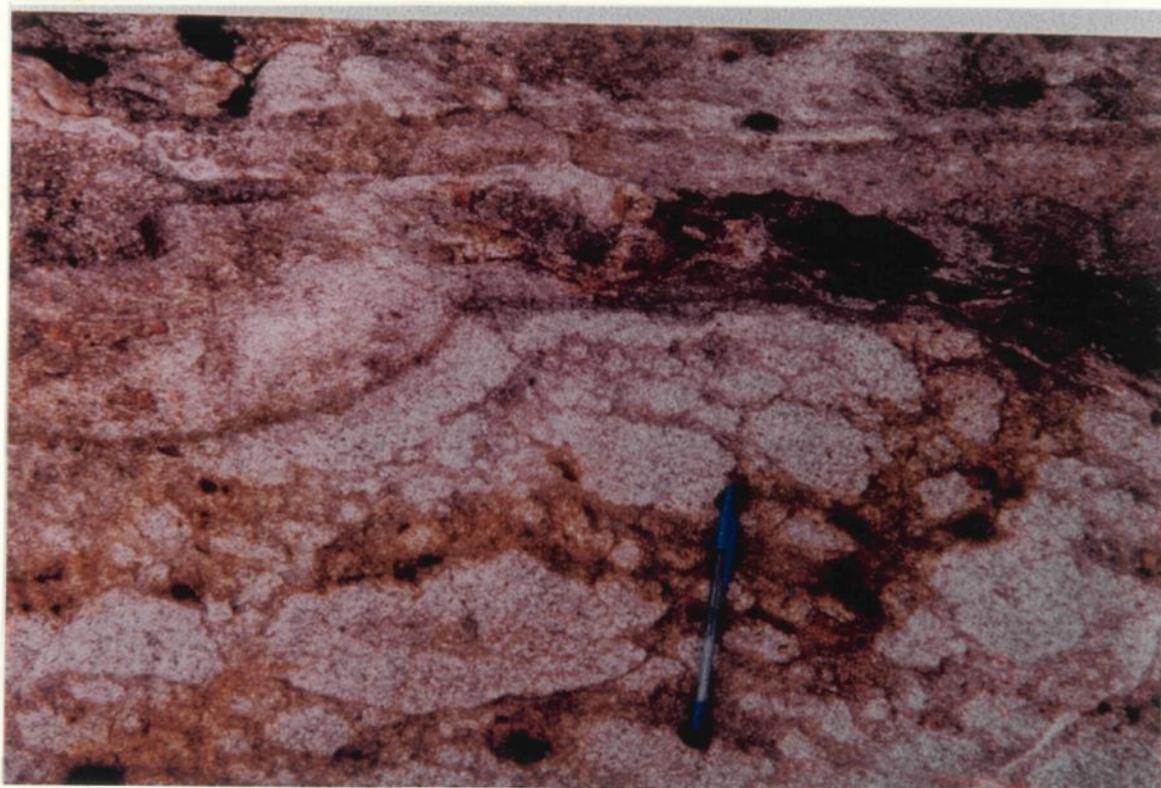


Planche VIIIb

Planche IXa: Grands coussins normaux de l'andésite porphyrique de la partie sud de la tranchée T2. La taille des coussins est assez homogène et ils possèdent tous une épaisse bordure de trempe.

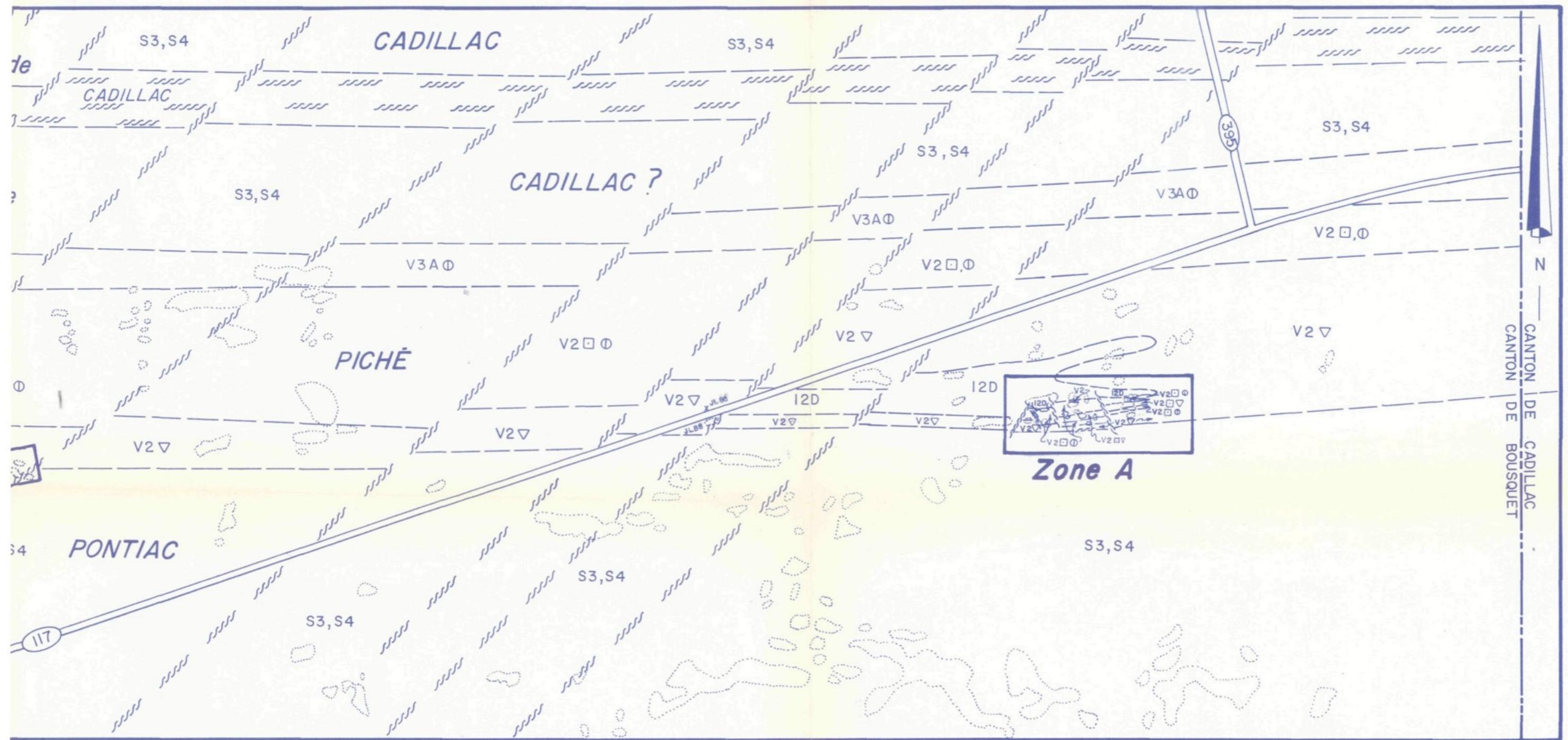
Planche IXb: Deuxième séquence couassinée de la tranchée T2, avec à la base, un méga-coussin, surmonté de plus petits et de formes irrégulières.



Planche IXa



Planche IXb

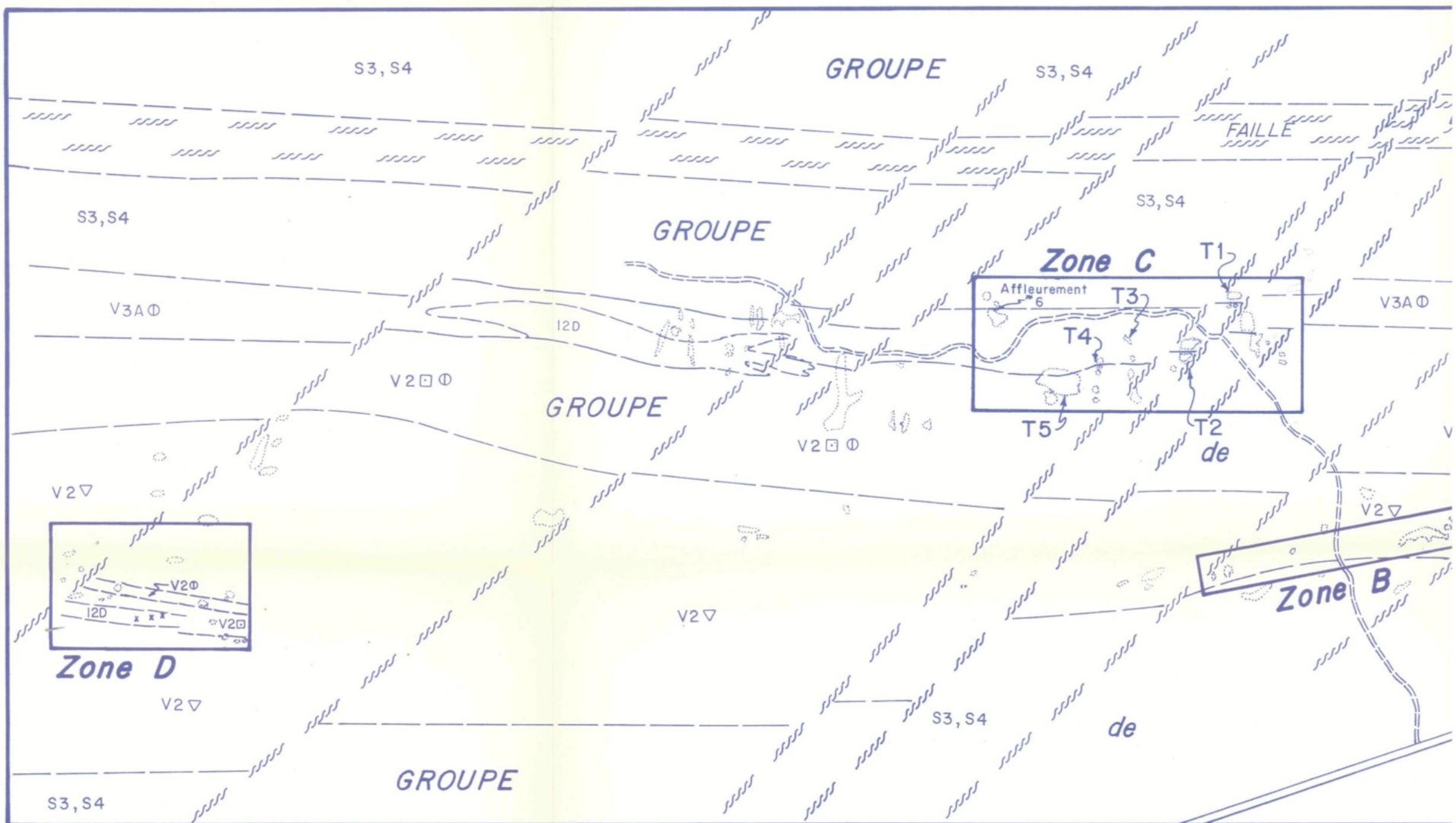


GÉOLOGIE et LOCALISATION des ZONES DÉTAILLÉES

ECHELLE 1: 5000
 100 0 100 200 300 400 500
 METRES

Carte -1-

Interprété par : Jacques Landry 1989



V2△ Brèche pyroclastique indifférenciée

S3, S4 Grès et argilite

V2□Φ Andésite porphyrique coussinée et massive

V3AΦ Basalte andésitique aphyrique coussiné

I2D Diorite

AC
821
U71
268



Université du Québec à Chicoutimi
Bibliothèque

04-2065095