

50376  
1974  
227

50376  
1973  
227

N° d'Ordre : 416

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3e CYCLE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE

(Géologie Structurale)

par

Francis MEILLIEZ

ETUDE GEOLOGIQUE DU SECTEUR MERIDIONAL  
DE SOLITUDE RANGE (ROCHEUSES), COLOMBIE BRITANNIQUE (Canada)



Soutenue le 16 Novembre 1973 devant la Commission d'examen :

MM. J. DERCOURT, Professeur : Président et Rapporteur

J. PAQUET, Maître de Conférences : Examineur

H.A.K. CHARLESWORTH, Professeur : Invité

## - R E S U M E -

Le secteur méridional de Solitude Range (117°35' W, 51°50' N) appartient à la province structurale des *Main Ranges* (Rocheuses), et se situe en bordure du Fossé des Rocheuses, à environ 70 Km au NW de Golden, Colombie Britannique.

Des séries sédimentaires de plate-forme, détritiques et carbonatées, y affleurent et sont d'un âge allant du Précambrien terminal à la base du Cambrien moyen. Elles participent à la constitution de l'anticlinorium de Porcupine Creek, dont le profil est bien esquissé par les quartzites du groupe *Gog* (Cambrien inférieur), largement représentés à Solitude Range par suite du faible plongement vers le SE de l'anticlinorium. Le *Gog* se compose en fait de trois formations principales ; deux compétentes (*Mahto* au sommet, *Mc Naughton* à la base) encadrant la troisième, incompétente (*Mural*). Il en résulte pour le *Gog* un comportement mécanique et une structure différents du modèle admis jusqu'ici vers le SE.

A Solitude Range l'anticlinorium présente une forme en éventail où le *Mahto*, décollé du *Mc Naughton* à la faveur du *Mural*, est déversé de façon dusymétrique vers le NE et/ou le SW. La surrection de l'anticlinorium s'est produite à la manière d'un horst par une série de failles longitudinales, surtout visibles dans le *Mc Naughton*.

L'anticlinorium est recoupé au SW par la faille Purcell qui fait reposer le Précambrien terminal des *Selkirk Mountains* (groupe *Horsethief Creek*), sur le Cambrien moyen des Rocheuses (groupe *Chancellor*).

Solitude Range se situe sur la bordure Est de la culmination métamorphique des *Selkirk Mountains*. L'isograde du grenat traverse le Fossé sans paraître avoir été déplacé de façon importante par la faille Purcell. Quelques indices suggèrent que l'histoire métamorphique des *Selkirk Mountains* ait été plus complexe que celle des Rocheuses dans cette région.

Le métamorphisme est partiellement synchrone de la déformation, dont l'essentiel a pu se produire entre le Trias moyen et le Crétacé moyen. Mais les éléments de datation sont rares et peu précis dans ce secteur.

## - A B S T R A C T -

The southern Solitude Range (117°35' W, 51°50'N) belongs to the Main Ranges structural province (Rocky Mountains). It is located along the Rocky Mountain Trench, at about 70 Km to the northwest of Golden, B.C.

Clastic and carbonate shelf deposits are reported with an upper Proterozoic to lower middle Cambrian age. They enter within the Porcupine Creek anticlinorium, whose profile is rather well outlined by the Gog group quartzites (lower Cambrian). The southeastwards gently plunging anticlinorium cause those to crop out pretty well. In fact, in the map-area the Gog group is made of an incompetent unit (Mural formation) interbedded between two competent units (Mahto and Mc Naughton formations, at top and base respectively). This implies a rather different mechanical behaviour and structure from the unique "beam" model admitted more southwesterly.

In Solitude Range the Gog outlines a fan-shaped anticlinorium in which the Mural formation acted as a disharmony level between both Mc Naughton and Mahto formations. The latter is asymmetrically averted northwards and/or southwestwards, whilst the former is cut off by a set of longitudinal normal faults which gave rise to the horst-like anticlinorium uplift.

On the anticlinorium southwestern flank, the Purcell fault makes the Selkirk Mountains upper Proterozoic (Horsethief Creek group) to lie upon the Rocky Mountains middle Cambrian (Chancellor group).

Solitude Range is located on the Selkirk Mountains metamorphic high easterly margin. The garnet isograd has been mapped across the Trench without any obvious lateral offset. A few observations would suggest that the Selkirk Mountains metamorphic history is more complex than that of the Rocky Mountains in the map-area.

Metamorphism has been partially syn-tectonic. Most of the deformation would have occurred between middle Triassic and middle Cretaceous. However age indicators are rather rare and not very accurate in the map-area.

## - AVANT PROPOS ET REMERCIEMENTS -

Le Canada ! qui de nous n'a jamais rêvé d'aller mettre "les pieds dans l'eau du St Laurent", ou s'aventurer vers les étendues glacées du Nord, ou encore traverser les immenses plaines à blé du centre ? Les circonstances, une certaine chance, ont permis que j'aie plus loin encore vers l'Ouest, dans ce pays grand comme 20 fois la France. Jusqu'à Calgary, ville de l'Ouest où naquit, il y a plus de 60 ans, l'un des plus fabuleux rodéos d'Amérique du Nord. Calgary, merveilleusement située au bout des plaines, dans les premières collines qui annoncent les Rocheuses, toutes proches.

Si les problèmes de distance, ou ceux du langage, si l'absence d'une certaine couleur de vie latine, si nos papilles gustatives nous donnent, par moments, la nostalgie du terroir français, il n'en reste pas moins vrai que l'accueil des Canadiens et le patient empressement qu'ils montrent à vous placer dans les conditions optimales de travail ou de détente, font que la vie parmi eux paraît somme toute très simple dans le décor fantastique de leurs grandioses paysages.

Riche expérience que de rencontrer des personnes aux horizons si différents des nôtres, de partager ce qui fait leurs joies, d'aborder même certains de leurs problèmes ! Riche expérience aussi de se retrouver face à soi-même, quelque part dans les Rocheuses, au sein de la forêt que l'on partage avec les écureuils et les marmottes souvent, les ours parfois et les moustiques toujours !

Ces souvenirs accumulés, ces quinze mois de vie aérée, cette occasion superbe de "se relativiser", je les dois en majeure partie à Monsieur le Professeur J. Dercourt. Tout au long de l'élaboration de cette thèse il sut m'amener à dégager les aspects complémentaires de ma formation française et de mon expérience canadienne. Le succès universitaire qui couronna mon séjour outre-Atlantique, ainsi que le présent mémoire, sont là pour répondre de la confiance dont il voulut bien m'investir. Je lui exprime ici toute ma gratitude pour avoir permis la réalisation de ce travail et pour avoir accepté de présider ce jury de thèse.

Monsieur le Professeur H.A.K. Charlesworth, de l'Université d'Alberta (Edmonton, Canada) contribua à la réalisation de ce travail en me donnant accès à l'ordinateur de son Université, et par ses discussions patientes et stimulantes. Sa participation au jury est pour moi un honneur auquel je suis sensible.

Je remercie Monsieur le Professeur J. Paquet d'avoir bien voulu participer à ce jury, et de m'avoir adressé d'utiles observations suscitées par sa connaissance d'une autre chaîne, en apparence bien différente de la Cordillère Canadienne.

C'est au Dr P.S. Simony que revient le mérite de m'avoir proposé parmi d'autres, l'étude de Solitude Range. Je lui suis reconnaissant de ce choix, qui s'est révélé fructueux par la suite, ainsi que des facilités matérielles qu'il a mises à ma disposition lors de mon passage dans son laboratoire.

- AVANT PROPOS ET REMERCIEMENTS -

*C'est avec beaucoup de plaisir que je remercie aussi ceux qui partagèrent leur temps et leurs connaissances lors de discussions fructueuses : Dr. J. Aitken, Dr. E. Ghent, Dr. J. Spang, Dr. T. Oliver, P. Palonen, J. Jones, G. Hockley de l'University of Calgary, Dr. R. Campbell, Dr. F. Young, Dr. D. Cook, Dr. Balkwill du Geological Survey of Canada, Dr. J. Fyles du B.C. Department of Mines, Dr. R.A. Price de Queen's University (Canada), Monsieur le Professeur A. Beugnies de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique), J. Terry, J.L. Mansy de l'Université de Lille.*

*Le travail de terrain a été effectué avec l'assistance de J. Connors et D. Ross ; il a été facilité par l'accueil bienveillant du personnel du R.C. Department of Lands and Forests. Je voudrais aussi saluer ici la mémoire de D. Ellis, pilote d'hélicoptère, dont la compétence s'avéra très précieuse.*

*Je ne voudrais pas oublier non plus le personnel de l'Université de Calgary d'une part, ni celui de l'Université de Lille qui oeuvrèrent à la réalisation de ce mémoire.*

*Enfin je voudrais dire à ma femme, Colette, l'admiration affectueuses que je lui porte d'avoir su traverser les bons moments et les autres durant cette année d'émigration. A ses parents, et surtout aux miens, je dédierai ce mémoire, témoin de ce que leurs efforts et encouragements ne furent pas vains.*

- TABLE DES MATIERES GENERALE -

	Pages
Résumé .....	i
Abstract.....	ii
Avant-propos et remerciements.....	iii
T Table des matières générale .....	V
Table des illustrations .....	Vii
Préambule .....	ix
I. INTRODUCTION .....	1
I-1. La Cordillère Canadienne : présentation générale.....	7
I-1-1. Cadre physiographique.....	7
I-1-2. Cadre structural .....	7
I-1-3. Données géophysiques .....	9
I-2. Les Rocheuses et la Chaîne d'Omineca : étude d'une transversale	11
I-2-1. Analyse stratigraphique .....	13
I-2-2. Les unités structurales .....	18
I-3. Le secteur de Solitude Range .....	19
I-3-1. Localisation .....	19
I-3-2. Travaux antérieurs .....	19
I-3-3. Cadre géologique .....	21
I-3-4. Objectif de la thèse .....	22
II. STRATIGRAPHIE .....	25
II-1. La série lithostratigraphique de Solitude Range .....	27
II-2. L'Hadrymien .....	29
II-2-1. Dans les Rocheuses : le groupe Miette .....	29
II-2-2. Dans les Selkirk : le groupe Horsethief Creek .....	45
II-3. Le Cambrien .....	49
II-3-1. Le groupe Gog .....	49
II-3-2. Le groupe Chancellor .....	73
II-4. Résumé et discussion .....	79
II-4-1. Résumé de la série lithostratigraphique .....	79
II-4-2. Age de la série .....	81
II-4-3. Corrélations lithostratigraphiques régionales .....	83
III. METAMORPHISME ET MAGMATISME .....	89
III-1. Métamorphisme .....	91
III-1-1. Historique .....	91
III-1-2. Le métamorphisme dans le secteur étudié .....	91

## - TABLE DES MATIERES GENERALE -

	Pages
III-1-3. Discussion et conclusions .....	102
III-2. Magmatisme .....	105
IV. GEOLOGIE STRUCTURALE .....	113
IV-1. Introduction .....	115
IV-1-1. Historique .....	115
IV-1-2. L'anticlinorium de Porcupine Creek à Solitude Range	117
IV-2. Etude géométrique .....	121
IV-2-1. Domaine n°1 .....	121
IV-2-2. Domaine n°2 .....	125
IV-2-3. Domaine n°3 .....	131
IV-2-4. Domaine n°4 .....	133
IV-2-5. Domaine n°5 .....	139
IV-3. Reconstitution cinématique .....	143
IV-3-1. Episode de déformation D1-D2 .....	146
IV-3-2. Episode de déformation D3 .....	152
IV-3-3. Episode de déformation D4 .....	153
IV-3-4. Mise en place de la faille Purcell .....	154
IV-3-5. Conclusions structurales .....	157
V. CONCLUSIONS GENERALES .....	171
V-1. Stratigraphie .....	171
V-2. Métamorphisme .....	173
V-3. Magmatisme .....	173
V-4. Géologie structurale .....	173
INDEX DES PRINCIPALES ABBREVIATIONS BIBLIOGRAPHIQUES .....	177
BIBLIOGRAPHIE .....	179

	Page
Fig. I-1 : La Cordillère Nord-Américaine	2
Fig. I-2 : Principales subdivisions physiographiques de la Cordillère Canadienne	4
Fig. I-3 : Eléments structuraux majeurs de la Cordillère Canadienne	5
Fig. I-4 : Charte tectonique	6
Fig. I-5 : Coupe structurale schématique	6
Fig. I-6 : Modèle gravimétrique de la croûte sous la Cordillère	10
Fig. I-7 : Modèle magnéto-tellurique et aéromagnétique de la croûte	10
Fig. I-8 : Coupe transversale dans les Rocheuses méridionales	12
Fig. I-9 : Reconstitution palinspatique	12
Fig. I-10 : Secteur oriental de la Cordillère méridionale	16
Fig. I-11 : Les environs de Solitude Range	18
Fig. I-12 : L'anticlinorium de Porcupine Creek	20
Planche I : Les abords de Solitude Range	24
Fig. II-1 : La série lithostratigraphique à Solitude Range	26
Fig. II-2 : Nomenclature stratigraphique de part et d'autre du Fossé des Rocheuses	28
Fig. II-3 : L'Hadrymien dans les Rocheuses et les Selkirk Mts	30
Fig. II-4 : Affleurements du groupe Miette à Solitude Range	31
Fig. II-5 : Coupes stratigraphiques du groupe Miette	32
Fig. II-6 : Corrélations lithostratigraphiques du groupe Miette (A)	40
Fig. II-7 : Corrélations lithostratigraphiques du groupe Miette (B)	41
Fig. II-8 : Affleurements et coupe du groupe Horsethief Creek	44
Fig. II-9 : Le Cambrien inférieur dans les Rocheuses	50
Fig. II-10 : Le groupe Gog à Solitude Range	51
Fig. II-11 : Affleurements de la Formation Mc Naughton	52
Fig. II-12 : Coupes dans la formation Mc Naughton	53
Fig. II-13 : Affleurements de la formation Mural	56
Fig. II-14 : Coupes dans la formation Mural	57
Fig. II-15 : Affleurements de la formation Mahto	58
Fig. II-16 : Coupes dans la formation Mahto	59
Fig. II-17 : Modèles de dépôts littoraux	66

Fig. II-18 : Le Cambrien moyen aux alentours de Solitude Range	74
Fig. II-19 : Affleurements et coupe dans le groupe Chancellor	76
Fig. II-20 : Synthèse de la série stratigraphique à Solitude Range	80
Fig. II-21 : Corrélations lithostratigraphiques régionales	82
Planche II : Le groupe Miette à Solitude Range	86
Planche III : Le groupe Gog à Solitude Range	88
Fig. III-1 : Le métamorphisme dans le Fossé des Rocheuses	90
Fig. III-2 : Zones de métamorphisme à Solitude Range	92
Fig. III-3 : Essai de chronologie relative entre les différents minéraux de métamorphisme	104
Planche IV : Textures des grenats	108
Planche V : Texture des quartz et feldspaths	110
Planche VI : Microfaciès métamorphiques divers	112
Fig. IV-1 : Les unités mécaniques de la série lithostratigraphique	114
Fig. IV-2 : Carte structurale de Solitude Range	116
Fig. IV-3 : Coupes structurales	118
Fig. IV-4 : Domaine structural n° 1	120
Fig. IV-5 : Modèles de structure macroscopique possible	122
Fig. IV-6 : Domaine structural n° 2	124
Fig. IV-7 : Sous-domaine n° 2 a	126
Fig. IV-8 : Structure majeure du sous-domaine n° 2 b	128
Fig. IV-9 : Domaine structural n° 3	130
Fig. IV-10 : Domaine structural n° 4	136
Fig. IV-11 : Failles au sommet de l'anticlinorium	140
Fig. IV-12 : Domaine structural n° 5	142
Fig. IV-13 : Les failles longitudinales des épaules de l'anticlinorium	144-145
Fig. IV-14 : Reconstitution cinématique	162
Fig. IV-15 : Anticlinorium de Porcupine Creek	163
Fig. IV-16 : Variation sur la structure profonde	163
Fig. IV-17 : Carte structurale régionale	166
Planche VII :	168
Planche VIII :	
Carte géologique hors-texte.	

## - P R E A M B U L E -

Le présent travail constitue un développement de celui accompli à l'Université de Calgary (Alberta, Canada) au cours de l'année universitaire 1971-1972, en vue de l'obtention du diplôme de *Master of Science*. Le travail de terrain a comporté une campagne de plus de 2 mois durant l'été 1971, et une autre, plus brève, durant l'été 1972.

*Conditions d'étude :*

Les levés géologiques ont été réalisés à partir d'un agrandissement au 1/24 000 (1 pouce / 2000 pieds) des cartes topographiques *N.T.S.*<sup>#</sup> 82 N/ 13 E et 82 N/ 14 W au 1/50 000. Les itinéraires dans la forêt ont été établis à partir des photos aériennes du *B.C. Department of Lands Forests and Water Resources*, publiées à une échelle proche du 1/16 000 (1 pouce/ 0,25 mile). Ces photos ont aussi servi par endroit à interpoler des contacts géologiques. Leur emploi dans ce domaine s'est trouvé grandement limité par la présence de neige en abondance à l'époque des prises de vue..

La localisation des points d'observation a été effectuée par des visées à la boussole et le recours à un altimètre, conjointement avec un contrôle direct sur le fond topographique, où l'équidistance des courbes de niveau est d'environ 30 m. (100 pieds). Dans le texte qui suit les points utiles sont repérés grâce à leurs coordonnées par rapport à la grille de référence *N.T.S.*<sup>#</sup>

Presque toutes les crêtes ont été parcourues ; des coupes stratigraphiques sommaires et des mesures structurales y ont été prélevées autant que possible. Quelques coupes stratigraphiques favorables ont été levées en détail, à l'aide d'une corde à noeuds longue de 15 m environ (50 pieds). Direction et plongement de la corde, direction et pendage des bancs rencontrés, ont été régulièrement notés afin de restaurer les épaisseurs stratigraphiques réelles. Plus de 200 échantillons ont été collectés, parmi lesquels une quarantaine d'entre eux avaient été préalablement orientés.

*Nomenclatures et conventions d'écriture :*

De par le sujet même de l'étude je me suis trouvé confronté aux problèmes de la nomenclature internationale et à ses ambiguïtés, dues, pour la plupart à des interprétations individuelles peu rigoureuses.

D'une manière générale je me suis référé à "*Geological Nomenclature*", édité par la *Royal Geological & Mining Society of the Netherlands* (1959). Dans cet ouvrage, face aux termes géologiques définis en anglais sont répertoriés, lorsqu'ils existent, les correspondants néerlandais, français et allemands.

---

<sup>#</sup> *N.T.S.* : *National Topographical Survey*.

## - P R E A M B U L E -

Dans le domaine de la pétrographie sédimentaire, j'ai eu recours aux nomenclatures françaises proposées par la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz naturel\*.

Enfin certains termes, en géologie structurale notamment, ne possèdent pas encore d'équivalent français (ex : *flexural slip*). Le terme anglais est alors conservé, écrit en italiques, et référence est donnée de la publication où il est défini.

*Présentation du mémoire :*

Le lecteur peu averti de la géologie de la Cordillère Canadienne, trouvera dans le premier chapitre une introduction aux principaux problèmes que posaient cette chaîne à l'époque du Congrès International de Montréal (Août 1972). Dans cette partie, comme par la suite, les noms des unités lithostratigraphiques et deux des principales unités structurales sont écrits en italiques.

Les chapitres II, III, IV ne traitent que de Solitude Range sous les aspects respectifs de la stratigraphie, du métamorphisme et du magmatisme, de la géologie structurale. Dans chaque cas, après avoir rappelé les travaux antérieurs et présenté les faits, j'ai essayé de replacer le secteur étudié dans son contexte régional, et de discuter brièvement la ou les principales interprétations en présence.

En conclusion (chapitre V), un rappel des principaux apports de ce travail tâche de broser une image globale du secteur méridional de Solitude Range, en soulignant les points d'intérêt que présente cette étude à l'échelle régionale.

---

\* - Essai de nomenclature des roches sédimentaires (1961) ;

- Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires (1966) ;

## ERRATA

- p. 11 : § I-2; ligne 15 : (*cf.* p. 8)
- p. 21 : § I-33, 3<sup>e</sup> alinéa, ligne 1 : sur près de 250 Km
- p. 22 : 2<sup>e</sup> alinéa, ligne 2 (*cf.* p. 8)
- p. 29 : 6<sup>e</sup> alinéa, ligne 8 : (faciès "grits" : *cf.* p. 34)
- p. 35 : 5<sup>e</sup> alinéa, ligne 3 : La fig. II-5
- p. 45 : 4<sup>e</sup> alinéa, ligne 7 : (fig. I-11)
- p. 46 : 2<sup>e</sup> alinéa, ligne 2 : de haut en bas (fig. II-8)
- p. 48 : 3<sup>e</sup> alinéa, ligne 1 : Reesor (1957)
- p. 54 : 1<sup>er</sup> alinéa, ligne 3 : *cross - bedded*
- p. 55 : 5<sup>e</sup> alinéa, ligne 3 : le contact est
- p. 55 : Note infra, ligne 5 : environ 200 m
- p. 61 : 2<sup>e</sup> alinéa, ligne 13 : (fig. IV-3, coupe B-B)
- p. 61 : 3<sup>e</sup> alinéa, ligne 3 : (fig. IV-3, coupe B-B)
- p. 63 : 2<sup>e</sup> alinéa, ligne 6 : (*cf. infra*)
- p. 72 : 1<sup>er</sup> alinéa, ligne 6 : de Mt Robson
- p. 81 : § II-32, 2<sup>e</sup> alinéa, ligne 5 : se localiseraient
- p. 96 : 2<sup>e</sup> alinéa, ligne 5 : pélimitique et carbonaté ont fait
- p. 97 : 3<sup>e</sup> alinéa, ligne 2 : de type Fe,
- p. 98 : 2<sup>e</sup> alinéa, ligne 11 : *Chancellor* et *Gog*
- p. 105 : 1<sup>er</sup> alinéa, ligne 4 : 1,50 m environ
- p. 147 : 5<sup>e</sup> alinéa, ligne 4 : (fig. IV-14 et planche VIII)
- p. 159 : 3<sup>e</sup> alinéa, ligne 1 : Monger et Hutchison

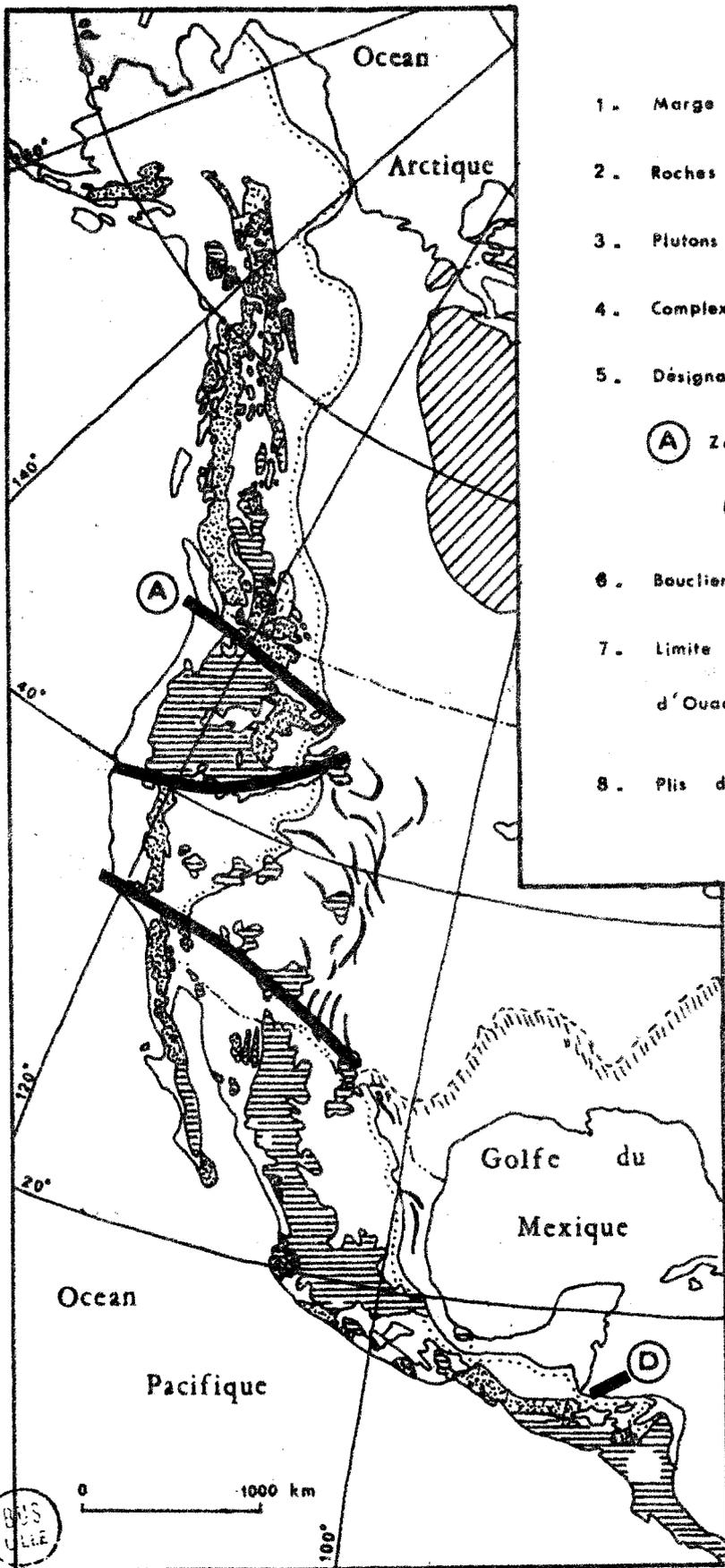
## CHAPITRE I : INTRODUCTION

### Table des Matières détaillée

	Page
I-1 : La Cordillère Canadienne : présentation générale	7
I-1-1 : Cadre physiographique	7
I-1-2 : Cadre structural	7
I-1-3 : Données géophysiques	9
I-2 : Les Rocheuses et la Chaîne d'Omineca : étude d'une transversale	11
I-2-1 : Analyse stratigraphique	13
- Cycle Hélikien	14
- Cycle Hadrymien à Paléozoïque inférieur	14
- Cycle Paléozoïque supérieur à Jurassique	15
- Cycle Néojurassique à Paléocène	15
I-2-2 : Les unités structurales	17
- Les Rocheuses	17
<i>Les Foothills</i>	17
<i>Les Front Ranges</i>	17
<i>Les Main Ranges</i>	17
- Les Selkirk Mountains	19
I-3 : Le secteur de Solitude Range	19
I-3-1 : Localisation	19
I-3-2 : Travaux antérieurs	19
I-3-3 : Cadre géologique	21
I-3-4 : Objectif de la thèse	22

CHAPITRE I

- I N T R O D U C T I O N -



1. Marge orientale du géosynclinal .
2. Roches volcaniques du Tertiaire .
3. Plutons granitiques .
4. Complexes métamorphiques .
5. Désignation des zones transverses :  
 (A) Zone de Lewis et Clark .  
 (cf texte)
6. Bouclier Canadien .
7. Limite de la zone plissée d'Ouachita et des Appalaches .
8. Plis de l'avant-pays cratonique .

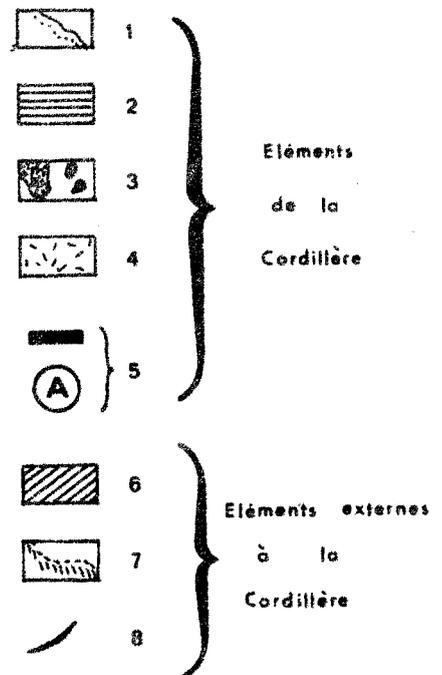


Fig I-1. La Cordillère Nord-Américaine : schéma des grands ensembles tectoniques

(d'après P. B. KING, 1966 simplifié)

## I- INTRODUCTION

La Cordillère Canadienne est un segment du complexe orogénique qui, bordant la côte Pacifique du continent américain, s'étend depuis l'Alaska et les Iles Aleoutiennes au Nord, jusqu'à la Terre de Feu. De là on peut suivre son prolongement jusque sur le continent Antarctique (Ford, 1964, *in* Spencer, 1969).

L'histoire et les structures d'une partie de la Cordillère entre l'Alaska et l'Amérique Centrale, ont permis à King (1966) d'y distinguer cinq segments principaux. Ces segments sont séparés par des zones transversales étroites, partiellement occupées par des failles.

Le segment Alaska-Canada (fig. I-1), le plus septentrional, est limité au Sud par la zone transversale de Lewis et Clark, située aux Etats-Unis non loin de la frontière canadienne. Il est, sur toute sa longueur, large d'environ 800 km et porte le point culminant de la Cordillère : le Mont Logan (6046 m).

Le souci d'harmoniser les recherches dans ce vaste domaine géographique a conduit le *National Advisory Committee on Research in the Geological Sciences* (NACRGS) à mettre sur pied en 1964, le "*Southern Cordilleran Structure Project*" dont la coordination a été confiée à J.O. Wheeler. Il s'agissait de situer dans l'espace et le temps les structures majeures de la Cordillère, et d'établir un modèle de mise en place.

Les principaux résultats de ces travaux, joints à ceux de deux autres études, "*Granites of Canada*" par Reesor et "*Operation Bow Athabasca*" par Price et Mountjoy, ont été rassemblés dans un rapport général (Wheeler, 1970).

Ce rapport a servi d'ossature à la discussion d'une synthèse générale récente (Wheeler et Gabrielse, 1972).

Une présentation détaillée de la Cordillère Canadienne dépasserait outre mesure le cadre du présent ouvrage. Toutefois un rappel des grands faits physiographiques, structuraux et géophysiques permettra de préciser le contexte régional de cette thèse. Pour une description plus détaillée en français on pourra se reporter aux travaux de Dercourt (1970), Mansy (1970), Terry (1971). Les sources utilisées pour ce rappel comportent :

- le rapport édité par Wheeler (1970) ;
- une importante publication du G.S.C. (*Geological Survey of Canada*) éditée par Douglas (1970) ;
- deux articles ayant proposé un modèle d'évolution structurale de la Cordillère à l'aide de l'hypothèse de l'expansion océanique et de la dérive des continents (Dercourt, 1972 ; Monger et al., 1972) ;
- et la synthèse récente éditée par Wheeler et Gabrielse (1972).



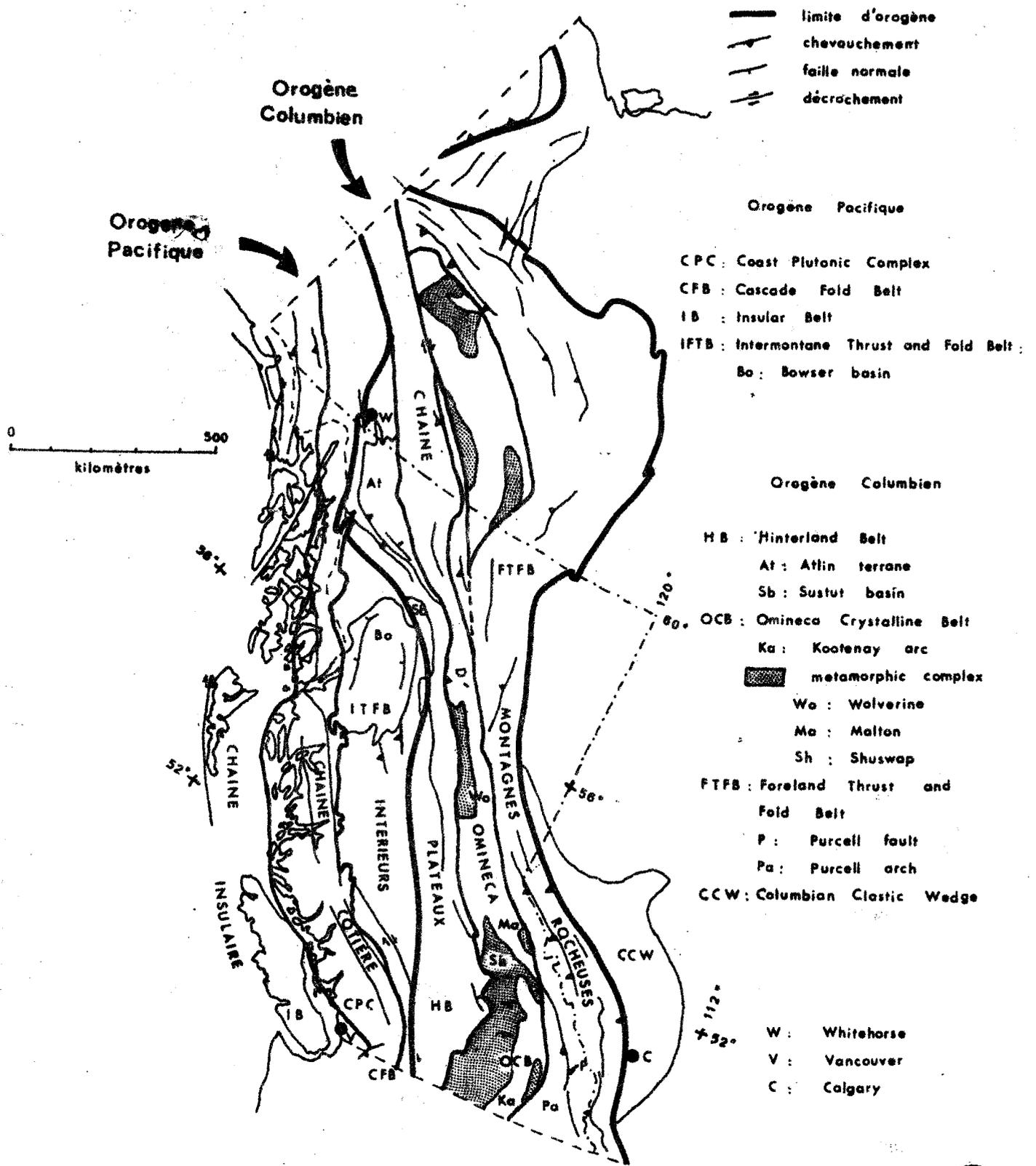


fig I-3. Éléments structuraux majeurs de la Cordillère Canadienne

( d'après J.O. WHEELER et H. GABRIELSE, 1972 )



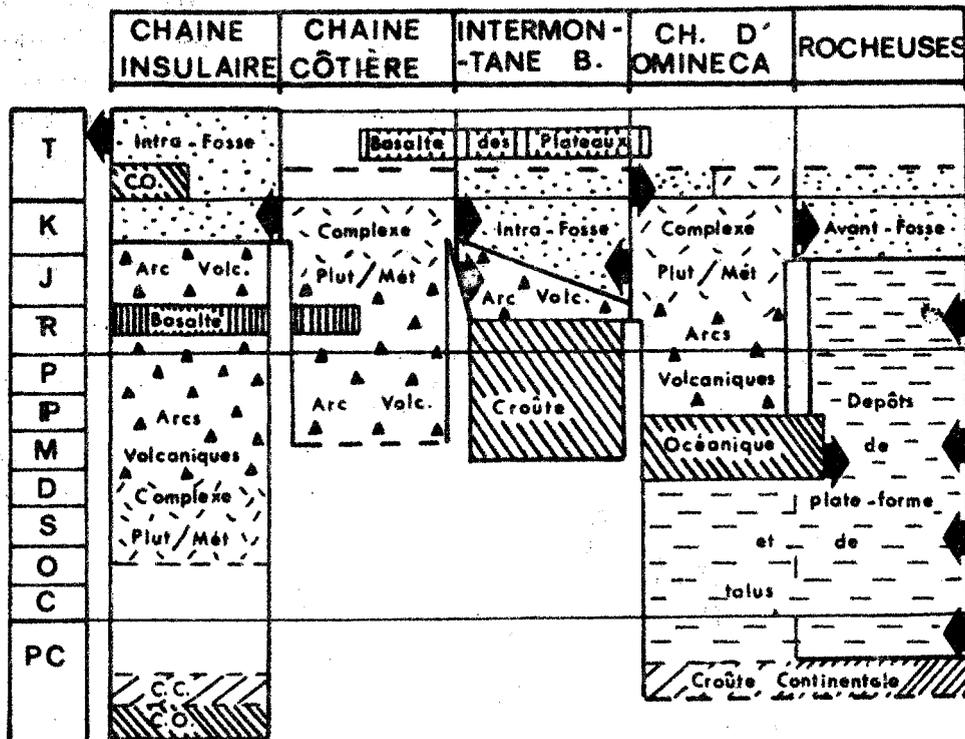


fig. I-4 . Charte tectonique retraçant l'évolution de la Cordillère Canadienne d'après MONGER et al (1972) .

Les flèches indiquent la direction de transport des sédiments.

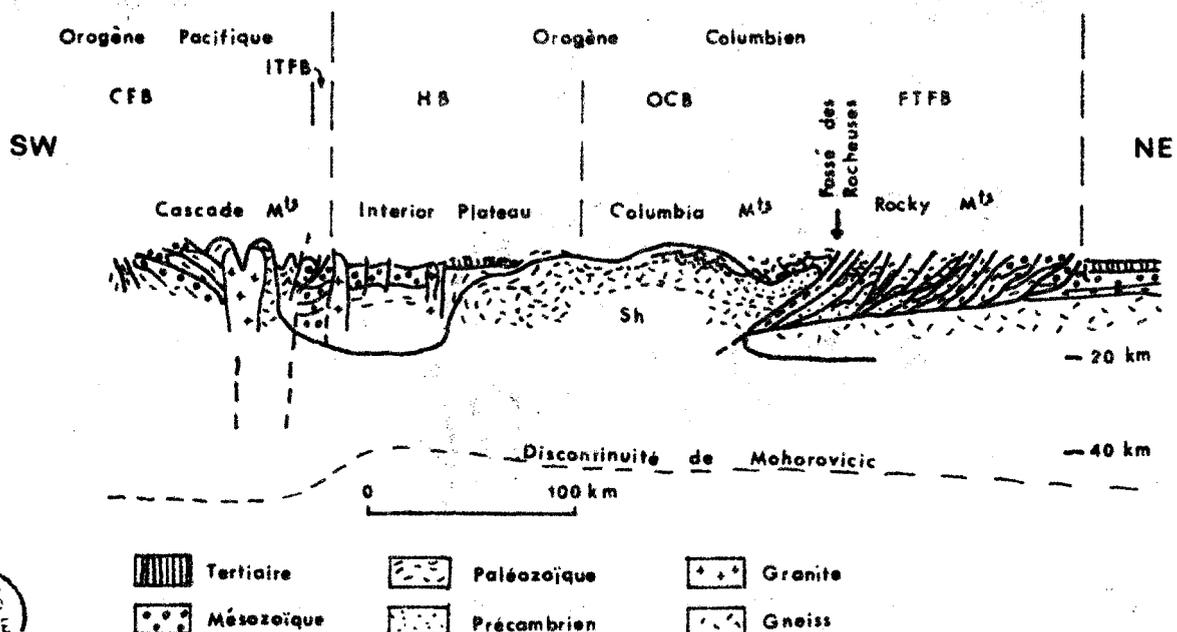


fig. I-5 Coupe structurale schématique au travers de la Cordillère Canadienne meridionale d'après WHEELER et GABRIELSE (1972)

Pour la signification des abréviations : voir fig. I-3

## - LA CORDILLERE -

I-1 : La Cordillère Canadienne : présentation généraleI-11 : Cadre physiographique

Depuis le Bouclier Canadien à l'Est jusqu'à l'Océan Pacifique à l'Ouest, on peut reconnaître dans la Cordillère un certain nombre d'unités physiographiques, qui seront autant d'unités structurales majeures. Ce sont, successivement d'Est en Ouest, au Sud du 56<sup>ème</sup> parallèle (fig. I-2) :

- . les Plaines Intérieures,
- . les Montagnes Rocheuses,
- . le Fossé des Rocheuses,
- . la Chaîne Cristalline Orientale,
- . les Plateaux Intérieurs,
- . la Chaîne Côtière,
- . la Chaîne Insulaire.

Les Plaines Intérieures sont bordées à l'Ouest par une zone de collines basses, les Foothills, qui, structuralement, s'intègrent dans les Montagnes Rocheuses. Ces dernières, avec le Fossé des Rocheuses et la partie méridionale de la Chaîne Cristalline Orientale, appartiennent au Système Oriental, caractérisé par des reliefs généralement acérés et élevés. Des chaînons découpés dans les quartzites ou les carbonates du Paléozoïque atteignent des altitudes supérieures à 3000 m, et sont partiellement recouverts de glaciers.

Les Plateaux Intérieurs sont essentiellement formés d'épanchements volcaniques tertiaires. Leur altitude moyenne ne dépasse guère 1000 m au Sud du 56<sup>ème</sup> parallèle. Avec la partie septentrionale de la Chaîne Cristalline Orientale ils entrent dans le Système Intérieur (fig. I-2).

La chaîne Côtière, regroupée avec la Chaîne Insulaire dans le Système Occidental, comporte les pics les plus élevés du Canada (cf. p.2). Ces pics rugueux, taillés dans le granite, et lacérés de glaciers, ont été mis en place récemment et rapidement, ainsi qu'en témoignent des dépôts d'âge Pliocène, actuellement portés à l'altitude de 1500 m (Wheeler et Gabrielse, 1972, p. 63).

I-12 : Cadre structural

D'un point de vue structural, le Canada occidental comporte :

- un avant-pays cratonique (Bouclier Canadien), partiellement recouvert d'un épiderme sédimentaire non déformé (Plaines Intérieures),
- la Cordillère proprement dite où, à chaque unité physiographique précédemment définie, correspond un ensemble structural particulier (fig. I-3).

## - INTRODUCTION -

Le Bouclier est un socle induré, granitique et métamorphique, dont la surface s'incline en pente douce vers l'Ouest jusque sous les Rocheuses (Bally *et al.*, 1966) *cf. infra.*). De nombreuses datations radiométriques permettent de lui attribuer un âge plus ancien que 1600 M.A. (Burwash *et al.*, 1964).

Les Plaines Intérieures en constituent la couverture sédimentaire, monoclinale, où divers niveaux d'âge Cambrien à Paléocène sont représentés. C'est une série condensée où les nombreuses lacunes et discordances cartographiques - dont la plus importante se situe à la base du Dévonien - reflètent l'évolution tectonique de la Cordillère adjacente.

Les dépôts sédimentaires les plus anciens connus (Précambrien terminal) appartiennent aux domaines des Montagnes Rocheuses et de la Chaîne d'Omineca, dont l'histoire géologique est commune jusqu'au Dévonien (fig. I-4). Au-delà la sédimentation, de type de plate-forme, s'est poursuivie dans les Rocheuses uniquement, jusqu'au Jurassique terminal. Ensuite, et jusqu'au Paléocène, tous ces dépôts ont été décollés de leur socle, plissés et débités en écailles à regard NE, dont l'érosion simultanée alimentait une avant-fosse molassique se déplaçant vers le NE au fur et à mesure que se propageait la déformation (Price et Mountjoy, 1970). Les Montagnes Rocheuses actuelles résultent de l'empilement de ces écailles (fig. I-5).

Le Fossé des Rocheuses (*Rocky Mountain Trench*) est une grande dépression linéaire, s'étendant sur environ 1600 km entre les 47<sup>ème</sup> et 59<sup>ème</sup> parallèles, et séparant les Rocheuses à l'Est de la Chaîne d'Omineca à l'Ouest (fig. I-2). Sa largeur varie de 1 à 20 kilomètres entre deux flancs généralement abrupts. L'altitude du fond oscille autour de 1000 m. De nombreuses rivières, sur une partie de leur cours, y coulent dans un sens ou dans l'autre. L'origine du Fossé reste encore énigmatique (Leech, 1966). Quelques dépressions de taille comparable, et plusieurs autres plus modestes, sont connues ailleurs dans la Cordillère (Eisbacher et Templeman - Kluit, 1972). Elles apparaissent comme des linéaments très réguliers sur une photo prise par satellite (Lathram, 1972). Beaucoup correspondent à des failles, ou des faisceaux de failles. Bien que connues sur plusieurs portions (Leech, 1966), de telles failles n'existent pas partout dans le Fossé des Rocheuses (Simony *et al.*, 1972).

La chaîne d'Omineca est un ensemble structural complexe dont l'histoire sédimentaire commune avec les Rocheuses s'arrête au Dévonien. D'importantes déformations interviennent alors au Nord du 56<sup>ème</sup> parallèle (Wheeler et Gabrielse, 1972; p. 17), qui se font sentir jusque dans les Plaines Intérieures (*cf. supra*). Des horizons sédimentaires, dont les plus jeunes sont d'âge jurassique, ont été décelés ici ou là, associés à un volcanisme abondant. Le dernier épisode important de déformation et métamorphisme (de type Barrowien) débute au Jurassique moyen (Wheeler et Gabrielse, 1972), donnant naissance à des culminations gneissiques telles que le complexe du Shuswap (fig. I-3).

Les Plateaux Intérieurs consistent en une succession de bassins faillés, variables dans le temps et l'espace. Des séries sédimentaires et vulcano-sédimentaires s'y sont périodiquement accumulées depuis le Paléozoïque supérieur jusqu'au Cénozoïque. Recouvrant ces séries peu plissées, des basaltes pliocènes confèrent à la région sa morphologie de plateau.

## - LA CORDILLERE -

Plusieurs phases de déformation, accompagnées de plutonisme ont été identifiées. Les plus importantes dateraient du Mississippien et du Jurassique (inférieur ?)

La Chaîne Cristalline Occidentale (Chaîne Côtière) est essentiellement constituée de plutons et de roches métamorphiques. Les plus anciens sédiments datés sont d'âge Paléozoïque supérieur.

Sur une courte distance de chaque côté de la frontière Canada-U.S.A., la Chaîne Côtière est bordée par la Chaîne des Cascades, domaine complexe où des plis serrés sont déversés vers l'extérieur de part et d'autre d'un axe gneissique. L'essentiel de ces structures aurait pris place dès la base du Jurassique, continuant à évoluer jusqu'au Cénozoïque. Mc Taggart (1970) voit dans cette chaîne le niveau structural supérieur d'un orogène dont la Chaîne Côtière représenterait le niveau inférieur.

La Chaîne Insulaire est elle aussi fort complexe. Les plus vieux fossiles identifiés indiquent un âge Silurien. La série sédimentaire comporte des dépôts souvent clastiques, parfois pélagiques, fréquemment associés à des roches volcaniques diverses (andésites, basaltes) Plutonisme et métamorphisme y sont largement répandus.

Un modèle structural récent (Wheeler et Gabrielse, 1972), élaboré à titre d'hypothèse de travail, suggère que la Cordillère Canadienne résulte de l'assemblage de deux orogènes grossièrement organisés en éventail : le Columbien à l'Est, le Pacifique à l'Ouest (fig. I-5). Chaque orogène comporterait une zone axiale hautement métamorphisée et plutonisée, faisant apparaître l'infrastructure au coeur de culminations locales, et de part et d'autre de laquelle la superstructure peu ou pas métamorphique aurait glissé en se déformant. Ainsi l'orogène Columbien comprendrait-il : 1) la zone axiale de la Chaîne d'Omineca, bordée 2) par les Rocheuses au NE, déversées vers l'extérieur, 3) par les Plateaux Intérieurs au SW, dont la partie orientale présente des structures déversées vers le SW. Ainsi l'orogène Pacifique comprendrait-il : 1) la zone axiale de la Chaîne Côtière, bordée 2) par les Plateaux Intérieurs au NE, dont la partie occidentale présente des structures déversées vers le NE, 3) par la Chaîne Insulaire au SW où les structures sont déversées vers l'extérieur.

Les auteurs ajoutent (Wheeler et Gabrielse, 1972, p. 48) que bien que certains épisodes de déformation anté-Mésozoïque aient pu avoir localement une importance non négligeable, l'essentiel de la déformation et du métamorphisme s'est développé en une série de pulsations discrètes durant le Mésozoïque et le début du Tertiaire. L'activité orogénique de l'orogène Pacifique serait même sensiblement plus tardive que celle de l'orogène Columbien.

I-13 : Données géophysiques

L'ensemble des données géophysiques recueillies entre les 49ème et 56ème parallèles ont fait l'objet d'une synthèse (Berry *et al.*, 1971, à laquelle sont empruntés les résultats ci-dessous.

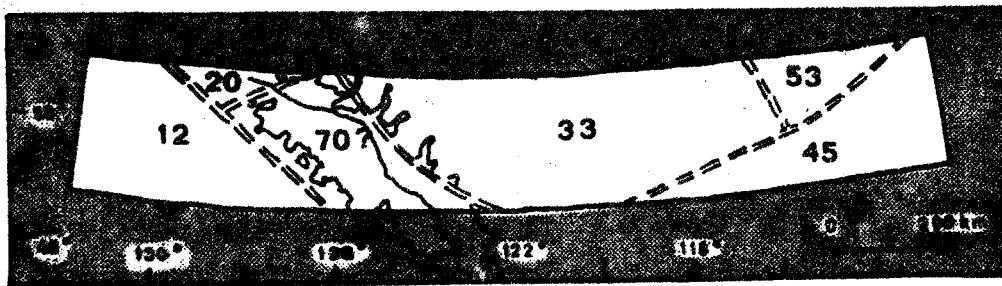


fig. I-6 Le modèle gravimétrique de la croûte sous la Cordillère d'après BERRY et al (1971).

Les nombres indiquent l'épaisseur de la croûte en kilomètres.

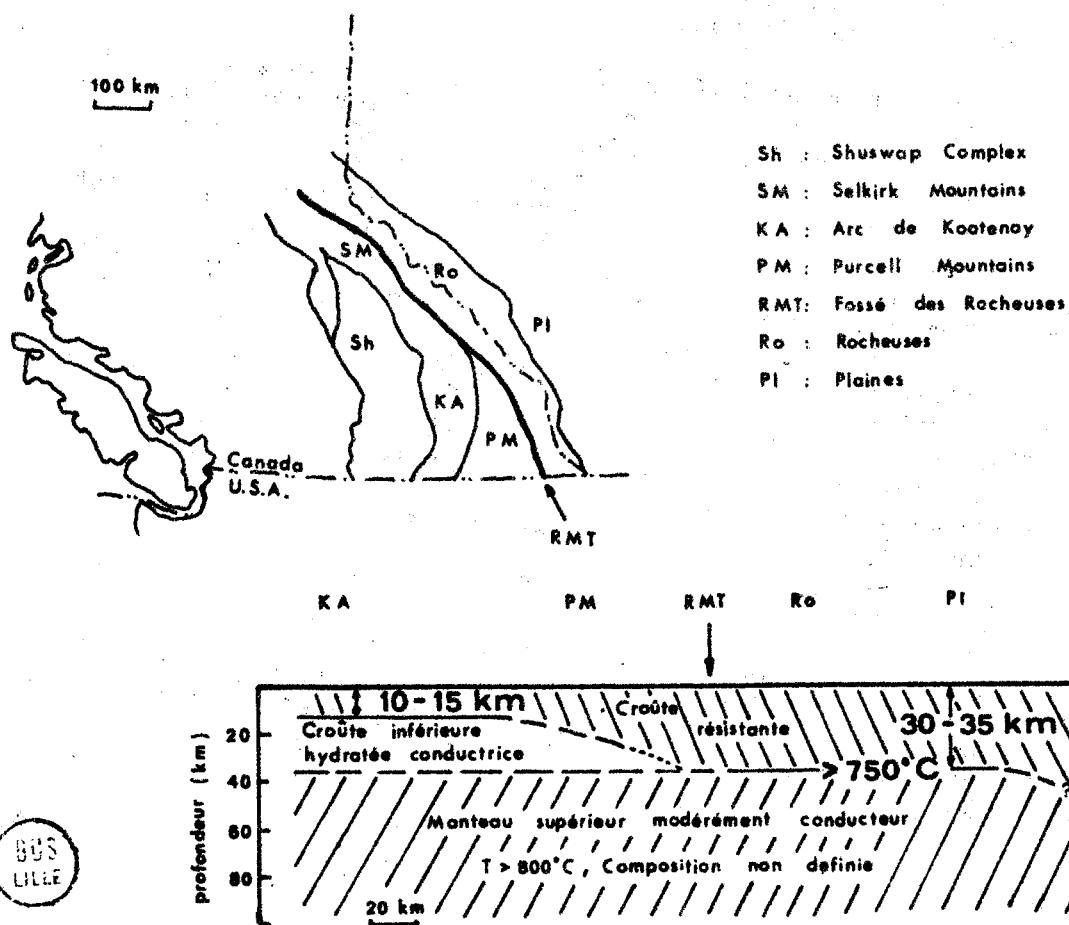


fig. I-7 Modèle magnéto-tellurique et aéromagnétique de la croûte sous une partie de la Cordillère meridionale d'après CANER, in BERRY et al (1971)

## - LA CORDILLERE -

Les renseignements dus à la sismique profonde permettent de situer la discontinuité de Mohorovicic sous les Rocheuses à 45 km, mais suggèrent l'existence d'une autre discontinuité majeure vers 30-35 km. Dans le même secteur, les études gravimétriques conduisent à distinguer deux blocs crustaux approximativement séparés par le 50ème parallèle. Le bloc septentrional se termine brusquement au Fossé des Rocheuses, tandis que le bloc méridional semble se poursuivre vers l'Ouest (fig. I-6). Cette interprétation rejoint les conclusions antérieures de Bally *et al.*, (1966).

Diverses techniques d'étude magnétique et magnétotellurique ont abouti à discerner d'Est en Ouest deux zones de conductivité thermique inégale (fig. I-7), dont la limite se situe, au Nord du 51ème parallèle, sous le Fossé des Rocheuses, et au Sud, au droit de l'Arc de Kootenay dans la Chaîne d'Omineca (fig. I-3).

Sous les Plateaux Intérieurs une croûte continentale très fine 10-15 km, serait superposée à un niveau transitionnel de haute conductivité thermique.

Plus loin vers l'Ouest les données sont surtout d'ordre sismique... Elles ont permis de localiser le Moho à :

- environ 40 km sous la Chaîne Côtière,
- 35 km sous le Georgia Strait, entre la côte et l'île de Vancouver,
- 50 km ou plus sous l'île de Vancouver,
- 25-30 km sous les îles de la Reine Charlotte,
- 10 km sous le Pacifique.

I-2 : Les Rocheuses et la Chaîne d'Omineca : étude d'une transversale :

Price et Mountjoy (1970) ont élaboré et discuté une coupe générale, aux environs du 52ème parallèle, depuis les Plaines Intérieures au NE, jusqu'à la bordure orientale de la Chaîne d'Omineca au SW (fig. I-8). D'Est en Ouest elle comporte les unités suivantes :

- les Plaines Intérieures, *pro parte*,
- les Montagnes Rocheuses,
- le Fossé des Rocheuses,
- les *Selkirk Mountains*, représentant la bordure orientale de la Chaîne d'Omineca.

L'exploitation d'abondants gisements pétrolifères, depuis 20 ans, dans les Plaines et la partie orientale des Rocheuses, a nécessité d'importantes campagnes d'exploration du sous-sol, dont la structure profonde est, de ce fait, très bien connue. Vers l'Ouest, cette structure est essentiellement déduite de la géologie de surface.

Ainsi qu'il en a été fait mention plus haut (cf. p. ), la série sédimentaire, d'âge Précambrien terminal à Paléocène, complètement désolidarisée de son socle induré, est débitée en écaillés à regard NE,

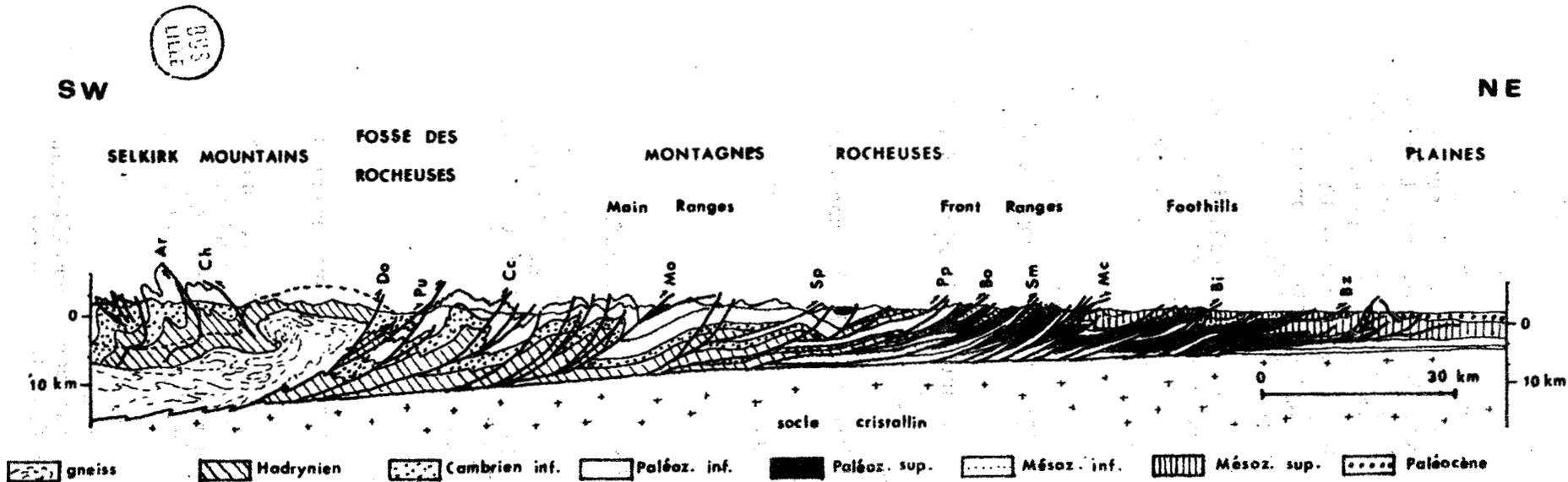


fig. I-8 Coupe transversale dans les Rocheuses meridionales d'après PRICE et MOUNTJOY (1970)

Failles de : Ar: Argentine , Ch: Cheops , Do: Dogtooth , Pu: Purcell , Cc: Chatter creek , Mo: Mans , Sp: Simpson Pass , Pp: Pipestone Pass , Bz: Bourgeau , Sm: Sulphur Mountain , Mc: Mc Cannell , Bi: Bighorn , Bz: Brazeau .

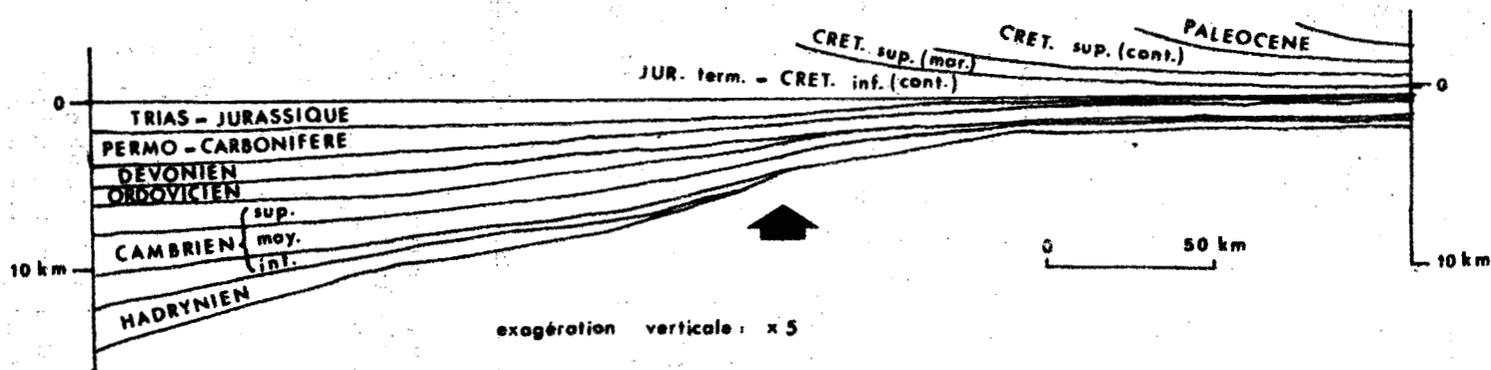


fig. I-9 Reconstitution palinspatique de la coupe de la figure précédente d'après PRICE et MOUNTJOY (1970)

Etat du bassin des Rocheuses avant le Jurassique terminal. La flèche marque l'emplacement actuel du Fossé .

- UNE TRANSVERSALE -

plus nombreuses à l'Est qu'à l'Ouest (fig. I-8) ; elles se sont empilées au cours de leur déplacement relatif vers le NE. Chaque chevauchement s'aplatit en profondeur (forme listrique), où il fusionne avec le décollement majeur basal. En surface, il s'enracine axialement dans le coeur où le flanc d'un anticlinal, aussitôt relayé par un second qui prend naissance dans un pli adjacent (Irish, 1965, Price, 1965, Dahlstrom, 1970). De la sorte, il est toujours possible de traverser les Rocheuses par un itinéraire sans nul doute très contourné, sans croiser un seul chevauchement. Le raccourcissement total de la couverture, évalué à environ 50% (Price et Mountjoy, 1970, p. 15) s'est ainsi distribué sur un réseau de plans de glissement listriques discrets, se relayant les uns les autres. La couverture n'a donc jamais totalement perdu sa cohésion, ce qui a conduit ces auteurs à considérer la déformation comme plastique à l'échelle de la Cordillère.

I-21 : Analyse stratigraphique

Les Rocheuses et la Chaîne d'Omineca participent, du Précambrien terminal au Dévonien, à une logique sédimentaire commune, détritique à la base, puis carbonatée et pélitique. Cette dernière se poursuit jusqu'au Jurassique terminal, dans les Rocheuses uniquement. Les auteurs (Douglas *et al.*, 1970) y reconnaissent des dépôts de plate-forme et de talus continental. Wheeler et Gabrielse (1972, p. 5) suggèrent que la crête du talus se soit située paléogéographiquement aux environs du Fossé des Rocheuses, zone au-delà de laquelle Price et Mountjoy (1970, p. 16) avaient remarqué un soudain épaississement de la série sédimentaire. D'une manière générale, l'épaisseur s'accroît du NE vers le SW, de 1800 m à plus de 12000 m. Une telle variation tient à l'action simultanée de deux facteurs (fig. I-9) :

- l'épaississement individuel de chaque unité stratigraphique ;
- le passage graduel du NE vers le SW, d'une série condensée lacuneuse à une série compréhensive.

Du Jurassique terminal au Paléocène se dépose dans les Rocheuses une séquence détritique génétiquement liée à la mise en place des structures (Price et Mountjoy, 1970).

Au total, la succession lithologique enregistrée dans les Rocheuses recouvre quatre cycles sédimentaires (Dercourt, 1972) :

- . Hélikien (Protérozoïque moyen) ;
- . Hadrynien (Protérozoïque supérieur) et Paléozoïque inférieur ;
- . Paléozoïque supérieur à Jurassique ;
- . Jurassique terminal à Paléocène.

## - INTRODUCTION -

Cycle Hélikien :

Débutant il y a 1600 M.A. (Burwash *et al.*, 1964) et se terminant il y a 850 M.A., le cycle Hélikien est caractérisé par des dépôts détritiques puissants et monotones, à grain très fin, localement intercalés de laves (basalte, andésite). On les trouve actuellement au Nord des Etats Unis (groupe *Belt*) et au Sud du Canada 51ème parallèle (groupe *Purcell*). Il semble que la sédimentation se soit effectuée dans un bassin épicrotonique, sensiblement allongé NNW-SSE, et périodiquement soumis, à des mouvements épirogéniques (Harrison, 1972). Deux sources d'alimentation ont été reconnues : l'une au Sud et l'autre à l'Est où les faciès évoquent un environnement littoral (Price, 1964 b).

Entre 850 et 150 M.A. les dépôts des groupes *Purcell - Belt* furent affectés par un magmatisme intrusif abondant, bientôt suivi d'un épisode de déformation, plutonisme et métamorphisme, constituant l'orogénèse d'East Kootenay (White, 1959).

Cycle Hadrymien à Paléozoïque inférieur

Durant l'Hadrymien (750 - 600 M.A.) et le Paléozoïque inférieur, la marge occidentale du craton canadien, subsidente, voit s'accumuler des sédiments d'abord détritiques, passant ensuite progressivement à des carbonates et à des pélites. Ces carbonates constituent l'essentiel des reliefs actuels des Rocheuses.

Des phénomènes épirogéniques, influant sur le taux de subsidence, ont par endroits déterminé des reliefs où la série stratigraphique se trouve de ce fait réduite. Certaines régions sont ainsi restées longtemps émergées, et ont été soumises à l'érosion (Reesor, 1957). Tel fût le cas de la Montania (Deiss, 1941), au niveau de la frontière Canada-U.S.A., qui resta émergée durant tout l'Hadrymien et la majeure partie du Paléozoïque inférieur (Norris et Price, 1966). Elle était limitée au NW par des failles de direction NE, actives jusqu'au Dévonien (Leech, 1954, 1960).

A la base de la série hadrymienne, un dépôt très grossier et irrégulier; le *conglomérat de Toby*, est souvent interprété (Aalto, 1971, Crittenden *et al.*, 1972) comme étant d'origine glaciaire ou périglaciaire. Au-dessus, 2 à 3000 m de dépôts détritiques grossiers à fins, constituent la série de *Vindermere*. Celle-ci est à son tour recouverte, localement en concordance (Charlesworth *et al.*, 1967), ailleurs en très légère discordance (Aitken, 1969), d'une séquence de quartzites montant jusque dans le Cambrien inférieur. Au SW du Fossé, ces quartzites sont partout concordants sur l'Hadrymien (North, 1971), tandis que vers le NE, ils finissent par reposer directement sur le socle (Aitken, 1966). Mountjoy et Aitken (1963) ont situé la patrie d'alimentation de toute cette série détritique basale, dans le craton canadien adjacent au NE.

Du Cambrien moyen au Silurien la série devient carbonatée et pélitique, bien que dans les Plaines Intérieures la formation transgressive basale, diachronique, conserve une nature gréseuse (Aitken, 1966). Par la suite, aucun cycle sédimentaire ne s'étendra aussi loin sur le Rouclier.

- UNE TRANSVERSALE -

Vers le SW, c'est-à-dire vers le bassin océanique, les faciès carbonatés passent brusquement à des faciès argileux (Cook, 1967). Corrélativement se produit un changement dans le style de la déformation (*cf. infra*). Dans les successions lithologiques du Paléozoïque inférieur des Rocheuses, Aitken (1968) a observé l'existence de cycles sédimentaires majeurs englobant des rythmes mineurs. Il en a déduit l'effet d'un basculement saccadé du craton, autour d'un axe migrant vers le NE.

Cycle Paléozoïque supérieur à Jurassique

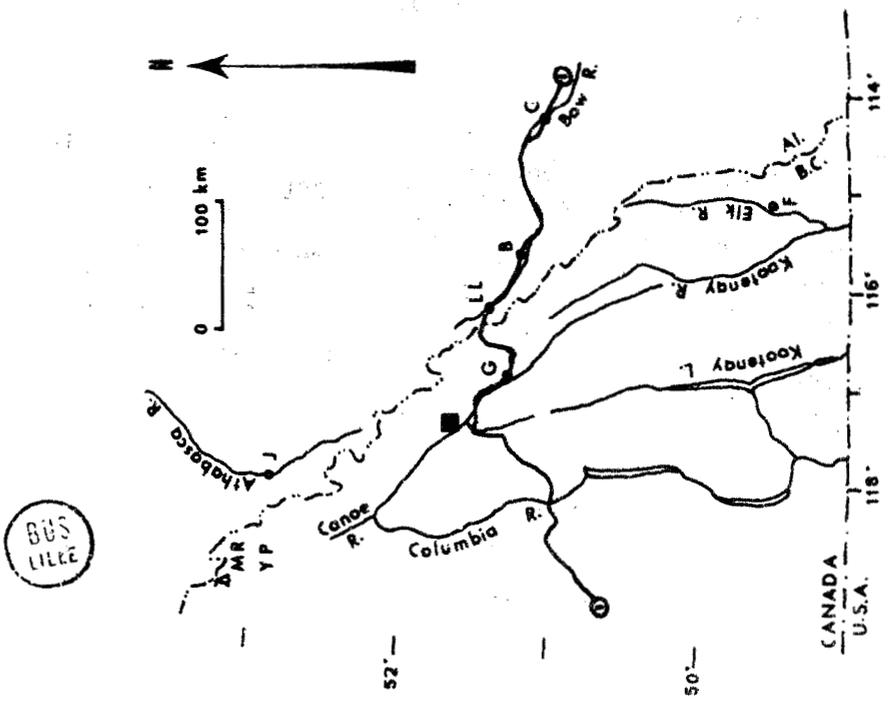
Dans les Rocheuses méridionales le Dévonien inférieur manque totalement, et le Dévonien moyen est réduit. Au-dessus, le Dévonien supérieur repose en discordance générale, sur divers niveaux allant du socle précambrien au Dévonien moyen. Cette discordance est l'écho de l'important épisode de déformation ayant affecté la partie septentrionale de l'orogène columbien ( . p. 9). Au Sud du 56ème parallèle il semble qu'à la même époque se soit manifesté un léger magmatisme. C'est ainsi que les intrusions alcalines de l'*Ice River Complex*, dans l'Ottertail Range (Allan, 1954), ont livré des âges radiométriques allant de 392 à 327 M.A. c'est-à-dire du Dévonien au Mississippien. Durant cette période, la sédimentation est carbonatée, évaporitique, accessoirement pélitique, et comporte quelques interruptions mineures.

Ensuite, une succession de cycles sédimentaires secondaires abandonnent des grès au Pennsylvanien, des carbonates et des jaspes au Permien, des siltstones, des pélites et quelques carbonates au Trias. Les dépôts du Permo-Trias sont moins épais que ceux du Carbonifère mais tous s'amincissent vers le NE, et pour certains vers le Nord ; Ils sont séparés, les uns des autres par un faisceau de faibles discordances, convergent vers le craton. Au Jurassique la succession sédimentaire comporte d'abord des évaporites et carbonates, puis des pélites, enfin des grès.

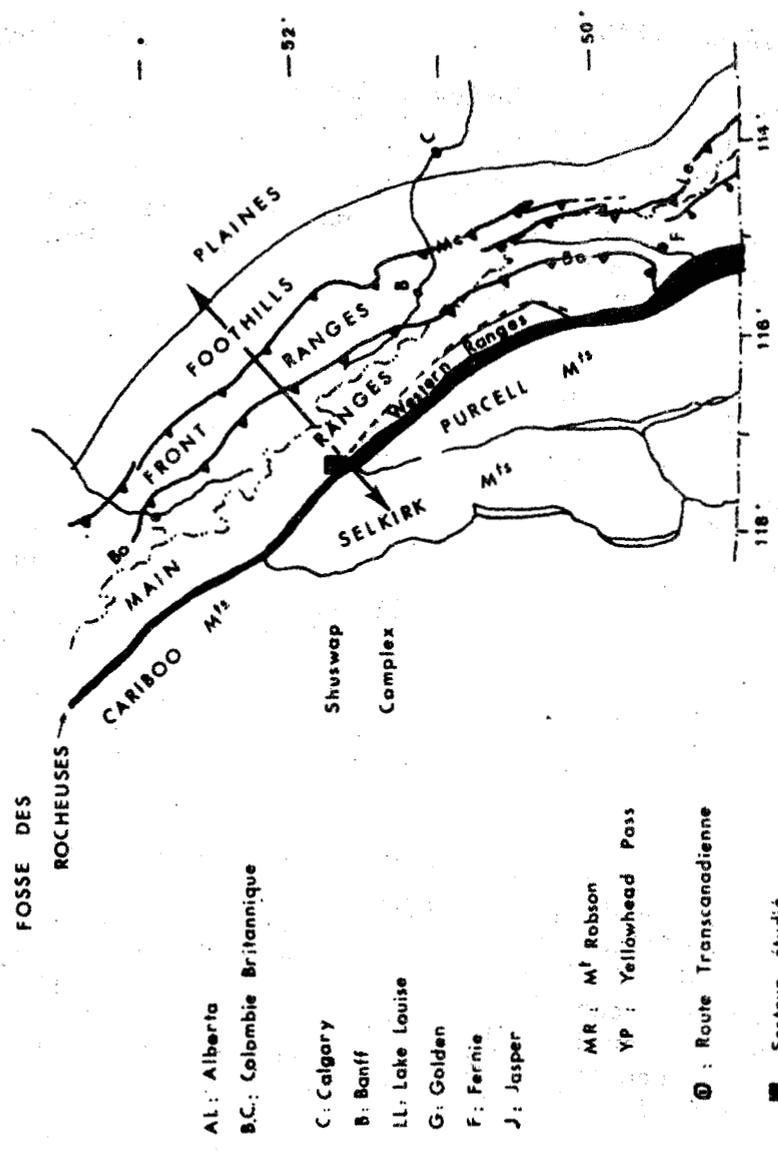
Depuis l'Hadrynien jusqu'à une époque tardive de Jurassique le Bouclier canadien constitue la principale source d'alimentation des sédiments.

Cycle Néojurassique à Paléocène

Du Jurassique terminal au Paléocène se dépose une série détritique puissante, tantôt marine, tantôt continentale. Elle affleure actuellement dans les Plaines Intérieures et la partie orientale des Rocheuses. La distribution géographique des lithologies et des différentes textures des dépôts (granulométrie, classement, ...) suggèrent un modèle de sédimentation autophagique. La mise en place de structures au SW crée des reliefs qui, soumis à l'érosion, ont alimenté une avant-fosse molassique, migrant vers le NE avec l'orogénèse (Price et Mountjoy, 1970).



Carte physiographique



Carte structurale

- AL: Alberta
- B.C.: Colombie Britannique
- C: Calgary
- B: Banff
- LL: Lake Louise
- G: Golden
- F: Fernie
- J: Jasper
- MR: M<sup>r</sup> Robson
- YP: Yellowhead Pass
- : Route Transcanadienne
- : Secteur étudié

Failles de : Bo: Borgeau, Mc: Mc Connell, Le: Lewis  
 ↑ Coupe de la fig. I-8

fig. I-10 Secteur oriental de la Cordillère méridionale

## I-22 : Les unités structurales

### Les Rocheuses :

La couverture sédimentaire des Rocheuses s'est écaillée indépendamment de son socle induré (cf. p. 8). Les chevauchements situés à la base de chaque écaille sont génétiquement liés aux plis, et leur développement est contrôlé par la stratification (Price, 1964, Dahlstrom, 1969). En particulier, ils abondent dans les formations incompetentes, tandis qu'ils tranchent sous une plus grande incidence, les formations compétentes (Dahlstrom, 1970, p. 344).

Ainsi, selon l'épaisseur et la nature de la succession lithologique observée a-t-on pu (North et Henderson, 1954) distinguer dans les Rocheuses des régions naturelles, qui sont aussi des unités structurales. Ce sont, du NE vers le SW : (fig. I-11) : les *Foothills*, les *Front Ranges*, les *Main Ranges*.

### Les Foothills

Les Foothills forment une zone de collines basses, essentiellement constituées à l'affleurement de faciès détritiques bien datés Crétacé-Paléocène. Ces formations relativement incompetentes ont été débitées en écailles très serrées (fig. I-8).

### Les Front Ranges

Dans les Front Ranges un nombre restreint d'écaillès répète un même motif structural du NE au SW (fig. I-8) :

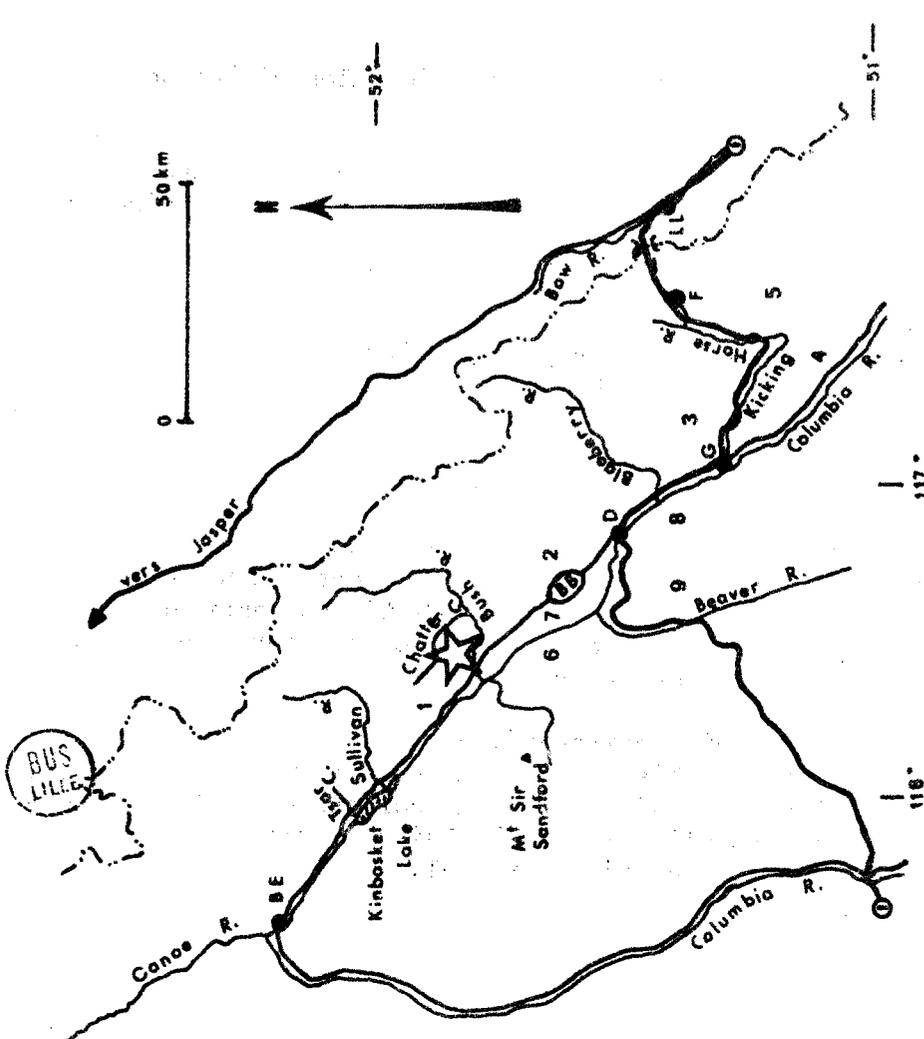
- un monoclinale à pendage SW, formé de carbonates (Paléozoïque supérieur) détermine des reliefs élevés, et présente un front de falaises ;
- un synclinal, à coeur de Trias et Jurassique, souvent déversé vers le NE

L'ensemble se développe sur une largeur d'ordre kilométrique mais peut, longitudinalement s'étendre sur plus de 100 kilomètres.

### Les Main Ranges

Les Main Ranges correspondent à la partie des Rocheuses où la série stratigraphique est la plus épaisse. De plus, elles contiennent le passage de faciès carbonates - pélites (cf. p. 15), effectif du Cambrien moyen à l'Ordovicien (Cook, 1967). L'influence de ces deux facteurs sur le style de la déformation permet de distinguer :

- les *Eastern Main Ranges*; à faciès carbonaté, caractérisées par un style lourd où dominant des plis ouverts que transportent un petit nombre de larges écaillès (fig. I-8). Les carbonates du Paléozoïque inférieur déterminent d'importantes falaises surmontant les formations incompetentes du Précambrien terminal.



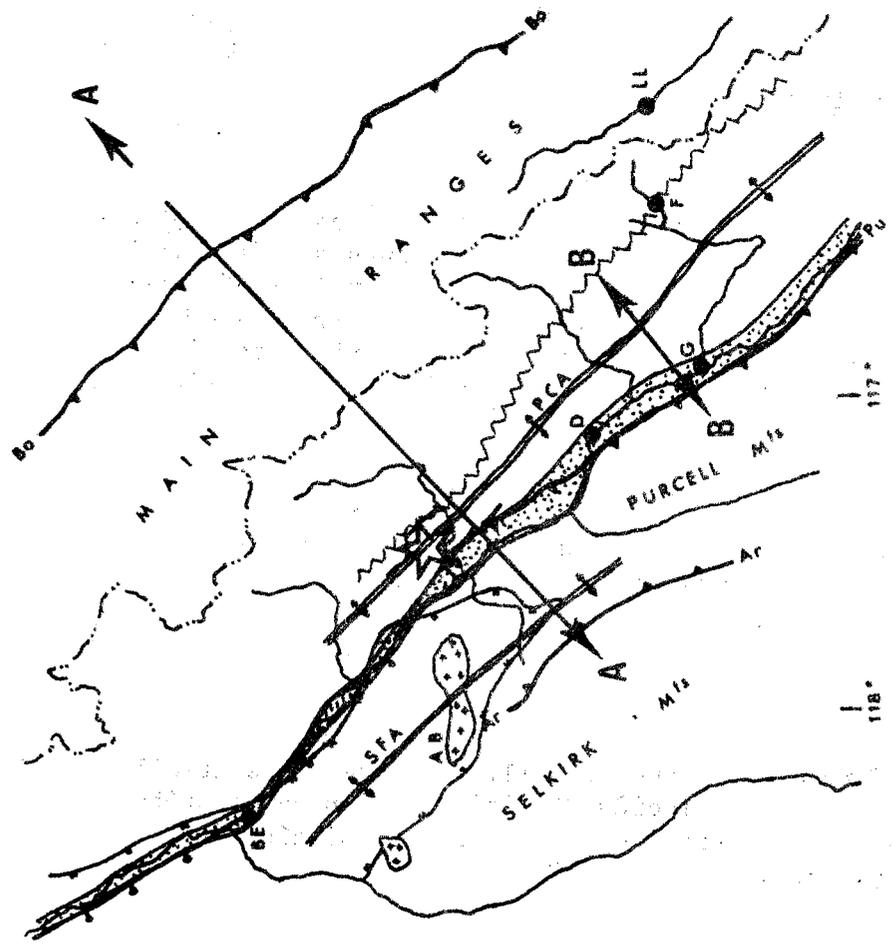
**Carte physiographique**

- Route Transcanadienne
- Big Bend Highway

- 1 Solitude Range
- 2 Blackwater Range
- 3 Van Horne Range
- 4 Brisco Range
- 5 Ottertail Range
- 6 Esplanade Range
- 7 Blackwater Ridge
- 8 Dogtooth Range
- 9 Prairie Hills

- BE Boot Encampment
- D Donald Station
- G Golden
- F Field
- LL Lake Louise

fig. I-11 Les environs de Solitude Range



**Carte structurale**

- Failles de : Bo : Borgeau Pu : Purcell Ar : Argentine
- PCA : Porcupine Creek Anticlinorium
- SFA : Selkirk Fan Axis
- AB : Adamant Batholith

Zone de passage latéral de faciès



Secteur étudié

## - SOLITUDE RANGE -

- les *Western Main Ranges*, à faciès argileux : la déformation à l'échelle de l'échantillon y est prépondérante ; le développement d'une schistosité serrée s'accompagne d'un épaissement tectonique sensible (Cook, 1970).

Sur la figure I-8 le passage de faciès coïncide avec la faille de *Chatter Creek*.

Les Selkirk Mountains

Dans le secteur étudié, les *Selkirk Mountains* représentent la bordure orientale de la Chaîne d'Omineca (fig. I-3), et sont essentiellement formées de terrains d'âge Précambrien terminal à Cambrien. Elles sont marquées par une culmination métamorphique allongée débordant légèrement sur les Rocheuses le long du Fossé (Fyles, 1960, Wheeler, 1963, 1965), et indiquant la présence probable en profondeur d'un dôme gneissique, satellite de ceux de Shuswap (Price et Mountjoy, 1970). De part et d'autre de cette culmination, les structures sont déversées en éventail (Wheeler, 1965, p. 21). L'ensemble chevauche les Rocheuses par la faille Purcell (fig. I-8) dont la trace court le long du Fossé (fig I-11).

I-3 : Le secteur de Solitude RangeI-31 : Localisation

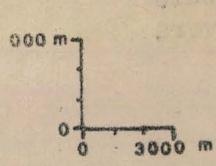
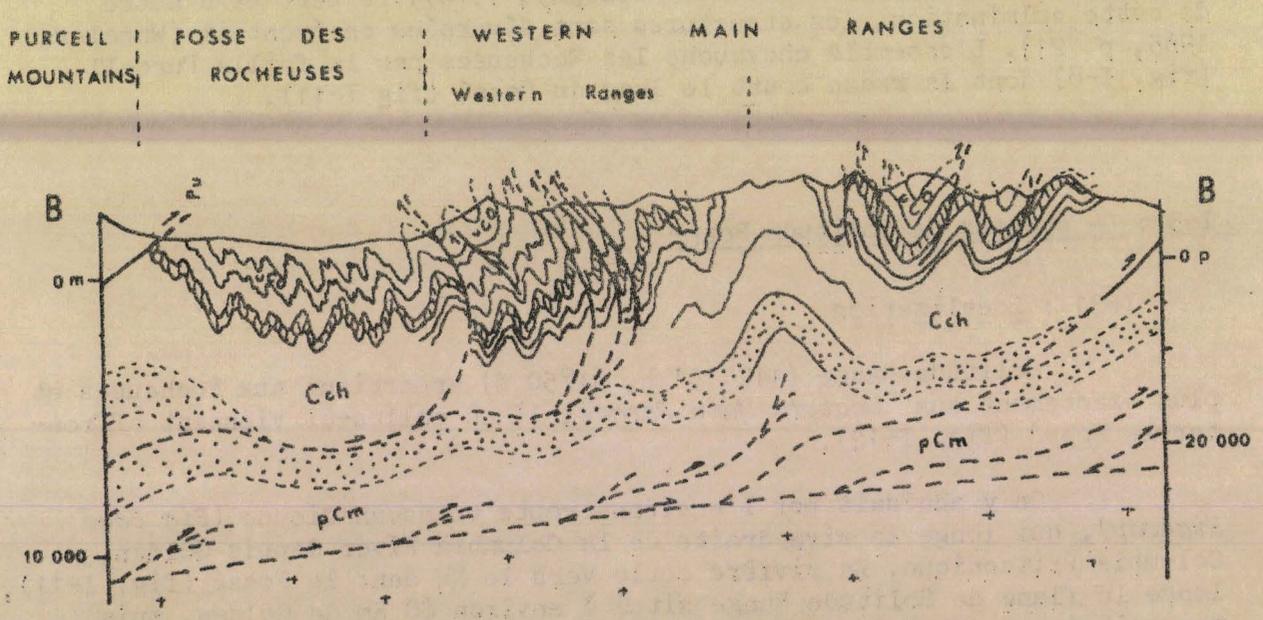
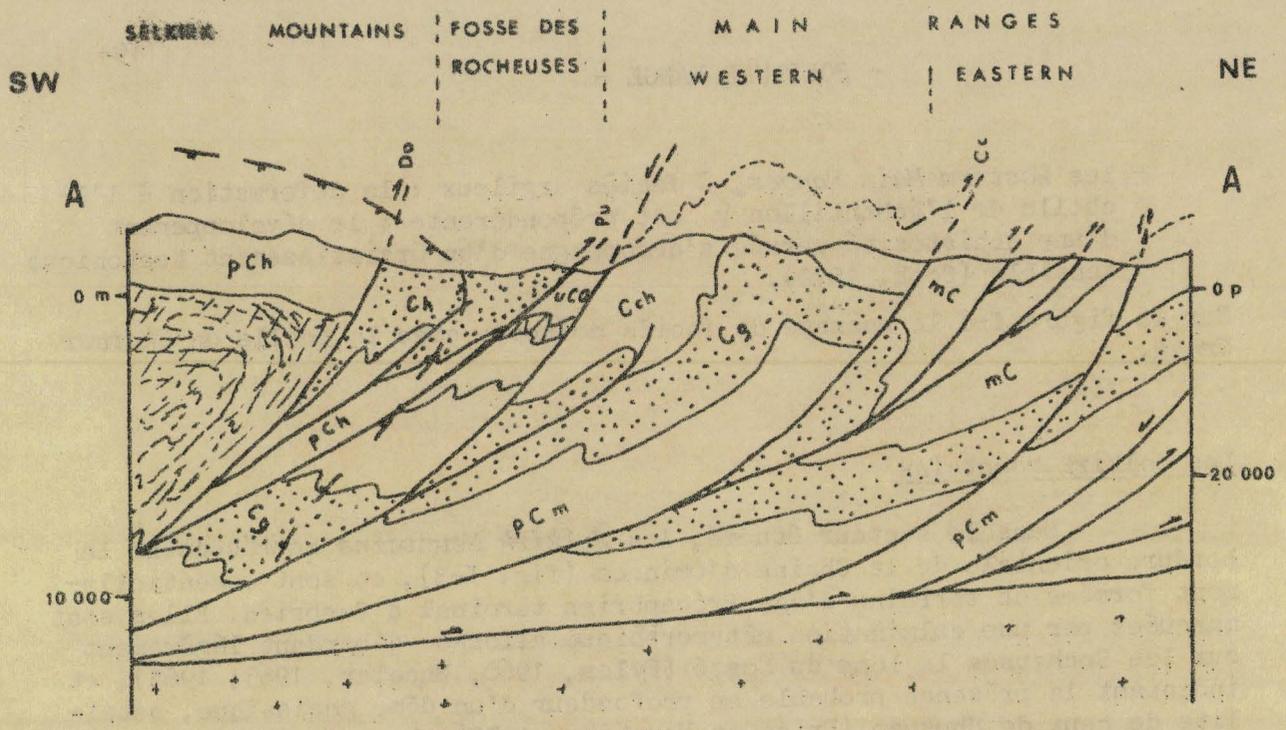
Solitude Range ( $117^{\circ}35' W$ ,  $51^{\circ}50' N$ ) appartient aux Rocheuses et plus exactement aux *Western Main Ranges*, là où celles-ci viennent affronter le Fossé (fig. I-12).

On y accédait par l'ancienne route transcanadienne (*Big Bend Highway*), qui longe la rive droite de la Columbia River depuis Golden, Colombie Britannique. La rivière coule vers le NW dans le Fossé (fig. I-11), longe le flanc de Solitude Range situé à environ 80 Km de Golden, puis poursuit jusque Boat Encampment où elle sort brutalement du Fossé vers l'Ouest pour redescendre ensuite vers le Sud.

I-32 : Travaux antérieurs

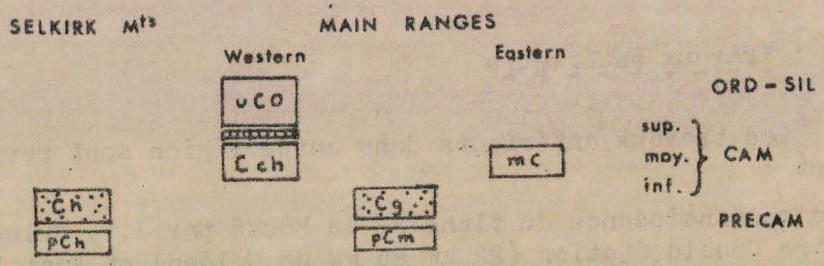
Les travaux antérieurs dans cette région sont peu nombreux et comprennent :

- une reconnaissance du flanc NE du Fossé par J.T. Fyles (1960) entre Donald Station (22 km au NW de Golden) et Boat Encampment ;
- un lever cartographique à l'échelle de 1 pouce pour 4 miles (1.250.000 environ) par J.O. Wheeler (1963, 1965) entre le 51ème et 52ème parallèles, et entre les longitudes  $117^{\circ}$  à  $119^{\circ} W$ .



Failles de: Dp: Dogtooth, Pu: Purcell, Cc: Chatter. creek

— — — Isograde du grenat



BUS LILLE

fig. I-12 L'Anticlinorium de Porcupine Creek, d'après: (cf fig. I-11)

coupe AA: PRICE et MOUNTJOY (1970)

coupe BB: BALKWILL (1973)

## - SOLITUDE RANGE -

- deux brèves visites de détail dans le voisinage de la faille de Chatter Creek par Wheeler et Aitken d'une part, et R.A. Price d'autre part (Aitken, Price, communications personnelles, 1972).

I-33 : Cadre géologique

Solitude Range appartient à un secteur des *Western Main Ranges* où la série stratigraphique s'étend du Précambrien terminal à la base du Cambrien moyen. Trois groupes lithologiques constituent cette série, à savoir de haut en bas :

- les pélites et carbonates du groupe *Chancellor* ;
- les quartzites et pélites du groupe *Gog* ;
- les pélites et lentilles conglomératiques du groupe *Miette*.

Le Cambrien inférieur débute dans les premiers niveaux du groupe *Gog* avec lequel il se termine (Fritz, 1972).

D'un point de vue structural, le groupe *Gog*, compétent, est intercalé entre les deux ensembles incompetents des groupes *Miette* et *Chancellor*. Le *Gog* esquisse un vaste anticlinorium déversé en éventail sur chacun de ses flancs, et à plongement axial faible vers le SE (anticlinorium de Porcupine Creek) (Balkwill, 1968). On le suit axialement au Sud du 50ème parallèle jusque dans la région de Fernie, où par suite du plongement, la série se complète jusqu'au Dévonien moyen (Leech, 1958, 1960). A partir de Solitude Range, vers le NW, une telle structure n'a, à ce jour, pas encore été clairement reconnue (R.B. Campbell, communication personnelle 1973). Néanmoins jusqu'à la latitude de Boat Encampment il semble qu'on puisse distinguer une vaste structure anticlinale disparaissant ensuite dans une culmination majeure qui affecte l'ensemble des *Main Ranges* (Price et Mountjoy, 1967, p. 111).

Ainsi peut-on suivre sur près de 500 km l'anticlinorium de Porcupine Creek. Mais Solitude Range est le seul endroit où affleurent les quartzites de *Gog* dont Balkwill (1968) a souligné l'importance dans la genèse et la forme de l'anticlinorium.

Sur presque toute sa longueur le flanc SW de l'anticlinorium fait affleurer des formations très incompetentes et très déformées du Paléozoïque inférieur, dans lesquelles toutes les structures sont déversées vers le SW : plis, failles, schistosité. Cette disposition particulière, contraire à celle rencontrée partout ailleurs dans les Rocheuses, avaient conduit North et Henderson (1954) à distinguer une province structurale supplémentaire : les *Western Ranges*, limitées à l'Est par les *Main Ranges* et à l'Ouest par le Fossé. Ils pensaient en outre que la séparation avec les *Main Ranges* correspondait, sur toute sa longueur, à une zone faillée complexe : le *White River Break*. Les travaux ultérieurs, plus détaillés, n'ont pas confirmé cette hypothèse (Wheeler, 1963, Balkwill, 1968, Price et Mountjoy, 1966, 1970).

Les pentes SW de Solitude Range constituent le flanc SW de l'anticlinorium. Toutes les structures situées au SW des Van Horne Range et Blackwater Range (fig. I-11) semblent ainsi disparaître progressivement entre Golden et Solitude Range, sous la Faille Purcell, dont on peut suivre la trace au fond du Fossé.

CHAPITRE II

- STRATIGRAPHIE -

VI • • • • •

LA SEME L'IMPRESA L'OPINIONE A QUINDE DANCE



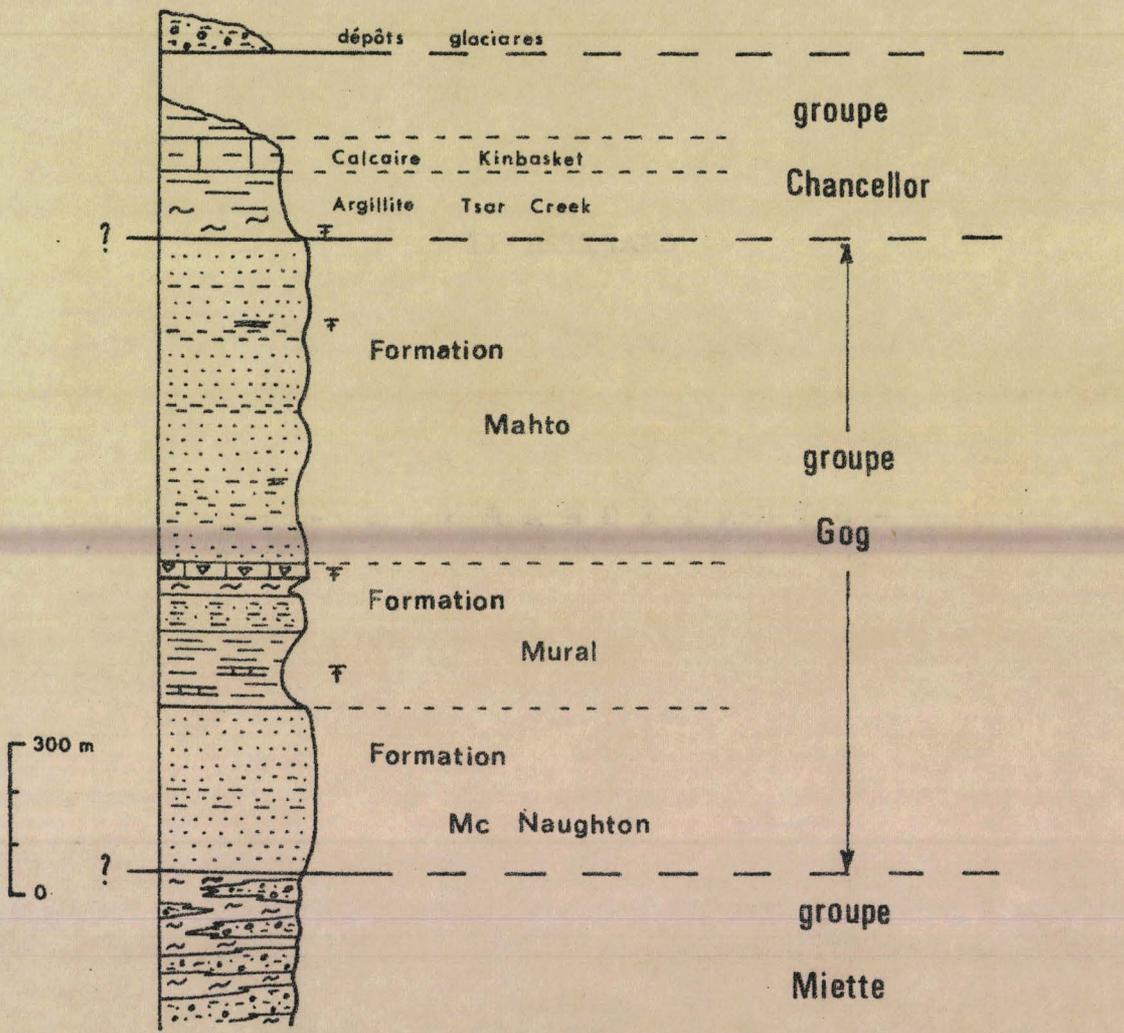


Fig. II-1 : LA SERIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE A SOLITUDE RANGE

- 1. conglomérat
- 2. grès et quartzite
- 3. siltstone
- 4. ardoises et schistes
- 5. calcaire argileux
- 6. calcaire à Archeocyathides

BUS  
LILLE

## - STRATIGRAPHIE -

II- STRATIGRAPHIEII-1 : La série lithostratigraphique de Solitude Range

La série stratigraphique de Solitude Range s'étend du Précambrien terminal (Hadrymien) à la base du Cambrien moyen (fig. II-1). Elle recouvre trois ensembles lithologiques qui sont de haut en bas :

- les pélites et carbonates du groupe *Chancellor* attribué au Cambrien moyen ;
- les quartzites, pélites et les rares carbonates du groupe *Gog*, dans lesquels apparaissent des fossiles du Cambrien inférieur ;
- les pélites, siltstones et conglomérats du groupe *Miette*, représentant l'Hadrymien.

Le contact entre *Miette* et *Gog* est le siège d'une importante disharmonie structurale. Entre *Gog* et *Chancellor* le contact n'a pu être observé qu'en un seul endroit, où il paraît concordant.

Dans le fond du Fossé, au pied de Solitude Range, les terrains du groupe *Chancellor* sont tectoniquement surmontés par des dépôts détritiques qui, situés au toit de la faille Purcell appartiennent à la province structurale des Selkirk (cf. p. 22). Ces dépôts sont rapportés au groupe *Horsethief Creek* d'âge Hadrymien, équivalent latéral du *Miette* (Wheeler, 1963) (fig. II-2).

Il a déjà été signalé (cf. p. 22) que Solitude Range était affectée par la culmination métamorphique des Selkirk Mountains (Wheeler, 1963, 1965). Les affleurements des groupes *Miette* et *Gog* appartiennent dans leur totalité à la zone à chlorite. Mais le degré de métamorphisme croît vers l'Ouest (carte hors-texte), où partie du groupe *Chancellor* atteint la zone à grenat. Il varie de la zone à biotite jusqu'à celle de la staurotite (?) dans le groupe *Horsethief Creek* au fond du Fossé.

BUS  
LILLE

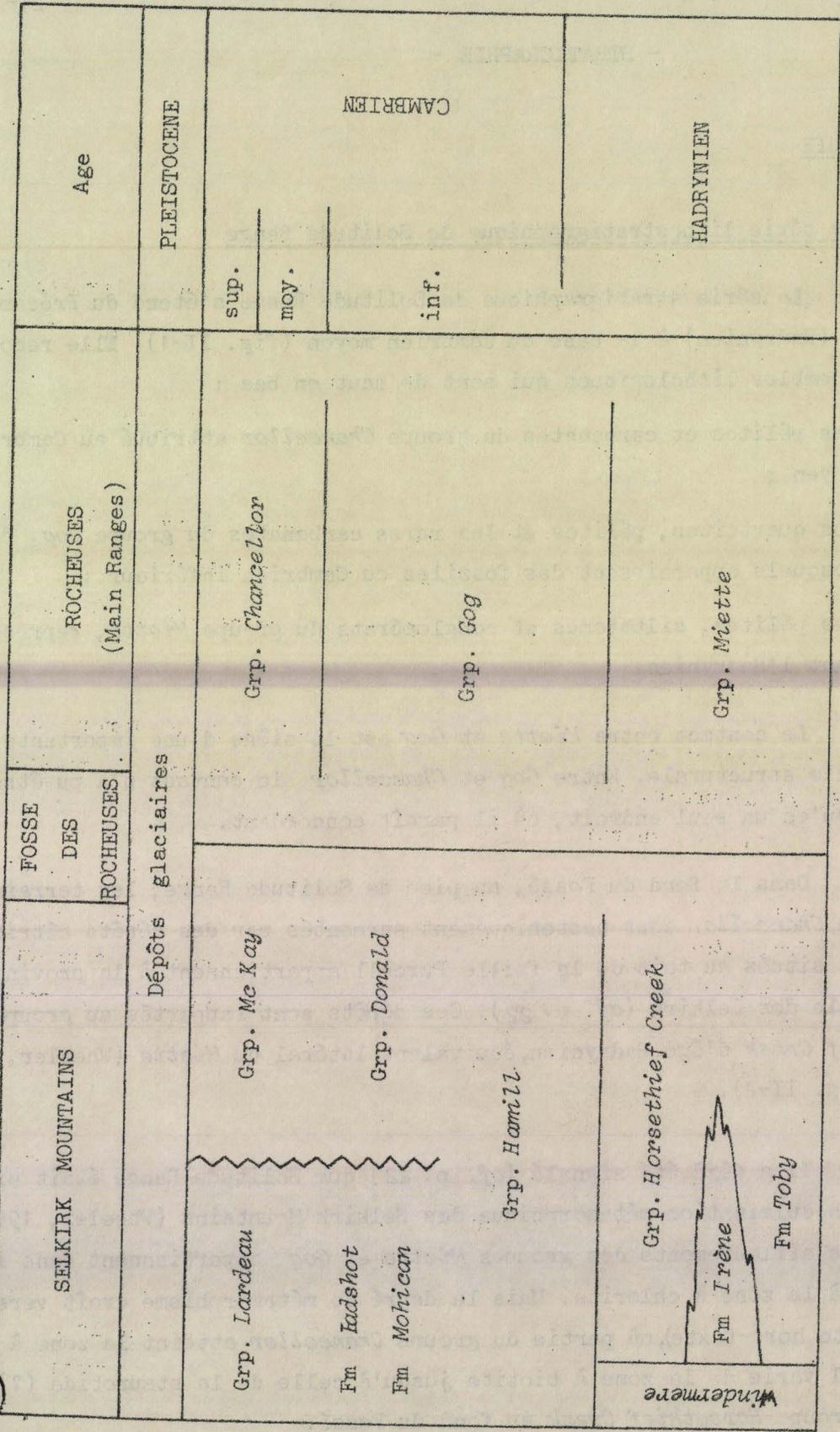


Fig. II-2 : NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE DE PART ET D'AUTRE DU FOSSE des ROCHEUSES A LA LATITUDE DE SOLITUDE RANGE.

II-2 : L'HadrymienII-21 : Dans les Rocheuses : le groupe MietteHistorique :

Walcott (1913) et Allan *et al.* (1932) définissent les "grès de Miette" dans la vaste culmination axiale des Main Ranges allant de Yellowhead Pass (118° 30' W, 52° 50' N) à Jasper (118° 05' W, 52° 50' N) (fig.

Ultérieurement, Mountjoy (1962) définit le "groupe Miette" dans lequel sont rassemblées toutes les formations situées sous les quartzites du groupe Gog. Cette définition d'abord restreinte au district de Mount Robson (fig. II-3), fut étendue par la suite (Charlesworth *et al.*, 1967).

A 250 km vers le SE, dans la région de Lake Louise (fig. II-3), une culmination plus modeste avait conduit à l'observation de séquences semblables (Walcott, 1910). Walcott (1910) et Deiss (1939) en attribuèrent une partie au Cambrien inférieur. Aitken (1969) récusait cette interprétation et les rattacha au groupe Miette.

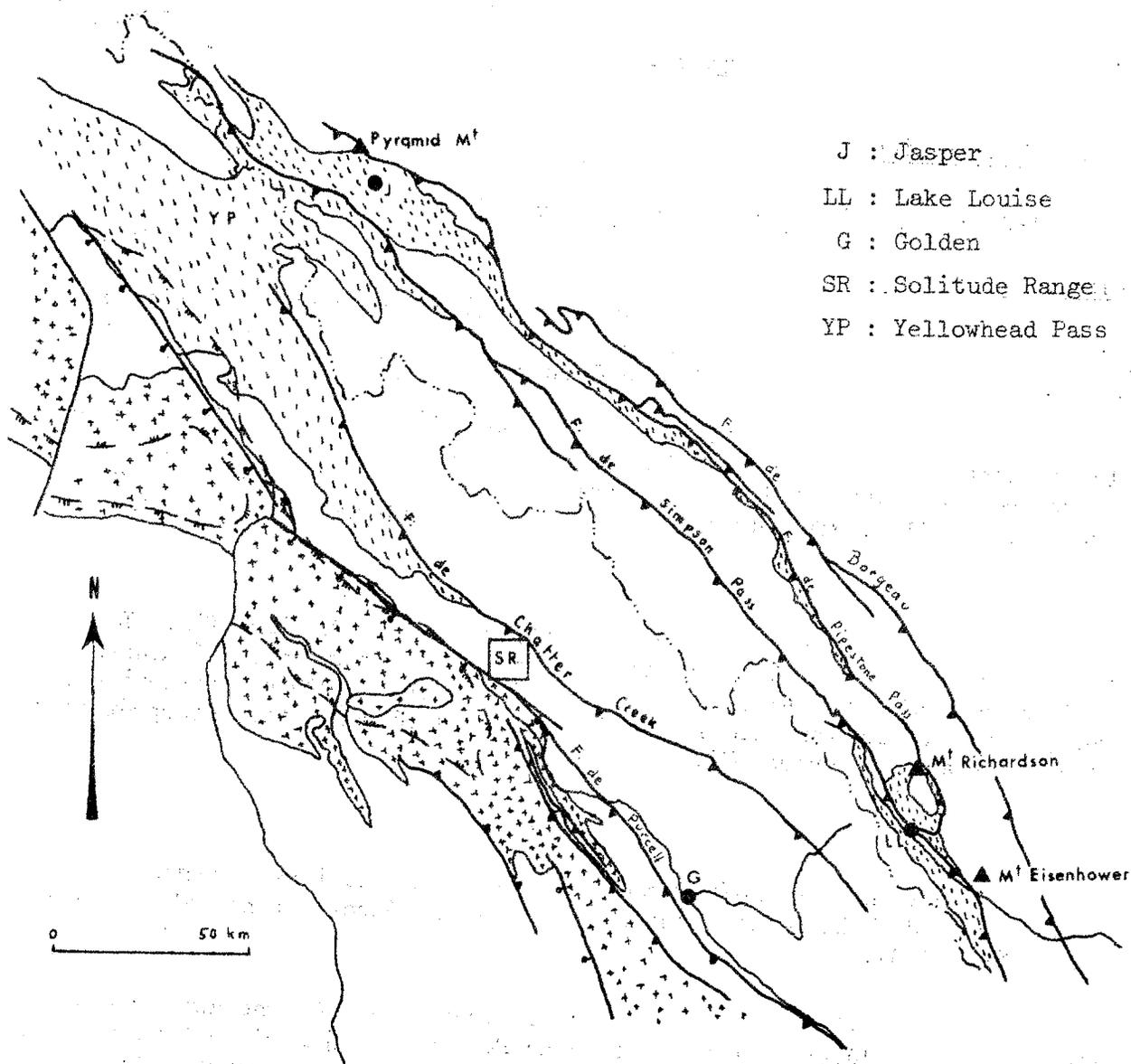
Au front des *Main Ranges*, les deux culminations structurales de Jasper et de Lake Louise sont reliées par une étroite bande d'affleurement (fig. II-3).

A l'arrière des *Main Ranges*, le long du Fossé, une autre bande d'affleurement s'étend depuis Yellowhead Pass au NW, jusqu'à Solitude Range au SE, où elle disparaît au cœur de l'anticlinorium de Porcupine Creek (Wheeler, 1967, Price, 1967). Aucun lien n'est connu en surface avec la culmination de Lake Louise (fig. II-3).

Les environs de Solitude Range

A quelques kilomètres au NW de Solitude Range, le long du cours inférieur de Tsar Creek (fig. I-18), Fyles (1960, p. 92) avait décrit le *Quartzite Sullivan* comprenant :

- un membre supérieur de grès argileux et quartzites gris à bruns, quelques pélites et deux horizons calcaires ; sa base est marquée par une unité aisément repérable de quartzites blancs à grains fins, dépassant 65 m d'épaisseur ;
- un membre inférieur de microconglomérats (faciès "grits" : cf. p. ), massifs gris-clair, et de schistes verts intercalaires.



J : Jasper  
 LL : Lake Louise  
 G : Golden  
 SR : Solitude Range  
 YP : Yellowhead Pass

Rocheuses		groupe Miette
Selkirk Mts		groupe Horsethief Creek

Fig. II-3 : L'HADRYNIEN DANS LES ROCHEUSES ET LES SELKIRK Mts

Extrait de la carte de CAMPBELL, 1971



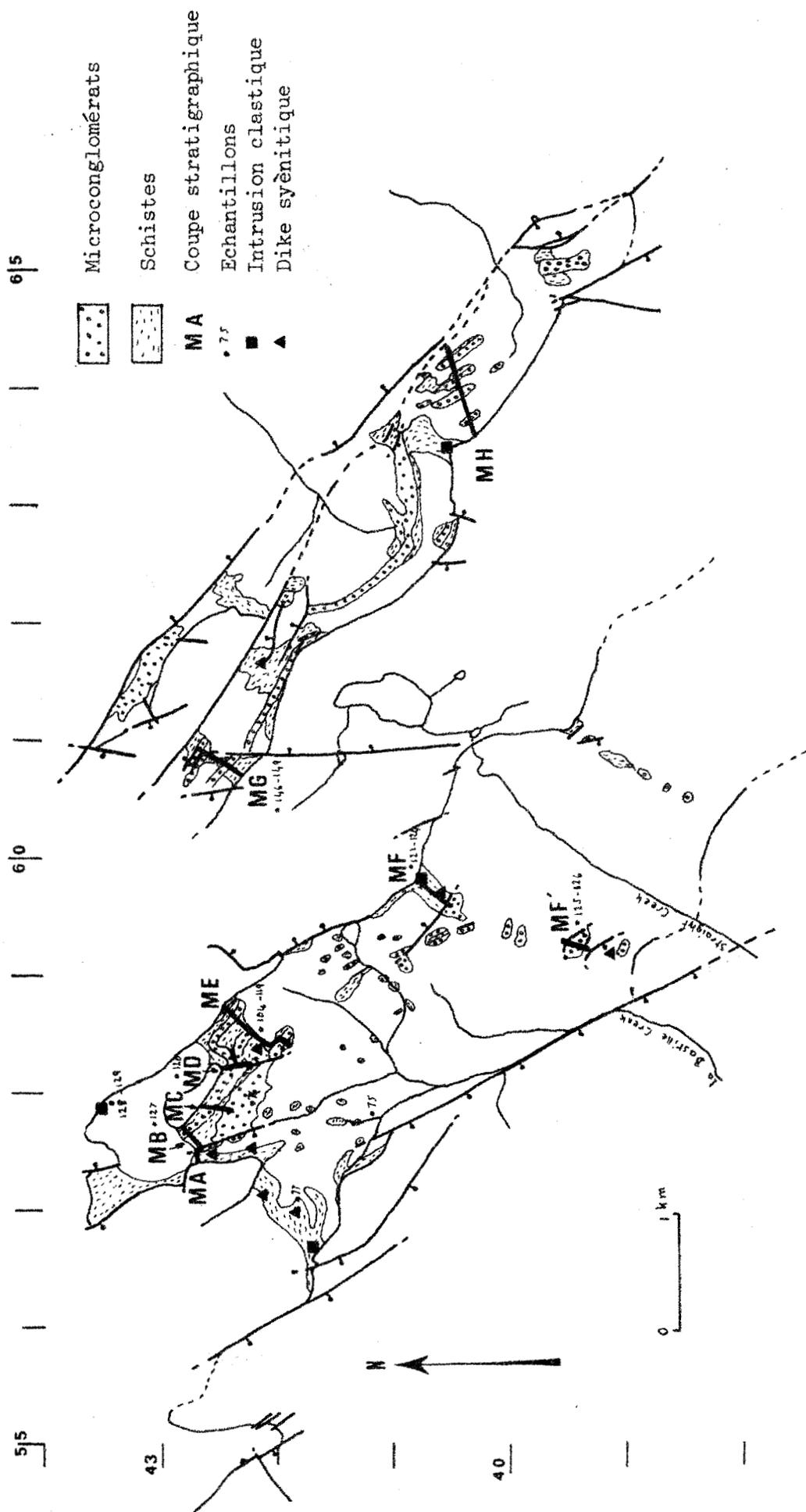


Fig. II-4 : AFFLEUREMENTS DU GROUPE MIETTE A SOLITUDE RANGE



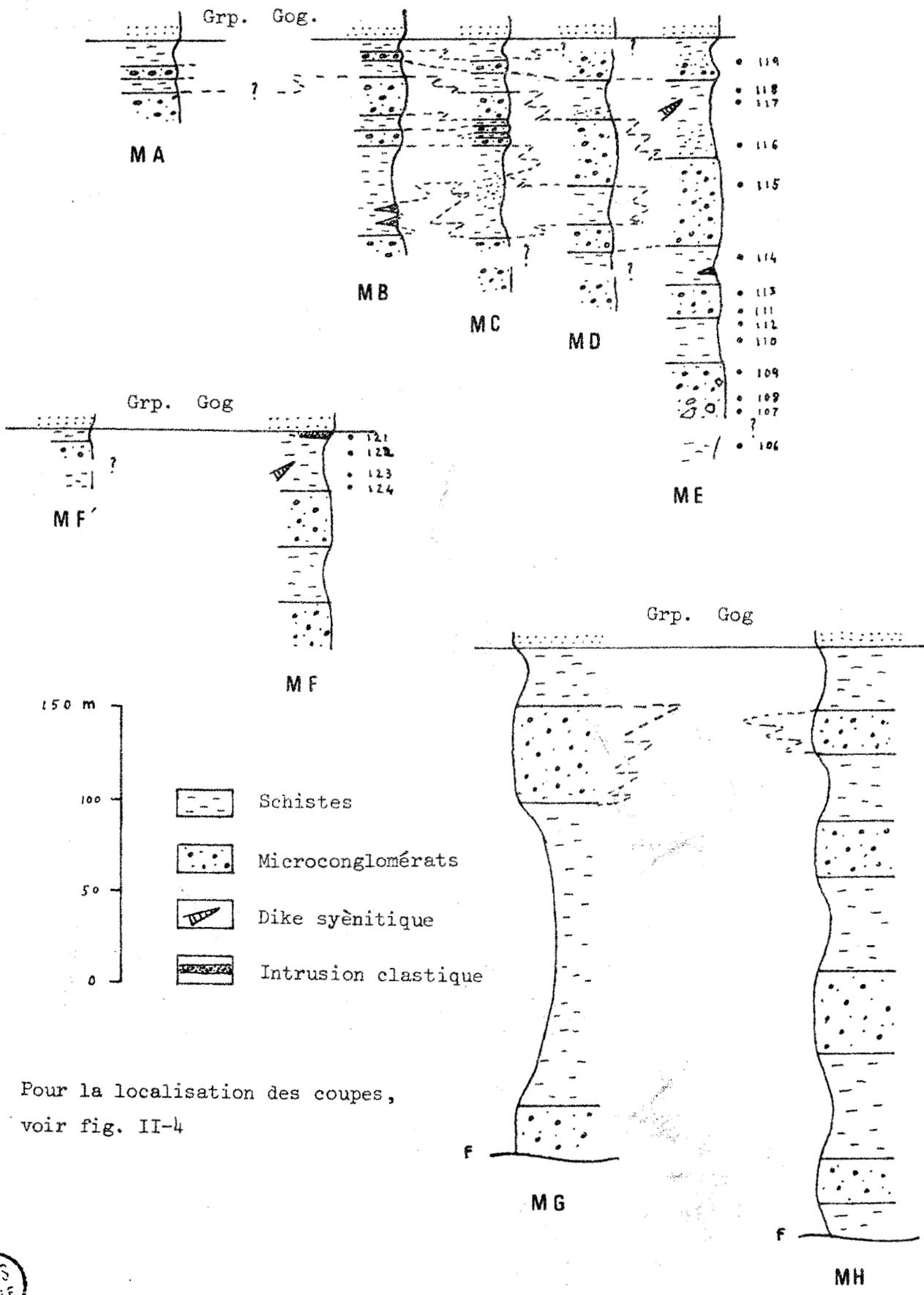


Fig. II-5 : COUPES STRATIGRAPHIQUES DU GROUPE MIETTE



Wheeler (1963, p. 8) reprend et confirme cette description, et évalue en outre à plus de 650 m (2000 pieds) l'épaisseur du membre supérieur. Il reconnaît l'équivalence (Wheeler, 1967) :

- du membre supérieur avec le groupe *Gog* ;
- du membre inférieur avec le groupe *Miette*.

Le terme "*Quartzite de Sullivan*" doit donc tomber en désuétude.

#### Etude d'une coupe

Dans le secteur étudié, les terrains du *Miette* sont exposés au coeur de deux anticlinaux (fig. II-4), où l'érosion a dégagé de vastes cirques. Les affleurements sont rares : les pâturages alpins, la glace ou la neige les recouvrent largement. Les observations sont meilleures sur les parois, sous les falaises abruptes des quartzites du *Gog*, et le long des cols séparant deux cirques contigus.

Cinq coupes (MA à ME : fig. II-4) ont été levées à la corde à noeuds dans l'anticlinal SW, et une (MG) dans l'anticlinal NE.

La plus complète de ces cinq coupes, ME, a été étudiée sur le flanc NE d'un anticlinal entre les points  $x = 585$ ,  $y = 419$  et  $x = 587$ ,  $y = 425$ . Elle a montré de bas en haut (fig. II-5) :

- . moins de 10 m d'ardoises silteuses vert foncé à vert bleuté, à stratification peu apparente ;
- . lacune d'observation sur une dizaine de mètres ;

Mg1a . 25 m de détritique grossier, massif : brèche mal classée dans sa partie inférieure, passant progressivement à un microconglomérat dans sa partie supérieure. La base n'est pas connue. La brèche contient des blocs (jusqu'à 0,50 m de calcaire grésodolomitique gris, de microconglomérat quartzofeldspathique ravinant une dolomie grise (FM 71/107) de quartzophyllade verte. La matrice est formée de grains de quartz bleuté et de feldspaths laiteux de toutes tailles jusqu'à 1 cm.

Mg1b . 15 m de microconglomérats dont la composition et la texture sont analogues à celles de la matrice de l'unité sous-jacente. L'ensemble, altéré en brun clair à grisâtre, est encore massif. Mais dans le détail on peut reconnaître des unités rythmées granoclassées, à contact basal ravinant. Plusieurs de ces rythmes, se terminent par un horizon de phyllades pouvant atteindre près de 30 cm. Dans la partie inférieure du banc sont intercalées des "lames" de quartzophyllades vertes, pouvant atteindre 15 cm de long, et disposées irrégulièrement par rapport aux plans de stratification. Ces lames représentent probablement des galets mous, ainsi que le suggèrent les extrémités recourbées de la plupart d'entre elles, galets ayant subi un remaniement synsédimentaire.

.. masse pélitique comportant à la base des siltstones laminés et des ardoises au sommet. Les siltstones, verts foncés, prédominent. Ils comportent des lamines claires, quartzieuses, très fines (moins de 5 mm), dont certaines apparaissent granoclassées. Localement ces lamines soulignent une stratification ondulée à lenticulaire (Planche II). Dans la partie inférieure de la série, d'abondants cubes de pyrite centimétriques sont légèrement écrasés dans le plan de la schistosité, perpendiculairement à l'une de leurs diagonales.

L'épaisseur de cette séquence pélitique n'a pu être mesurée en raison de nombreux plis de type semblable. On peut l'estimer à la lecture de la carte à une trentaine de mètres.

Mg 2 . 15 m de microconglomérats à altération brunâtre présentant les mêmes caractéristiques que le niveau analogue précédent.

. environ 20 m de phyllades vertes, localement laminées, et intercalées, dans leur partie inférieure, de lentilles microconglomératiques qui s'étendent latéralement sur plus de 10 m mais ne dépassent pas 30 cm d'épaisseur.

Mg 3 . 45 m de microconglomérats à altération brun clair à grisâtre. Les bancs, massifs (1,20 m à 1,80 m) sont séparés par de fins horizons de phyllades (1 à 15 cm). Toutefois ces dernières forment un niveau brun avoisinant 1,80 m, à environ 5 m du sommet. On note encore la présence de galets mous pélitiques.

. environ 12 m de phyllades vertes ;

. 25 à 30 m de siltstones laminés gris à verdâtres, contenant d'abondants cubes de pyrite.

Deux dykes syénitiques à altération brune sont obliques sur la stratification et la schistosité (cf. ch.III).

Mg 4 . 15 m de microconglomérats à altération grisâtre. Les bancs, épais de 0,30 à 1,20 m, sont intercalés d'horizons de phyllades ardoisières pouvant atteindre 1 m d'épaisseur.

. environ 8 m de phyllades vertes à altération rougeâtre intercalées de quelques lentilles gréseuses brunes.

### Les lithofaciès

Seuls les échantillons de la coupe ME ont été examinés en lame mince.

Les microconglomérats présentent le faciès communément désigné par les auteurs anglo-saxons sous le nom de "grits" : gros grains (2-8 mm) de quartz bleuté et de feldspaths, surtout plagioclases. La matrice (30 à 50 % de la roche) est essentiellement grésomiacée. Les minéraux accessoires comportent par ordre d'importance décroissante de la pyrite, de la tourmaline verte à zonation simple, du zircon, de la zoïsite (?). Un échantillon (FM 71/119) a aussi livré quelques baguettes de chloritoïde d'origine métamorphique.

Les phyllades sont essentiellement constituées de chlorite et de micas, auxquels s'ajoutent par endroits une fraction quartzreuse plus ou moins grossière (quartzophyllades).

Les siltstones comportent une matrice micacée (chlorite, séricite muscovite) dominante, parsemée de particules quartzreuses (et feldspathiques ?) allongées parallèlement à la schistosité. Les lamines observées par endroits (cf. p. 34) sont formées de quartz et feldspath (albite probable ?) en grain très fin à silteux. Des granules de pyrite partiellement altérés en hématite, abondent localement, en particulier le long des lamines. Leur origine primaire ou secondaire, n'a pas été éclaircie, à la différence des gros cubes centimétriques précédemment décrits (cf. p. 34). Une chlorite, aux ténites de polarisation bleutées (chlorite Fe-Mg d'après Albee, 1962), et quelques grains fins de tourmaline verte, développés indépendamment de la schistosité, sont probablement liés au métamorphisme.

#### Variations latérales

En résumé, la coupe ME (fig. II-5) a permis d'observer une série, puissante de 210 m, où alternent des microconglomérats et des pélites. Sur une même verticale, toutes les unités d'un même faciès apparaissent peu distinctes les unes des autres.

L'établissement de corrélations lithostratigraphiques avec les coupes voisines nécessite pourtant l'identification d'un banc-marqueur. L'unité bréchique *Mg1* aurait pu être ce banc, mais elle n'affleure qu'en un endroit ( $x = 585$ ,  $y = 419$ ). De petites taches centimétriques vertes, rapportées à de la chlorite, et se détachant toujours nettement sur le fond clair, brun ou gris, des unités grossières, ont été utilisées un moment comme critère. Mais leur abondance variable, aussi bien latéralement que verticalement, ne s'est pas révélée être caractéristique d'un niveau particulier. La seule différence notable entre les divers horizons grossiers de la coupe ME, a été de bas en haut de la série une réduction sensible de la taille du grain moyen. La même évolution a été observée dans toutes les autres coupes de la figure II-5, mais ce n'est évidemment pas un critère significatif.

Cependant, dans un petit secteur (coupes MA à ME (fig. II-4), un examen détaillé des variations latérales a montré l'amincissement de divers niveaux grossiers et quelques terminaisons lenticulaires. La fig propose des corrélations lithostratigraphiques pour ce secteur.

Dans l'anticlinal NE, l'unité microconglomératique supérieure de la coupe MG (fig. II-4) se rapproche de la base du groupe *Gog* depuis

## - STRATIGRAPHIE -

le NW (x = 609, y = 422) vers le SE (x = 617, y = 418). Au point (x = 618, y = 418) elle se termine lenticulairement mais est bientôt relayée par un, puis plusieurs autres niveaux grossiers qui, dans la coupe MH, constituent l'essentiel de la série (fig. II-5).

Conditions de dépôt

A Solitude Range le groupe *Miette* présente de 200 à 300 m de siltstones et phyllades vert olive à gris, intercalés de microconglomérats clairs et massifs, quartzo-feldspathiques, montrant des terminaisons latérales lenticulaires.

Les siltstones contiennent des laminations ondulées par endroits (cf. p.34) analogues à celles observées dans les "mud flats" actuels de la Mer du Nord (Reineck et Wunderlich, 1968, Reineck, 1969) ou du delta du Colorado (Thompson, 1968).

Les microconglomérats représentent un détritique grossier mal classé, dont les bancs massifs reposent partout en contact abrupt sur les pélites sous-jacentes, mais passent graduellement vers le haut aux pélites sus-jacentes. Une telle configuration, jointe à l'extension latérale limitée du faciès grossier dans le faciès fin, suggère que le premier se soit déposé dans un chenal entaillé dans le second. Ceci est illustré dans le petit secteur recouvert par les coupes MB à ME (fig. II-5).

Au sein de chaque banc massif de microconglomérat, une observation détaillée permet de reconnaître une succession de séquences granoclassées, où chacune ravine la précédente. Certaines de ces séquences, d'autant plus nombreuses qu'on monte dans la série, se terminent par un horizon de quartzophyllades, épais de quelques millimètres à quelques centimètres. Dans la plupart de ces séquences aussi, abondent des galets mous, pélitiques et lamellaires, disposés de façon quelconque par rapport à la stratification. L'ensemble des caractères précédents indique des conditions de transport et de dépôt rythmiques et turbulentes.

Vers le haut de la série la disposition des galets mous tend à se rapprocher de la stratification, formant par endroits un véritable lit pélitique (x = 609, y = 426). Ceci, joint à la décroissance de la moyenne

granulométrique (cf. p.35 ), suggère une diminution d'énergie dans les conditions de dépôt.

Les galets mous sont de composition et de texture comparables à celles des pélites environnantes, auxquelles ils ont pu être arrachés.

Un remaniement synsédimentaire est aussi évoqué pour la brèche observée au point  $x = 585$ ,  $y = 419$  (cf. p. 33), au vu de la similitude de composition entre la matrice et certains blocs qu'elle renferme. Mais, il faudrait alors supposer l'existence d'horizons carbonatés quelque peu plus anciens, dont la composition est révélée par ceux des blocs contenus dans la brèche (cf. p. 33). Tant vers le NW dans la région de Jasper (Charlesworth *et al.*, 1967) que vers le SE dans la région de Lake Louise (Aitken, 1969), des bancs carbonatés analogues, et/ou des brèches les remaniant, sont connus.

En résumé, les lithologies et structures présentées par le groupe Miette à Solitude Range évoquent une sédimentation détritique grossière sous des conditions de haute énergie, insérée dans un ensemble de détritique fin localement laminé. Un modèle sédimentaire est proposé : il suppose un milieu de transition où, dans un domaine vaseux épisodiquement submergé lors des plus fortes marées (*mud flats*), se développe un réseau de chenaux instables et turbulents. De nos jours, ce type de paysage évoqué ici pour l'Hadrymien, est connu dans le delta de la Fraser River, Canada (Kellerhalls et Murray, 1969) et divers autres deltas (Krumbein et Sloss, 1963, ch. 13).

Dans la région de Jasper, Steiner (*in* Charlesworth *et al.*, 1967, p. 28) aboutit à une même conclusion. Il a en outre montré que des lentilles conglomératiques analogues à celles décrites à Solitude Range, appartenaient à deux systèmes de lithosomes linéaires entrecroisés. L'un, de direction NE, a été interprété comme un réseau de chenaux mis en place durant la phase constructrice d'un delta. Le second, de direction NW, correspondrait aux barrières longitudinales qui se développent lors d'une phase destructrice postérieure. Les pélites environnantes ont aussi été rapportées à des dépôts de type *mudflats*.

Corrélations lithostratigraphiques régionales

Dans la culmination de Jasper-Yellowhead Pass (fig. II-3) Charlesworth *et al.*, (1967) ont pu définir de haut en bas sous les quartzites du groupe Gog :

- la formation *Jasper* : 500 m de grès et conglomérats bien classés, à interlits argileux abondants à la base ;
- la formation *Wynd* comprenant :
  - . un membre supérieur (400 m) ; schistes et siltstones accompagnés de quelques grès à grain fin granoclassés ; un conglomérat d'épaisseur variable (moyenne : 30 m), à blocs et galets dolomitiques et arkosiques, noyés dans une matrice gréseuse, se situe à environ 100 m sous le sommet de la série ;
  - . un membre inférieur (750 m) ; grandes lentilles conglomératiques intercalées dans des ardoises et siltstones ;
- la formation *Old Fort Point* (400 m) essentiellement constituée d'ardoises verdâtres, bleu-foncé ou violacées, et localement intercalées de brèches calcaires ;
- la formation *Meadow Creek* (50 m) formée de grès et conglomérats.

La base de la série n'est pas connue.

Dans la région de Lake Louise Aitken (1969), révisant les travaux de Walcott (1910), a défini les unités suivantes ; de haut en bas sous les quartzites du groupe Gog :

- la formation *Hector* comprenant :
  - . l'unité D : conglomérats et grès intercalés de lentilles pélitiques ;
  - . L'unité C : ardoises et siltstones intercalés de quelques conglomérats ;
  - . l'unité B : ardoises vertes, bleues et violacées, intercalées de quelques brèches calcaires.
- la formation *Corral Creek* : (unité A) : ardoises et quelques siltstones intercalés de conglomérats très semblables à ceux de l'unité D (Aitken, 1969, p. 197).

Entre Yellowhead Pass et Lake Louise la corrélation (fig. II-6 et 7) est basée sur l'équivalence de la formation *Old Fort Point* avec l'unité B, base de la formation *Hector* (Charlesworth *et al.*, 1967, p. 29, Aitken, 1969, p. 197).

Au-dessous de ce niveau repère l'équivalence entre les formations *Meadow Creek* et *Corral Creek* paraît satisfaisante pour les auteurs.

Au-dessus, un même problème se pose depuis la région de Jasper d'une part vers Lake Louise au SE, d'autre part vers Solitude Range au S (fig. II-3).

Les conglomérats de la formation *Jasper* ont selon Charlesworth (com. pers., 1973), une lithologie comparable à celle de l'unité D de Lake Louise, qui, de plus, pourrait justifier leur intégration dans le groupe *Gog*. Mais, selon Aitken (1969, p. 194), une discordance cartographique très faible existe à Lake Louise entre l'unité D et le groupe *Gog*, justifiant ainsi leur distinction. Toujours selon Aitken, la même discordance existerait près de Jasper entre les formations *Wynd* et *Jasper*. Pourtant, Charlesworth *et al.* (1967) ne décrivent entre ces deux formations que des contacts concordants, sièges toutefois, d'une disharmonie certaine. Aussi paraît-il possible de considérer la formation *Jasper* et l'unité D comme des lentilles conglomératiques synchrones, tandis que la diminution d'épaisseur de l'ensemble de la série depuis Jasper au NW vers Lake Louise au SE, pourrait représenter le passage d'une série compréhensive à une série condensée au sein de laquelle existe une faible discordance.

A Solitude Range, la série située sous les quartzites du groupe *Gog* est peu conglomératique. Un ensemble de lentilles de détritique grossier insérées dans une masse pélitique, évoque plus la formation *Wynd* que la *Jasper* (fig. II-6). Ce que confirme la présence d'une brèche à éléments dolomitiques dans la partie supérieure de la formation *Wynd* analogue à celle observée ici (*cf.* p. 33). A Solitude Range le problème de la formation *Jasper* demeure donc :

- 1) (fig. II-6) : soit celui d'une discordance analogue à celle décrite par Aitken à Lake Louise ; dans ce cas la formation *Jasper* aurait été déposée puis érodée ;
- 2) (fig. II-7) : soit celui d'un passage latéral de faciès : Solitude Range appartiendrait à une région où les dépôts contemporains de la formation *Jasper* ne sont pas essentiellement conglomératiques.

L'aspect lenticulaire des différents lithosomes est un argument favorable à la seconde hypothèse.

Le contact même entre les groupes *Miette* et *Gog* a pu être examiné en plusieurs endroits, mais toujours sur les flancs des plis majeurs. Son aspect est très variable de place en place. Ici, (x = 374 , y = 413 ; x = 598 , y = 408) il paraît sédimentaire et continu par alternance sur moins d'un mètre d'épaisseur de quartzites blancs et siltstones gréseux verts, en lits très fins. Là (x = 576 , y = 411), il semble érosionnel. Ailleurs encore, il apparaît tectonique, souligné d'une brèche (x = 575 ; y = 413), ou comme en beaucoup d'endroits recristallisé avec (x = 586 ; y = 426) ou sans lame de quartz laiteux, laquelle peut atteindre 1m de large. Mais les groupes *Miette* et *Gog* ont des compétences structurales

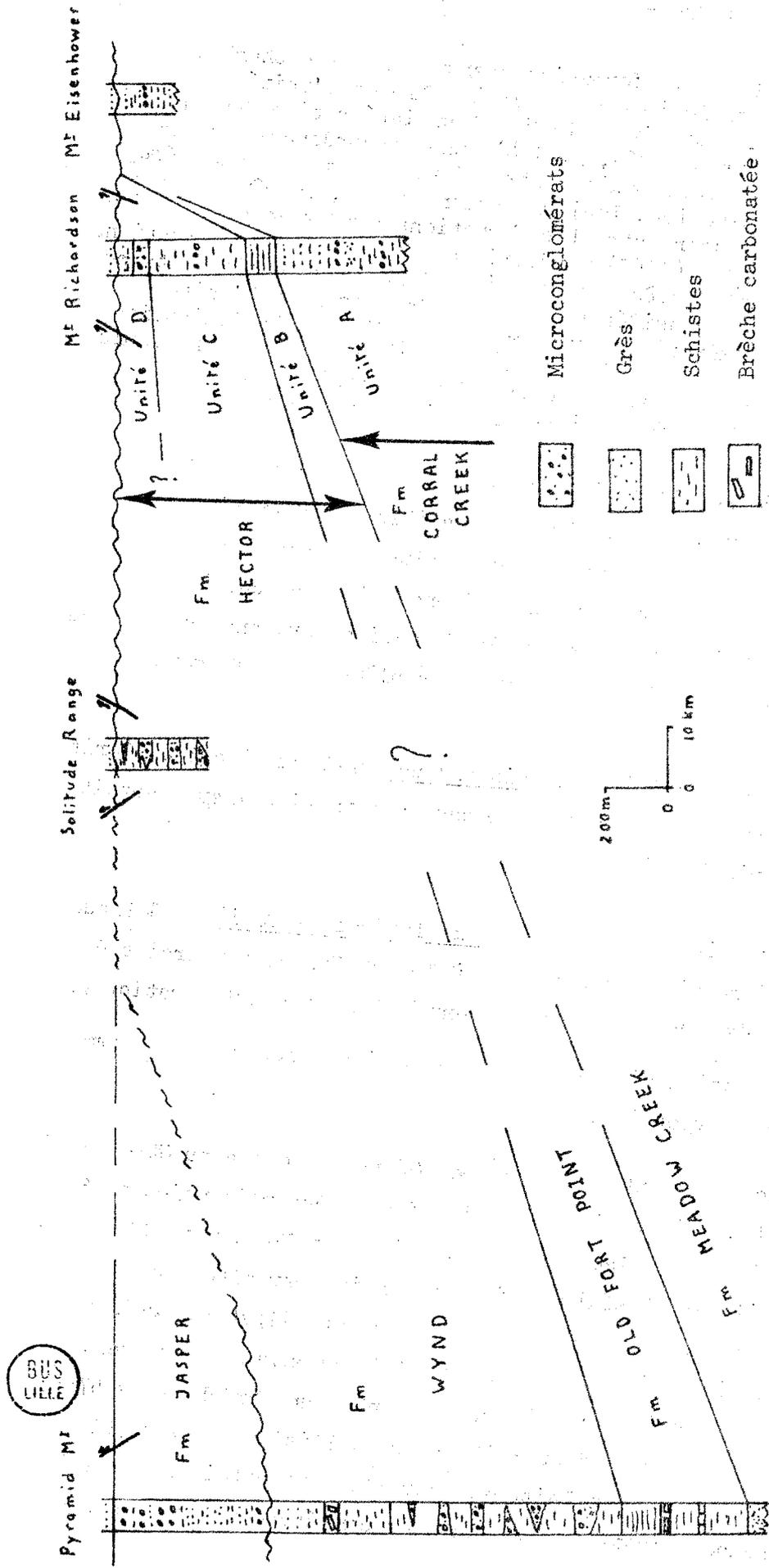
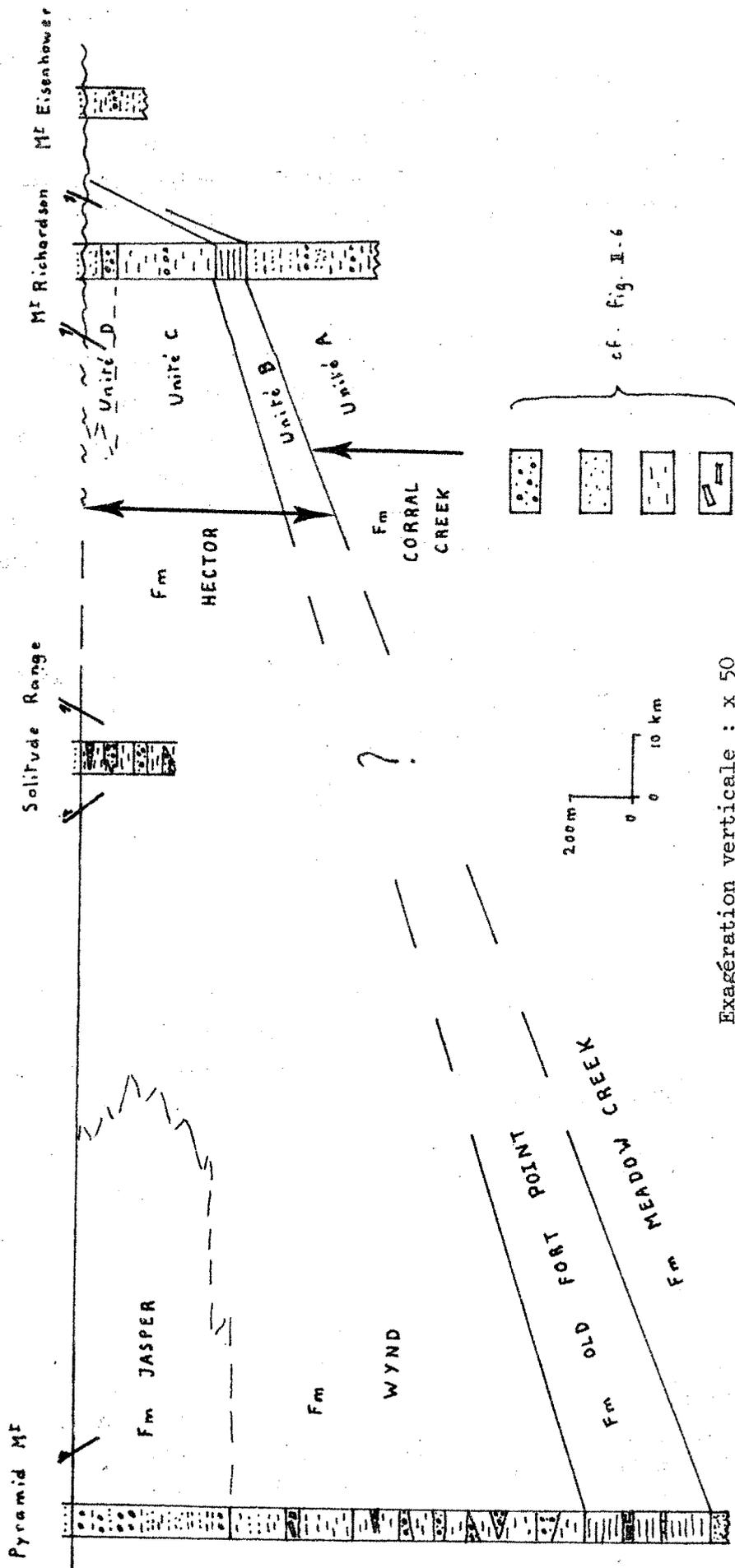


Fig. II-6 : CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES REGIONALES DU GROUPE MIETTE

A) D'après les idées de AITKEN (1969)

Pour la localisation des coupes, voir fig. II-4



Exagération verticale : x 50

Fig. II-7 : CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES REGIONALES DU GROUPE MIETTE

B) D'après les idées de CHARLESWORTH et al. (1967)



## - STRATIGRAPHIE -

très différentes l'une de l'autre, et leur contact est le siège d'une importante disharmonie. Même là où le contact semble continu, l'examen des échantillons en lame mince montre une intense granulation tectonique.

#### Les intrusions clastiques\*

En quatre endroits (fig. II-4) des lithosomes lenticulaires jonctionnent le contact entre les groupes *Miette* et *Gog*. Epais de 0,30 m (x = 567 ; y = 417) à près de 9 m (x = 598 ; y = 408), ils s'étendent latéralement sur une dizaine de mètres, uniquement dans le *Miette*, et ne perturbent pas la base du *Gog*. A l'affleurement, ils apparaissent comme des masses gréseuses à grain très fin, vertes, dépourvues de toute structure interne.

L'examen microscopique n'a révélé aucun litage, aucune foliation particulière. La composition minéralogique est dominée par la matrice (chlorite, séricite, muscovite), dans laquelle est dispersé du quartz (15 - 30%) en grain très fin à silteux (Planche II). Les quartz, soudés aux paillettes micacées, ont une extinction onduleuse faible à modérée. Aucun feldspath n'a été reconnu. Des cubes de pyrite (jusqu'à 5%), poecilites, atteignent jusqu'à 0,7 mm.

Celui des 4 lithosomes qui a été soumis au plus fort degré de métamorphisme (x = 567 ; y = 417), contient une grande quantité de baguettes de chloritoïde et des amas de chlorite - Fe - Mg (Planche II). Une analyse aux rayons X sur roche globale a, de plus, révélé la présence de feldspath (albite ?). E. Ghent (com. pers., 1972) a suggéré que cette roche soit une intrusion clastique, postérieurement métamorphisée.

\* Les termes d'intrusion, de dyke, de sill, seront utilisés ici dans un double sens géométrique et cinématique, sans préjuger de la nature sédimentaire ou ignée des roches auxquelles ils s'appliquent, ainsi qu'il est d'usage dans la littérature anglo-saxonne (Shrock, 1948).

## - MIETTE -

Cette interprétation d'intrusion clastique est ici généralisée sur la base des arguments suivants :

- les lithosomes apparaissent en petites lentilles interrompant, et en un endroit ( $x = 579$  ;  $y = 435$ ) rebroussant, la schistosité des ardoises encaissantes ;
- leur lithologie est comparable à celle de la matrice grésomiacacée des conglomérats, et à celle des siltstones, du groupe *Miette* ;
- en dépit de la similitude lithologique, ils ne montrent aucune trace de compaction, contrairement aux ardoises et siltstones environnants.
- aucune structure interne n'a pu être discernée tant à l'affleurement qu'à l'échelle de la lame mince ;
- ils ne perturbent pas les premiers bancs de quartzites du groupe *Gog* ;
- des intrusions analogues sont connues en d'autres régions, dans les mêmes niveaux stratigraphiques (Bielenstein et Charlesworth, 1965).

Leur mise en place peut s'être effectuée selon des modalités différentes :

- A. Sous le poids uniformément réparti des quartzites du groupe *Gog* en cours de sédimentation, les sédiments sous-jacents se sont compactés. Des pressions différentielles sont alors apparues, au sein du groupe *Miette*, entre les ardoises et les lentilles microconglomératiques, lesquelles ont injecté latéralement une partie de leur matériel (Bielenstein et Charlesworth, 1965).
- B. En Californie, dans les Panoche Hills, Smyers et Peterson (1971) ont reconnu l'existence d'un réseau d'intrusions clastiques (dykes et sills), géométriquement lié aux plis majeurs. Ils ont suggéré que les sills se soient mis en place le long de surfaces de cisaillement, parallèles à la stratification, telles qu'il en apparaît dans un plissement par

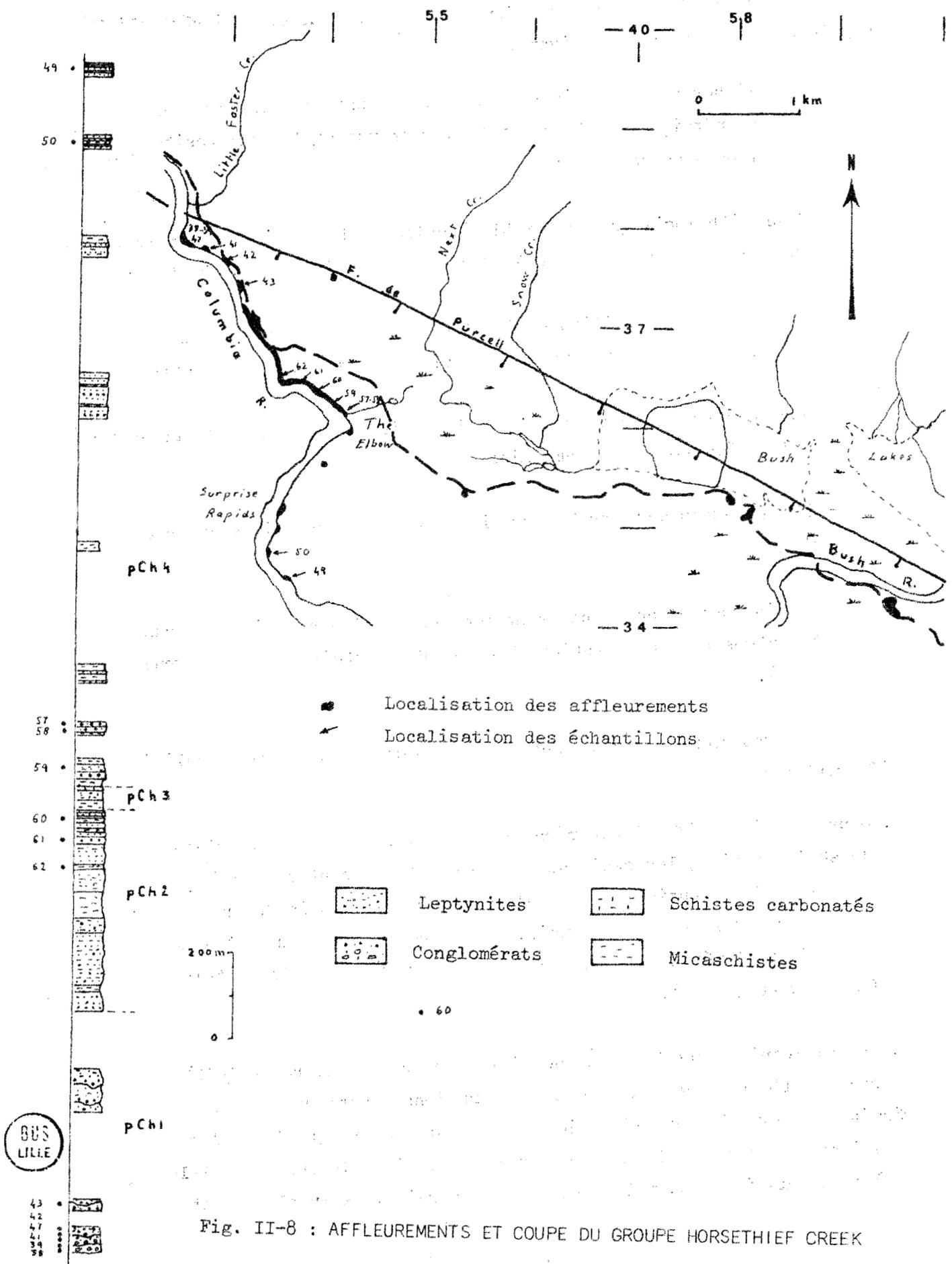


Fig. II-8 : AFFLEUREMENTS ET COUPE DU GROUPE HORSETHIEF CREEK

*flexural-tilt* (Donath et Parker, 1964). A Solitude Range une telle surface s'est manifestée dans la zone de contact entre les groupes *Miette* et *Gog* (cf. *infra*), et a pu donner naissance au même phénomène.

## II-22 : Dans les Selkirk : le groupe Horsethief Creek :

### Historique :

Défini dans la région de Windermere (Walker, 1926), le groupe *Horsethief Creek* rassemble des dépôts détritiques grossiers et quelques carbonates. Il forme l'essentiel des Selkirk. Il fait suite au *conglomérat de Toby* (cf. p. 14) sur lequel il repose en concordance soit directement, soit par l'intermédiaire de coulées andésitiques et basaltiques localisées vers le Sud dans la région de Lardeau (Little, 1960).

Dans la Dogtooth Range, toujours au Sud, mais plus près de Solitude Range (fig. II-3) quatre unités lithologiques ont été distinguées (Evans, 1933), qui sont, de haut en bas :

- les *Schistes supérieurs*,
- les *Carbonates*,
- les *Schistes inférieurs*,
- les *Grits feldspathiques*,

Cette terminologie a été reprise par la suite (Wheeler, 1963, 1965; Poulton, 1970, Simony et Wind, 1970, De Vries, 1971). Mais l'intensité croissante vers l'Ouest est le NW du métamorphisme et de la déformation entravent parfois l'établissement de corrélations précises (Wheeler, 1965, p. 9).

### Les environs de Solitude Range

Au pied de Solitude Range, dans le Fossé entre "Surprise Rapids" et "The Elbow" (fig. II-8), Fyles (1960, p. 98) avait observé une série monoclinale de quartzites et schistes à biotite et grenat, dont il n'avait pu reconnaître le sommet. Wheeler (1963) y avait ensuite identifié les faciès du groupe *Horsethief Creek* des Selkirk Mountains, tels qu'on les retrouve axialement par delà les marais de Bush Lakes dans les collines de Blackwater Ridge (fig. I ).

Dans le cadre du présent travail, les affleurements décrits par Fyles ont été retrouvés et réexaminés. On peut les suivre de façon discontinue le long de la Columbia jusqu'au point  $x = 515$ ,  $y = 380$ . Stratification et schistosité, presque confondues, pendent régulièrement de  $45^\circ$  à  $65^\circ$  vers le SW. Aucune trace de faille, aucune duplication stratigraphique n'ont été reconnues. L'association répétée de chenaux d'érosion remplis de détritique granoclassé positivement (cf. p.46) a permis de considérer la série comme normale.

## - STRATIGRAPHIE -

Compte tenu des pendages, l'épaisseur de la formation exposée entre les points (x = 515 , y = 380) et (x = 525 , y = 344) a été évaluée à 2440 m. Wheeler (1963, p. 2) avait estimé à environ 2000 m l'épaisseur du groupe *Horsethief Creek* tout entier. Mais à l'issue d'un travail plus détaillé dans les Prairie Hills (fig. I-II), Poulton (1970, p. 26) évaluait à 1460 m la seule unité des *Grits Feldspathiques* (cf. p. 45) sans toutefois en observer la base. L'évaluation proposée ici est, on le voit, du même ordre de grandeur que ce qui est proposé dans les régions voisines.

Quatre ensembles lithologiques ont été distingués, à savoir de haut en bas :

pCh 4 : 1430 m de micaschistes verts intercalés de leptynites micacées grises à vertes, et de quartzites micacées bruns en bancs réguliers et fins (moins de 50 cm). Cette partie supérieure affleure mal. Les unités de leptynites et quartzites, pouvant atteindre 100 m d'épaisseur, sont en saillie dans la rivière où ils provoquent la formations de rapides. Par contre, les unités schisteuses qui passent graduellement aux précédentes, apparaissent en quelques pointements isolés sur les berges ou à leur voisinage immédiat (x = 529 , y = 356).

pCh 3 : 30 m de micaschistes carbonatés et de très fins lits de marbre micacé.

pCh 2 : 520 m où alternent :

- des quartzites et leptynites micacées grises à vertes, localement violacées, à grain grossier ;
- des micaschistes quartzeux verts.

Les premiers, peu épais (2,5 à 30 cm), ont une stratification plane nette. Le grain moyen diminue de bas en haut de l'unité pCh 2 de 5 à 0,5 mm.

pCh 1 : 460 m de microconglomérats métamorphiques, en bancs massifs, à litage fruste, composés de séquences granoclassées positivement, chacune à contact basal ravinant. La taille du grain moyen diminue de bas en haut de l'unité pCh 1 de 50 à 2 mm. Les niveaux les plus grossiers, situés dans les 30 m inférieurs de la série, contiennent essentiellement des galets de quartz oblongs, aplatis dans le plan de schistosité.

### Les lithofaciès

Les roches de la série décrite ci-dessus ont été réparties selon trois types de lithofaciès : quartzite, leptynite et micaschiste. La distinction repose sur un examen au microscope, où la proportion relative de chacun des constituants a été estimée d'après les chartes visuelles de Terry et Chilinger (1955). Le caractère arbitraire des coupures ainsi établies ne saurait masquer le passage graduel d'un type à l'autre.

Les quartzites contiennent moins de 10% de minéraux micacés. Ils ont une structure granoblastique, à grains polycristallins aplatis dans la schistosité. Les feldspaths, rares (moins de 2%) sont des plagioclases néoformés. La biotite, et localement une chlorite magnésienne, soulignent le contour des grains. Les minéraux opaques, xénomorphes et globuleux, ont été rapportés à de la magnétite et de la pyrite.

Le terme de leptynite a été adopté conformément à l'utilisation qu'en fait Jung (1963, p. 181 et 186) pour décrire divers états métamorphiques d'un grès impur.

Dans ce sens, les leptynites désignent des roches quartzo-feldspathiques et micacées, à structure granoblastique. Le quartz domine, mais la proportion de feldspaths peut atteindre 20 à 25 %. Des essais de coloration n'ont révélé aucun indice de feldspath potassique. Biotite, mica blanc et une chlorite magnésienne constituent, en proportions relatives variables, l'essentiel des minéraux phylliteux. Un carbonate (dolomite ?) et de l'épidote sont présents en faible quantité dans certains échantillons, de même que le grenat et l'apatite. Les minéraux opaques comportent : des granules globuleux rapportés à de la magnétite et de la pyrite, ainsi que de fines baguettes pour lesquelles une altération en leucoxène a permis d'identifier de l'ilménite.

Le passage aux micaschistes se fait progressivement par accroissement de la proportion relative en minéraux phylliteux. La teneur en quartz et feldspath peut donc encore être importante. Le grenat est généralement mieux développé.

Une étude plus précise des associations minéralogiques rencontrées fait l'objet du chapitre sur le métamorphisme.

#### Discussion et corrélation régionale

Il peut paraître outrancier de discuter d'une série présentant d'une part si peu d'affleurements, et d'autre part un métamorphisme dont le degré correspond au passage entre les faciès schistes verts et amphibolite (cf. *infra*). Toutefois il faut rappeler que le présent travail s'intègre dans un programme plus vaste ayant permis d'étudier, depuis Golden au SW (fig.I-II), la Dogtooth Range (Wind, 1967, Terry, 1971), les Prairie Hills (Poulton, 1970), l'Esplanade Range (De Vries, 1971) et Blackwater Ridge (Baer, non publié). En particulier ce dernier secteur n'est séparé de Solitude Range que par la zone marécageuse de Bush Lakes, où quelques affleurements isolés ont été trouvés au cours de la présente étude (fig.II-8). Les travaux précédents ont permis d'apprécier sur une échelle régionale, la continuité du groupe *Horsethief Creek*, largement représenté dans ces régions. Il y est affecté par le métamorphisme à des degrés divers, culminant avec la zone à disthène dans l'Esplanade Range (De Vries, 1971).

Ces différents travaux ont permis de montrer qu'une corrélation grossière était possible entre des ensembles fortement métamorphiques et d'autres qui le sont moins. Ainsi les quatre grandes unités définies dans la Dogtooth Range par Evans (1933) - soit de haut en bas :

- les *Schistes supérieurs*, les *Carbonates*, les *Schistes Inférieurs*, les *Grits Feldspathiques* - peuvent-elles être suivies vers le Nord (Wheeler, 1963, 1965), en dépit de variations latérales de faciès nombreuses et rapides dans le détail (Poulton, 1970). Par suite de l'érosion, au pied de Solitude Range, seules les deux unités inférieures semblent partiellement représentées. La partie supérieure de la série (*pCh 4*), tendre, dominée par les micaschistes, et intercalée localement d'unités résistantes quartzofeldspathiques, correspondrait aux *Schistes Inférieurs pro parte*. La partie inférieure (*pCh 3 à 1*), résistante, dominée par les leptynites micacées et quartzites, intercalée de quelques horizons schisteux, correspondant aux *Grits Feldspathiques pro parte*.

Le métamorphisme et la déformation ont probablement masqué la plupart des structures sédimentaires. Mais dans la partie inférieure, l'unité *pCh 1* a révélé une composition de séquences granoclassées à contact basal ravinant. Ceci suppose des conditions de transport et de dépôt d'assez haute énergie. Les figures d'érosion, la granulométrie grossière, la grande épaisseur des bancs conglomératiques sont des caractères que l'on reconnaît généralement aux fluxoturbidites, telles celles décrites par Unrug (1963) dans les Carpathes. L'existence d'un granoclassement dans les horizons les plus grossiers ne permet toutefois pas de les ranger dans cette catégorie.

Depuis la synthèse de Reesor (1952) l'équivalence de part et d'autre du Fossé des Rocheuses entre les groupes *Miette* et *Horsethief Creek*, est acceptée par tous. Et les auteurs admettent généralement que durant l'Hadrymien, la marge du craton canadien était occupée par de larges deltas dont le *Miette* représenterait une série proximale et le *Horsethief Creek*, une série distale (Gabrielse, 1972).

II-2 : CambrienII-21 : Le groupe GogHistorique

Par définition (Mountjoy, 1962, p. 6) le groupe *Gog* comporte, dans les Rocheuses, des dépôts essentiellement quartzitiques. Il surmonte les séries détritiques du groupe *Miette* (Hadrynien), et il est lui-même, surmonté par les carbonates et pélites du groupe *Chancellor* (Cambrien moyen) (fig. II-1).

Le terme de "*Gog*" avait été initialement employé dans la région de Mount Assiniboine (Deiss, 1940, p. 722) (fig. II-9), pour désigner un ensemble de quartzites et schistes (Walcott, 1908, 1912), ces derniers étant en fait lenticulaires (North et Henderson, 1964). Une étude de détail actuellement en cours dans la région de Lake Louise (P. Palonen, com. pers. 1972) semble indiquer que le groupe *Gog* est constitué d'une succession de séquences négatives : pélites à la base, quartzites au sommet.

Dans la région de Jasper-Mount Robson (fig. II-9) le groupe *Gog* est tripartite ; deux unités quartzitiques encadrent une unité pélitique et carbonatée. Ce sont, de haut en bas, les formations *Mahto*, *Mural* et *Mc Naughton* (Walcott, 1913 ; Burling, 1923 ; Mountjoy, 1962).

La même trilogie a ensuite été reconnue environ 80 km plus au Sud, dans la région de Canoe River (Price et Mountjoy, 1966, Campbell, 1968). A partir de là, le groupe affleure sans discontinuer vers le SE, jusque Solitude Range (Fyles, 1960 ; Wheeler, 1963, 1965, 1967 ; Price et Mountjoy, 1966), où il forme l'ossature de l'anticlinorium de Porcupine Creek, et n'apparaît plus au-delà.

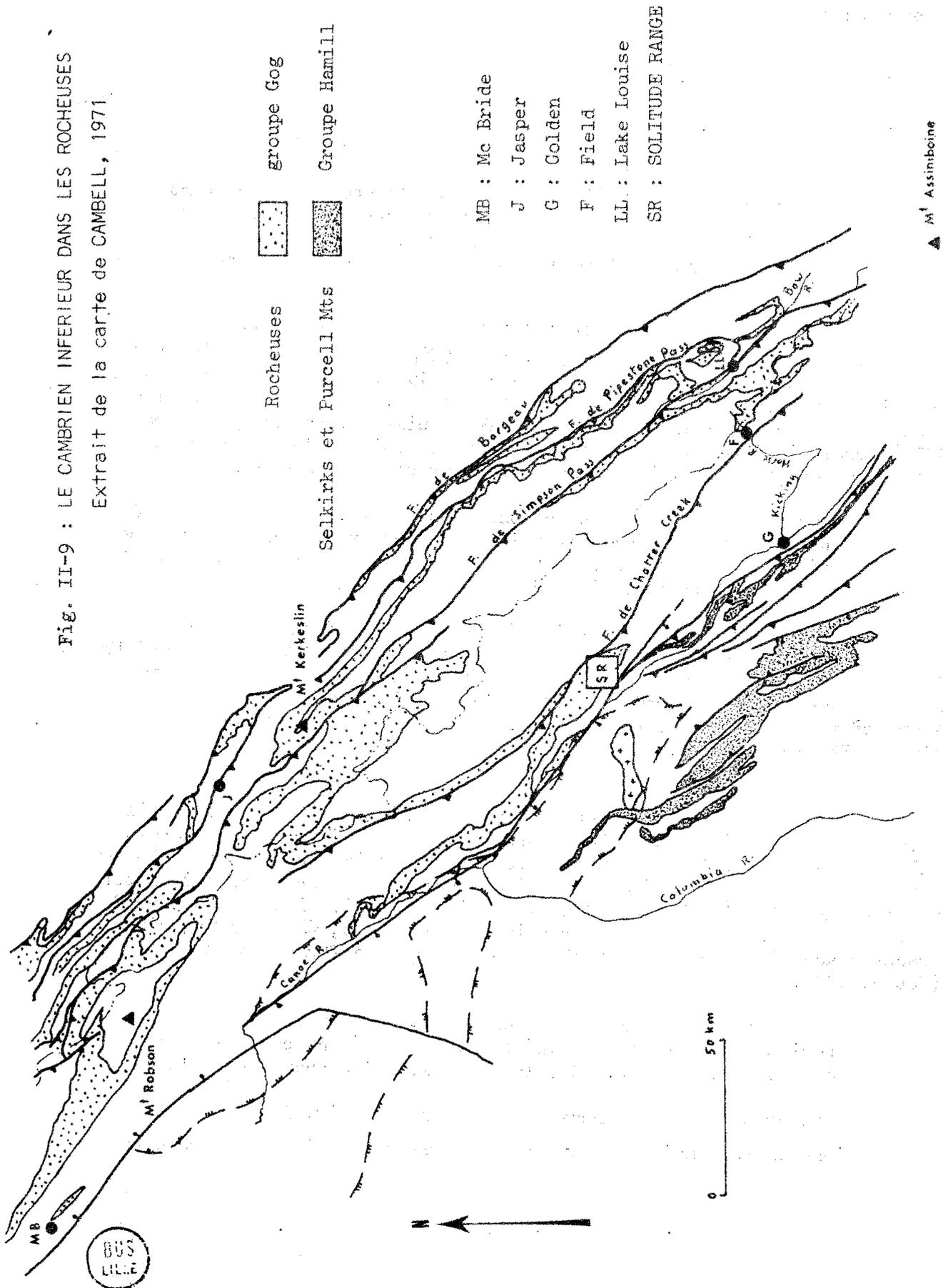
Le groupe *Gog* est couronné par une unité carbonatée, fossilifère, localement grésopélitique : le membre *Peyto*, absent à certains endroits (Aitken, 1968 b, p. 19). Les trilobites de cet horizon représentent le sommet de la zone à *Bonnia-Olenellus*, c'est-à-dire le Cambrien inférieur terminal (Fritz, 1972). Plus bas dans la série, des trilobites de la zone à *Nevadella* sont connus dans la formation *Mural* (Fritz, *ibid*). Enfin, diverses traces d'activité organique existent jusque dans la formation *Mc Naughton* (Young, 1972).

A Solitude Range le groupe *Gog* correspond (Wheeler, 1967) au membre supérieur du *Quartzite de Sullivan*, terme défini par Fyles (1960), et dont nous avons vu (cf. p. 33) la nécessité d'en abandonner l'usage.

Le groupe *Gog* se compose de haut en bas (fig. II-10) :

- d'une unité sommitale peu épaisse, grésopélitique et carbonatée

Fig. II-9 : LE CAMBRIEN INFÉRIEUR DANS LES ROCHEUSES  
 Extrait de la carte de CAMBELL, 1971



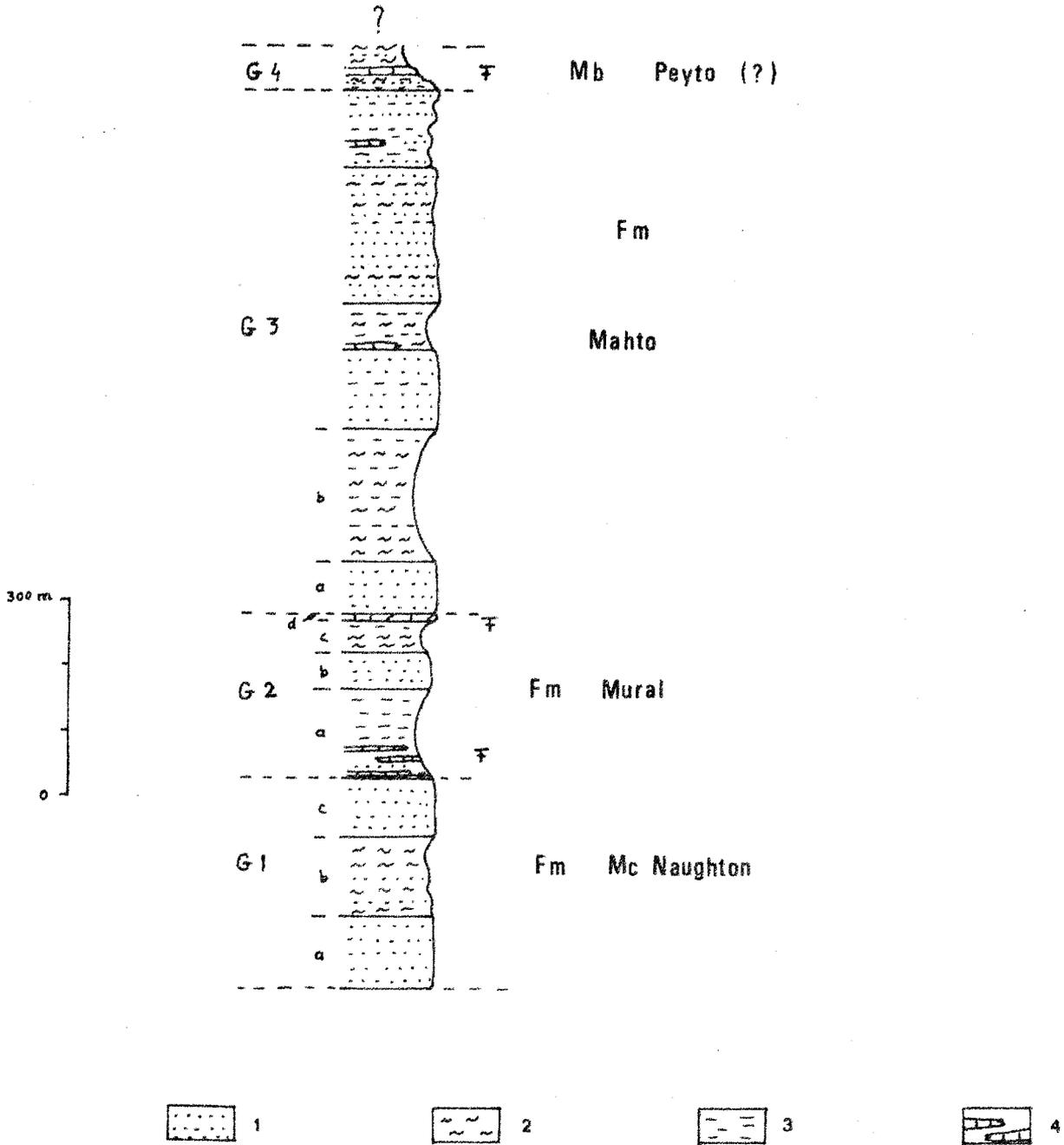


Fig. II-10 : LE GROUPE GOG A SOLITUDE RANGE

1. Grès 2. Siltstones 3. Schistes 4. Carbonates



BUS  
LILLE

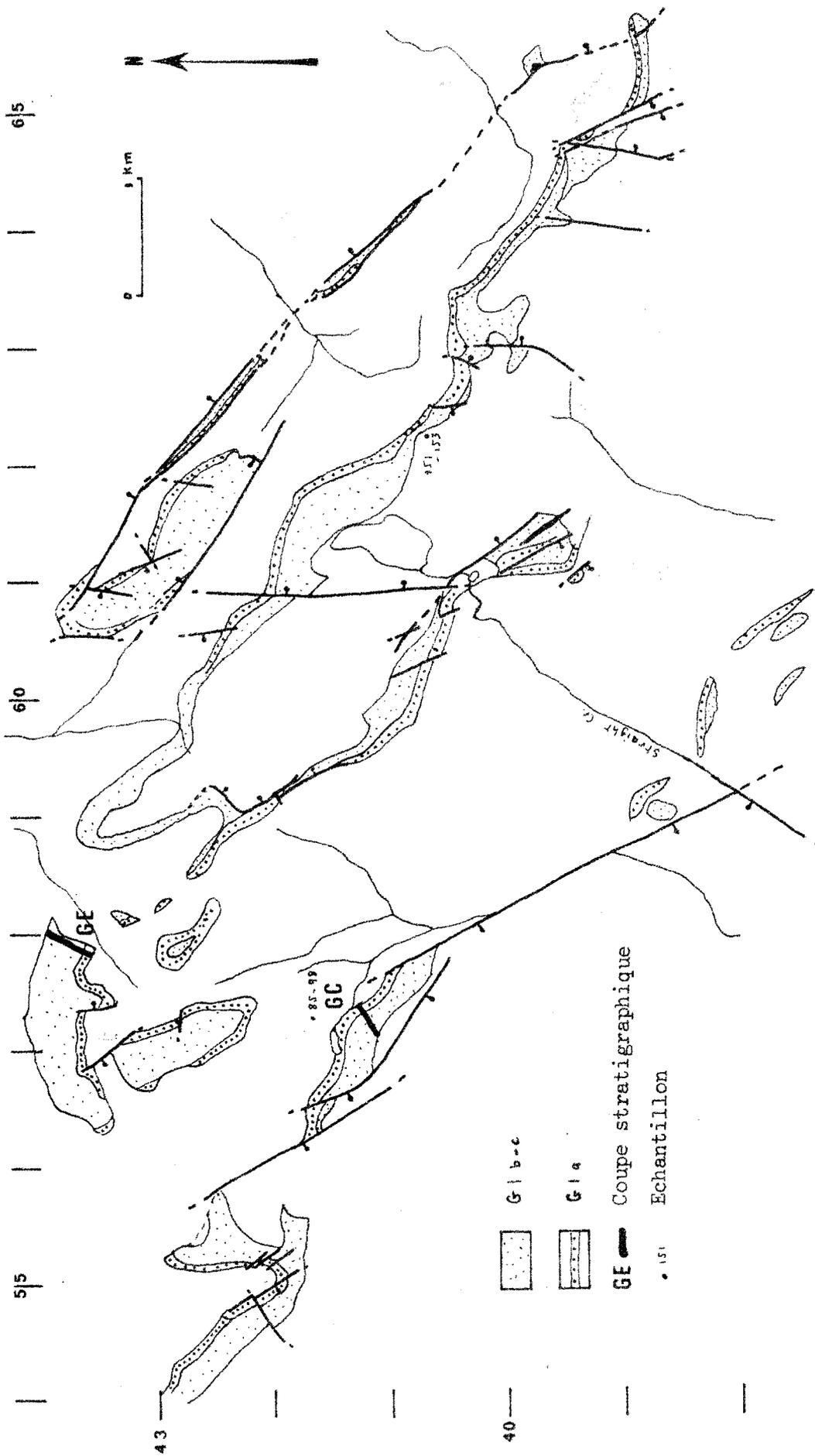


Fig. II-11 : AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION Mc NAUGHTON A SOLITUDE RANGE

- d'une unité supérieure où alternent des horizons quartzitiques dominants et des horizons pélitiques moins épais (G3) ;
- d'une unité moyenne pélitique et carbonatée, intercalée d'un niveau arénacé (G2) ;
- d'une unité inférieure essentiellement quartzitique et secondairement pélitique (G1).

L'unité sommitale est l'équivalent probable du membre *Peyto*. La trilogie sous-jacente, très semblable dans ses faciès à celle décrite vers le NW (cf. *supra*) a suggéré, par souci de simplification, l'assimilation des unités G1, G2 et G3 à celles redéfinies par Mountjoy (1962, p. 6), c'est-à-dire respectivement les formations *Mc Naughton*, *Mural* et *Mahto*.

Les coupes :

*La formation Mc Naughton : (G1)*

Deux coupes ont été levées à la corde à noeuds, sur le flanc de deux anticlinaux, l'une vers l'Ouest (GG), l'autre vers le NW (GE) (fig.II-11). Trois unités lithostratigraphiques ont été reconnues sur tout le secteur étudié. Ce sont, de haut en bas :

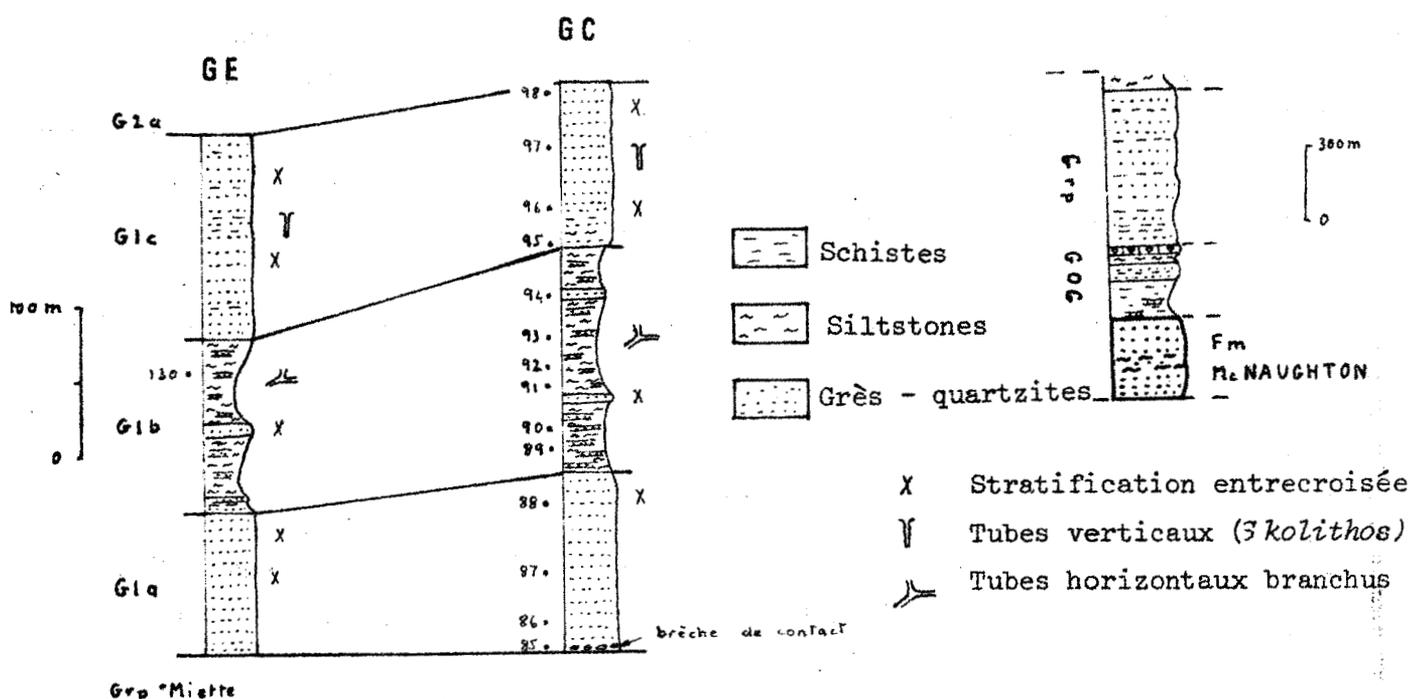


Fig. II-12 : COUPES STRATIGRAPHIQUES DANS LA FORMATION Mc NAUGHTON

## - STRATIGRAPHIE -

- G1c : 85 à 107 m de quartzites clairs à altération brunâtre, à grain moyen à grossier, à ciment carbonaté vers le sommet. Les bancs, d'épaisseur variable (0,30 à 1,20 m) sont "*conspicuously cross-bedded*" Wheeler, 1963, p. 8). Des *ripple-marks* de faible amplitude, et des *flute-casts* affectent communément les surfaces de bancs. Des tubes verticaux sub-cylindriques, longs d'environ 10 cm en moyenne, perturbent le litage entre-croisé. Ces tubes sont rapportés à des terriers du genre *Skolithos* (Shrock, 1948, Young, 1972).
- G1b : 104 à 137 m de siltstones verts associés avec de fins bancs lenticulaires et onduleux de grès verdâtres. Il s'y ajoute quelques niveaux d'ardoises brunes, et des bancs peu épais (inf. à 0,15 m) de quartzites bruns, à stratification entrecroisée, et à surface inférieure plus ou moins ondulée. Ces quartzites montrent localement une terminaison lenticulaire. Les marques de bioturbation sont très abondantes dans les siltstones. On y trouve notamment des terriers horizontaux, branchus, de diamètre moyen inférieur à 1 cm. Vers l'Est, le tiers inférieur de cette unité passe à des grès argileux d'un vert foncé à noirâtre, alternant avec des ardoises gréseuses violacées et laminées.
- G1a : 98 à 122m de quartzites blancs, à gris au sommet, recouverts de nombreuses taches rouilles dues à l'altération. Les bancs sont massifs à surface plane à la base, faiblement ondulée ensuite. L'amplitude des ondulations est partout faible (quelques cm), mais la longueur d'onde décroît sensiblement dans la partie supérieure de l'unité. De fins placages pélitiques jaunâtres à verdâtres occupent le fond des ondulations (*flaser bedding* de Reineck et Wunderlich, 1968). La stratification entre-croisée n'a été observée que dans la partie supérieure de l'unité, où elle est soulignée par l'altération.

A l'intérieur de la formation *Mc Naughton*, le contact entre deux unités est partout concordant, et de type intercalaire (Krumbein et Sloss, 1963, p. 304). Avec le groupe *Miette* sous-jacent il est généralement abrupt (*cf.* p. 39). A la base de la coupe GC (fig. II-12) a été observée une brèche recristallisée où de gros blocs de quartzite sont séparés par une fine pellicule argilo-micacée silteuse verdâtre (Planche II). Cette brèche est vraisemblablement d'origine tectonique, liée au plissement (*cf.* p. 39). Le contact avec la formation *Mural* sus-jacente est abrupt.

, La formation *Mural* : (G2)

Deux coupes (GE, GH) ont été levées à la corde à noeuds (fig. II-13). Quatre unités lithostratigraphiques ont été partout reconnues, à savoir de haut en bas (fig. II-14) :

- GOG -

- G2d : 8 m d'un calcaire blanc, complètement recristallisé, localement dolomitique. Irrégulièrement gréseux ; il se débite selon une schistosité fruste dans sa partie supérieure. Un *Archeocyathide* a été trouvé en place au point  $x = 553$ ,  $y = 408$  (Planche III). Ce banc G2d s'est révélé par ailleurs constituer un excellent banc repère, reconnaissable de très loin à la jumelle\*.
- Il surmonte une dolomie gréseuse à altération brune, d'épaisseur sensiblement constante (1,50 m) dans le secteur étudié.
- G2c : 45 à 55 m de siltstones verts à bleu-gris, et à laminations nettes, intercalés de quelques ardoises silteuses et de grès micacés. Dans les 2 m supérieurs de l'unité apparaissent de fins lits (0,20 m en moyenne) de quartzites bruns à ciment carbonaté et à stratification entre-croisée interne abondante.
- G2b : 52 à 61 m de quartzites et grès micacés intercalés de siltstones laminés vêts et d'ardoises silteuses. Les pistes de vers et autres traces fossiles horizontales abondent. L'unité supérieure passe à des grès quartzites bruns légèrement micacés où s'observent de très nombreux terriers verticaux (*Skolithos*).
- G2a : 104 à 162 m d'une séquence essentiellement pélitique et carbonatées. Les pélites sont représentées par des schistes verts ou brun-chocolat plus ou moins silteux et/ou carbonatés. Les carbonates comportent une dolomie gréseuse basale et des biocalcirudites à patine brune, irrégulièrement intercalées dans la série. La dolomie basale, d'altération brune existe sur toute l'étendue du secteur étudié. Elle est de faciès semblable à celle qui est partout sous-jacente au banc à *Archeocyathides* (G2d : cf. *supra*). D'ailleurs, en un endroit ( $x = 573$  ;  $y = 411$ ) cette dolomie gréseuse basale est surmontée par 0,60 m d'un calcaire dolomitique gréseux, crème de faciès identique à celui de G2d, mais pour lequel aucune extension latérale n'a été observée. Les biocalcirudites sont grises, à altération brune, quelque peu gréseuses, et se développent en bancs décimétriques qui peuvent être suivis sur quelques centaines de mètres.

Les contacts sont partout concordants. Ils sont abrupts avec les formations *Mc Naughton* à la base et *Mahto* au sommet. A l'intérieur de la formation Mural, le contact est abrupt entre les unités G2c et G2d, de type intercalaire entre les autres unités.

\* Signalons qu'un faciès semblable (calcaire crème, grésodolomitique et recristallisé, à schistosité fruste) a été identifié :

- . au point  $x = 572$ ;  $y = 412$  dans la formation *Mc Naughton* quelques mètres sous le sommet de l'unité G1c ;
- . au point  $x = 573$ ;  $y = 405$  dans la formation *Mahto* environ m au-dessus de l'unité G2d.

Dans les deux cas, l'extension latérale de ce faciès n'a pas atteint 100 m à l'affleurement.

BUS  
LILLE

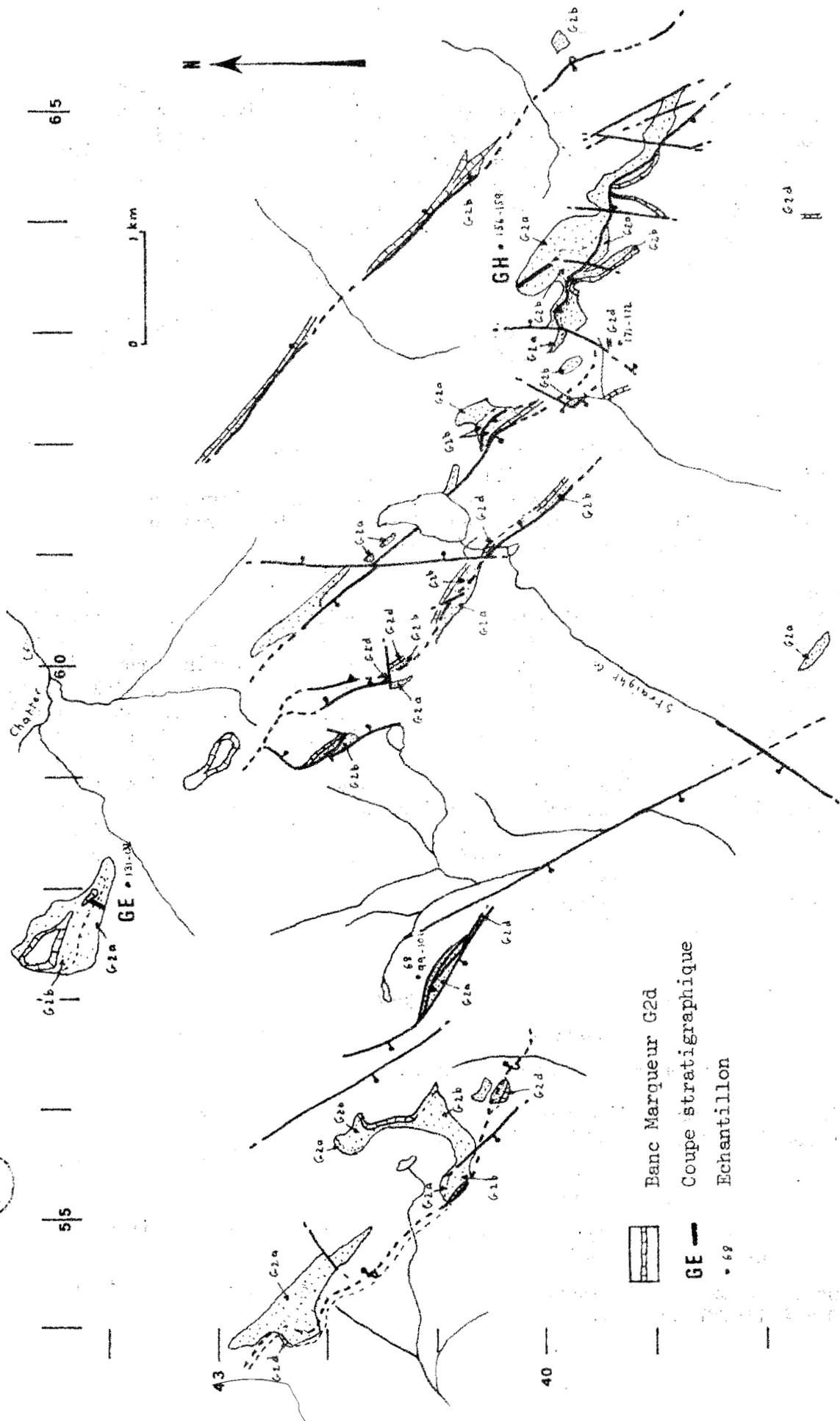


Fig. II-13 : AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION MURALE A SOLITUDE RANGE

- COG -

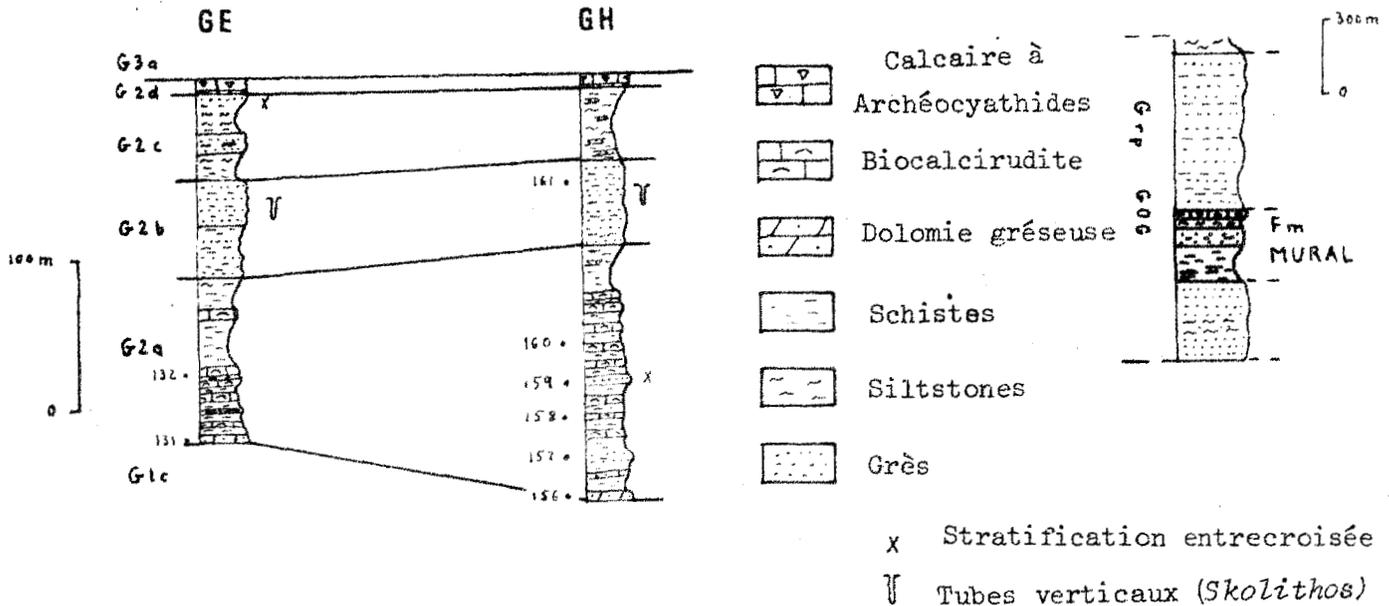


Fig. II-14 : COUPES STRATIGRAPHIQUES DANS LA FORMATION MURAL

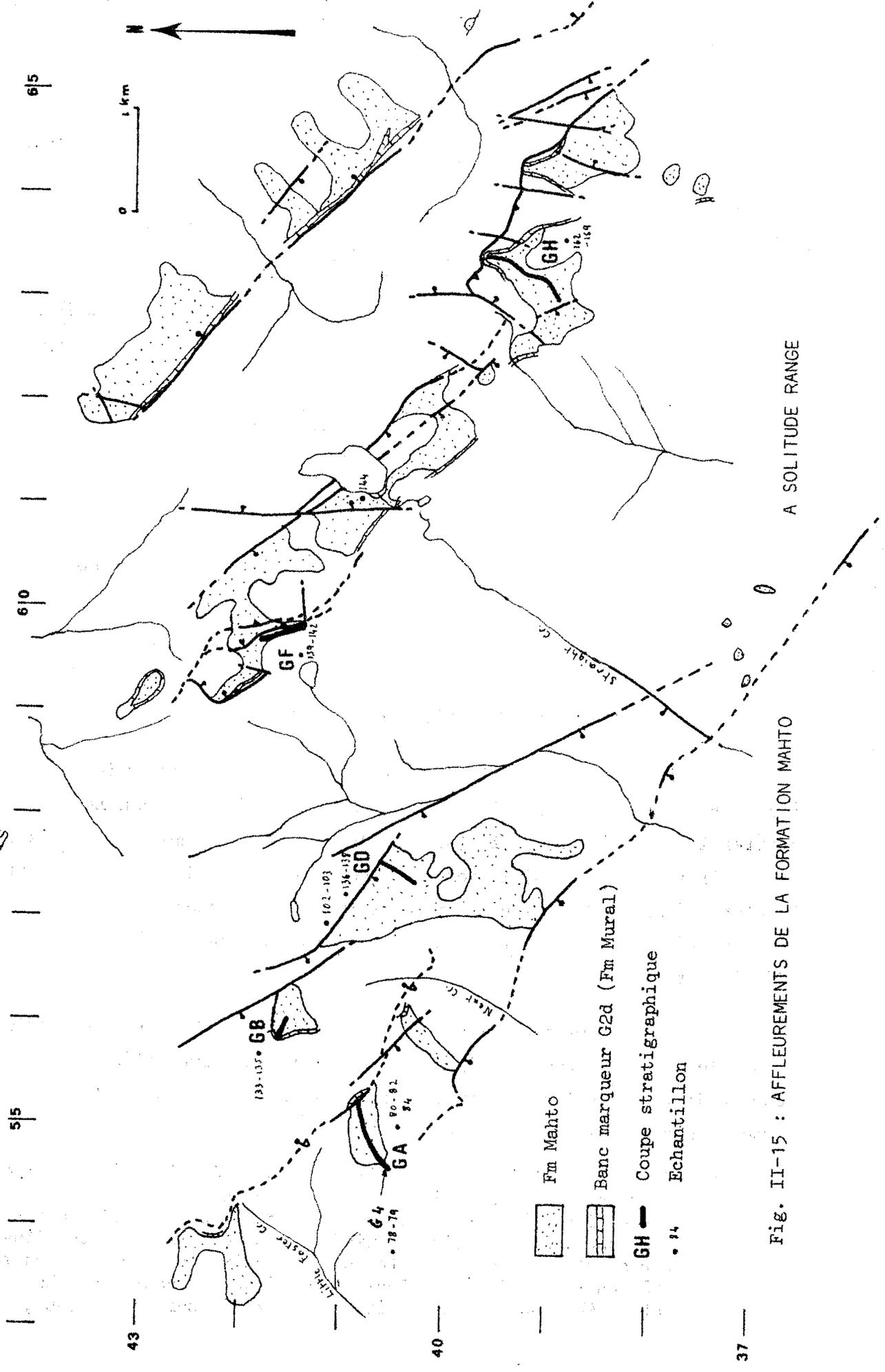
*La formation Mahto: (G3)*

Cinq coupes (fig. II-15) ont été levées, dont trois (GB, GD, GH) à la corde à noeuds. Contrairement aux séries précédentes, aucune n'a pu montrer la formation complète (fig. II-16). Seule la coupe GA a permis d'observer ( $x = 547$ ,  $y = 405$ ) le sommet du *Gog*, et d'approcher le contact avec le *Chancellor*. La formation *Mahto* se termine à cet endroit avec la dernière unité essentiellement quartzitique dont les bancs avoisinent 30 cm d'épaisseur.

Contrairement aussi aux coupes précédentes, la formation *Mahto* ne semble pas avoir une stratigraphie constante sur toute l'étendue du secteur étudié. Seules les deux unités inférieures (G3a et G3b) ont pu être partout suivies. Elles comportent :

G3a : 76 m de quartzites brun-clair, en bancs réguliers (0,15 à 0,50 m), à grain moyen à grossier, à ciment carbonaté peu abondant. La stratification entre-croisée est très abondante à l'intérieur des bancs. De fins lits centimétriques pélitiques verts s'intercalent localement. Cette unité de quartzites présente un faciès en tous points semblable à celui de G1c couronnant la formation *Mc Naughton*, et avait été remarquée par Fyles (1960, p. 92).

BUS  
LILLE



A SOLITUDE RANGE

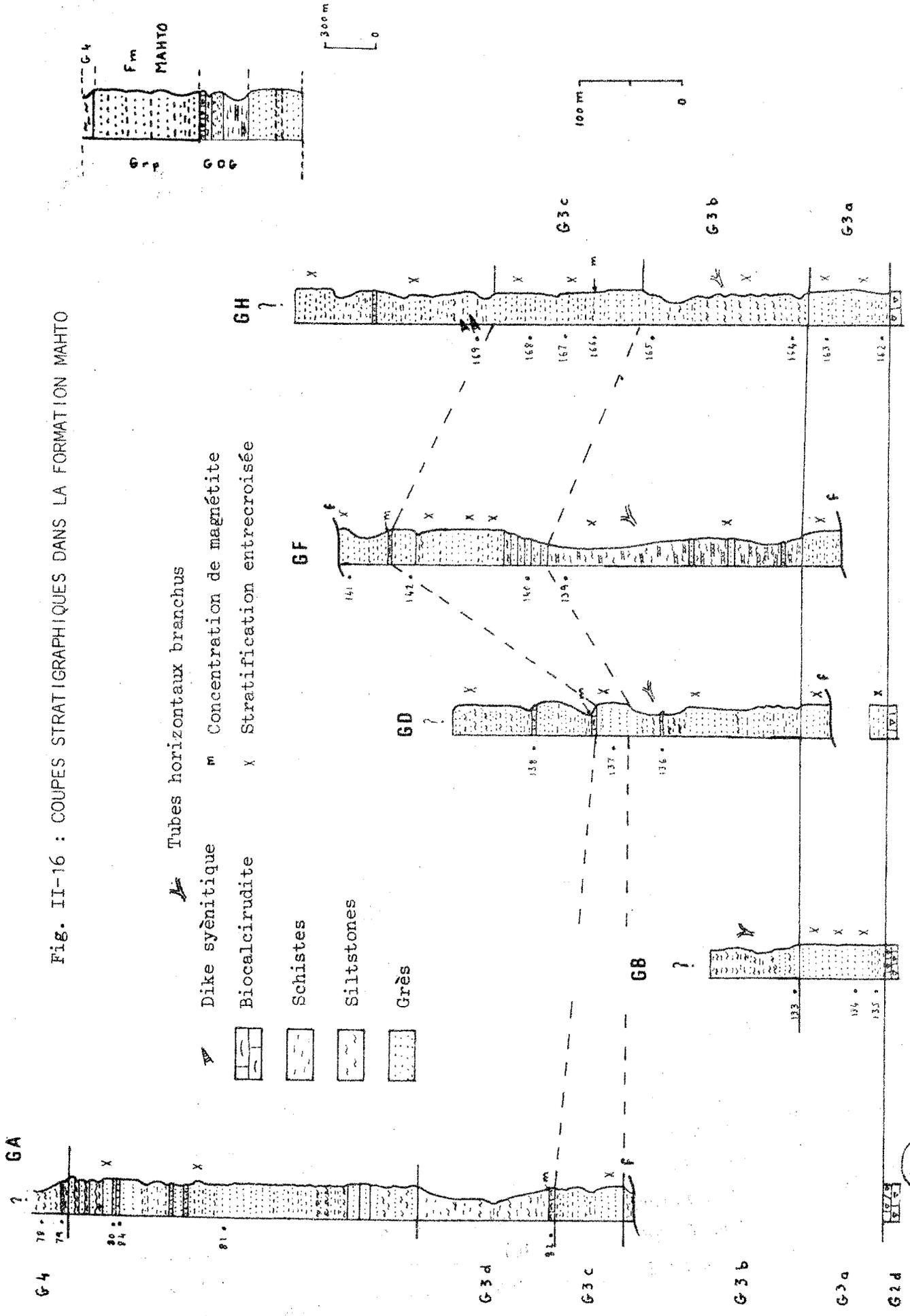
Fig. II-15 : AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION MAHTO

43 —

40 —

37 —

Fig. II-16 : COUPES STRATIGRAPHIQUES DANS LA FORMATION MAHTO



BUS LILLE

G3b : 150 à 228 m de siltstones verts et grès lenticulaires et ondulés gris-vert, intercalés de bancs réguliers de quartzite brun à stratification entrecroisée interne abondante. Ce faciès est semblable à celui de l'unité G1b dans la formation *Mc Naughton* (cf. p. 54), mais latéralement G3b paraît plus argileux dans la coupe GF que dans les coupes GD et GH.

Au-dessus, le reste de la formation *Mahto* est composé d'une succession d'alternances entre deux termes lithologiques :

- . de quartzites clairs, gris à bruns, à stratification entrecroisée interne plus ou moins abondante,
- . et de siltstones verts, noirâtres ou rougeâtres par altération, et de schistes ardoisiers bruns.

Quelques biocalcirudites brunes peu épaisses s'intercalent çà et là dans la série, elles sont plus nombreuses vers le sommet (fig. II-16).

En plusieurs endroits on peut observer que dans une alternance type, le terme pélitique est en contact abrupt avec l'horizon quartzitique sous-jacent, mais graduel avec l'horizon sus-jacent. Une telle disposition suggère que la séquence type soit négative, c'est-à-dire débute par des pélites et se termine par des quartzites. L'épaisseur de la séquence complète est de l'ordre de 0,30 à 0,50 m.

A l'échelle de la formation, par ailleurs, il semble que des alternances existent aussi entre des unités à dominante pélitique et d'autres à dominante quartzitique (fig. II-16). Rappelons que dans la région de Lake Louise c'est tout le *Gog* qui est composé de la répétition de telles séquences (cf. p. 49).

Dans une série si monotone la recherche d'un banc-repère s'avèrait nécessaire pour l'étude structurale. Mais les quelques niveaux de biocalcirudites intercalés çà et là ne semblent pas pouvoir jouer ce rôle. Ce sont des bancs faiblement gréseux, gris, à altération brune, analogues à ceux de la formation *Mural* (G2a), et qui disparaissent localement ( $x = 573$ ,  $y = 404$ ). Un banc en particulier a paru plus important que les autres. Situé à la base de l'unité G3d (fig. II-16), il est en plusieurs localités surmonté par une concentration de cubes et octaèdres de magnétite peu

cimentés. A cette concentration succède un horizon ardoisier et pélitogréseux, verts à brun, présent dans les coupes GD et GF. Le même horizon pélitique se retrouve dans la coupe GH où il pourrait servir de marqueur, mais la biocalcirudite basale n'y a cependant pas été observée. Par contre, dans la coupe GA, le calcaire basal et la concentration de magnétite existent bien, mais les pélites sus-jacentes sont ici représentées par des siltstones foncés. Ainsi, aucun critère sûr n'a pu être retenu pour définir un quelconque banc-marqueur dans la formation *Mahto*.

Aucune coupe n'étant complète, l'épaisseur de la formation *Mahto* demeure incertaine ; elle varie probablement. Une estimation moyenne peut toutefois s'appuyer sur les faits suivants (fig. II-16):

- L'unité G3a, mesurée plusieurs fois, est partout égale à environ 80 m.
- L'unité G3b varie de 150 à environ 230 m, depuis un faciès relativement arénacé (coupes GD et GH) à un faciès surtout pélitique (coupe GF).
- L'unité G3c varie de 30 à 150 m, si tant est qu'elle soit correctement définie dans la coupe GD.
- L'unité G3d, particulièrement incomplète, a, dans la coupe GA, probablement subi un épaissement tectonique par bourrage au coeur d'un anticlinal (fig. : coupe BB). L'épaisseur mesurée est d'environ 130 m, mais devrait faire l'objet d'une réduction dont le taux reste difficile à estimer.
- La partie supérieure de la série, uniquement tributaire de la coupe GA, a été évaluée à 335 m.

Au total, la formation *Mahto* voit son épaisseur varier selon les endroits de 700 à 900 m environ.

#### *L'unité sommitale G4*

Cette unité très peu épaisse (environ 60 m) n'a été observée qu'en une localité (x = 547, y = 406) au sommet de la coupe GA (fig. II-15). Affleure là en position inverse (fig. : coupe BB) une série dominée par des siltstones laminés verts, et des schistes carbonatés verts,

## - STRATIGRAPHIE -

intercalés de lits fins (moins de 10 cm) de calcaire argileux ou de grès argilo-carbonaté. Vers le haut de la pente, c'est-à-dire vers la base de la série, l'enrichissement en matériel arénacé est notable, sous forme de lentilles de grès fin, gris clair, noyées dans la masse pélitique. Ensuite se différencient quelques lits gréseux et des bancs de calcaire grésio-bioclastique, gris à altération brune, pouvant atteindre jusqu'à 1m d'épaisseur. Ces calcaires, semblables à ceux déjà rencontrés dans les formations *Mural* (cf. p. 55) et *Mahto* (cf. p. 60), ont livré des débris inférieurs à 5 mm de Trilobites, d'Archéocyathides et d'Echinodermes non identifiables.

Ayant été fixé après le dernier banc de quartzite dont l'épaisseur avoisine 30 cm (cf. p. 57), le contact avec la formation *Mahto* est bien évidemment concordant. La nature du contact avec le groupe *Chancellor*, situé dans une séquence pélitique et de plus couvert par la végétation, n'a pu être précisée. On peut toutefois remarquer qu'à l'échelle macroscopique le *Calcaire de Kimbasket* et le sommet de la formation *Mahto* sont proches de l'accordance.

### Les lithofaciès

Le groupe *Gog* est constitué par les assemblages variés de trois classes de lithofaciès : arénites, pélites et carbonates. Le terme pélitique comporte des siltstones et des schistes ardoisiers n'ayant pas été examinés en lame mince. Par contre, arénites et carbonates ont été étudiés à raison d'au moins un échantillon par unité lithostratigraphique.

#### 1.1.1 Les arénites

Les arénites sont formées de grès, essentiellement quartzeux, à granulométrie très fine à grossière, moyenne dans l'ensemble, dont la matrice, surtout chloriteuse, peut représenter moins de 5%, et jusqu'à près de 50% de la roche. Les feldspaths sont rares : quelques plagioclases, de petite taille et anguleux, ont été rencontrés dans les grès les plus chloriteux. De très petits grains d'apatite roulés, et de tourmaline verte ont été reconnus dans quelques échantillons, et sont vraisemblablement d'origine détritique.

- GOG -

Le quartz, élément dominant, se présente en grains engrenés, dans les roches pauvres en matrice, et, dans les autres, en grains allongés selon le litage, et enveloppés de minéraux phylliteux avec lesquels ils paraissent "soudés" (Planche III). Dans plusieurs horizons, les grains contiennent une "ligne d'impuretés" très arrondie, constituée d'oxydes, et localement de minuscules paillettes sériciteuses (FM 71/85). Il semble donc que des accroissements siliceux secondaires se soient développés postérieurement au dépôt, induisant ainsi une origine détritique pour les oxydes et paillettes micacées incluses.

Le classement est dans l'ensemble bon à modéré. Toutefois à la base de la formation *Mc Naughton*, l'unité G1a, très pauvre en matrice, présente une texture bimodale assez nette (Planche III). Si une telle bimodalité granulométrique peut résulter d'un processus sédimentaire (Humphries, 1956, Klein, 1971), il semble que dans le cas présent les effets combinés de la déformation et du métamorphisme aient été prépondérants (cf. p. ).

La matrice phylliteuse est dominée par la chlorite à laquelle s'ajoute localement un mica blanc (muscovite, séricite, phengite dans l'unité G1a). La composition chimique de la chlorite varie d'un échantillon à l'autre ainsi qu'en attestent ses propriétés optiques (Albee, 1962). Ont été identifiées des chlorites à teneur en fer variable, et dans quelques horizons une chlorite Mg - Fe (FM 71/165). Une partie de ces minéraux phylliteux est d'origine détritique, mais la plupart résulte d'une recristallisation métamorphique.

Le ciment peut former jusqu'à 5% de la roche. Il est siliceux (cf. *supra*); accroissements secondaires, et en outre carbonaté dans plusieurs horizons. Le carbonate, surtout de la calcite ferreuse, a recristallisé durant le métamorphisme en rhomboèdres automorphes dont les contours et les clivages sont parfois soulignés par des granules d'hématite ou limonite.

Dans l'unité G3a et la partie supérieure de l'unité G1c, c'est-à-dire dans les quartzites encadrant directement la formation *Mural*, la portion carbonatée du ciment est constituée de dolomite ferreuse et non de calcite. La localisation stratigraphique de cette dolomite suggère un lien génétique avec la formation *Mural*. La recristallisation due au métamorphisme ne permet pas, sur l'étude des textures, de préciser l'origine primaire ou secondaire de cette dolomite. Toutefois si sa présence dans une partie de G1c pouvait s'expliquer par un lessivage diagénétique de la dolomie gréseuse immédiatement sus-jacente (à la base de G2a : fig. II-14), cette hypothèse n'est pas valable pour l'unité G3a qui surmonte les carbonates sommitaux de la formation *Mural*. Il semble donc plus logique de penser que dans le secteur de Solitude Range se sont déposés des quartzites et des carbonates sous l'influence d'un environnement dolomitique voisin resté faible. A l'appui de cette hypothèse signalons que dès au-delà de Sullivan River, immédiatement au NW de Solitude Range (fig. I-11), Fyles (1960) et Wheeler (1963) avaient remarqué une plus grande abondance de carbonates dans ce qui correspond à la formation *Mural*. Plus vers le Nord, dans la région de Mt Robson, il est établi qu'une partie de ces carbonates est formée de dolomies (Mountjoy, 1962).

## - STRATIGRAPHIE -

*Les carbonates*

Trois types de carbonates ont été identifiés dans l'ensemble de la série : dolomie gréseuse, calcaires bioclastiques et calcaire à *Archeocyathides* (unité G2d).

Deux bancs de dolomie gréseuse ont été reconnus dans la formation *Mural* à la base des unités G2a et G2d, et sont surtout formés de dolomite ferreuse largement recristallisée. Les grains de quartz, abondants, présentent tous une extinction onduleuse ; quelques-uns sont même polycristallins.

Les biocalcirudites sont grises, à patine brune. On les trouve dans les formations *Mural* et *Mahto* où elles sont constituées de calcite non ferreuse, plus ou moins largement recristallisée. Quelques petits rhomboèdres de dolomite ferreuse et de sidérite (?) ont été identifiés. Leurs contours et clivages sont soulignés par de l'hématite, tandis que le centre des cristaux a été dissous. Des minéraux phylliteux (chlorite, muscovite, séricite) jalonnent de nombreuses lamines, qui mettent en évidence l'irrégularité de la stratification interne à chacun des bancs. Dans les cas favorables de très abondants débris de Trilobites, d'Echinodermes et de quelques *Archeocyathides* probables (?) ont pu être reconnus ainsi que *Salterella* sp.

Le calcaire à Archeocyathides (G2d) entrecoupé de lamines chloriteuses, est formé de calcite non ferreuse largement recristallisée. Le banc est localement dolomitique, et contient des grains de quartz de taille moyenne, peu arrondis, dont l'abondance croît vers le sommet.

*Remarque sur l'hématite*

Le fer, en tant qu'élément chimique, est très largement répandu dans le secteur étudié. D'origine sédimentaire probable il aurait subi une large remobilisation lors du métamorphisme (J. Jones, com. pers. 1972). Il est actuellement présent dans le réseau cristallin de sulfures (pyrite), ou d'oxydes (magnétite, hématite, limonite), et entre dans la composition des chlorites et des carbonates (sidérite ?), calcite, dolomite).

L'hématite semble la plus abondante : elle est exprimée soit sous forme de poussière diffuse, soit en granules larges de quelques dizaines de microns. Sous l'un ou l'autre aspect on la rencontre :

- . disséminée dans la masse de la roche,
- . concentrée le long des lamines pélitiques internes à certains bancs, ou le long des stratifications entrecroisées dans les grès-quartzites,
- . à l'intérieur de plusieurs grains de quartz dont elle délimite la forme originelle (Planche III).

Une telle homogénéité de répartition, tant verticale que latérale, avait conduit J. Terry (1971, p. 58) à considérer une origine synsédimentaire pour l'hématite contenue dans les quartzites du groupe *Hamil* (fig. II-2)

de la Dogtooth Range. Dans l'étude qu'il a consacrée à ces derniers, Ellison (1967) avait conclu que les grains de quartz, préalablement imprégnés d'oxydes de fer, avaient été exposés à un environnement riche en hématite au cours, ou immédiatement après leur dépôt.

Résumé et discussion :

Résumé

Le groupe *Gog* à Solitude Range comporte de haut en bas :

- l'unité G4 : environ 60 m de siltstones laminés, intercalés de bio-calcirudites épaisses et de grès calcaires fins.
- la formation *Mahto* : environ 800 m de grès quartzites alternant avec des siltstones et des schistes, eux-mêmes intercalés de bancs bien individualisés de grès-quartzeux. Les arénites se caractérisent par une stratification entrecroisée abondante à très abondante, un litage bien défini, communément ondulé (*ripple-marks*), une granulométrie fine à grossière, généralement bien classée. Les siltstones renferment de fines lentilles de grès gris-vert, et montrent d'abondantes marques de bioturbation, parmi lesquelles des tubes horizontaux de vers. Des niveaux peu épais de calcaire bioclastique gris s'intercalent çà et là dans la série ; ils sont plus nombreux vers le sommet.
- la formation *Mural* : dominée par les schistes et siltstones laminés, intercalés à sa base de nombreux bancs calcaires. Une épaisse unité de grès quartzeux et chloriteux se situe dans la moitié supérieure de la formation. Ils présentent localement une stratification entrecroisée, mais sont surtout caractérisés par des traces abondantes de bioturbation et la présence de tubes verticaux du genre *Skolithos* (?).  
A Au sommet un biostrome (?) à Archéocyathides surmonte un banc de dolomie gréseuse.
- la formation *Mc Naughton*, essentiellement quartzitique, contient accessoirement quelques siltstones. Les grès quartzites à grain fin à moyen, présentent une stratification entrecroisée surtout abondante dans la partie supérieure de la formation.

BUS  
LILLE

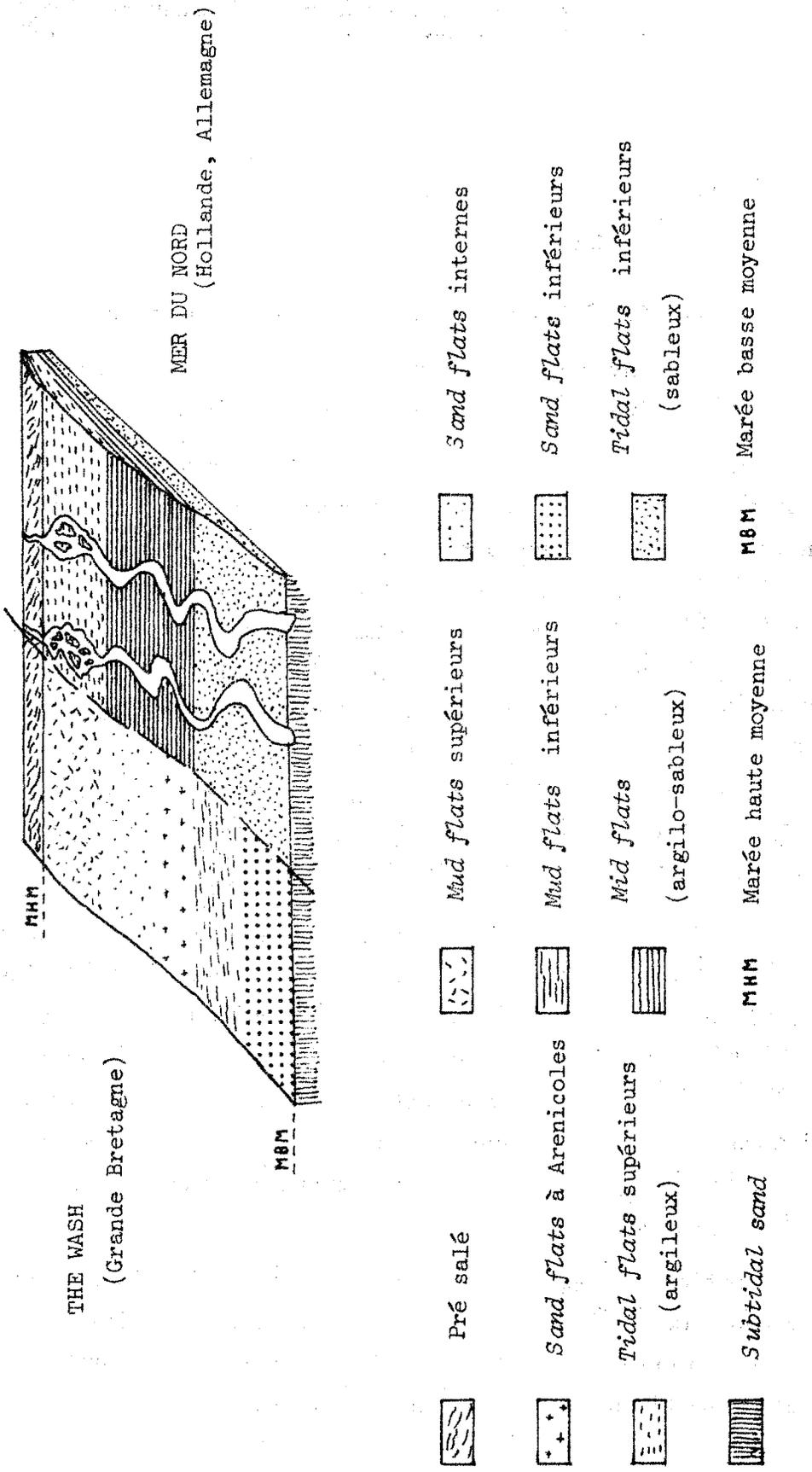


Fig. II-17 : MODELES DE DEPOTS LITTORAUX (in KLEIN, 1971)

*Conditions de dépôt :*

L'étude des dépôts littoraux (*tidal flats*) actuels s'est considérablement accrue durant la dernière décennie (Evans, 1965, Reineck, 1963, 1967, Thompson, 1968, Klein, 1963, 1970 a). L'existence de séries fossiles équivalentes est maintenant établie à différentes époques et en divers points du globe. Ainsi Klein (1970 b, 1971) a-t-il recensé et discuté les critères permettant de reconnaître le caractère littoral d'une séquence sédimentaire. A Solitude Range le groupe *Gog* comporte des assemblages de lithologies et de structures tels que son assimilation à un dépôt de type littoral paraît une hypothèse raisonnable.

Les arénites :

Dominés par le quartz (*cf.* p. 62), les arénites apparaissent comme des grès minéralogiquement matures, à grain original bien arrondi. Toutefois l'abondance de matrice phylliteuse révèle, pour certains, un indice d'immaturation texturale. Les bancs épais de 0,30 à 0,50 m en moyenne, sont bien définis, et possèdent une surface supérieure ridée. L'amplitude des rides ne dépasse pas 10 cm, et leur longueur d'onde 50 cm environ. En plusieurs endroits la superposition, sur une même surface, d'au moins deux systèmes de rides rectilignes et asymétriques a pu être observée. Le fond situé entre deux rides est, d'une manière générale, occupé par un placage schisteux de quelques millimètres d'épaisseur (*flaser bedding* de Reineck et Wunderlich, 1968). A l'exception de l'unité G1a, tous les bancs présentent une stratification entrecroisée interne très abondante. Le type n'a pu en être précisé car l'observation fût réduite à deux dimensions dans la plupart des cas. La profondeur d'une cuvette est d'ordre décimétrique.

Un tel faciès peut être interprété, à la suite de Klein (1970 b) comme un cordon sableux situé, soit à la base (*low tidal sand flat*), soit au milieu (*intertidal sand bar*) de la zone littorale.

La présence dans certains de ces grès-quartzites de tubes verticaux simples rapportés au genre *Skolithos* (*cf.* p. 65) confirme l'interprétation ci-dessus (Seilacher, 1967, Ager et Wallace, 1970, Young, 1972, p. 5).

## - STRATIGRAPHIE -

L'unité G1a ne comporte les structures décrites ci-dessus que dans sa partie supérieure. Le passage à ce type de faciès se fait progressivement depuis une partie inférieure, où la stratification entrecroisée interne aux bancs paraît absente, et où les rides, de faible amplitude, ont des longueurs d'onde très variables de 0,10 m à plus d'un mètre. Klein (1970 b) a attribué un faciès identique à une zone sublittorale peu profonde, sensible à l'influence des marées.

Les unités G1b et G3b :

Ces deux unités sont caractérisées par un assemblage lithologique mixte de siltstones verts intercalés de fines lentilles de grès chloriteux gris-vert à surface supérieure ridée de manière asymétrique (*lenticular bedding* de Reineck et Wunderlich, 1968). Une bioturbation importante affecte les dépôts.

Ce type de faciès est bien connu dans la zone littorale, où il semble occuper une position relativement élevée : *high tidal flats, mixed flats* (Reineck, 1969, Klein, 1970 b, 1971).

Les schistes

La majeure partie de la formation *Mural*, et quelques termes de la formation *Mahto* (ex : G3d : fig. II-16), sont constitués de :

- . siltstones laminés bleutés, gris ou vert d'eau (G2c) ;
- . phyllades à débit fruste, vertes ou noires et à altération rougeâtre ou noire (horizons supérieurs de G2a ; G3d) ;
- . schistes ardoisiers brun chocolat (quelques horizons de G1b ; G2a).

Dans l'estuaire du Colorado, au fond du golfe de Californie, Thompson (1968) observe des faciès argileux et silteux, verts, gris et bruns, laminés, qui se déposent dans la partie la plus élevée de la zone littorale, seulement immergée lors des marées d'équinoxe (*mud flats*). Des dépôts analogues sont connus en divers points de la Mer du Nord (Reineck, 1969, Klein, 1971).

- GOG -

A Solitude Range les schistes du groupe *Gog* présentent des laminations analogues à celles des dépôts de type *mud flats* actuels. Cependant, aucune trace de bioturbation, aucun indice de dépôt évaporitique, si étroitement associés à cet environnement, n'ont été identifiés au cours du présent travail (Thompson, 1968, Reineck, 1969). Toutefois l'intercalation des schistes dans des unités arénacées de type littoral est un argument notable en faveur de l'attribution aux *mud flats*.

#### Les calcaires bioclastiques :

Plusieurs bancs de biocalcirudite grise, à altération brune, ont été reconnus dans les formations *Mural* et *Mahto*. Peu épais, ils ont une extension latérale qui n'a jamais été observée en deux dimensions à la fois, et des joints de stratification internes irréguliers et péliteux. Les débris d'organismes, non déterminables, apparaissent peu émoussés à la loupe.

Des dépôts pélito-gréseux contenant une grande quantité de débris coquilliers sont abondants dans la plupart des zones littorales actuelles (Thompson, 1968, Reineck, 1969, Bajard, 1966, Mathieu, 1966). On les trouve tapissant le fond des chenaux intertidaux, ou concentrés en cordons (bermes) longitudinaux dans la partie supérieure de la zone de balance des marées. Sous l'action des plus fortes vagues de marée haute, ils sont soumis à d'épisodiques remaniements qui peuvent les conduire à s'étaler en vastes lentilles tabulaires dans la zone intertidale.

Les deux bancs de dolomie gréseuse, et le calcaire à Archéocyathides (G2d) de la formation *Mural* (cf. p.55) n'ont montré aucune structure interne particulière, ne laissant pas d'indication quant à leurs conditions de dépôt.

#### Corrélations lithostratigraphiques

Dans les Rocheuses le groupe *Gog* a été reconnu d'abord dans deux régions distantes d'environ 250 km : Lake Louise au SE, et Jasper-Yellowhead Pass au NW (fig. II-9). Il y fait actuellement l'objet d'études détaillées

## - STRATIGRAPHIE -

en vue d'en préciser la lithostratigraphie (P. Palomen, Univ. of Calgary, Young, 1969) et sa biostratigraphie (Young, 1972, Fritz, 1972). N'ayant pas fait l'objet de recherche spécifique la seconde ne sera pas abordée ici.

Les trois formations, Mc Naughton, Mural et Mahto, décrites vers le NW se retrouvent à Solitude Range, à quelques variations près. Le membre *Peyto*, calcaire fossilifère couronnant le Gog en divers points des Rocheuses, semble avoir ici un équivalent latéral relativement arénacé.

#### La formation *Mc Naughton*

Dans la partie méridionale de Solitude Range l'épaisseur de la formation *Mc Naughton*, a été mesurée en deux endroits différents à 310 et 350 m (cf. p. 53). Mais de part et d'autre de Sullivan River, qui limite Solitude Range au NW (fig. I-11), J.O. Wheeler a constaté un épaissement brutal de la même unité, qui atteindrait environ 1200 m sur la rive droite de Sullivan River (Young, com. pers., 1972). Une telle variation d'épaisseur sur une si courte distance suggère qu'un phénomène de subsidence différentielle ait affecté deux domaines adjacents séparés par une faille syn-sédimentaire de direction NE. Des failles semblables, actuellement en activité, sont connues dans le Golfe du Mexique (Lehner, 1969) et au large du Venezuela (Cebull, 1969). Dans le Cambrien des Rocheuses, Leech (1954, 1960) a déjà suggéré l'existence de structures identiques de direction NE (cf. p. 14).

#### La formation *Mural*

En redéfinissant dans la région de Mt Robson la formation *Mural*, Mountjoy (1962, p. 7) précisait qu'elle s'amincit d'Ouest en Est, tout en passant d'un faciès essentiellement carbonaté à un faciès arénacé. Le même passage des carbonates aux quartzites a aussi été reconnu au Sud de Jasper, à Mt Kerkeslin (Aitken, 1968 b, p. 19). Ainsi s'effectue la transition entre les deux séries types du Gog : tripartite dans la région de Mt Robson au NW, monotone dans la région de Lake Louise au SE (cf. p. 49).

A Solitude Range la formation *Mural* est surtout pélitique, contient un niveau gréseux important, et plusieurs fins horizons de biocalcitrudites (cf. p. 57). Elle se termine par un banc peu épais (8 m) calcaro-

- GOG -

dolomitique à Archéocyathides, tandis que non loin au NW, au-delà de Sullivan River, Fyles (1960, p. 92) et Wheeler (1963, p. 8) en avait observé deux : l'un à la base, l'autre au sommet. Fyles avait cependant noté la disparition du banc inférieur à Solitude Range, et Wheeler devait la vérifier plus tard (Young, com. pers., 1972). Globalement la série observée dans le secteur étudié évoque les séries de transition entre faciès carbonaté et arénacé décrites par Mountjoy et Aitken (*cf. supra*). Aussi peut-on suggérer que Solitude Range représente un des points actuellement les plus méridionaux, non seulement de l'affleurement, mais encore de l'extension géographique de la formation *Mural*.

#### La formation *Mahto*

La formation *Mahto*, qui semble ne pas dépasser 500 m dans la région de Mt Robson (Mountjoy, 1962) ou de Mc Bride (Young, 1968), atteint, à Solitude Range, de 700 à 900 m d'épaisseur (*cf. p. 61*). Cette anomalie apparente s'expliquerait par un phénomène de subsidence différentielle affectant, à diverses périodes du Cambrien, des zones transverses aux structures (Aitken, com. pers., 1973).

#### L'unité sommitale G4

Cette unité est essentiellement formée de siltstones, mais contient plusieurs horizons de biocalcirudites à débris de Trilobites indéterminables. Pourtant à quelques kilomètres au Nord de Solitude Range, Wheeler (1963, p. 8-9) a trouvé dans ces horizons une faune à *Olenellus*. En se référant aux récents travaux de Fritz (1972), il semble que l'unité G4 de Solitude Range soit bien l'équivalent latéral du membre *Peyto*. Cela confirmerait ainsi l'idée d'Aitken (1971, p. 562) selon laquelle "là où le *Peyto* manque, c'est plutôt sous l'effet d'un changement de faciès vers des grès calcaires que par érosion".

## - STRATIGRAPHIE -

North (1971, p. 278) a constaté que le long d'une bande étroite bordant à l'Est le Fossé des Rocheuses, le Cambrien était régulièrement incomplet : soit partiellement érodé, soit réduit par suite d'un faible taux de subsidence. Il semble que Solitude Range s'intègre bien dans ce modèle, le *Mc Naughton* y étant singulièrement moins épais que dans la région de Mr Robson. L'absence de fossiles permet d'envisager deux possibilités :

- ou bien Solitude Range appartient à une zone qui fût momentanément émergée et soumise à l'érosion, avant le dépôt du *Gog*, au même titre que la *Montania*, située au SE et active à la même époque (cf. p. 14),
- ou bien le taux de subsidence était particulièrement faible à Solitude Range lors du dépôt du *Mc Naughton*.

Aitken (1971 ) a mis en évidence l'existence à partir du Cambrien moyen, d'une ride étroite orientée SE-NW, la *Kicking Horse Rim*, active au moins dès le passage Cambrien inférieur à moyen, et le long de laquelle s'effectue entre autres le passage de faciès des carbonates aux pélites. Localement les dépôts initiaux du Cambrien moyen et même le sommet du *Gog* y ont été érodés (Aitken, 1971, p. 561, et Hockley, com. pers., 1972). Solitude Range se situe à moins de 70 km vers le NW dans le prolongement de la *Kicking Horse Rim* (Aitken, 1971, p. 559), et est limité au NE par Chatter Creeck le long duquel s'effectue le passage de faciès des carbonates aux pélites au Cambrien moyen (cf. p. 15 ). Aucun signe d'émergence ni d'érosion n'a été observé au sommet du *Gog* à Solitude Range, mais il n'est pas impossible que la *Kicking Horse Rim* naissante y est influé sur le taux de subsidence.

II-22 : Le groupe ChancellorHistorique :

Dans la région de Field, à l'Ouest de Lake Louise (fig. II-18), Allan (1911, 1912, 1914) décrit (*in* Cook, 1970) une épaisse formation schisteuse sous le nom de *Chancellor*, qu'il attribua au Cambrien supérieur. Il suggéra que ces schistes soient séparés des carbonates qui les côtoient à l'Est (et datés, eux, du Cambrien moyen) par la faille Stephen-Dennis, dont Wheeler (1963) devait suivre le tracé vers le NW jusqu'à Solitude Range. Plus tard, Rasetti (1951) décrivait, dans deux localités situées à l'Est de la faille Stephen-Dennis, un passage de faciès entre des carbonates orientaux et des schistes occidentaux. Reprenant cette idée, North et Henderson (1954) reconnurent que les schistes de la formation *Chancellor* étaient l'équivalent latéral des carbonates d'âge Cambrien moyen. Mais ils admirent encore l'existence de la faille Stephen-Dennis, structure majeure pour laquelle ils proposèrent que des mouvements chevauchants aient succédé à des mouvements d'effondrement.

A la suite d'une étude de détail, Cook (1967) devait vérifier biostratigraphiquement le passage d'un faciès carbonaté oriental à un faciès argileux occidental. Il a montré de plus qu'à chaque faciès correspond un style de déformation particulier (*cf.* p. 17), la zone de transition étant marquée par des plis mésoscopiques nombreux et serrés, avec schistosité de plan axial pénétrative. Bien que quelques petites failles normales existent localement, aucune faille majeure, telle la Stephen - Dennis, n'a pu être identifiée dans cette zone (Cook, 1970, p. 33).

Entre Boat Encampment (fig. I-11) et Solitude Range, Fyles (1960) avait décrit, surmontant le groupe *Gog*, et partiellement métamorphisé jusque dans la zone à disthène, une unité péritique passant graduellement à une unité carbonatée, et qu'il nomma respectivement : *Argillite de Tsar Creek* et *Calcaire de Kinbasket*. Bien développées au NW de Solitude Range (Simony, *com. pers.*, 1972), ces unités se poursuivent au SE sur le flanc SW de Blackwater Range où, d'après Fyles, seul le *Calcaire* serait bien représenté.

Wheeler (1963, p. 9) rapportait l'*Argillite de Tsar Creek* à la formation *Canyon Creek*, pour qui l'on supputait un âge Cambrien moyen probable à Cambrien supérieur. Il est maintenant montré et admis que cette formation *Canyon Creek*, connue et décrite le long du bord Ouest du Fossé au mur de la faille Purcell (Simony et Wind, 1970), passe latéralement vers l'Est dans la partie inférieure du groupe *Mc Kay* (Simony, *com. pers.*, 1971), d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien moyen (Balkwill, 1973, p. 613). En conséquence, la dénomination *Canyon Creek* un moment adoptée par Wheeler doit être abandonnée.

Quant aux *Calcaire de Kinbasket*, Wheeler (1963, p. 10), puis Price et Mountjoy (1966, 1970), le rattachaient au groupe *Chancellor* d'âge Cambrien moyen à supérieur (Cook, 1970, p. 29).

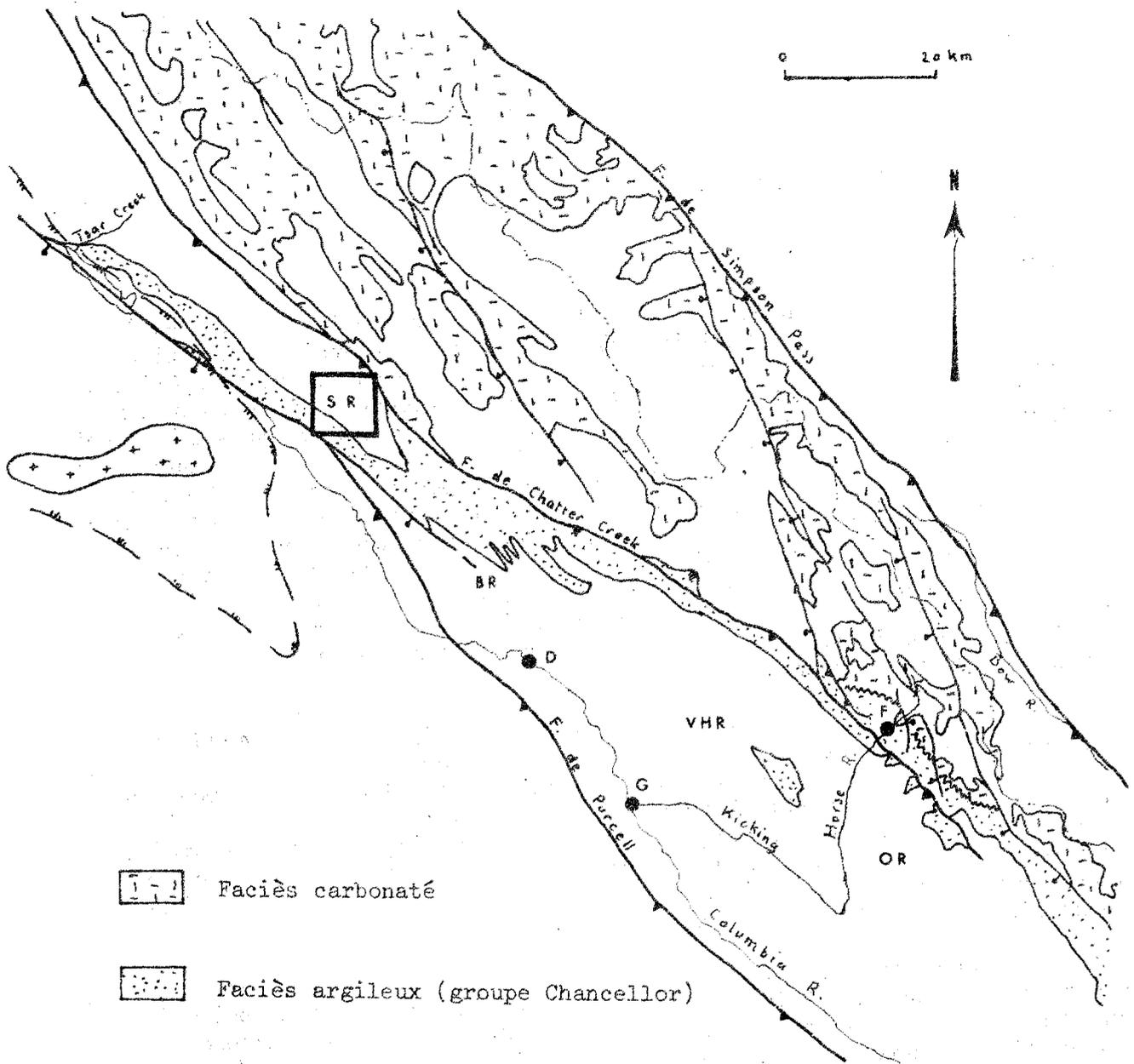


Fig. II-18 : LE CAMBRIEN MOYEN AUX ALENTOURS DE SOLITUDE RANGE  
 Extrait de la carte de PRICE et MOUNTJOY, 1970

BUS  
LILLE

- SR : Solitude Range
- BR : Blackwater Range
- VHR : Van Horne Range
- OR : Ottertail Range
- D : Donald Station
- G : Golden
- F : Field

Dans la présente thèse, par souci de simplification, la terminologie de Fyles sera conservée, et par suite du passage graduel observé entre l'*Argillite de Tsar Creek* et le *Calcaire de Kinbasket*, l'ensemble sera globalement rapporté au groupe Chancellor.

#### La série stratigraphique

Dans le secteur étudié les formations qui surmontent le groupe *Gog*, affleurent de façon discontinue, uniquement sur les pentes boisées des versants SW et Sud de Solitude Range (fig. II-19). Ils sont de plus affectés par le métamorphisme qui atteint son maximum (zone du grenat) à l'Ouest, aux plus basses altitudes entre Game Creek et Next Creek. Dans ces conditions, aucune coupe complète n'a pu être levée, et la série a dû être reconstituée à partir de la lecture de la carte, et de deux coupes partielles levées entre les points  $x = 546, y = 405$  /  $x = 544, y = 402$  d'une part et  $x = 606, y = 361$  /  $x = 589, y = 363$  d'autre part.

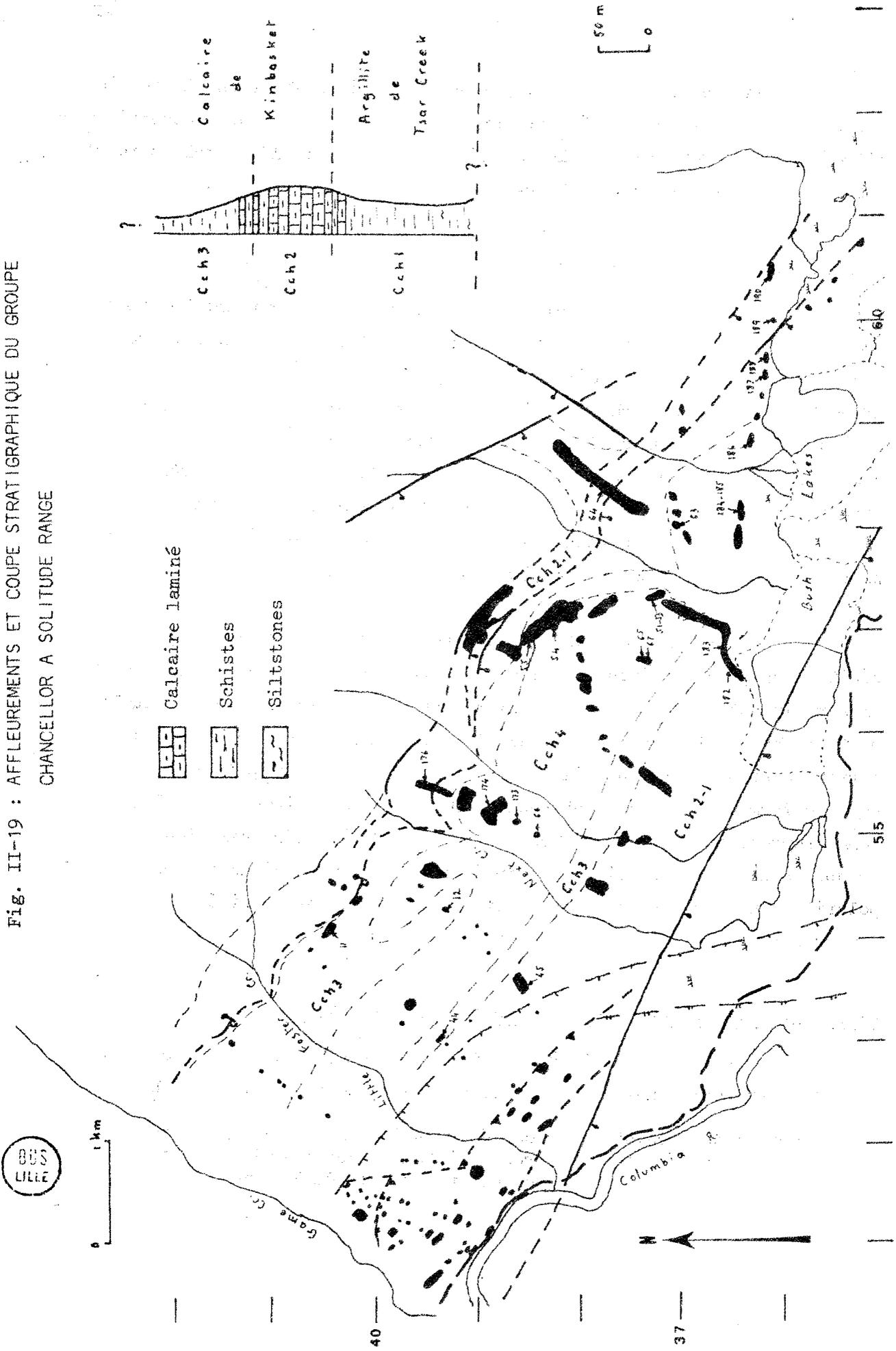
Le *Calcaire de Kinbasket* débute avec un banc gris, compact, se débitant en plaques fines sous l'effet d'une schistosité très pénétrative. Plus résistant que les schistes environnants auxquels il passe graduellement, ce banc détermine des reliefs émoussés dans le paysage, qui ont pu servir de guide pour débrouiller la structure macroscopique. De plus, ce banc renferme localement d'abondantes laminations claires, considérées comme représentant la stratification (cf. p. 78 ). Leurs relations géométriques avec la schistosité ont ainsi constitué un précieux critère de polarité, en accord avec quelques stratifications entrecroisées reconnues dans des grès situés au sommet du *Gog*.

#### Coupe entre les points $x = 546, y = 405$ et $x = 544, y = 402$

Cette coupe, levée à la suite de GA (cf. p. 58 ) sur le flanc inverse d'un anticlinal, comporte stratigraphiquement de haut en bas :

- . Cch3 : des schistes carbonatés gris à gris verdâtre, intercalés à la base de calcaires schisteux ; cet ensemble, très tendre, affleure difficilement et passe graduellement vers le bas à :

Fig. II-19 : AFFLEUREMENTS ET COUPE STRATIGRAPHIQUE DU GROUPE  
 CHANCELLOR A SOLITUDE RANGE



- . Cch2 : le calcaire gris laminé formant un ressaut marqué dans le paysage. Les lamines, claires, épaisses de 1 à 3 mm sont parfois dégagées de la roche environnante par altération différentielle. Elles permettent aussi de déceler la présence de miniplis isoclinaux (cf. ch. IV), lesquels laissent soupçonner l'existence d'un épaissement tectonique de la série.
- . Cch1 : une vire étroite suivie d'une zone largement couverte par la végétation jusqu'au point  $x = 546$ ,  $y = 405$ . Dans cette zone quelques petits pointements isolés, et d'abondants éluvions font apparaître des schistes d'abord gris verdâtre, puis foncés à noirs, calcaires ou siliceux, à stratification peu apparente.

Coupe entre les points  $x = 606$ ,  $y = 361$  et  $x = 589$ ,  $y = 363$

Cette coupe, très oblique sur le flanc normal d'un synclinal majeur (fig. II-19), présente plusieurs petits affleurements isolés qui permettent de bien observer le passage graduel entre le calcaire gris laminé de l'unité Cch2 (FM 71/186), aux schistes foncés à noirs, carbonatés ou siliceux (FM 71/187). Ensuite dans une zone de failles apparaissent quelques siltstones laminés verts (FM 71/188) analogues à ceux couronnant le *Gog* (cf. p. 61), et un peu plus loin affleurent encore des schistes foncés à noirs (FM 71/190). Au delà du point  $x = 589$ ,  $y = 363$ , on passe brusquement aux quartzites de la formation *Mahto*.

En résumé, à Solitude Range le groupe *Chancellor*, bien mal accessible, comprend de haut en bas (fig. II-19):

- . Cch3 : Des schistes gris, carbonatés ou non, passant graduellement à :
- . Cch2 : un calcaire gris, compact, à fines laminations claires, et débité en plaquettes, passant lui-même graduellement à :
- . Cch1 : des schistes carbonatés clairs, puis foncés à noirs, carbonatés ou siliceux, mal stratifiés.

Les unités Cch3 et 2 correspondent au *Calcaire de Kinbasket* et l'unité Cch1 à l'*Argillite de Tsar Creek*. Fyles (1960, p. 94) a estimé l'épaisseur de cette dernière entre 150 et 300 m. La lecture de la carte et l'observation de nombreux miniplis isoclinaux (cf. *supra*) suggèrent une évaluation à 200 m environ.

## - STRATIGRAPHIE -

Les lithofaciès

Les échantillons examinés proviennent des trois zones de métamorphisme rencontrées : chlorite, biotite, grenat. Seuls ceux issus de la première de ces zones seront décrits ici ; les autres seront traités avec le métamorphisme (ch. III).

En lame mince, le calcaire apparaît finement cristallin, formé de calcite non-ferreuse, développant des cristaux xénomorphes avec élongation préférentielle dans le plan de la schistosité, et de nombreuses macles. Les lamines sont constituées de calcite non-ferreuse exprimée en cristaux xénomorphes mais sans élongation préférentielle. Des grains de quartz, de taille silteuse et d'origine détritique, sont dispersés dans la roche, où leur abondance varie de 1 à 10%. Localement, ils présentent une concentration supérieure à la moyenne le long des lamines, lesquelles sont alors mises en relief par altération différentielle. (ex : FM 71/182) La composition et la texture de ces lamines pouvant ainsi différer sensiblement de celles de la roche environnante, elles ont été interprétées comme représentant la stratification originelle.

Dans le calcaire, la teneur en chlorite et micas est variable. De minuscules paillettes de chlorite - Fe, largement répandue, sont développées dans la schistosité tandis qu'une chlorite - Mg s'est formée dans le plan d'une crénulation bien exprimée au point  $x = 581$ ,  $y = 364$  (FM 71/184). La muscovite, absente de l'échantillon FM 71/184, a été décelée aux rayons-X dans d'autres, moins calcaires, de même que la paragonite dans l'échantillon FM 71/190. Ce dernier uniquement, renferme aussi du chloritoïde en abondance. La pyrite est très répandue en dehors du calcaire cristallin : elle apparaît en granules xénoblastiques très fins ou en cubes idoblastiques atteignant 1 cm de côté. Des cubes et des octaèdres de magnétite s'altèrent en hématite et limonite.

Dans les zones de la biotite et du grenat les calcaires passent à des marbres plus ou moins grossièrement recristallisés, et les schistes à des micaschistes à amphibole (cf. ch. III).

II-3 : Résumé et discussionII-31 : Résumé de la série lithostratigraphique

Dans le secteur méridional de Solitude Range la série lithostratigraphique comporte de haut en bas (fig. II-20) :

- le groupe *Chancellor* : représenté par :

- . quelques centaines de mètres de schistes carbonatés passant à la base à un calcaire cristallin gris fin et laminé ; l'ensemble forme le *Calcaire de Kinbasket* ;
- . environ 200 m de schistes carbonatés ou siliceux formant l'*Argillite de Tsar Creek*.

- le groupe *Gog* : comportant quatre unités distinctes :

- . une série peu épaisse (environ 60 m) de siltstones, et quelques biocalcirudites, équivalent latéral probable du membre *Peyto* ;
- . la formation *Mahto* : de 700 à 900 m de quartzites alternant avec des schistes et des siltstones, et localement intercalés de biocalcirudites peu épaisses ;
- . la formation *Mural* : 230 à 270 m de schistes marrons et de siltstones, intercalés d'une unité quartzitique et de carbonates divers : de nombreux lits fins de biocalcirudites, deux horizons de dolomie gréseuse et un banc très recristallisé, localement dolomitisé, représentant probablement un biestrome à Archéocyathides. Ce banc de teinte crème, qui couronne la formation, constitue un excellent horizon-marqueur par le lever cartographique.
- . la formation *Mc Naughton* : 310 à 340 m de quartzites clairs intercalés de quelques siltstones. Une unité basale de quartzites blancs, très durs, constitue aussi un utile horizon-marqueur.

- le groupe *Miette* représenté par un minimum de 210 m de schistes et siltstones intercalés de lentilles microconglomératiques. Sa base n'est pas connue ici.

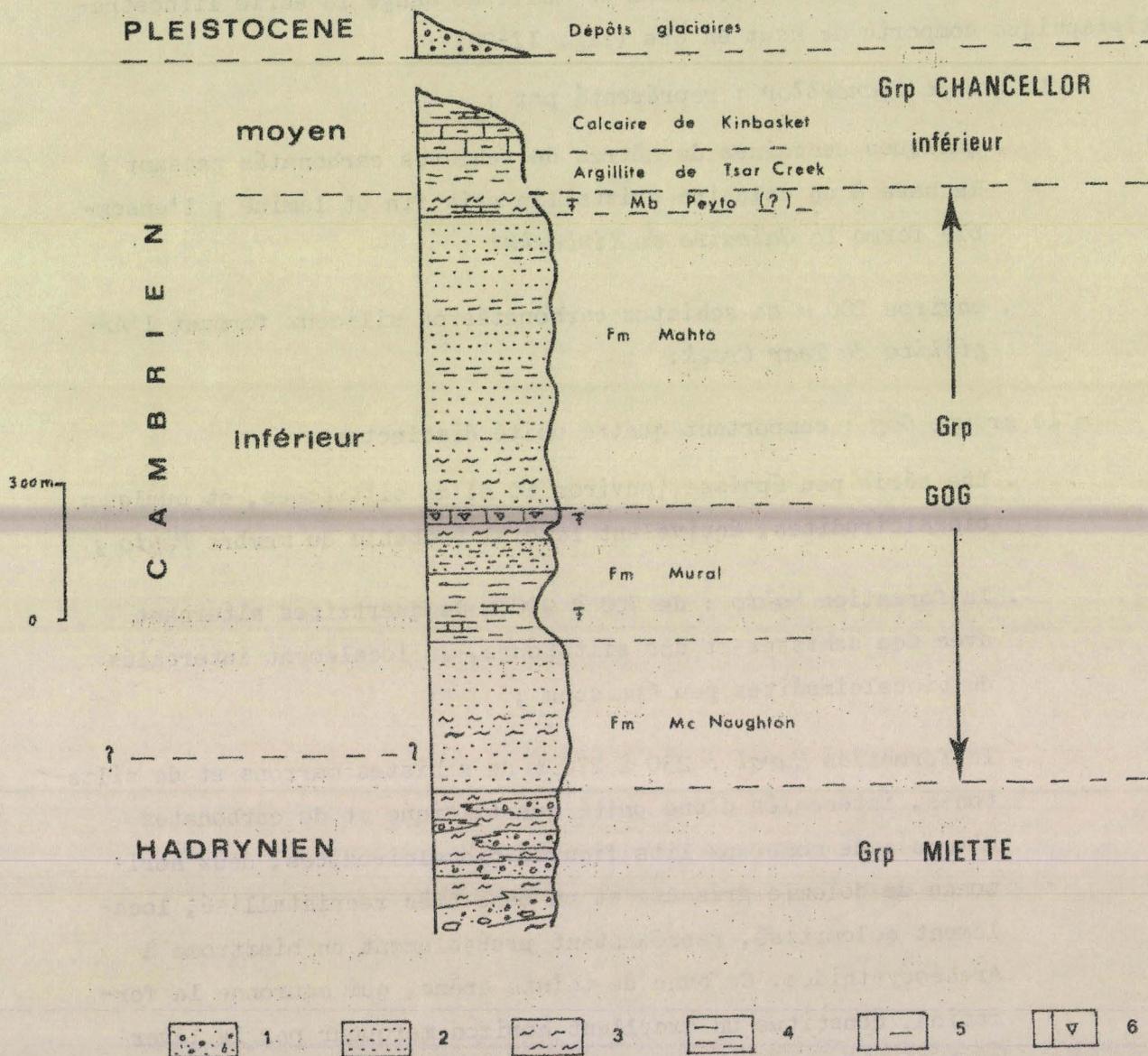


Fig. II-20.: SYNTHÈSE DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE À SOLITUDE RANGE

1. Microconglomérats      2. Grès
3. Siltstones      4. Schistes      5. Calcaire argileux
6. Calcaire à Archéocyathides

Le contact entre les groupes *Chancellor* et *Gog* n'a été approché qu'en un endroit et paraît concordant. Celui entre les groupes *Gog* et *Miette* est ubiquiste : il pourrait être interprété comme tectonique en certains lieux, sédimentaire en d'autres. Il révèle une importante disharmonie.

Au pied de Solitude Range, dans le fond du Fossé, un secteur appartenant aux Selkirk Mountains a montré une série de schistes et de microconglomérats métamorphiques, rattachés au groupe *Horsethief Creek*, lui-même considéré comme équivalent au groupe *Miette* (Reesor, 1957).

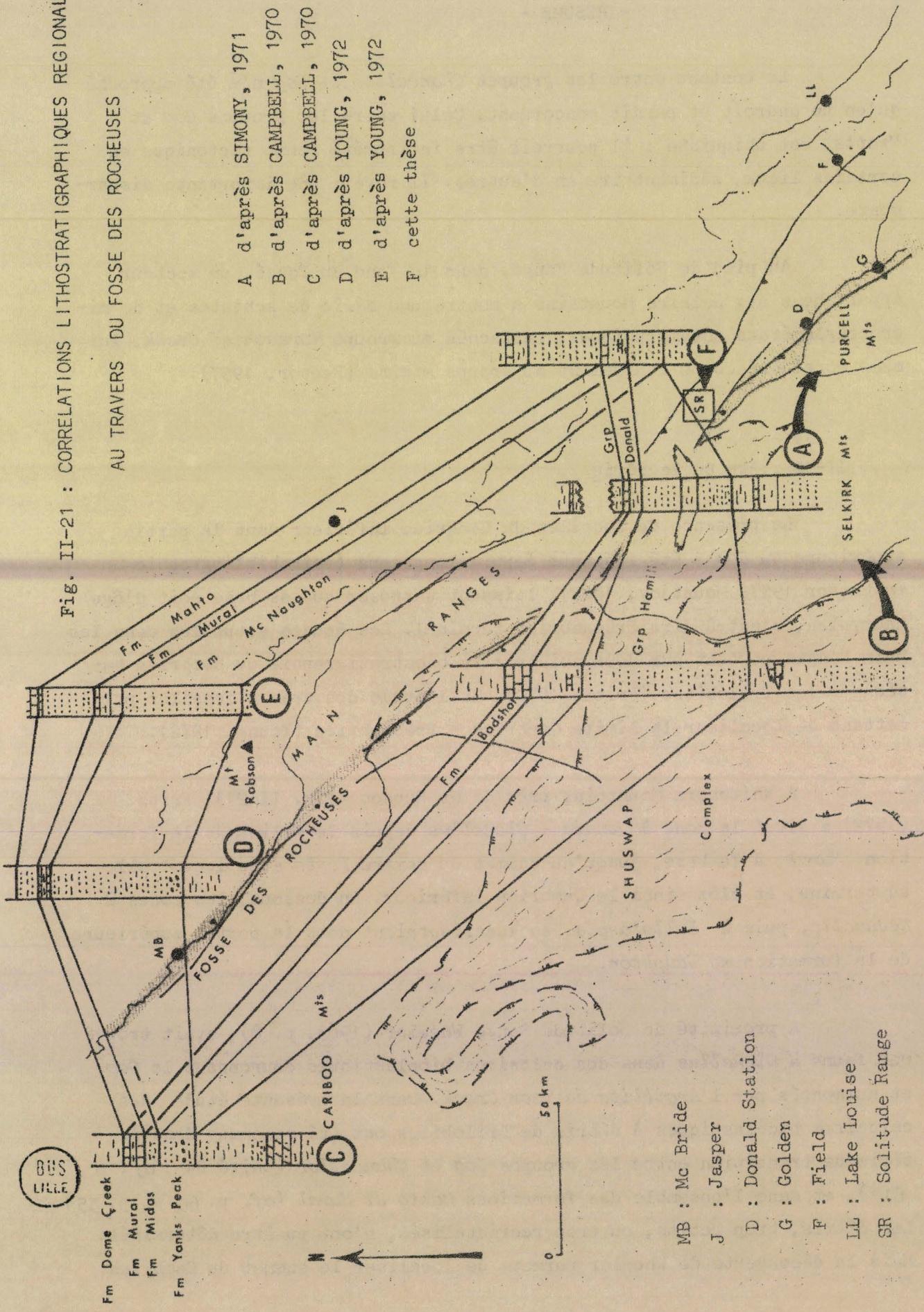
#### II-32 : Age de la série

La présence de fossiles du Cambrien inférieur dans la partie supérieure du *Gog* a été reconnue depuis longtemps (voir bibliographie in Reesor 1957, Mountjoy, 1962), laissant supposer que sa base soit d'âge Hadrymien, c'est-à-dire Précambrien terminal. Les études actuelles dans les Main Ranges portent sur deux points ; la biostratigraphie du Cambrien basée sur les Trilobites (Fritz, 1972), et l'étude des traces fossiles permettant de localiser la limite Cambrien - Précambrien (Young, 1972).

A Whitehorn Mountain, près de Mt Robson (fig. II-21), Fritz (1972) a situé la zone à *Ionnia - Olenellus* depuis le milieu de la formation *Mural* à la base, jusqu'au sommet du membre *Peyto* avec lequel elle se termine, et clôt ainsi le Cambrien inférieur. En dessous, les zones à *Nevadella*, puis à *Fallotaspis* se localiseraient dans la partie supérieure de la formation *Mc Naughton*.

A proximité de Solitude Range Wheeler (1963, p. 8), avait trouvé une faune à *Olenellus* dans des calcaires bioclastiques couronnant le *Gog* et surmontés par l'*Argillite* de *Tsar Creek*. Dans la présente étude des calcaires bioclastiques à débris de Trilobites ont été reconnus dans la série de transition entre les groupes *Gog* et *Chancellor* (unité G4 : cf. p. 61), et dans l'ensemble des formations *Mahto* et *Mural* (cf. p. 60 et p. 55). Les débris, trop petits, ou trop recristallisés, n'ont pu être déterminés. Mais la découverte de Wheeler permet de localiser le sommet du Cambrien

Fig. II-21 : CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES REGIONALES  
 AU TRAVERS DU FOSSE DES ROCHEUSES



- A d'après SIMONY, 1971
- B d'après CAMPBELL, 1970
- C d'après CAMPBELL, 1970
- D d'après YOUNG, 1972
- E d'après YOUNG, 1972
- F cette thèse

- MB : Mc Bride
- J : Jasper
- D : Donald Station
- G : Golden
- F : Field
- LL : Lake Louise
- SR : Solitude Range

## - RESUME -

inférieur au-dessus de l'unité G4. L'essentiel de l'*Argillite de Tsar Creek* (unité Cch I) et le *Calcaire de Kinbasket* sont ainsi susceptibles d'appartenir au Cambrien moyen.

Dans la région de Mc Bride, à la base de la série, sous la zone à *Fallotaspis*, Young (1972) a identifié diverses traces fossiles, mais aucun organisme. Il en conclut à l'absence de l'étage Tommotien, défini par Rozanov (1967)<sup>‡</sup> et situe la limite Précambrien - Cambrien à la base de la zone riche en traces fossiles (Young, 1972, p. 9).

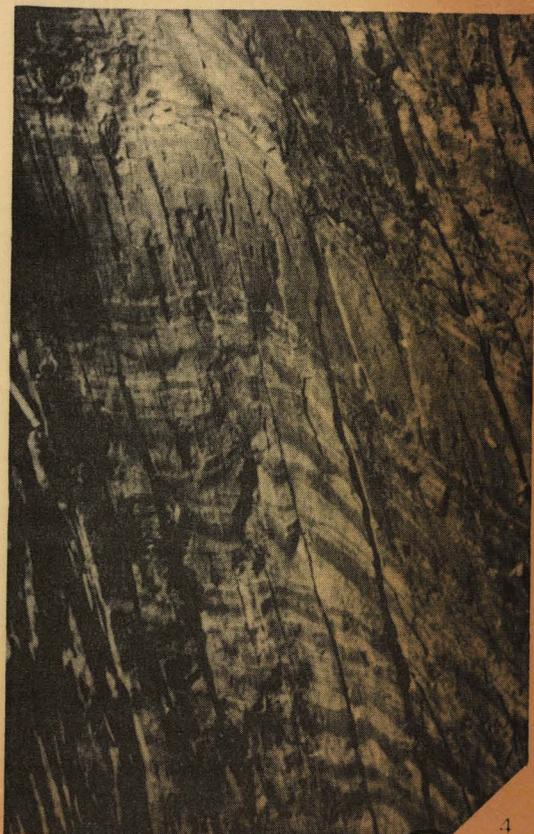
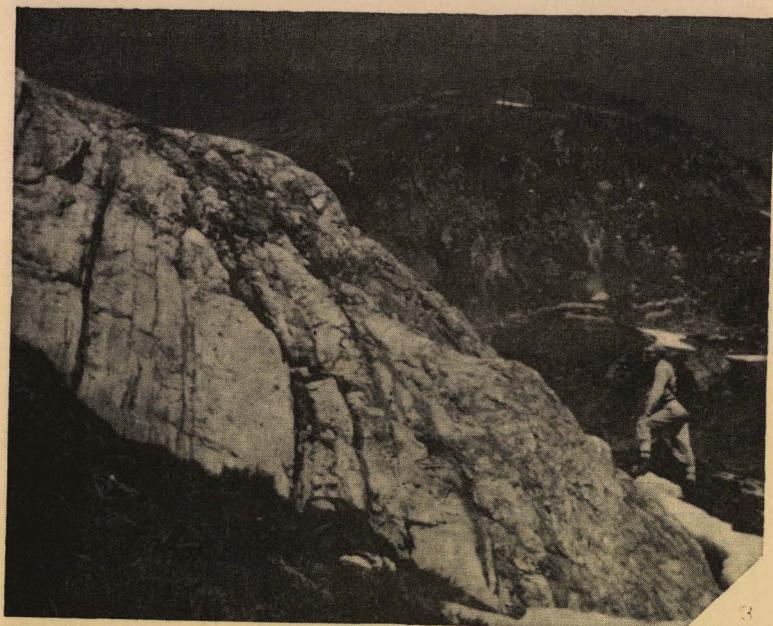
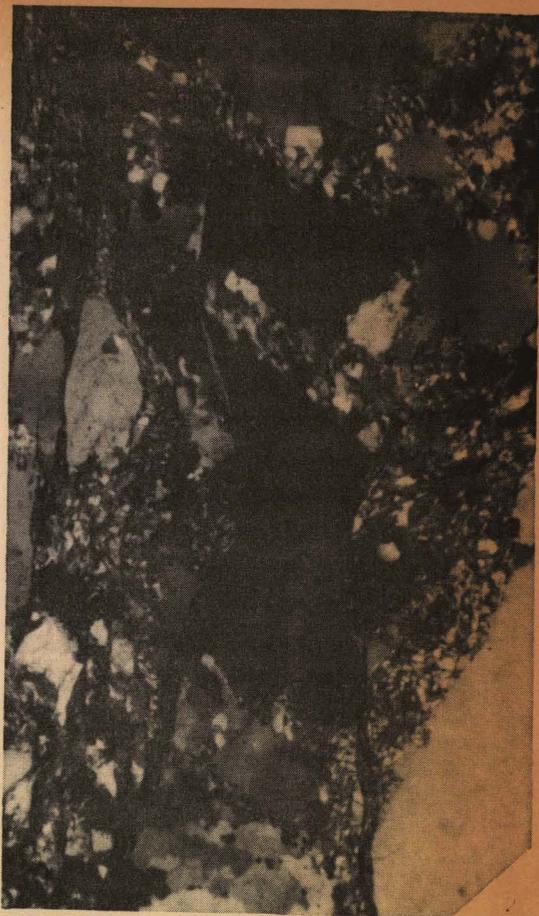
A Solitude Range des tubes verticaux rapportés au genre *Skolithos* ont été trouvés dans l'unité G1c, au sommet de la formation *Mc Naughton*, tandis que les siltstones de l'unité G1b sous-jacente ont livré d'abondantes traces fossiles parmi lesquelles des tubes de vers, horizontaux et branchus (cf. p. 54). Selon le critère retenu par Young (cf. *supra*), le passage Précambrien - Cambrien pourrait se localiser à la base de l'unité G1b.

### II-33 : Corrélations lithostratigraphiques régionales

Dans les lignes précédentes, l'étude de chaque formation s'est achevée par l'examen de ses variations latérales entre les régions (fig. II-21) de Jasper - Yellowhead Pass vers le NW, et de Lake Louise vers le SE.

Dans le cadre de l'étude d'une portion du Fossé telle que la réalise P.S. Simony (cf. p. 3), il était intéressant de comparer les séries stratigraphiques observées de part et d'autre de la Faille Purcell, c'est-à-dire dans les Rocheuses à l'Est et dans les Purcell et Selkirk Mountains à l'Ouest. Par la même occasion, en reprenant les travaux antérieurs de Campbell (1970), Simony (1971) et Young (1972), il devenait possible de discuter et proposer une corrélation lithostratigraphique nouvelle autour de la culmination métamorphique du Shuswap (fig. II-21).

‡ L'étage Tommotien se caractérise par la présence d'une faune d'Archéocyathides plus ancienne que les premiers Trilobites, lesquels sont contemporains d'une faune d'Archéocyathides de type différent. Ainsi défini, l'étage Tommotien de Rozanov (1967) correspond à l'Eocambrien de Hofmann (1972).



BUS  
LILLE

- PLANCHE III -

1 : Biocalcirudite (Fm *Mahto*)

FM 71/84 ; x 50 ; LN

2 : Calcaire à Archéocyathides (G2d : Fm *Mural*)

(x = 553 ; y = 418)

3 : Quartzite de l'unité G1a (Fm *Mc Naughton*)

FM 71/87 ; x 160 ; LP

4 : Quartzite de l'unité G1a (détail)

FM 71/87 ; x 40 ; LP

5 et 6 : Grès micacé de l'unité G2b (Fm *Mural*)

FM 71/161 ; x 50 ; LN

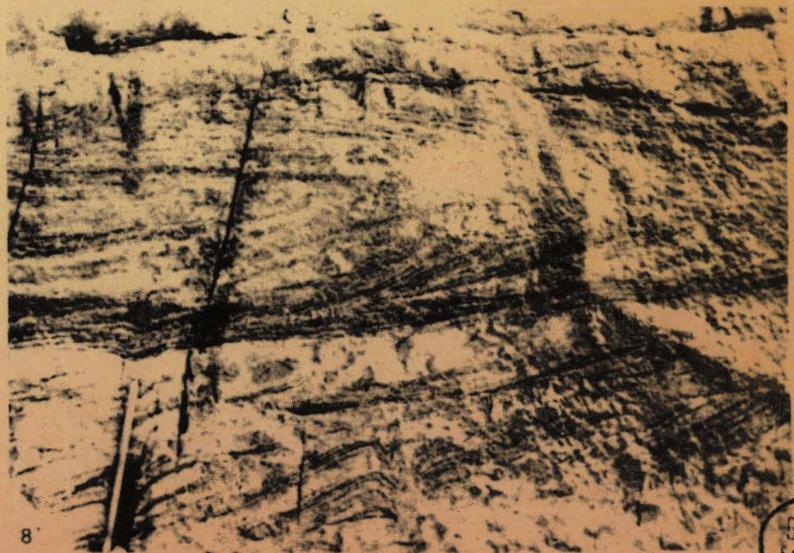
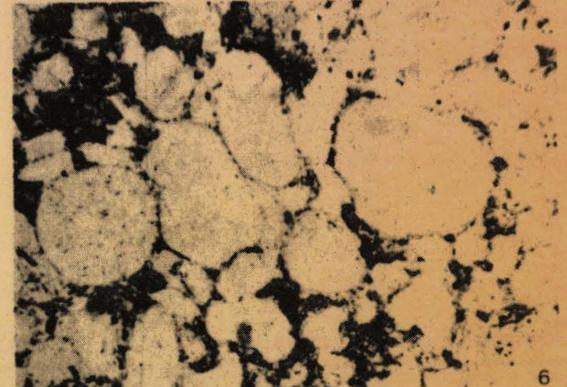
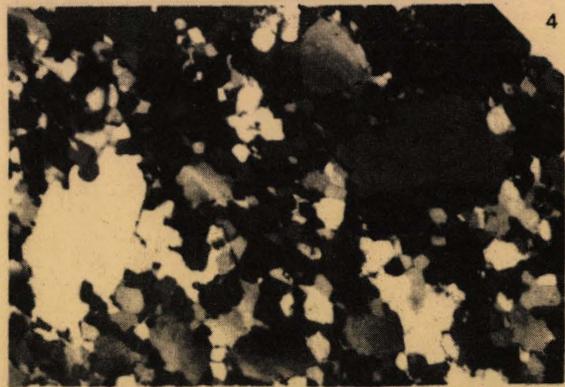
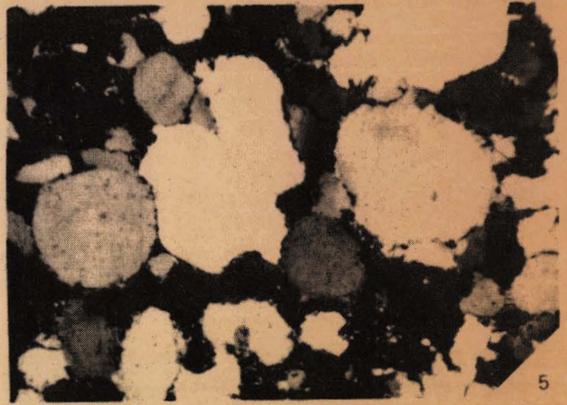
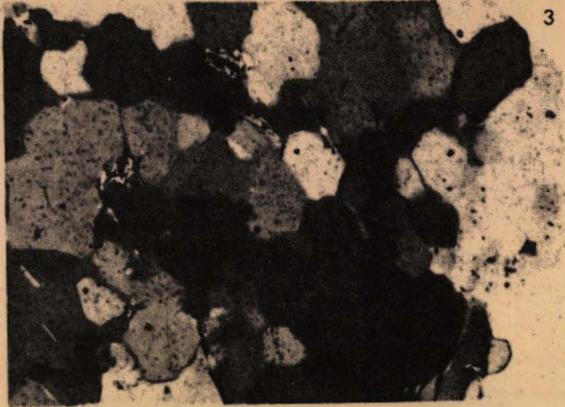
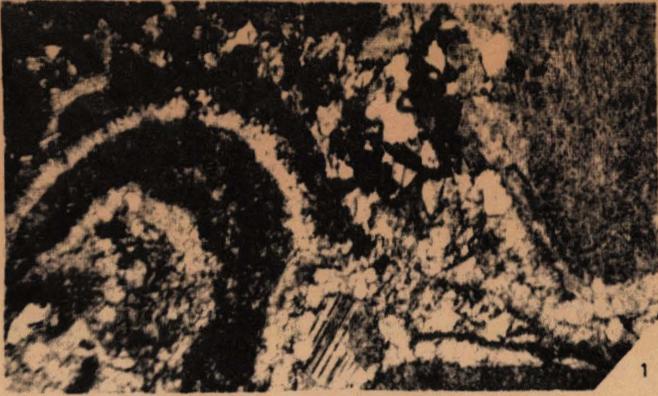
FM 71/161 ; x 50 ; LP

7 : Grès-quartzite (Fm *Mahto*)

FM 71/166 ; x 50 ; LP

8 : Stratification entrecroisée et tubes verticaux (*Skolithos*)  
dans l'unité G1c (x = 572 ; y = 412).

Planche III



BUS  
LILLE

CHAPITRE III

METAMORPHISME ET MAGMATISME

Fig. III-1. Le métamorphisme dans la fosse des Hautes-Alpes.  
D'après BERTHÉ et DE VRIES, 1971.

- 1. Zone de subduction
- 2. Zone de collision
- 3. Zone de chevauchement
- 4. Zone de subduction
- 5. Zone de collision
- 6. Zone de chevauchement
- 7. Zone de subduction
- 8. Zone de collision
- 9. Zone de chevauchement
- 10. Zone de subduction
- 11. Zone de collision
- 12. Zone de chevauchement





## - HISTORIQUE -

III-1 : METAMORPHISMEIII-1-1 : Historique

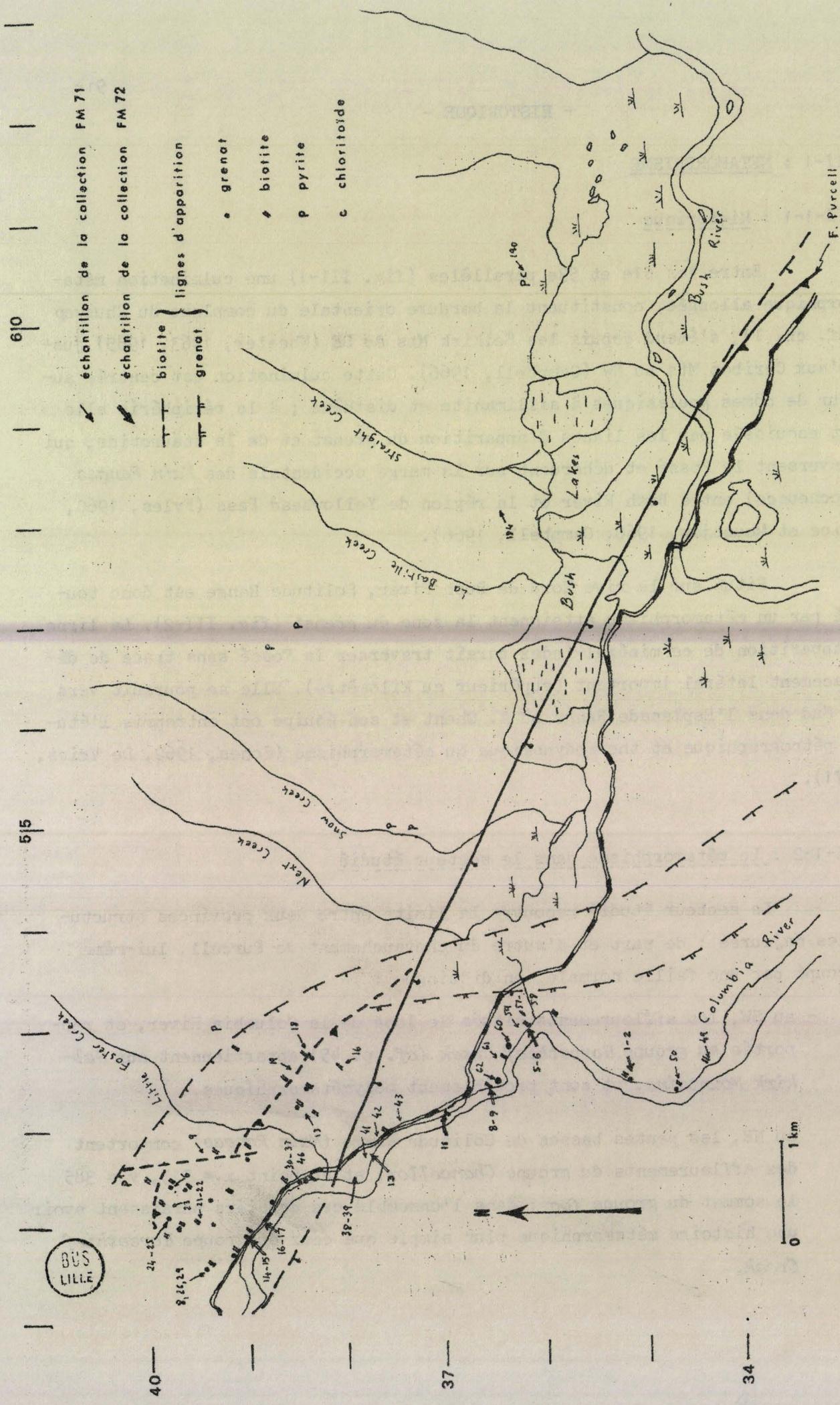
Entre les 51e et 53e parallèles (fig. III-1) une culmination métamorphique allongée, constituant la bordure orientale du complexe du Shuswap (cf. ch. I), s'étend depuis les Selkirk Mts au SE (Wheeler, 1963, 1965) jusqu'aux Cariboo Mts au NW (Campbell, 1966). Cette culmination est centrée autour de dômes gneissiques à sillimanite et disthène ; à la périphérie elle est esquissée par les lignes d'apparition du grenat et de la staurotide, qui traversent le Fossé et débordent sur la marge occidentale des *Main Ranges* (Rocheuses) entre Bush River et la région de Yellowhead Pass (Fyles, 1960, Price et Mountjoy, 1966, Campbell, 1966).

Situé sur la rive Nord de Bush River, Solitude Range est donc touché par un métamorphisme atteignant la zone du grenat (fig. III-2). La ligne d'apparition de ce minéral-index paraît traverser le Fossé sans trace de déplacement latéral important (supérieur au kilomètre). Elle se poursuit vers le Sud dans l'Esplanade Range où E. Ghent et son équipe ont entrepris l'étude pétrographique et thermodynamique du métamorphisme (Jones, 1969, De Vries, 1971).

III-1-2 : Le métamorphisme dans le secteur étudié

Le secteur étudié recouvre la limite entre deux provinces structurales majeures : de part et d'autre du chevauchement de Purcell, lui-même recoupé par une faille normale, on distingue :

- au SW, les affleurements situés le long de la Columbia River, et rapportés au groupe *Horsethief Creek* (cf. p. 45) appartiennent aux *Selkirk Mountains*, et sont probablement polymétamorphiques.
- au NE, les pentes basses de Solitude Range (*Main Ranges*) comportent des affleurements du groupe *Chancellor*, et au point  $x = 515$ ,  $y = 385$  le sommet du groupe *Qq* : dans l'ensemble ces derniers paraissent avoir une histoire métamorphique plus simple que ceux du groupe *Horsethief Creek*.



échantillon de la collection FM 71  
 échantillon de la collection FM 72  
 biotite } lignes d'apparition  
 grenat }  
 • grenat  
 ♣ biotite  
 p pyrite  
 c chloritoïde

fig. III-2 Zones de métamorphisme à Solitude Range

Les faciès pétrographiques

A) Zones du grenat et de la biotite

*Groupe Horsethief Creek*

Les faciès du groupe *Horsethief Creek* ont été décrits (cf. p. 47) sous les noms de leptynites micacées\* et de micaschistes, et ont montré les minéraux suivants : quartz, feldspaths, biotite, mica blanc, chlorite, épidote, tourmaline, magnétite, ilménite, et localement : grenat, calcite, apatite et zircon.

Trois types de feldspaths ont été déterminés optiquement :

- . de l'albite pure (An 0 non maclée, xénomorphe, localement très abondante (FM 72/6) ;
- . de l'oligoclase - andésine (An 30-35) régulièrement maclée, xénomorphe ;
- . de gros cristaux sub-idiomorphes de microcline plus ou moins albitisé.

- 1) L'albite apparaît en petits cristaux xénomorphes relativement frais. Dans les lames parallèles à la schistosité, elle forme des plages amiboïdes se développant autour de cristaux xénomorphes de quartz, et englobant parfois des lamelles micacées. Dans les lames perpendiculaires à la schistosité, albite et quartz constituent localement des granules polycristallins (planche V) qui ont emprisonné entre leurs grains composants de fines paillettes micacées.
- 2) L'oligoclase andésine se présente en cristaux xénomorphes, de taille inférieure à 1 mm, dont la composition minéralogique (An 30-35) a pu être déterminée par les méthodes de Fouqué et Michel - Lévy grâce à un système régulier de macles polysynthétiques. L'origine détritique ou métamorphique de ces cristaux n'a pu être rigoureusement établie. Ghent et De Vries (1972) ont identifié dans l'Esplanade Range des plagioclases à teneur en

---

\* Mais le terme de gneiss albitique pourrait également leur être appliqué (cf. *infra*). Toutefois, par souci d'homogénéité, celui de leptynite micacée sera maintenu ici.

anorthite comprise entre 25 et 95%. Ils ont aussi tenté de corréler ce titre en anorthite avec le degré de métamorphisme respectivement dans les zones à grenat, staurotide disthène et sillimanite. Selon leurs résultats les teneurs An 30-35 évaluées près de Solitude Range apparaissent vraisemblables pour un métamorphisme dont le degré se situe dans la zone à grenat, à l'entrée du faciès amphibolite. Mais l'état des connaissances actuelles concernant le métamorphisme de type barrowien porte à considérer comme anormalement élevées les teneurs précitées (Turner, 1968, Beugnies, com. pers. 1973). De plus l'aspect de fraîcheur qu'offrent les cristaux d'oligoclase-andésine peut refléter une recristallisation postérieure à la mise en place de ces cristaux dans la roche, qu'ils soient détritiques ou métamorphiques. Enfin, dans ce secteur, la déformation, partiellement postérieure au métamorphisme, a affecté tant les éléments d'origine détritique que métamorphique. Il ne faut pas oublier en effet que le groupe *Horsethief Creek* est riche en grains feldspathiques détritiques, ainsi qu'on le vérifie axialement dans des secteurs moins métamorphiques (cf. p. 45). En conclusion il a semblé prudent de considérer l'oligoclase-andésine comme d'origine détritique, mais ayant subi des transformations partielles dont l'intensité pourrait être liée au degré de métamorphisme qui l'a affectée.

- 3) De gros feldspaths sub-idiomorphes (jusqu'à 3 mm), d'origine détritique vraisemblable, montrent deux types de structure :
- . une structure perthitique, où les limites entre le fond de microcline et les plages albitiques sont floues, suggérant un phénomène d'exsolution ;
  - . la structure dite "en échiquier" dans laquelle les limites entre le fond de microcline et les plages albitiques sont nettement tranchées (planche V) et traduisent un phénomène d'albitisation tardive.

Plusieurs cristaux de la seconde catégorie renferment une, ou des trainées granuleuses albitiques (planche V) qui sont en relation avec un cristal d'albite externe, relativement frais. Ceci tend à prouver que l'albitisation tardive, mise en évidence par la structure en échiquier est d'origine métamorphique et postérieure au dépôt du groupe *Horsethief Creek*.

Les observations précédentes, réalisées sur une dizaine d'échantillons, suggèrent que le groupe *Horsethief Creek*, constitué de roches détritiques feldspathiques (cf. p. 47), ait, dans le secteur étudié, subi une albitisation métamorphique à un moment donné de son histoire. Cette albitisation affecte les gros feldspaths sub-idiomorphes, d'origine détritique plausible, mais apparemment pas l'oligoclase.

Les micas se présentent en lamelles diversement orientées. Plusieurs sont sub-parallèles à la schistosité, mais beaucoup sont obliques. La biotite, blonde, brune ou verte est étroitement associée à la chlorite, en laquelle elle se transforme plus ou moins nettement selon les échantillons. Le mica blanc est représenté par de la phengite (FM 72/1), de la muscovite, et de la paragonite (FM 71/62) cette dernière ayant été déterminée par diffraction aux rayons X.

L'épidote et la tourmaline verte se présentent en très petits granules (moins de 0,1 mm), largement répandus.

Magnétite et ilménite sont assez abondantes ; la première est xénomorphe ou sub-idiomorphe (cubes, octaèdres), et s'altère en hématite sur ses marges ; la seconde se présente en petites baguettes.

Le grenat forme des porphyroblastes (jusqu'à 5 mm) idiomorphes dans certains micaschistes (FM 71/62), et xénomorphes de type amidoïdes (*skeletal* des auteurs anglo-saxons : Spry, 1969, p. 141) dans des horizons plus riches en quartz et feldspaths. Dans l'Esplanade Range, au sein de formations analogues, Ghent et De Vries (1972) ont estimé sa composition moyenne à 60% d'almandin et 20% de grossulaire.

La calcite est ferreuse et xénomorphe. Elle n'existe dans la matrice que de quelques échantillons, et coexiste avec le quartz dans des filonnets sub-parallèles à la schistosité.

*Groupe Gog :*

Au point  $x = 515$ ,  $y = 385$ , une série peu épaisse de leptynites micacées et carbonatées, alternant avec des micaschistes, et intercalée de quelques marbres à mica blanc (FM 71/37). La finesse du grain et des bancs (moins de 15 cm), l'absence de gros feldspaths détritiques, et la présence simultanée de matériel arénacé, pélitique et carbonaté, on fait considérer cette série comme l'équivalent métamorphique de l'unité G4 couvrant le *Gog* (cf. p. 71). Minéralogiquement elle se distingue surtout du groupe *Horsethief Creek* par l'absence de gros feldspaths maclé (cf. p. 92). Pour le reste, l'épidote et la tourmaline offrent des grains un peu plus gros (jusqu'à 0,5 mm), et les carbonates (surtout calcite non ferreuse) semblent plus abondants. De la dolomite, ferreuse ou non, a été reconnue dans quelques échantillons (ex. : FM 71/35). Enfin, une accumulation de chalcopryrite a été observée dans le litage de l'échantillon FM 71/33).

*Groupe Chancellor :*

Le groupe *Chancellor* comporte surtout des micaschistes et quelques horizons de marbre à biotite. Les micaschistes sont livrés les minéraux suivants : feldspath, biotite, chlorite, muscovite, calcite, grenat, amphibole, épidote, clinozoïsite, magnétite, ilménite.

Les feldspaths sont peu répandus dans la plupart des échantillons ; dans certains d'entre eux, en revanche, ils sont abondants à l'état de porphyroblastes poecilites. Par suite d'une saussuritisation avancée, leur composition exacte n'a pu être précisée, bien que certains (ex. : FM 71/9) montrent encore des macles polysynthétiques mal préservées. Aucune trace d'albitisation n'a été constatée dans la dizaine d'échantillons examinés du groupe *Chancellor*, dont l'histoire métamorphique est, de ce fait, probablement différente de celle du groupe *Horsethief Creek*.

La clinozoïte est un produit d'altération des feldspaths sur lesquels elle se développe, suggérant qu'ils soient riches en calcium. Elle-même se présente en petits cristaux (moins de 0,5 mm) poecilitiques, se développant presque tous autour d'un "noyau" d'épidote ou de sphène. Dans l'Esplanade Range ce noyau peut être également de l'allanite métamicté (Ghent, com. pers., 1972).

Les micas comportent de la biotite, très altérée, de la chlorite et de la muscovite en très petites paillettes. Le grenat est idiomorphe dans la plupart des échantillons et présente une texture particulière sur laquelle nous reviendrons. L'amphibole forme des faisceaux porphyroblastiques poecilitiques pour lesquels E. Ghent soupçonne une composition de hornblende. La calcite est ici principalement non ferreuse.

#### B) Zone à chlorite

##### *Groupe Miette :*

Cette zone recouvre tous les affleurements du groupe Miette où la chlorite est essentiellement de type Fr, bien que des sphérulites de chlorite Fe-Mg aient été reconnus dans des siltstones (FM 71/110) et quelques unités microconglomératiques (cf. p. 35). Dans l'échantillon FM 71/119 (x = 586, y = 425) ont été identifiées quelques baguettes de chloritoïde, lesquelles sont par contre abondantes (Planche II) dans l'intrusion clastique (FM 71/70) du point x = 566, y = 417 (cf. p. 42).

##### *Groupe Gog :*

La quasi totalité du Gog à l'affleurement, se situe dans la zone à chlorite et présente, outre des phénomènes de recristallisations partielles, quelques néoformations locales de phengite (?) et de chlorite Mg-Fe sphérulite.

*Groupe Chancellor :*

Dans cette zone le groupe *Chancellor* a montré :

- . du chloritoïde abondant dans l'échantillon FM 71/190  
(x = 604, y = 362) ;
- . une chlorite Mg abondante dans l'échantillon FM 71/184  
(x = 582, y = 364), où elle souligne le plan axial d'une  
crénulation ;
- . de gros cube de pyrite (2 à 20 mm de côté) et de sidérite (?)  
assez largement répartis.

Les textures métamorphiques :

Dans le but d'examiner les relations entre métamorphisme et déformation, une étude qualitative d'approche a été entreprise dans la zone à grenat où 15 échantillons orientés, répartis en 8 stations (fig. III-2), ont été observés sur la platine ordinaire d'un microscope dans 2, et pour certains 3 directions de l'espace. L'orientation des échantillons et le choix des axes de fabrique ont été réalisés selon les recommandations de Turner et Weiss (1963, p. 87-88) : le plan *ab* désigne la structure planaire la plus proéminente, la schistosité en l'occurrence, dont l'azimut est parallèle à l'axe *b*. Cette étude a fourni des résultats complexes d'interprétation délicate dans le groupe *Horsethief Creek*, apparemment plus simples dans les groupes *Chancellor Gog (Main Ranges)*.

*Groupe Horsethief Creek :*

Des paillettes de mica, très petites, sont emprisonnées dans les grains polycristallins de quartz et d'albite, resserrées entre deux grains composants, ou englobés dans les grains eux-mêmes, suggérant ainsi qu'une partie des micas soit antérieure à l'albitisation. Il en est de même

pour les lamelles de micas au travers desquelles semble s'être développé un grain de quartz ou un granule polycristallin de quartz et d'albite. (Planche V).

La schistosité forme autour des yeux de quartz et albite une enveloppe amygdalaire, texture dont l'interprétation a suscité de nombreuses controverses. Deux explications ont été proposées :

- 1) en se développant, les yeux de quartz et albite auraient déformé la schistosité préexistante sous l'action d'une "force de cristallisation" (in Spry, 1969, p. 149).
- 2) la schistosité aurait été déformée autour des yeux préexistants par compaction différentielle au cours d'un épisode de déformation post-cristallin (Spry, 1969, p. 150).

Dans les deux cas, sur les côtés des yeux, les conditions sont souvent favorables à de nouvelles cristallisations, déterminant une zone d'ombre (*strain - shadow* des auteurs anglo-saxons). Dans le cas présent l'intervention du premier processus est possible, mais difficile à démontrer. En revanche, l'action du second est suggérée par :

- . l'écrasement de lamelles de micas ou de cristaux d'oligoclase entre deux yeux de quartz et albite superposés ;
- . l'allure fraîche de paillettes non déformées, cristallisées le long de la schistosité dont elles soulignent l'aspect contourné autour des grains ;
- . l'existence de cette forme amygdalaire autour de tous les grains dont la taille est relativement grande : yeux de quartz et albite, mais aussi gros grains d'oligoclase (Planche V), ou de feldspaths détritiques, porphyroblastes de grenat, amiboïdes (Planche IV) ou non.



En conséquence l'épisode de déformation ayant produit la déflexion de la schistosité est considéré comme étant postérieur à la cristallisation du grenat, et d'une partie des micas.

La plupart des porphyroblastes amiboïdes de grenat contiennent des inclusions, essentiellement quartzieuses, dont la taille est comparable à celle des grains de la matrice environnante. Ceci tend à montrer que la cristallisation du grenat a débuté alors que la quasi totalité de la matrice avait recristallisé. La présence de grains d'albite dans certains de ces grenats suggère qu'ils soient postérieurs à l'albitisation. Cependant quelques porphyroblastes de grenat (ex : FM 71/60 : cf. planche IV) montrent des inclusions dont la taille est très petite dans la zone centrale du cristal, puis s'accroît vers les bords où elle est comparable à celle des grains de la matrice. De tels porphyroblastes ont sans doute entrepris leur développement avant que la matrice n'ait complètement recristallisé.

Certains porphyroblastes de grenat montrent aussi à leurs extrémités, une incurvation de leurs lignes d'inclusions, qui convergent vers l'extérieur, du cristal où elles se raccordent à la schistosité (Planche IV). Une telle texture suggère que ces porphyroblastes aient connu une période de croissance alors qu'un épisode de déformation affectait la roche déterminant l'apparition des zones d'ombre autour des gros grains. Au cours de cette déformation les grenats les plus courts ont même subi une légère rotation (Planche IV).

En résumé, il apparaît que l'albitisation soit intervenue dans une roche où des micas (et peut-être des grenats) avaient préalablement cristallisé, sans doute le long d'une schistosité. Postérieurement à l'albitisation une nouvelle génération de micas et de grenats - pour ne citer que les plus grands cristaux - se sont à leur tour développés. Certains grenats achevaient leur croissance alors qu'un épisode de déformation provoquait l'apparition de microplis dans les micas et l'oligoclase, de microfractures perpendiculaires à la schistosité dans les grenats et les gros microclines albitisés.

Un certain nombre de micas paraissant relativement frais se sont développés le long de la schistosité, et sont probablement postérieurs à la déformation précédente. Au point  $x = 522$ ,  $y = 370$ , la schistosité est replissée à l'échelle mésoscopique par de petits plis mineurs. A l'échelle de la lame mince la schistosité est également microplissée, certains microplis ayant été exagérés jusqu'à prendre une allure en chevrons (Planche VI) dans le plan axial desquels se sont développés de nouveaux micas.

La chloritisation qui affecte la majeure partie des biotites est sans doute un phénomène tardif qu'il est difficile de situer par rapport aux derniers épisodes de déformation.

*Groupe Chancellor :*

Dans le groupe *Chancellor* un certain nombre de porphyroblastes présentent une texture mixte hélicitique - rotationnelle (*srowball*). Ce sont les grenats, l'amphibole, la clinozoïsite et les feldspaths. Si l'on désigne par *Si* la surface esquissée par les inclusions contenues à l'intérieur d'un porphyroblaste, et *Se* la schistosité externe, on constate (Planche IV et V) que *Si* :

- . est plane au travers de presque toute la section d'un porphyroblaste (partie hélicitique) ;
- . est courbe dans la marge externe, étroite à nulle, de la majeure partie des porphyroblastes (partie rotationnelle) ;
- . se poursuit sans discontinuité avec *Se* dans tous les cas.

Ces porphyroblastes ont donc cristallisé postérieurement à une schistosité, conservée en eux à l'état de reliques (*Si*) ; certains d'entre eux ont continué à croître avant que n'intervienne la rotation qui devait tous les affecter.

Pour expliquer la rotation des porphyroblastes, Spry (1963 b) a évoqué un cisaillement simple tandis que Ramsay (1962) suggérait un cisaillement pur. Dans la pratique il s'est avéré difficile de trouver des arguments en faveur de l'un ou l'autre mécanisme. En revanche il apparaît que la

déformation finie consiste en une rotation relative du porphyroblaste par rapport à la matrice qui l'entoure. En particulier dans le cas présent  $S_i$  a subi une rotation relative par rapport à  $S_e$ . Avant que n'intervienne la déformation dont résulte la rotation apparente la schistosité a pu avoir une orientation quelconque par rapport aux actuelles  $S_i$  et  $S_e$ . Néanmoins par raison de simplicité géométrique et cinématique il est d'usage de numérotter les structures dans l'ordre de leur apparition (Turner et Weiss, 1963, p. 91). En conséquence, et conformément à l'usage établi (Turner et Weiss, 1963, p. 91, Spry, 1963 a), nous désignerons par  $S_1$  les  $S_i$  des porphyroblastes de grenat, hornblende et feldspath du groupe *Chancellor*, parce qu'ils témoignent de l'antériorité de la schistosité par rapport à ces porphyroblastes ; ceux-ci étant eux-mêmes partiellement antérieurs à la déformation dont est issue la rotation. La schistosité externe aux porphyroblastes, et actuellement visible à l'affleurement, sera désignée par  $S_2$  ; elle représente l'état final de la déformation sur la schistosité.

Les porphyroblastes de biotite sont très déformés et ne présentent pas d'inclusions. Des lits micacés pincés entre deux idioblastes de grenat et tournés avec eux (FM 72/36) suggèrent cependant qu'une partie des micas soit antérieure de la cristallisation des grenats.

### III-1-3 : Discussion et conclusions :

En résumé le secteur étudié semble appartenir à deux provinces structurales présentant des paragenèses métamorphiques différentes, et séparées par le chevauchement majeur de Purcell. Un phénomène d'albitisation affecte les formations du groupe *Horsethief Creek* situées au toit de ce chevauchement, tandis qu'il semble épargner celles des groupes *Gog* et *Chancellor* situées au mur de ce chevauchement. Pourtant une ligne d'apparition du grenat peut être cartographiée, qui paraît traverser le Fossé, et les failles qui s'y trouvent, sans déplacement latéral apparent.

La ligne d'apparition du grenat est bien étayée entre Game Creek et Little Foster Creek (fig. III-2) ; au SE elle disparaît sous un épais couvert forestier et morainique. La ligne d'apparition de la biotite est

plus difficile à cerner. Une large ceinture où abondent de gros cubes de pyrite poecilitiques et de sidérite (?) semble entourer les zones de métamorphisme plus élevé (Jones, 1969). Les lignes d'apparition de la biotite et du grenat ont ainsi été tracées à l'Ouest de Nex Creek au vu de la répartition géographique de la biotite et du grenat d'une part, et de ces cubes de pyrite et de sidérite d'autre part (fig. III-2). La distribution géographique des affleurements autorise de cette façon un rejet latéral maximal de l'ordre du kilomètre. Aux environs de The Elbow (x = 532, y = 360) le grenat est de très petite taille (moins de 1 mm), ou absent, dans des micaschistes a priori favorables à son développement. La taille s'accroît à la fois en aval et en amont de ce point le long de la Columbia, suggérant ainsi une élévation dans l'intensité du métamorphisme (Spry, 1969, p. 125), élévation dont rend compte le tracé de la ligne d'apparition du grenat dans le Fossé (fig. III-2).

L'examen qualitatif des textures métamorphiques suggère qu'au toit du chevauchement de Purcell, c'est-à-dire dans le groupe *Horsethief Creek*, un phénomène d'albitisation soit intervenu postérieurement à la formation d'une schistosité soulignée par des micas, et antérieurement à un épisode de métamorphisme à grenat. Les minéraux issus de ce dernier épisode ont été postérieurement microplissés ou fracturés. Il ne reste apparemment aucune trace de déformation antérieure, à moins qu'une recristallisation importante ne l'ait effacée. Dans le groupe *Chancellor* la plupart des porphyroblastes sont postérieurs à une schistosité soulignée par des micas, et ont terminé leur cristallisation alors que débutait une phase de déformation provoquant leur rotation. Un essai de chronologie des principales cristallisations métamorphiques est proposé à titre d'hypothèse de travail (fig. III-3). Il apparaît nécessaire maintenant d'étudier la microfabric de chaque domaine mais en tenant compte de l'âge relatif des minéraux étudiés qui présentent des propriétés optiques semblables. Ainsi dans le groupe *Horsethief Creek* faut-il distinguer les chlorites antérieures à l'albitisation de celle qui lui sont postérieures, et enfin des chlorites tardives qui toutes apparaissent semblables au microscope ordinaire.

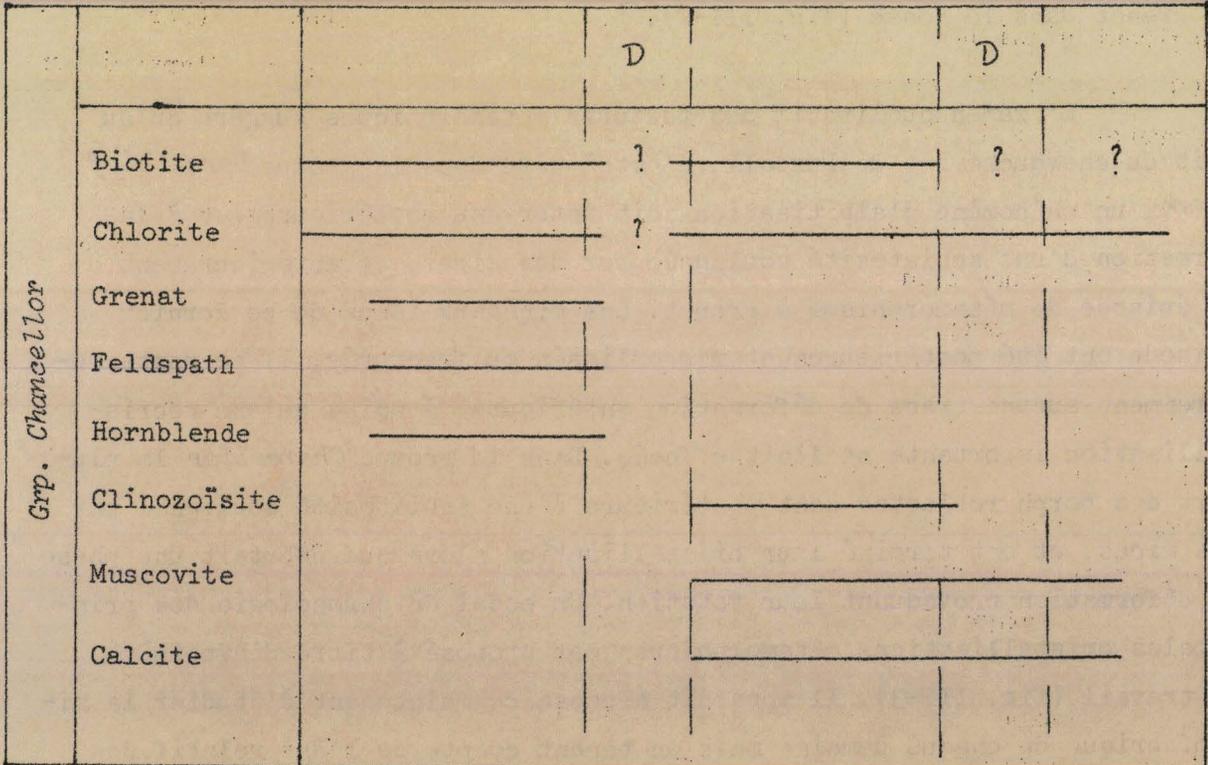
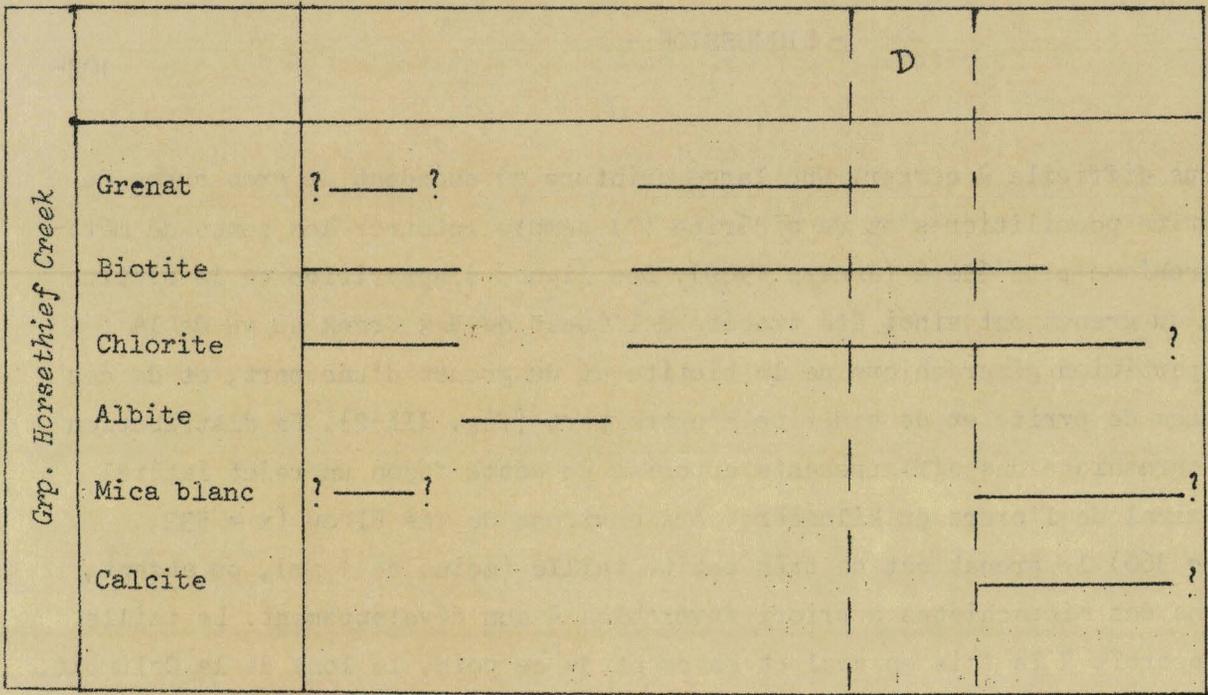


Fig. III-3 : ESSAI DE CHRONOLOGIE RELATIVE ENTRE LES DIFFERENTS MINERAUX DE METAMORPHISME

D : épisode de déformation

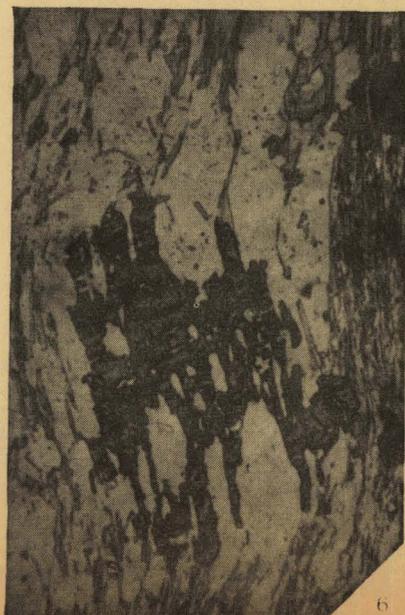
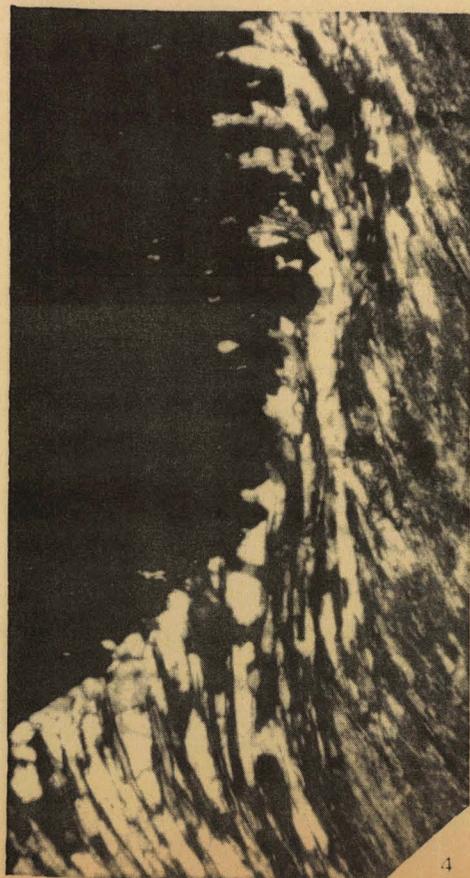
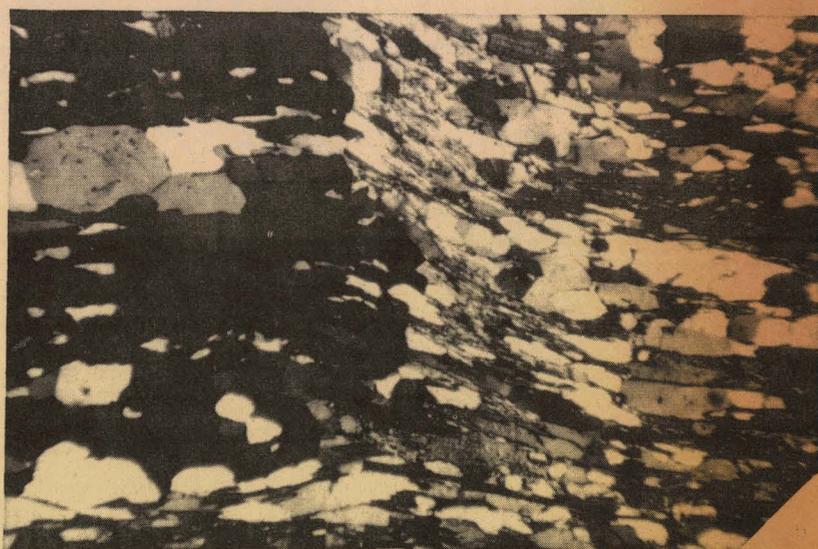
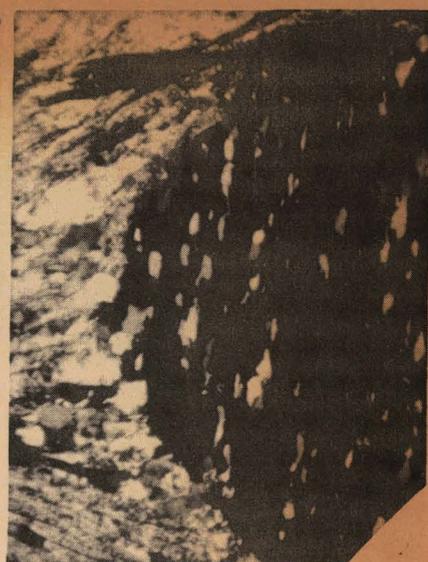
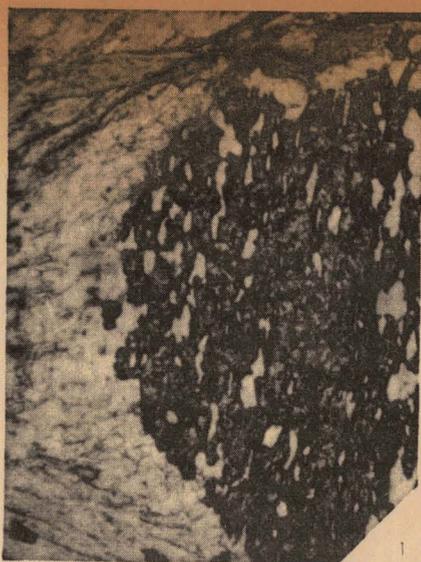
III-2 : MAGMATISME

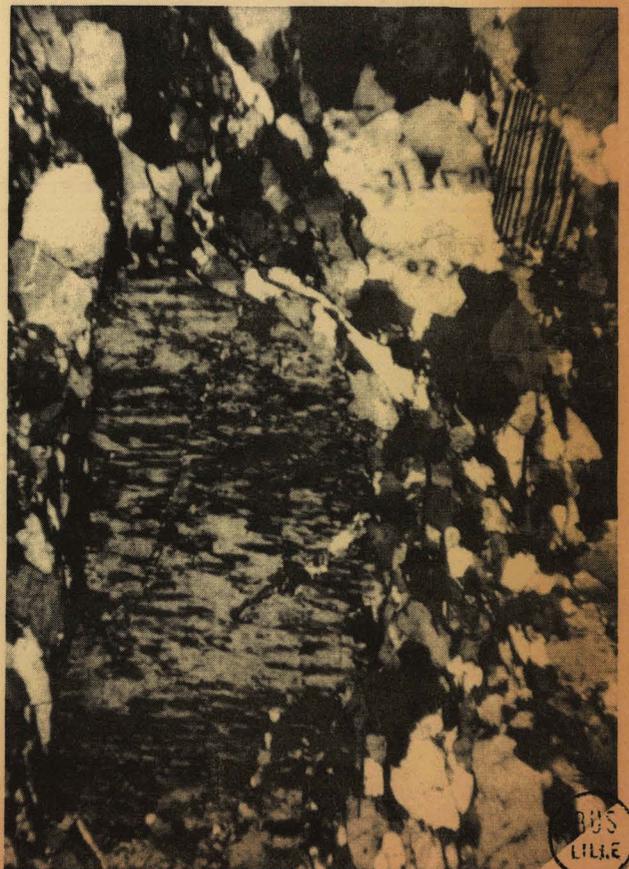
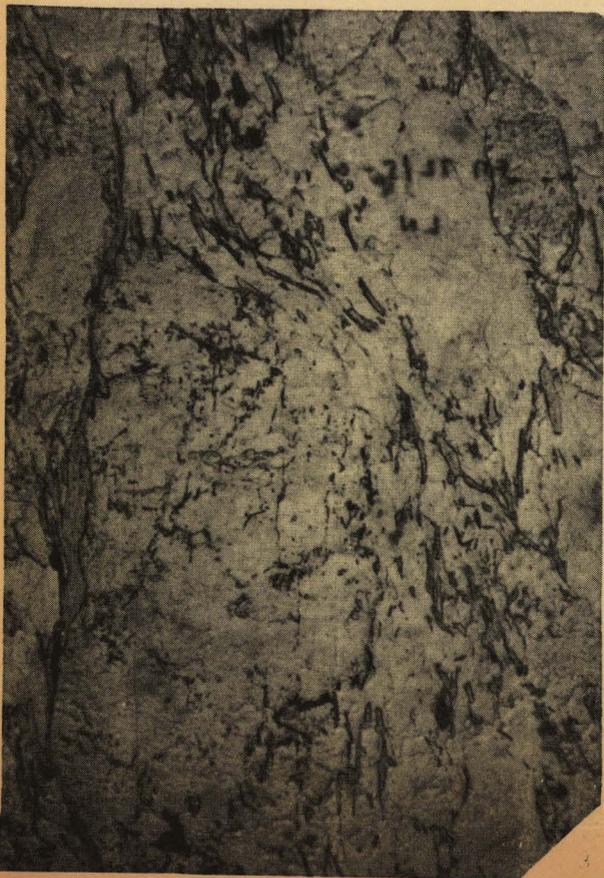
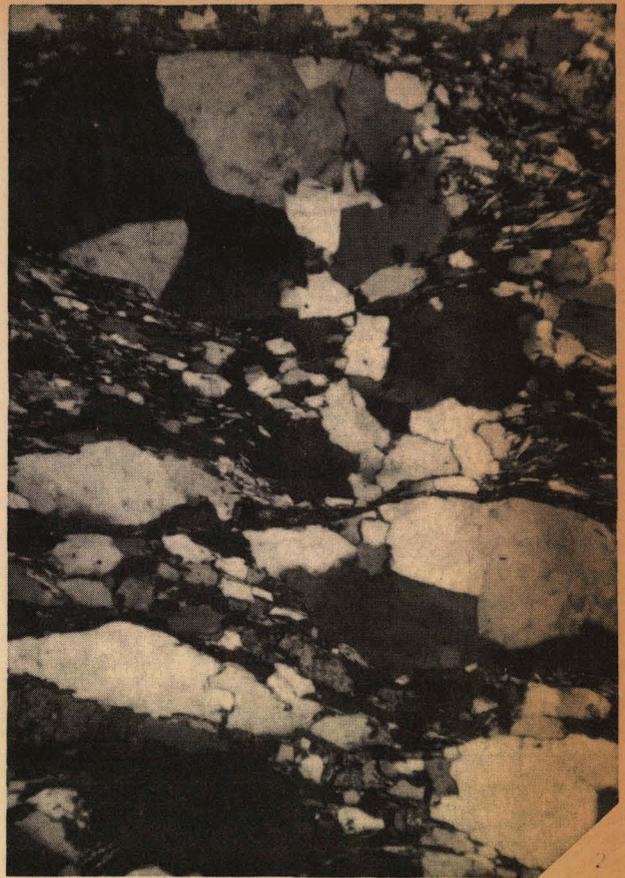
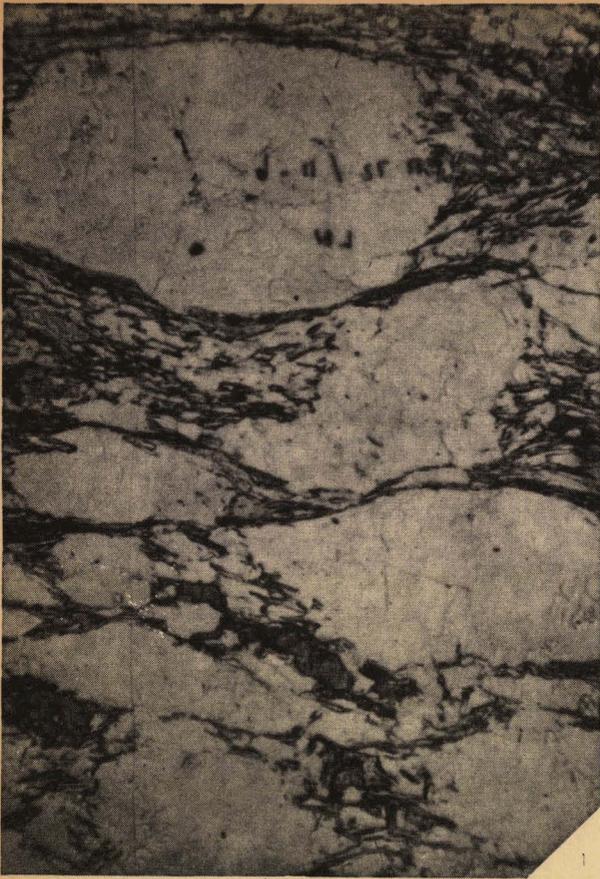
Une douzaine de dykes syénitiques, de couleur vert foncé à brun par altération, ont été reconnus dans toutes les formations stratigraphiques rencontrées à Solitude Range. Ce sont des lentilles longues de 2 à 30 cm environ, larges de 0,20 à 1,50 mm environ, dont l'angle d'incidence sur la stratification est très variable. Par contre l'angle d'incidence sur la schistosité est presque partout faible (inférieur à 20°) à nul. Dans les formations schisteuses les dykes sont affectés par la schistosité, et plissés avec elle (x = 569, y = 384).

A l'affleurement ce sont des roches à grain très fin, certaines même aphanitiques, et se distinguent mal des intrusions clastiques qui jalonnent le contact *Miette - Gog* (cf. p. 42). Par contre en lame mince ils diffèrent nettement de ceux-ci (Planches II et VI), et montrent des feldspaths (20 - 40 %), de la chlorite (15 - 35 %), du quartz (10 - 35 %), un peu de calcite ferreuse (moins de 10 %), et localement du pyroxène (augite ? FM 71/512).

Selon les échantillons, les feldspaths sont essentiellement des orthoclases ou des plagioclases qui se présentent en phénocristaux subidiomorphes à xénomorphes, dans lesquels les structures perthitiques de type *ribbon* ou *braid* (Spry, 1969, p. 182) sont abondantes. Dans l'échantillon FM 71/55 feldspaths et calcite associés donnent à la roche un aspect oillé. Lorsqu'il existe le quartz se présente en grains de taille égale ou inférieure aux feldspaths. Dans l'échantillon FM 71/104 il exhibe une structure en atoll (Rast, 1965, p. 95). La chlorite (Mg Fe) constitue des agrégats de petites lamelles.

Certains dykes observés dans le groupe *Miette* renferment des minéraux dont la texture suggère qu'ils soient tardifs, peut-être liés au métamorphisme. Ainsi en est-il de la dolomite ferreuse, de la magnétite et de la pyrite, largement répandues dans ces horizons et remplissant notamment une famille de joints dans les microconglomérats. Peut-être en est-il de même aussi pour la muscovite (?) de l'échantillon FM 71/104, dont les fines paillettes constituent 20 à 25 % de la roche.





DUS  
LILLE

CHAPITRE IV

- G E O L O G I E   S T R U C T U R A L E -

3117  
SAS

Age	Unités Lithostratigraphiques	Description	Epaisseur (m)	compétence relative faible / forte
moyen	Chancellor Grp Calcaire de Kinkasket Argillite de Tsur Creek	Schistes carbonatés	300	faible
		Calcaire cristallin laminé Schistes et siltstones, carbonatés ou siliceux	# 250	
inférieur CAMBRIEN	Gog Fm Manto	Grès, grès-quartzites ; schistes et siltstones ; quelques biocalcirudites fines.	800	forte
	Grp Fm Mural Fm Mc Naughton	Scistes et siltstones ; abondantes biocalcirudites fines ; quelques grès micacés.	250	
		Grès-quartzites ; quelques siltstones	320	
Hedrymien PRECAMBRIEN	Hedermere Grp Miette ?	Siltstones et lentilles de microconglomérats	3000 ?	forte
	Socle	Roches plutoniques et métamorphiques		

Fig. IV-1 : LES UNITES MECANIKES DE LA SERIE LITHOSTRATIGRAPHIE A SOLITUDE RANGE

IV- GEOLOGIE STRUCTURALE

IV-1 : Introduction

IV-1-1 : Historique

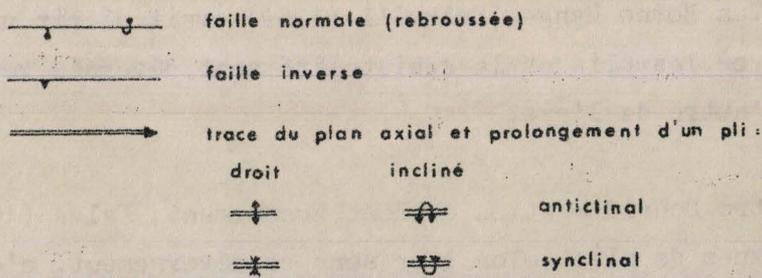
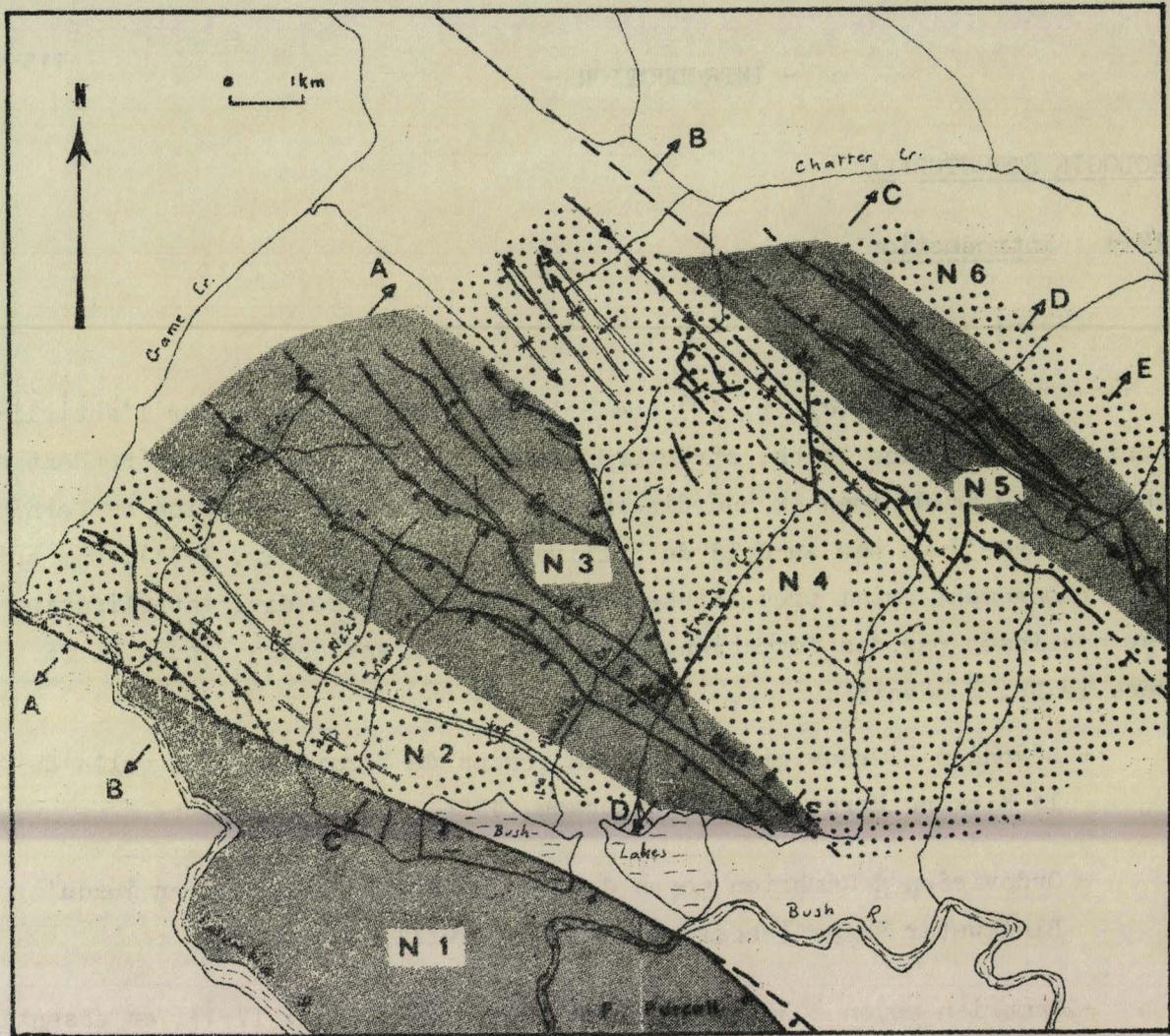
Rappelons (cf. p. 19) que Solitude Range se situe sur l'anticlinorium de Porcupine Creek, structure majeure des *Main Ranges*, s'étendant sur environ 250 Km de long et une dizaine de large, depuis la région de Fernie au SE, jusqu'à un peu au-delà de Sullivan River au NW (fig. I-11). Par suite d'un plongement axial très faible vers le SE, la forme de l'anticlinorium est esquissée par des formations de plus en plus anciennes depuis le SE vers le NW, à savoir :

- Dévonien à Ordovicien depuis la région de Fernie jusqu'à celle de la Kicking Horse River (Henderson, 1954 ; Leech, 1960) ;
- Ordovicien à Cambrien moyen depuis la Kicking Horse River jusqu'à Blackwater Range (Wheeler, 1963 ; Balkwill, 1969, 1973) ;
- Cambrien moyen à Hadrymien à Solitude Range (fig. IV-1), et essentiellement Hadrymien au-delà (Price et Mountjoy, 1966).

A Van Horne Range, Balkwill (1969) avait décrit un anticlinorium asymétrique; où les plis et la schistosité sont déversés vers l'extérieur de part et d'autre de l'axe.

Entre Donald Station et Boat Encampment, Fyles (1960) avait décrit trois types de plis selon leur sens de déversement, c'est-à-dire du NE vers le SW:

- 1) de larges plis ouverts à plan axial sub-vertical ;
- 2) (à Solitude Range et Blackwater Range seulement) des plis semblables à ceux du premier type, mais déversés vers le SW et plongeant faiblement vers le SE ;
- 3) (au NW de Bush River seulement) des plis déversés vers le NE, à plongement axial modéré soit vers le NW, soit vers le SE.



AA : coupe structurale (cf. fig. ci-contre)

fig. IV-2 Carte structurale du secteur méridional de Solitude Range

Répartition en 6 domaines structuraux :

- N1 Toit de la faille Purcell
- N2 Flanc SW de l'anticlinorium
- N3 Epaule SW de l'anticlinorium
- N4 Sommet de l'anticlinorium
- N5 Epaule NE de l'anticlinorium
- N6 Flanc NE de l'anticlinorium



Les plis de type 3 se superposent aux plis de types 1 et 2 qui sont obliquement tronqués par le Fossé, d'azimut plus septentrional qu'eux. Wheeler (1963, 1965) devait confirmer ces faits, ainsi que la présence, dans le Fossé, d'un chevauchement majeur amenant la province structurale des *Selkirk Mountains* sur la bordure occidentale des *Main Ranges* : la faille Purcell.

Des travaux récents Simony, com. pers., 1972) tendent à montrer qu'entre Boat Encampment et Bush River la faille Purcell est recoupée par une faille normale, à regard Ouest (fig. IV-2), qui se perd dans Black water Range.

#### IV-1-2 : L'anticlinorium de Porcupine Creek à Solitude Range

Le concept de domaine, tel qu'il est défini par Turner et Weiss (1963, p. 20), sous entend l'existence d'une homogénéité statistique de fabrique pour une structure, à une échelle d'observation donnée. Dans le secteur étudié la schistosité est une structure permettant, à l'échelle macroscopique, de délimiter des domaines à l'intérieur desquels l'homogénéité statistique est satisfaisante, quoique non rigoureuse. Dans chacun de ces domaines l'orientation du plan axial des plis est homogène avec la schistosité. Le secteur méridional de Solitude Range sera ainsi divisé en 6 domaines structuraux, qui précisent et complètent les observations antérieures de Fyles (1960) et Wheeler (1963) (*cf. supra*). Du SW vers le NE on distinguera (fig. IV-2) :

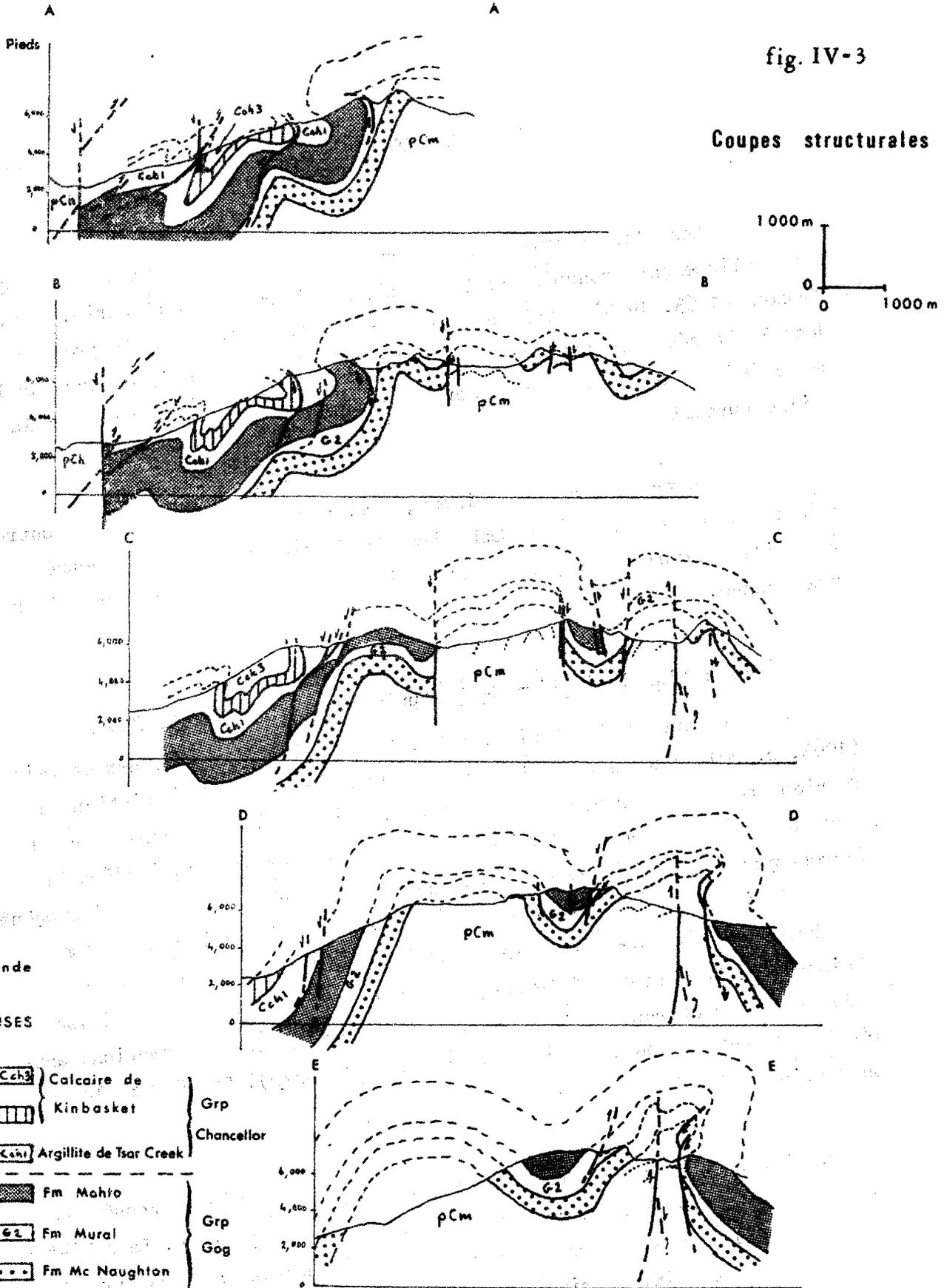
n° 1 : le toit de la faille Purcell, occupant le fond du Fossé, et composé des formations du groupe *Horsethief Creek*. La schistosité y pend vers le SW comme dans le domaine n° 2 de qui il se distingue principalement par un petit nombre de plis post-schistosité.

SW

NE

fig. IV-3

Coupes structurales



Légende

ROCHEUSES

- |                       |      |                         |                   |
|-----------------------|------|-------------------------|-------------------|
| Cambrien<br>Moyen     | Cch3 | Calcaire de Kinbasket   | Grp<br>Chancellor |
|                       | Cch1 | Argillite de Tsar Creek |                   |
| Cambrien<br>Inférieur | G2   | Fm Mural                | Grp<br>Gog        |
|                       | pCm  | Fm Mc Naughton          |                   |
|                       | pCh  | Fm Mahfo                |                   |
| Pré-<br>cambrien      | pCh  | Grp Mistle              |                   |

SELKIRK

- |                  |     |                      |
|------------------|-----|----------------------|
| Pré-<br>cambrien | pCh | Grp Horsethief Creek |
|------------------|-----|----------------------|

- n° 2 : le flanc SW de l'anticlinorium, où le pendage des structures développées dans le groupe *Chancellor* est modéré vers le SW à sub-vertical. La bordure occidentale de ce domaine se situe dans les zones métamorphiques du grenat et de la biotite. Ce domaine recouvre les plis de type 3 de Fyles (*cf. supra*).
- n° 3 : l'épaule SW de l'anticlinorium, où les structures développées dans les groupes *Gog* et *Charcellor* pendent vers le NE. Ce domaine recouvre les plis de type 2 de Fyles, où prédomine un anticlinal plongeant vers le SE, et affecté de failles longitudinales normales, à regard SW, et rebroussées dans la même direction.
- n° 4 : le toit de l'anticlinorium, où les structures développées dans les groupes *Miette* et *Gog* sont droites. Il comporte un couple anticlinal-synclinal relativement vaste, correspondant aux plis de type 1 de Fyles, et affecté d'un système complexe de failles normales.
- n° 5 : l'épaule NE de l'anticlinorium; où les structures développées dans les groupes *Miette* et *Gog* pendent vers le SW. Ce domaine comporte un large anticlinal complexe, plongeant vers le SE, et affecté de failles longitudinales normales, à regard NE, et rebroussées dans la même direction.
- n° 6 : le flanc NE de l'anticlinorium, où les pendages, dans la partie supérieure, varient de 60° à 70° vers le NE. La partie inférieure n'a pas été visitée : elle est occupée par les pentes boisées descendant vers Chatter Creek, près de l'embouchure duquel avaient été antérieurement observés :
- sur la rive droite, vers la côte 3000 (environs de x = 690, y = 370) : la base du *Chancellor*, vraisemblablement l'*Argillite de Tsar Creek* (Wheeler, 1963 : map-unit 7) ;
  - sur la rive gauche, vers la côte 4000 (environs de x = 690, y = 400) : des horizons sommitaux du *Gog*, en contact faillé avec le Cambrien moyen à faciès carbonaté (Aitken, com. per. 1971).



Ce domaine n° 6, qui ne sera pas analysé plus longuement par la suite, apparaît donc constitué par un large synclinal adjacent à l'anticlinorium.

Terminologie employée pour la description des plis :

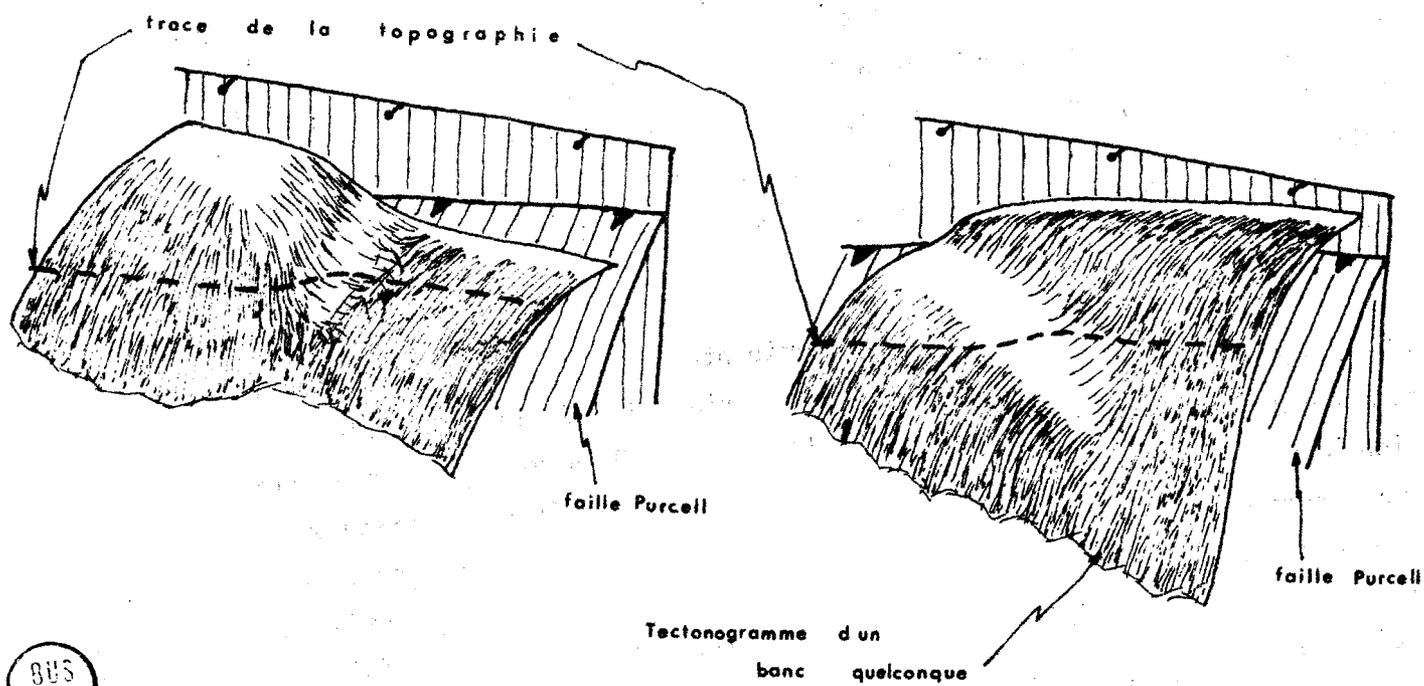
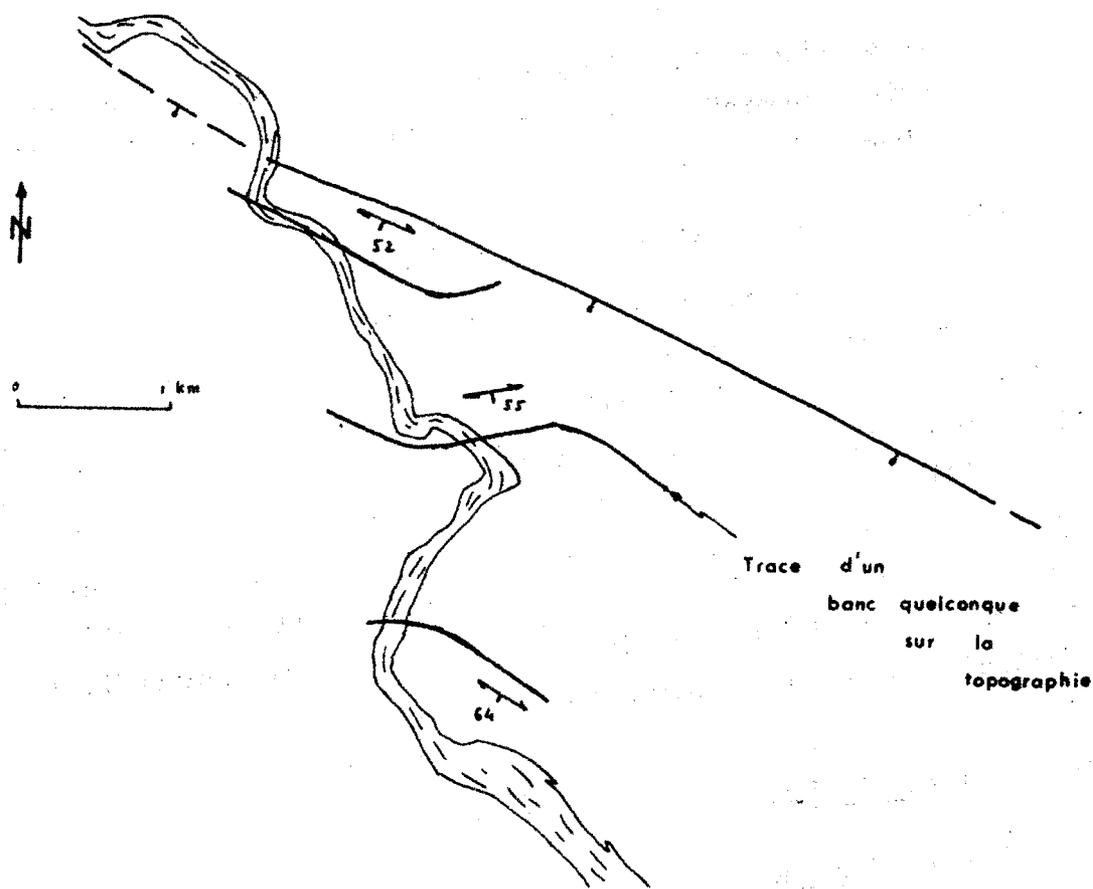
La description des plis sera faite sur la base des recommandations de Fleuty (1964). Selon l'angle d'ouverture ( $\alpha$ ), déterminé par les flancs on distinguera des plis isoclinaux ( $\alpha \neq 0^\circ$ ), serrés ( $\alpha < 30^\circ$ ), fermés ( $\alpha < 70^\circ$ ), ouverts ( $\alpha < 120^\circ$ ), largement ouverts ( $\alpha < 180^\circ$ ). Le plongement axial ( $\theta$ ) d'un pli sera dit sub-horizontal ( $\theta < 10^\circ$ ), faible ( $\theta < 30^\circ$ ), modéré ( $\theta < 60^\circ$ ), fort ( $\theta < 80^\circ$ ) ou sub-vertical. Tenant compte à la fois du pendage du plan axial, et de la polarité des flancs, un pli sera considéré comme droit, déjeté (incliné avec ses deux flancs normaux), déversé (incliné avec un flanc inverse) ou couché.

IV-2 : Etude géométrique :

IV-2-1 : Domaine n° 1

Le domaine n° 1 est limité à l'Ouest par le Columbia River et à l'Est par la faille verticale qui recoupe la faille Purcell (fig. IV-4). Il est constitué par des dépôts du groupe *Horsethief Creek* qui pendent régulièrement vers le SW, mais avec une intensité croissante dans la direction du pendage, de  $40^\circ$  environ ( $x = 515, y = 378$ ) à près de  $65^\circ$  ( $x = 527, y = 344$ ).

La structure mésoscopique dominante est une schistosité pénétrative, qui affecte tous les termes de la série, et qui est difficile à distinguer de la stratification à l'échelle de l'affleurement. La stratification sera désignée par S0, et la schistosité par S1, étant la première surface, nettement différenciée, d'origine tectonique. Plusieurs cas favorables (ex :  $x = 529, y = 363$ ) ont révélé qu'à l'échelle de l'échantillon le pendage de S1 est supérieur de quelques degrés (jusqu'à  $10^\circ$  à celui de S0. Ceci corroborant l'observation de chenaux d'érosion à remplissage positivement granoclassé à la base de l'unité pCh1 (cf. p. 46), suggère que l'ensemble de la série représente le flanc normal d'un anticlinal majeur incliné vers le NE.



855  
LILLE

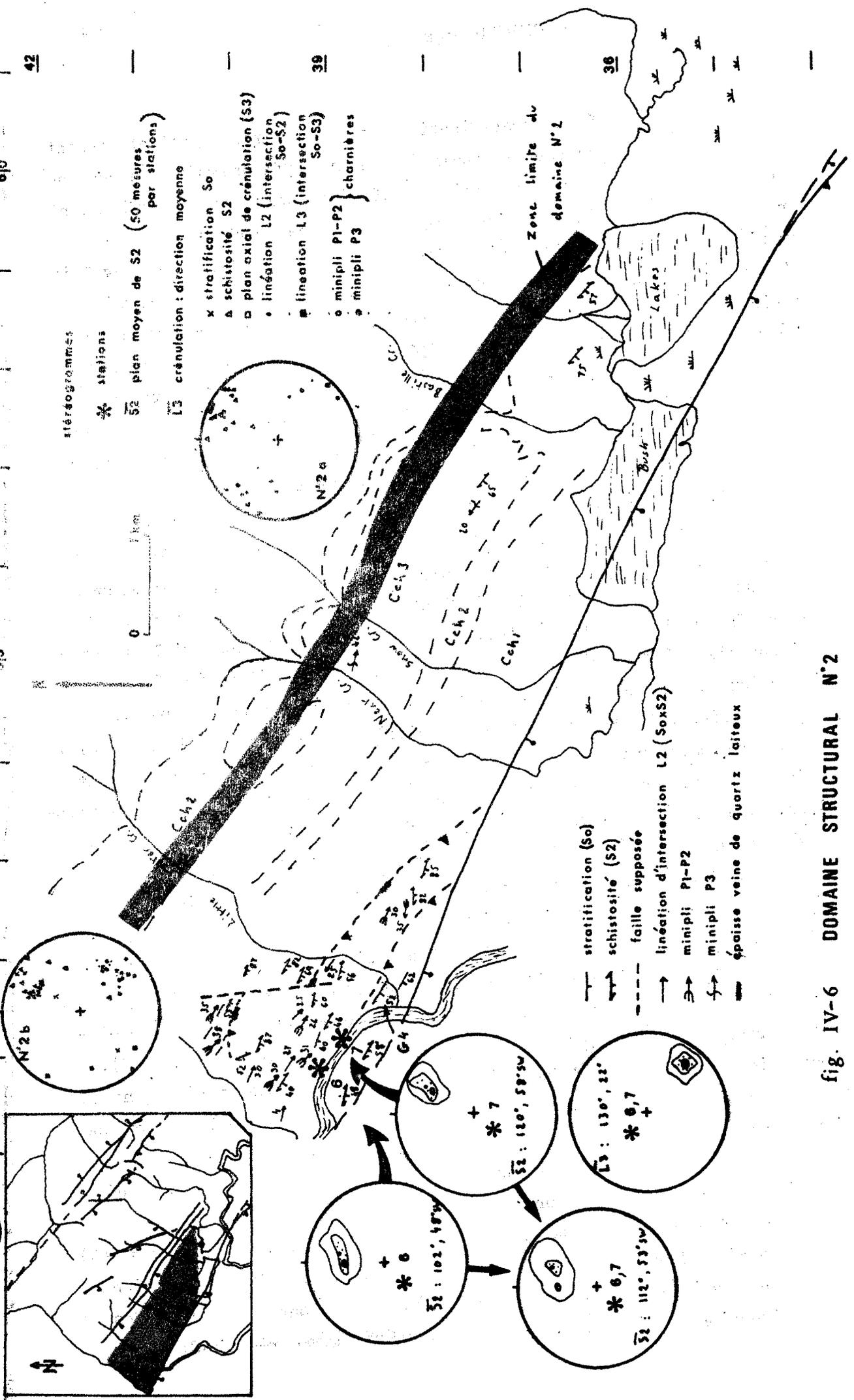
fig. IV-5 DOMAINE N°1 : Modèles de structure macroscopique possible

Schistosité et stratification ont été mesurées systématiquement en 5 stations choisies pour la qualité de leurs affleurements. En chacune de ces stations 50 mesures ont été prélevées et analysées statistiquement par ordinateur. Pour une station donnée ces mesures portent soit sur la stratification soit sur la schistosité par suite du faible écart angulaire qui sépare ces deux surfaces (*cf. supra*). En effet, bien qu'en plusieurs stations les deux surfaces se distinguent bien sur la tranche des bancs, l'une ou l'autre seulement s'est révélée aisément mesurable. Les résultats sont représentés (fig. IV-4) sous forme de projection stéréographique (hémisphère inférieur) sur canevas de Schmidt. Pour chaque station est proposé un stéréogramme qui montre une très faible dispersion des mesures autour de la moyenne. Si l'on regroupe les mesures obtenues respectivement pour les stations 1, 2 et 3 d'une part, 4 et 5 d'autre part, on constate que la dispersion dans chacun de ces groupes est encore très faible. Que la première concentration ne regroupe que des mesures de S<sub>0</sub> (82°, 55°S, et la seconde de S<sub>1</sub> (116°, 52°SW) est dû à la difficulté de mesurer à la fois S<sub>0</sub> et S<sub>1</sub> sur un même affleurement. Une telle mesure est possible lorsqu'alternent des horizons bien différenciés, et bien exposés, de leptynites micacées et de micaschistes. Dans ce cas (ex. : x = 530, y = 362) on constate que S<sub>0</sub> et S<sub>1</sub> ont quasiment le même azimut, et ne diffèrent que par la valeur du pendage. Les ensembles représentés par les stations 1, 2 et 3 d'une part, 4 et 5 d'autre part, constituent donc plutôt deux sous-domaines structuraux homogènes. Quelques mesures prélevées aux environs du point x = 525, y = 345 suggèrent que ce secteur puisse représenter un troisième sous-domaine distinct des précédents. La déformation ayant différencié ces trois sous-domaines est sans doute postérieure à la schistosité S<sub>1</sub> qu'elle affecte. Fyles (1960, p. 98) avait proposé que cette déformation traduise l'effet d'un couple senestre ayant agi parallèlement au Fossé. Sans nier la possibilité d'une telle cinématique, il est possible d'envisager aussi l'existence de plioement à grand rayon de courbure, selon des modalités variées (fig. IV-5). La répartition géographique bidimensionnelle des affleurements étudiés dans le fond du Fossé ne permet pas de discuter la validité d'un modèle plutôt que d'un autre.

La schistosité est en outre localement reprise par quelques déformations mésoscopiques mineures :

- une crénulation affecte en quelques endroits (ex : x = 526, y = 344) des micaschistes quartzeux. Les plans axiaux de cette crénulation sont très redressés, espacés de 10 à 30 cm et ont apparemment des directions variées (*cf. fig. IV-4 : stéréogramme récapitulatif*).

BOIS LILLE



stéréogrammes

\* stations

S2 plan moyen de S2 (50 mesures par stations)

L3 crénulation : direction moyenne

- x stratification So
- Δ schistosité S2
- plan axial de crénulation (S3)
- linéation L2 (intersection So-S2)
- linéation L3 (intersection So-S3)
- minipli P1-P2
- ◐ minipli P3 } charnières

- stratification (So)
- schistosité (S2)
- - - faille supposée
- linéation d'intersection L2 (SoxS2)
- ⇒ minipli P1-P2
- ⇄ minipli P3
- épaisse veine de quartz laiteux

fig. IV-6 DOMAINE STRUCTURAL N°2

- au point  $x = 522, y = 370$ , de petits plis en genou affectent une série de leptynites micacées et de micaschistes finement alternés. Ils plongent de  $30^\circ$  à  $60^\circ$  environ vers le Sud à SW, et n'ont pu faire l'objet de mesures précises.
- trois plis mésoscopiques, plongeant tous trois vers le SE, ont été observés :
  - + au point  $x = 530, y = 363$  : pli serré à plan axial fortement incliné vers le SE, et plongement fort vers le SE également ;
  - + au point  $x = 525, y = 349$  : pli largement ouvert à plan axial subvertical et plongement vers le SE ;
  - + au point  $x = 524, y = 349$  : pli serré à plan axial fortement incliné vers le NE et plongement modéré vers le SE.

En résumé, le domaine n° 1 présente une série homoclinale normale à pendage SW, où stratification et schistosité font entre eux un angle faible. Postérieurement à cette dernière se sont développés :

- a) des crénelations, et des plis mineurs en genou à plongement SSW ;
- b) des plis mésoscopiques à plongement SE ;
- c) un ploiement à grand rayon de courbure déterminant l'individualisation d'au moins deux sous-domaines statistiquement homogènes.

Les relations entre les déformations a) et b), apparemment divergentes, ne sont pas connues. Les structures b) et c) sont peut-être les effets d'une même déformation.

#### IV-2-2 : Domaine n° 2

Si la limite SW du domaine n° 2 est bien tranchée (la faille qui recoupe la faille Purcell), sa limite NE est plus floue c'est la zone, large de quelques centaines de mètres, où le pendage des structures s'inverse de SW à NE (fig. IV-6). Entre les points  $x = 516, y = 403$  et  $x = 518, y = 388$ , une faille sensiblement méridienne sépare un sous-domaine n° 2a oriental, où les charnières plongent faiblement vers le NW (cf. stéréogramme 2a : fig. IV-6) d'un sous-domaine n° 2b occidental, où les plongements vers le SE dominant (cf. stéréogramme 2b : fig. IV-6).

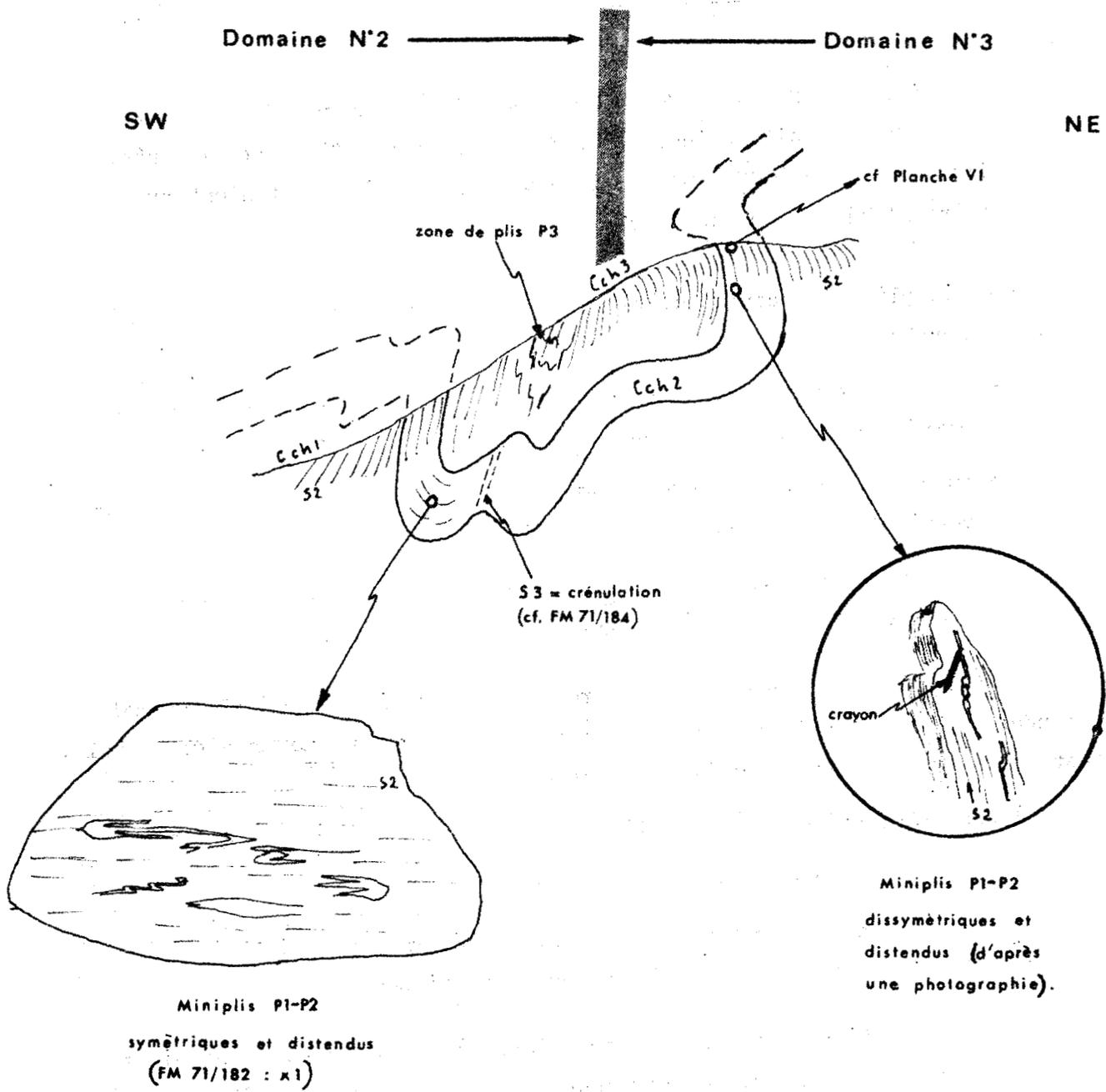


fig IV 7 SOUS DOMAINE N'2a :

Le synclinal majeur et les structures mineures.

Remarquer la relation entre la schistosité S2 et la stratification : apparemment parallèle à l'échelle macroscopique, elles ne le sont pas à l'échelle de l'échantillon comme le montrent les laminations de l'unité Cch2.



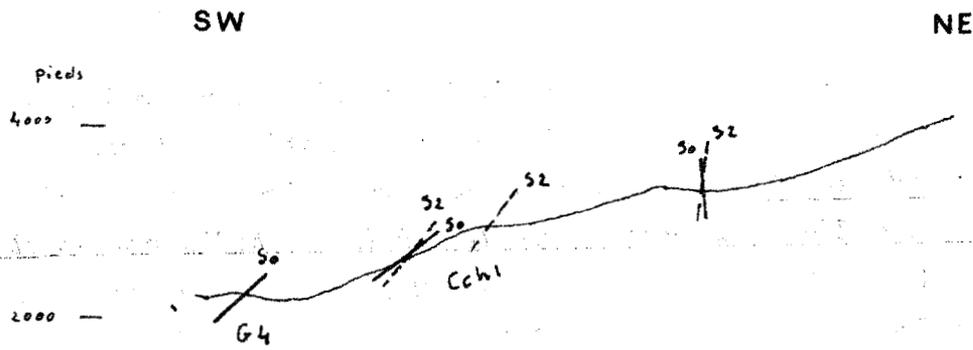
Le sous-domaine n° 2a est constitué par un synclinal majeur, serré et déversé vers le NE, mis en évidence par l'unité Cch2 (groupe *Chancellor*). La schistosité prépondérante, qui sera désignée par S2 (cf. p. 11) est, à l'échelle de la carte, parallèle à la stratification et plissée avec elle (fig. IV-6 : cf. stéréogramme 2a). Dans les schistes des unités Cch1 et Cch3 elle semble être sub-parallèle au plan axial du synclinal majeur. En revanche à l'échelle mésoscopique, les laminations qui représentent la stratification (So) dans l'unité Cch2, soulignent l'existence de nombreux plis isoclinaux décimétriques, à schistosité de plan axial. Ces miniplis, qui seront désignés par P1-P2, montrent donc qu'à l'échelle de l'échantillon la schistosité est oblique sur la stratification. Par rapport aux plis majeurs ces miniplis sont (fig. IV-7) :

- asymétriques sur les flancs, tels des drag-folds (Whitten, 1966, p. 164) ; leur flanc court fait face à la crête anticlinale du domaine n° 3, et leur charnière est généralement épaissie : localement, ils sont étirés jusqu'à la rupture.
- symétriques dans la zone de charnière où ils ont une allure en chevrons (Flanche VI) ou en *Gleitbretter structure* (Ramsay, 1967, p. 388).

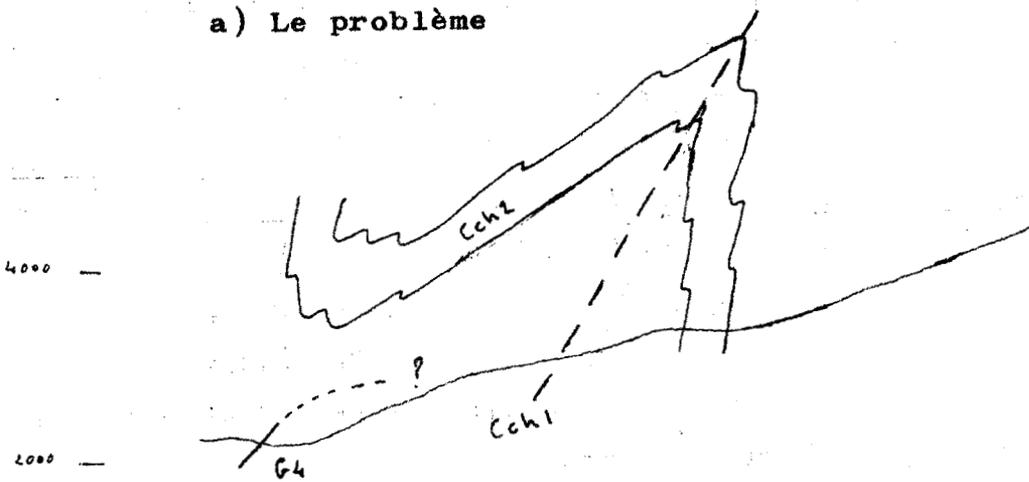
La schistosité S2 est à son tour déformée et affectée de plis mineurs qui seront désignés par P3 :

- au point x = 552, y = 386 : petits plis ouverts disymétriques, déjetés vers le NE ; amplitude inférieure à 5 cm et longueur d'onde égale à triple ;
- au point x = 567, y 374 : très abondants plis en genou plongeant vers le NW ;
- au point x = 582, y 364 : crénulation à schistosité de plan axial (S3) relativement serrée à l'affleurement, le long de laquelle ont cristallisé des lamelles de chlorite Mg (FM 71/184).

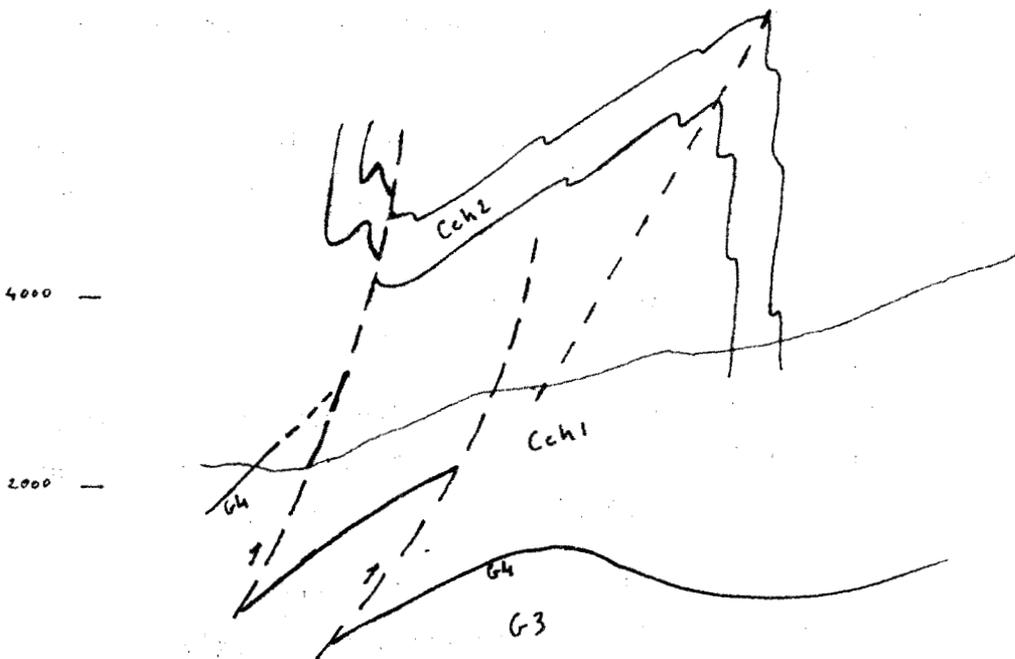
Toutes ces formations tardives de la schistosité S2 se situent dans la zone du plan axial du synclinal majeur (fig. IV-6 et 7).



a) Le problème



b) Accomodation par plissement seulement : le flanc NE de l'anticlinal dans G4 n'est observé nulle part



c) Accomodation par failles (cf. fig. IV-3)



fig. IV-8 Structure majeure du sous-domaine 2b

D'autres miniplis P3 ont été observés dans le secteur métamorphique du sous-domaine n° 2a. Ils ont même style que les plis P3 du sous-domaine n° 2b, dont ils ne diffèrent que par le sens du plongement (fig. IV-6).

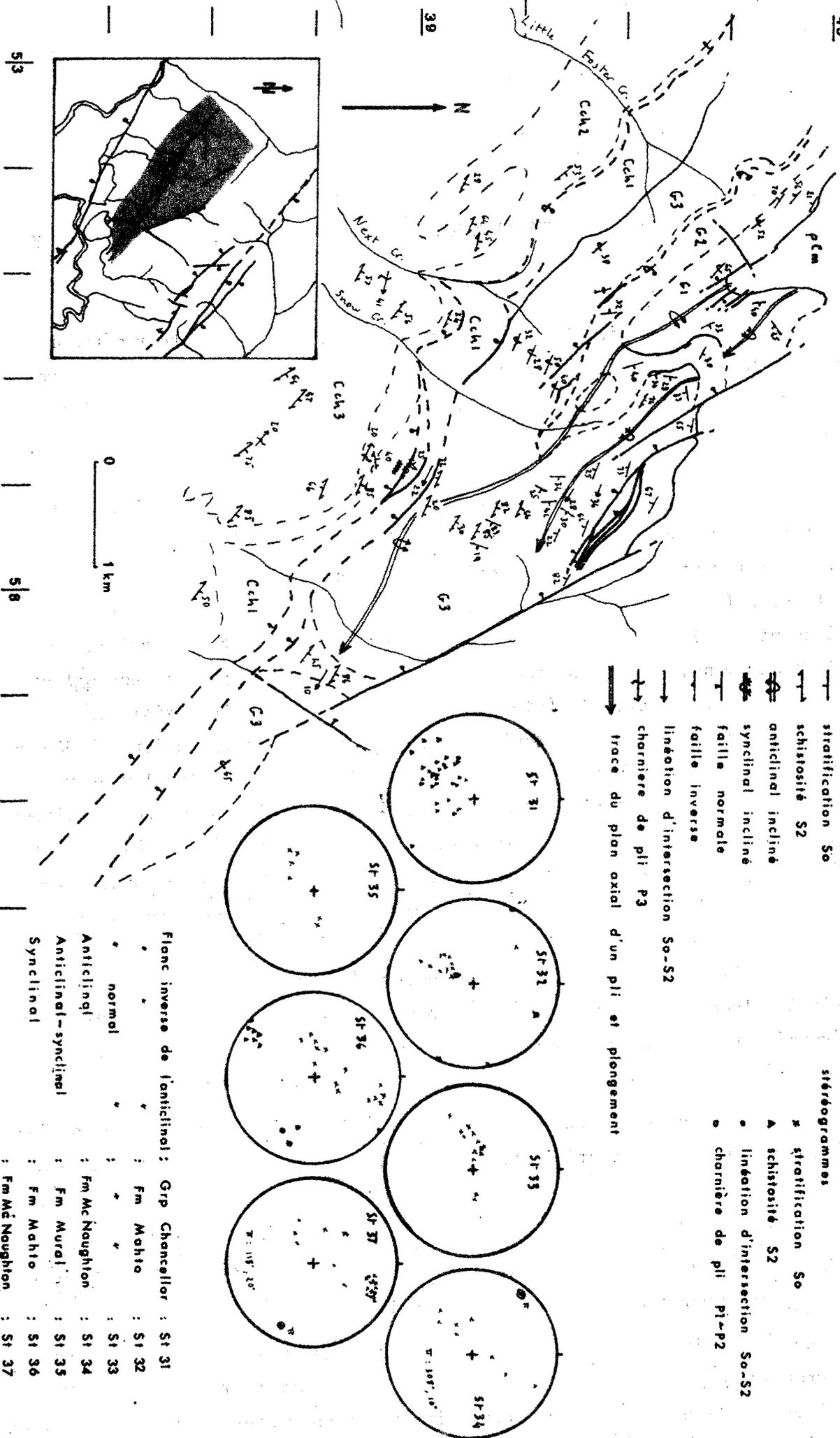
Le sous-domaine n° 2b se situe dans les zones métamorphiques de la biotite et du grenat. Il comporte des micaschistes très plissés et quelques pointements de marbre à biotite, représentant vraisemblablement l'unité Cch2 (ex : x = 514, y = 401). Certains horizons de micaschistes contiennent des lamines carbonatées ayant subi une dissolution partielle à l'affleurement, et représentant la stratification So. Celle-ci est affectée de plis de type semblable (P1-P2) à schistosité S2 de plan axial. Cette dernière est à son tour affectée de plis disymétriques P3, déjetés à déversés vers le NE, et dans le plan axial desquels se définit localement une schistosité de crénulation (S3) assez fruste. Les plis P3 ont une amplitude généralement inférieure au décimètre, et une longueur d'onde très variable déterminant une forme serrée à large (Planche VI). Ils sont d'autant plus abondants qu'on s'approche du Fossé avec lequel la plupart sont parallèles.

La structure majeure qui recouvre le sous-domaine n° 2b se déduit de l'analyse des structures mineures : c'est un anticlinal serré et déversé vers le NE, qui plonge axialement vers le SE. Il est mis en évidence :

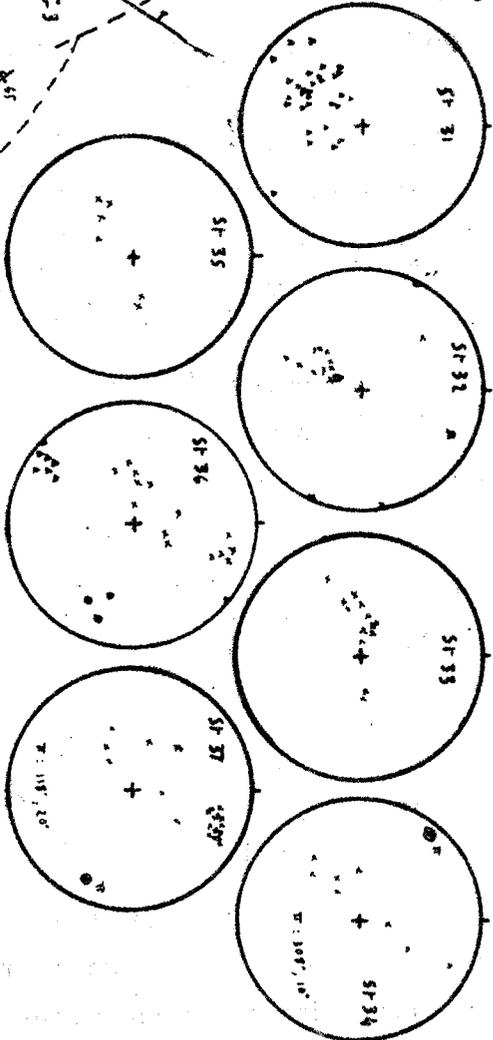
- dans le secteur étudié : par les relations géométriques entre schistosité S2 et stratification, la trace de son plan axial courant aux environs de la côte 3300 dans le sous-domaine n° 2b ;
- à quelques kilomètres au NW du secteur étudié : par l'affleurement du Gog dans lequel Fyles (1960) puis Wheeler (1963) avaient reconnu une importante structure anticlinale.

Cependant un simple anticlinal ne suffit pas à expliquer la distribution géographique des affleurements. Le pendage de la stratigraphie étant supérieur à l'inclinaison de la pente impose qu'en remontant celle-ci depuis la côte 2500 jusqu'à la côte 3300 on "descende" dans la stratigraphie (fig. IV-8). Comme le sommet du Gog a été reconnu à la côte 2500 au point

Fig. IV-9 DOMAINE STRUCTURAL N°3



- |   |  |                                   |
|---|--|-----------------------------------|
| — | stratification So                          | stéréogrammes                     |
| — | schistosité S2                             | x stratification So               |
| — | anticlinal incliné                         | Δ schistosité S2                  |
| — | synclinal incliné                          | • ligneation d'intersection So-S2 |
| — | faille normale                             | ○ charnière de pli P1-P2          |
| — | faille inverse                             |                                   |
| — | lignation d'intersection So-S2             |                                   |
| — | charnière de pli P3                        |                                   |
| — | trace du plan axial d'un pli et plongement |                                   |



- |                                 |                |       |
|---------------------------------|----------------|-------|
| Flanc inverse de l'anticlinal : | Grp Chancellor | St 31 |
| •                               | Fm Maho        | St 32 |
| • normal                        |                | St 33 |
| •                               | Fm Mc Naughton | St 34 |
| Anticlinq                       | Fm Mural       | St 35 |
| Anticlinq - synclinal           | Fm Maho        | St 36 |
| Synclinal                       | Fm Mc Naughton | St 37 |



x = 515, y = 385 (cf. p. 93), on devrait ainsi rencontrer des niveaux de plus en plus anciens du *Gog* en allant vers la côte 3300. Mais en fait seule l'*Argillite de Tear Creek* affleure dans ce secteur, comme on peut le vérifier axialement vers le SE. Une solution à ce problème nécessite le recours à une faille inverse à pendage SW ayant valeur d'imbrication au mur du chevauchement de Purcell (fig. IV-8c). A l'appui de cette interprétation on notera :

- l'existence de zones de cisaillement à pendage SW dans le fond du Fossé (observation réalisée durant l'été 1972 après déboisement jusqu'à la côte 2500) ;
- l'existence de failles analogues, à rejet de quelques centaines de mètres, affectant le *Gog* dans l'anticlinal observé par Fyles (cf. *supra*) vers le NW;
- l'existence fréquente de structures semblables dans la "famille structurale" des Rocheuses (Dahlstrom, 1970).

Dans le secteur étudié deux de ces failles sont suggérées (fig. IV-6) :

- la plus occidentale limitant l'affleurement de *Gog* vers le NE ;
- la plus orientale qui semble interrompre brusquement la ligne d'apparition du grenat dont la taille excède encore 1 mm au toit de cette faille présumée.

Le tracé de la seconde est jalonné de veines de quartz laiteux épaisses d'environ 1 m et affleurent sur une distance pouvant atteindre la centaine de mètres.

#### IV-2-3 : Domaine n° 3

Le domaine n° 3 (fig. IV-9) représente l'épaule SW de l'anticlinorium et comporte un couple anticlinal-synclinal dont les plans axiaux pendent vers le NE. Tous deux sont tardivement recoupés par deux failles conjuguées qui les bordent au NE et à l'Est.

L'anticlinal :

L'anticlinal est l'élément dominant de l'ensemble : il avait été remarqué par Fyles (1960, p. 96) et par Wheeler (1963), et plonge vers le SE où il semble disparaître. Sa forme dépend du niveau stratigraphique dans lequel on l'observe. Dans le *Mc Naughton*, c'est un anticlinal confiné disymétrique dont les épaules et la crête sont découpées aux environs du point  $x = 550$ ,  $y = 420$ , par une famille de failles normales. La formation *Mural* est un niveau de disharmonie sur lequel la formation *Mahto* a pu glisser lors du rebroussement vers le SW qui a affecté l'ensemble du domaine n° 3. Dans le *Mahto* c'est un anticlinal déversé vers le SW sur presque toute sa longueur, mais qui se redresse axialement vers le SE pour se confondre avec le flanc de l'anticlinorium.

La majeure partie des affleurements appartient à la formation *Mahto*, en particulier au flanc normal de l'anticlinal, largement bombé, et sur lequel semblent s'individualiser deux anticlinaux secondaires. Ces derniers sont en échelon, droits, d'amplitude nettement inférieure à leur longueur d'onde. Leur terminaison conique est très accusée (cf. fig. IV-9 : stéréogrammes). Une schistosité fruste a été observée aux environs du point  $x = 573$ ,  $y = 393$ , homodirectionnelle avec l'anticlinal majeur. Elle semble antérieure au rebroussement de celui-ci car son pendage vers le NE diminue rapidement du NE vers le SW.

Le flanc inverse de l'anticlinal visible dans le *Mahto* et le *Chancellor* (fig. IV-9), est recoupé par des failles dont le tracé, lorsqu'il est connu, et leurs relations géométriques avec la stratigraphie suggèrent qu'il s'agisse de failles normales ayant été tardivement rebrousseées vers le SW comme toutes les structures du domaine n° 3. La discussion concernant ces failles est reportée à l'analyse du domaine n° 5 où des failles analogues affleurent mieux (cf. *infra*).

Le synclinal :

Le synclinal, tant dans le *Mc Naughton* que dans le *Mahto*, est sensiblement déjeté vers le SW, ouvert, et plonge axialement vers le SE.

Dans le *Mural*, l'unité G2a (schistes) est absente de la zone de charnière ( $x = 556, y = 418$ ), ayant sans doute flué vers les flancs du pli majeur. Ainsi au point  $x = 572, y = 410$  est-elle partiellement redoublée par une petite faille inverse à pendage SW, laquelle est à son tour recoupée par deux failles normales de direction SE. L'une d'elles a amené G2d en contact avec G2a ( $x = 577, y = 407$ ) ; elle est relayée par l'autre, verticale, qui met en contact G3a et G2a ( $x = 571, y = 409$ ).

Les deux failles normales tardives, à regard SW et de direction  $150^\circ$ , ont des rejets verticaux que l'on peut estimer respectivement à 250 pour la plus courte, et 500 m pour la plus longue.

#### IV-2-4 : Domaine n° 4

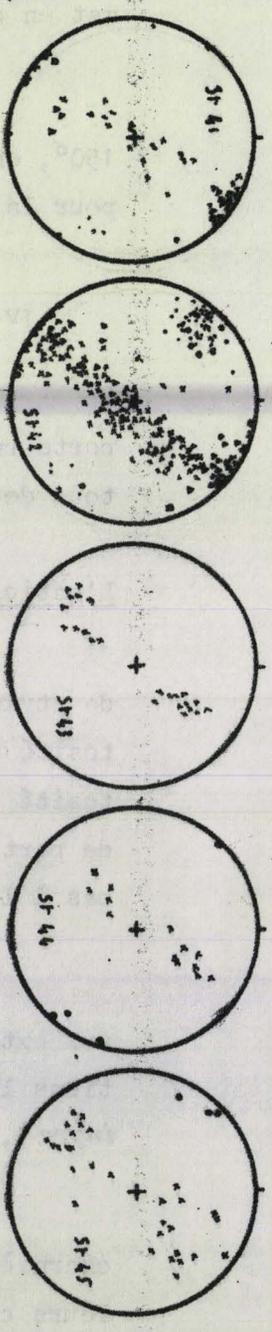
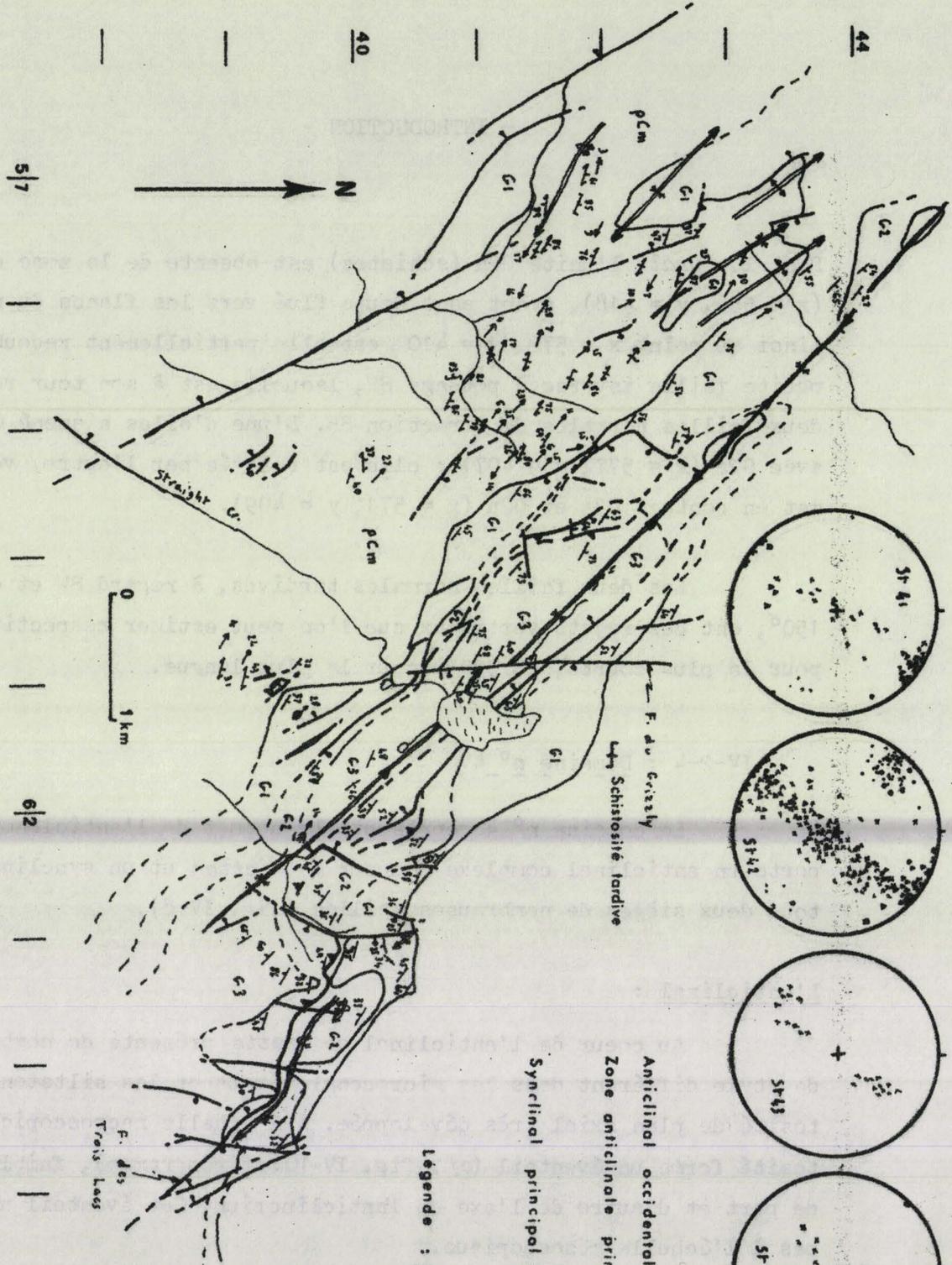
Le domaine n° 4 représente le sommet de l'anticlinorium et comporte un anticlinal complexe à coeur de *Miette* ; et un synclinal de *Gog*, tous deux sièges de nombreuses failles (fig. IV-8).

#### L'anticlinal :

Au coeur de l'anticlinal de *Miette* présente de nombreux plis, de style différent dans les microconglomérats et les siltstones, à schistosité de plan axial très développée. A l'échelle macroscopique cette schistosité forme un éventail (cf. fig. IV-10:stéréogramme), faiblement ouvert, de part et d'autre de l'axe de l'anticlinorium. Cet éventail ne se retrouve pas à l'échelle mésoscopique.

La dispersion sensible des pôles de schistosité qui se manifeste aux extrémités du stéréogramme (fig. IV-10), peut traduire l'effet de variations légères de la direction des plis, ou de leur plongement axial (cf. *infra*), ou encore de leur conicité.

Les microconglomérats forment des plis concentriques, à zone de charnière très arrondie (Planche II) et présentant une forte conicité à leurs extrémités. Leur longueur d'onde est approximativement double de leur amplitude, laquelle varie d'une dizaine de mètres ( $x = 577, y = 425$ )



Anticlinial occidentale : Grp Miette : Sf 41  
 Zone anticlinale principale : " : Sf 42  
 Synclinal principal : Fm McNaughton : Sf 43  
 : Fm Mural : Sf 44  
 : Fm Mahto : Sf 45

Légende : cf. fig. IX-9 et IV-12

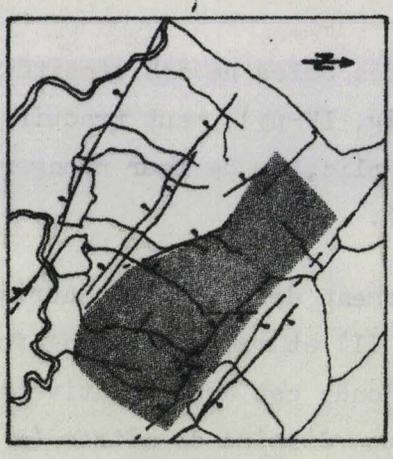
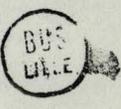


Fig. IV-10 DOMAINE STRUCTURAL N°4



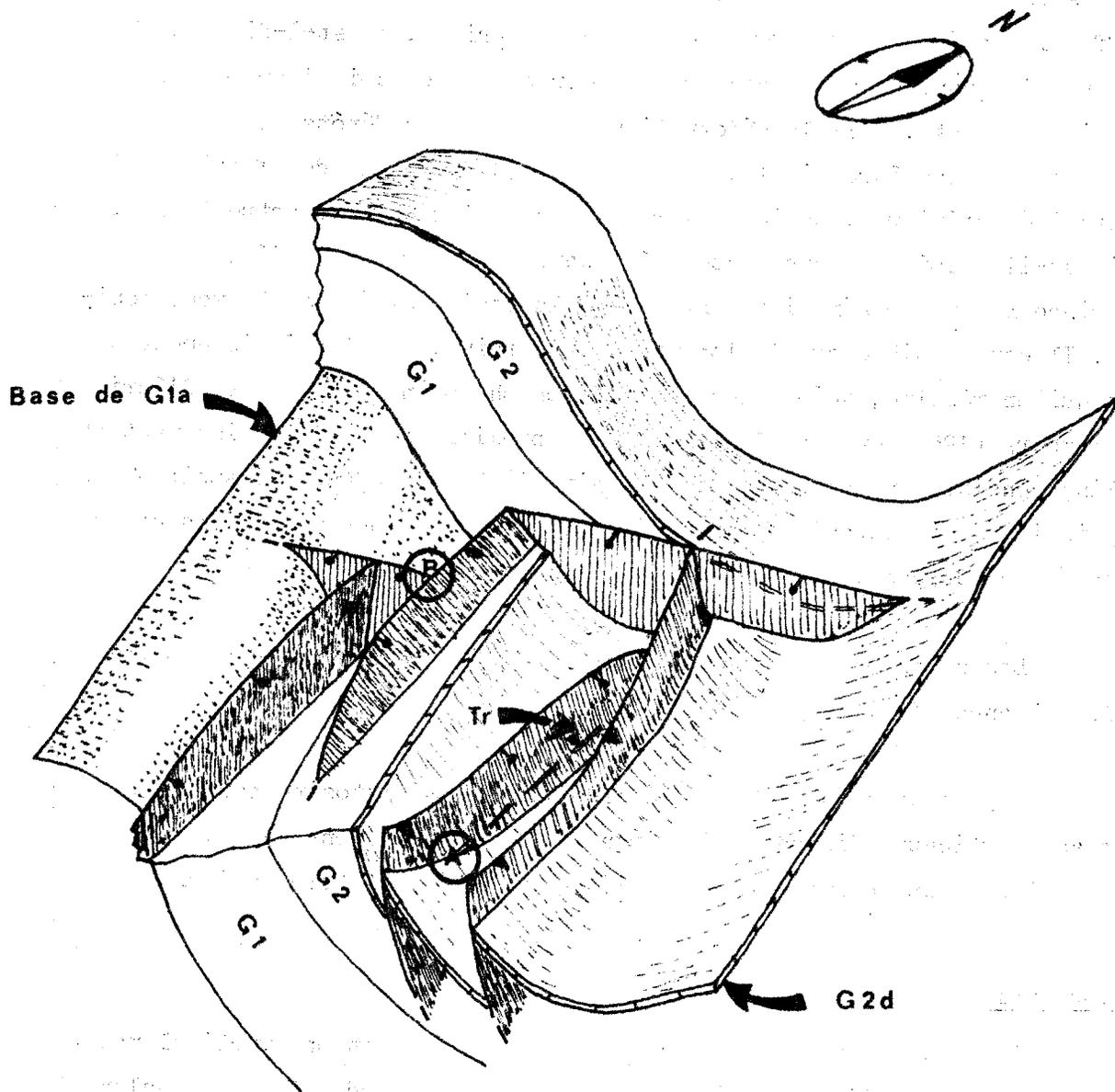
à près de 200 m ( $x = 620$ ,  $y = 420$ ). En lame mince les gros grains sont aplatis et étirés dans le plan de la schistosité (Planche II). Ce fait suggère un épaissement tectonique des bancs dont l'interprétation est délicate. En effet les plis observés sont de type concentrique, c'est-à-dire que l'épaisseur d'un banc donné se conserve autour du pli ce qui s'oppose à l'observation présente. Mais la déformation subie par les dépôts du groupe *Miette* ne doit pas être simple, car localement subsistent des fantômes d'une schistosité antérieure, obliques sur celle que l'on observe actuellement. Aussi est-il permis de penser que l'élongation des grains à l'échelle de la lame mince n'est pas génétiquement liée à la schistosité actuellement dominante. Il est possible que l'élongation des grains, et l'épaississement des bancs qui en résulte, soient les effets d'un phénomène précoce que d'écrivent Ramberg (1964) et Chapple (1969) : le premier stade d'un plissement par Buckling consiste en la compression longitudinale d'un banc qui subit alors un épaissement tectonique dont l'importance dépend des dimensions et de la compétence du banc.

Les siltstones, lorsqu'ils sont laminés, montrent des plis semblables (Planche II).

En quelques endroits a été reconnue une schistosité tardive dont les plans verticaux, distants d'environ 10 cm ; s'orientent dans des directions variables qui n'ont pu être reliées avec les structures majeures.

#### Le synclinal :

Le *Gog*, et en particulier le *Mahto*, esquissent un synclinal majeur droit, ouvert, dont l'axe au niveau du banc marqueur G2d, plonge globalement de  $5^\circ$  vers le SE entre les points  $x = 579$ ,  $y = 442$  et  $x = 625$ ,  $y = 395$ . Pourtant la mesure directe de la charnière, réalisée en plusieurs endroits, révèle l'existence de plongements variables et opposés, atteignant jusqu'à  $10^\circ$  vers le NW. L'accommodation entre ces mesures locales et le résultat global se fait par un système de culmination et dépressions axiales, propre à chacun des plis, car rien n'indique que les culminations et dépressions de trois plis adjacents s'alignent selon des directions transverses



(A) x = 598 y = 417

(B) x = 592 y = 420

Tr : Trace de G2d au mur de la faille



fig IV - 11 Failles au sommet de l'anticlinorium et tectonogramme de G2d : environs du point x = 595 , y = 420

à celles qu'elles affectent. Ainsi peut-on observer la culmination d'un synclinal de *Mc Naughton* plongeant de plus de  $20^\circ$  de part et d'autre du point  $x = 573$ ,  $y = 423$ . Ainsi peut-on déduire la dépression du grand synclinal de *Mahto* plongeant de près de  $10^\circ$  vers le point  $x = 584$ ,  $y = 437$ . Ce système de culminations et dépressions axiales simple donc génétiquement lié aux plis majeurs qu'ils affectent.

Les failles :

L'accomodation des plongements contraires peut aussi s'effectuer par l'intermédiaire de failles de direction NE. C'est le cas entre les points  $x = 591$ ,  $y = 595$ ,  $y = 428$  (fig. IV-11). Un réseau de failles normales sub-verticales découpe l'ensemble du *Gog* : une famille est de direction NE, et l'autre de direction NW, sensiblement plus septentrionale que le synclinal à qui elles sont donc toutes deux postérieures. La faille NE qui coupe l'ensemble du *Gog* entre les points  $x = 591$ ,  $y = 423$  et  $x = 593$ ,  $y = 426$  se poursuit vraisemblablement vers le NE dans le *Mc Naughton* et peut-être dans le *Mahto*. Cette faille est nécessaire et suffisante pour accomoder les plongements axiaux convergents du synclinal entre les points  $x = 593$ ,  $y = 429$  d'une part et  $x = 602$ ,  $y = 420$  d'autre part.

Aux environs du point  $x = 597$ ,  $y = 418$ , ont été observées deux failles de direction plus méridienne que le synclinal: et qui lui sont apparemment postérieures. La plus orientale est une faille inverse dont le rejet stratigraphique au point  $x = 598$ ,  $y = 419$  est de l'ordre de 100 m. La plus occidentale est une faille inverse vers le SE qui devient normale vers le NW. L'inversion du rejet apparent se situe au point  $x = 598$ ,  $y = 417$  où le pendage des bancs est Nord alors qu'il est NE partout ailleurs.

Le flanc NE du synclinal est lui aussi faillé (fig. IV-8). Au point  $x = 622$ ,  $y = 405$  la faille des Trois Lacs est inverse et redouble l'épaisseur du G2c. Au point  $x = 635$ ,  $y = 397$ , G2b n'est apparemment plus répété, mais il montre, au mur de la faille un couple anticlinal-synclinal déversé vers le NE, et interprété comme des plis d'entraînement. Le tracé de la faille se suit aisément vers le SE (Planche VIII-2), mais son rejet

s'inverse de façon apparente dès le point  $x = 643$ ,  $y = 394$ , où la base de G3a repose sur G2b (Planche VIII-3).

Il est à remarquer que sur cette portion "normale" de la faille :

- le banc-marqueur G2d est coupé en plusieurs endroits ( )
- le couple anticlinal-synclinal observé au mur de la faille vers le NW est ici coupé (Planche VIII-3) ;
- qu'une importante schistosité s'observe au mur et au toit de la faille dans toutes les lithologies (Planche VIII).

En conséquence, la faille des Trois Lacs est interprétée comme :

- 1) une faille inverse apparue dans le niveau de disharmonie *Mural* lors du plissement majeur, et s'enracinant axialement vers le SE dans un anticlinal ;
- 2) ayant joué apparemment comme une faille normale qui s'est développée vers le SE lors d'une déformation postérieure.

A cette déformation postérieure peut aussi se rattacher la faille normale à pendage  $70^\circ$  SW qui au-delà du  $x = 622$ ,  $y = 403$  vers le NW, recoupe G2d puis la faille des Trois Lacs (fig. IV-10).

Toutes ces structures ont été à leur tour recourées plus tardivement par des failles de direction sensiblement méridienne à  $30^\circ$  E. La plus importante est la faille du Grizzly (fig. IV-10) dont le rejet vertical varie d'environ 10 m ( $x = 609$ ,  $y = 421$ ) à 50 m ( $x = 609$ ,  $y = 405$ ). Mais la plupart de ces failles ont des déplacements verticaux apparents inférieurs à 30 m.

En résumé, le domaine n° 4 montre qu'aux plis de direction NW et d'amplitude variable (10 à 150 m dans le *Mc Naughton*), se sont superposées aux générations de failles : l'une de direction sensiblement plus méridienne que les plis et montrant des rejets apparents normaux ou inverses selon les endroits, l'autre de direction Nord à  $30^\circ$  E, à rejets apparents normaux. Sur toutes ces failles les déplacements semblent très faibles excédant rarement 100 m.

IV-2-5 : Domaine n° 5

Ce domaine représente l'épaule NE de l'anticlinorium (fig. IV-12). Symétrique de l'épaule SW (domaine n° 3) il comporte des plis déversés vers le NE, mais est surtout dominé par des failles normales à regard NE, ayant été rebroussées dans cette direction.

Les plis :

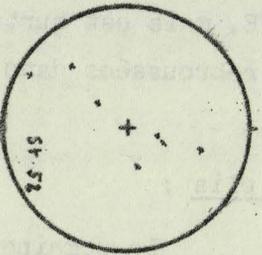
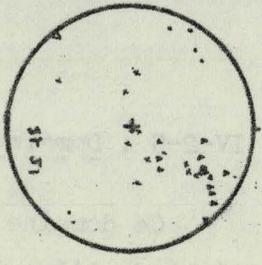
Le domaine n° 5 est formé par un vaste anticlinal à coeur de *Miette*, dans lequel se différencie, vers le NW, un synclinal de *Mc Naughton*, déjeté vers le NE.

Les microconglomérats et les siltstones du *Miette* possèdent le même style de plis que dans le domaine n° 4 (cf. p. 133). A l'échelle de la carte au-delà du point  $x = 637$ ,  $y = 407$  vers le NW, les microconglomérats montrent ainsi plusieurs plis de faible amplitude qui disparaissent vers le SE, en une vaste voûte très arrondie. La schistosité est partout rebroussée vers le NE.

Les failles :

Deux générations de failles existent dans ce domaine n° 5. La première, très importante, comporte des failles normales de direction NW, analogues à celles observées dans le domaine n° 3, sur l'épaule SW de l'anticlinorium ; elles sont ici d'observation plus facile. La seconde comporte des failles normales également, de faible rejet et de direction Nord  $\pm 30^\circ$ . Elles sont probablement contemporaines du dernier système de failles ayant affecté le domaine n° 4.

Il est nécessaire de revenir sur la géométrie des failles de première génération pour comprendre leur genèse. Sur l'épaule NE de l'anticlinorium trois failles normales importantes, de direction NW, semblent se confondre et s'enraciner axialement vers le SE le long de la retombée de l'anticlinorium. Au point  $x = 611$ ,  $y = 426$  l'une d'entre elles coupe le synclinal de *Mc Naughton* au NW, et lui est donc postérieure. Elles ont



- stratification S0
- schistosité S2
- lineation S0 S2
- faille normale
- trace du plan axial et plongement
- ↔ droit
- ↔ incliné
- ↔ anticlinal
- ↔ synclinal
- ↔ charnière de pli P1-P2

- stéréogrammes :
- x stratification S0
  - Δ schistosité S2
  - lineation d'intersection S0-S2

Anticlinal : Grp Miette : St 51  
 Synclinal : Fm McNaughton : St 52

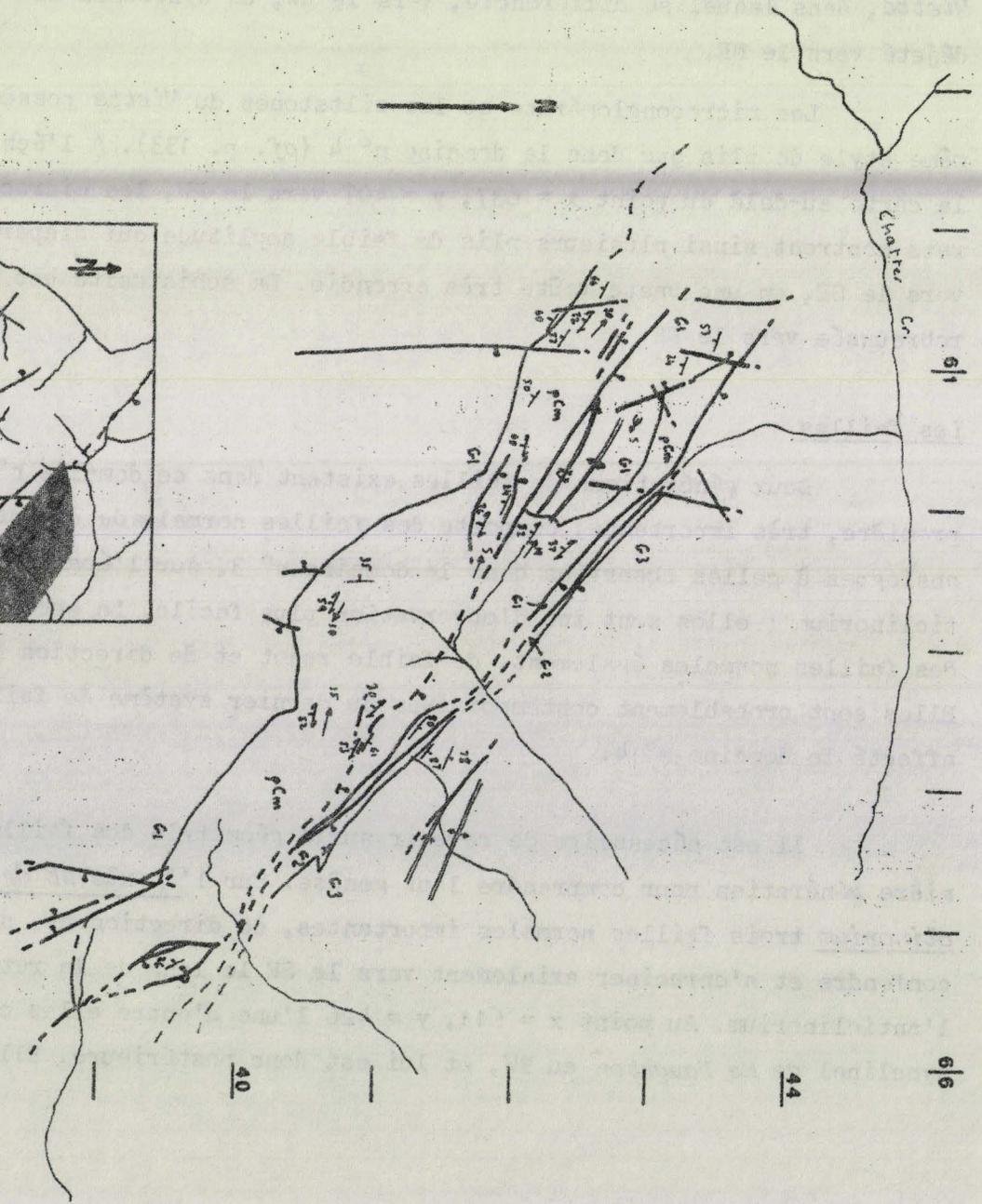
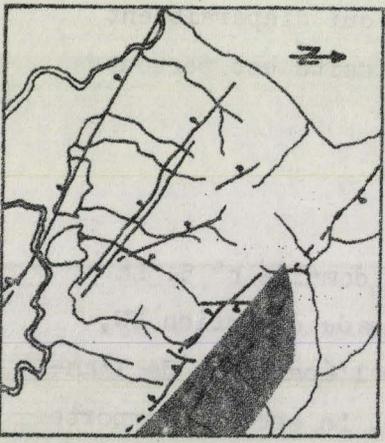


fig. IV-12 DOMAINE STRUCTURAL N°5



pour effet apparent d'abaisser le compartiment NE, c'est-à-dire le flanc de l'anticlinorium. Localement (ex :  $x = 643$ ,  $y = 408$ ) elles montrent un pendage SW très fort à sub-vertical à la suite d'un rebroussement postérieur (Planche VII). Sur l'épaule SW de l'anticlinorium (domaine n° 3) trois failles, moins bien exposées que celles ci-dessus, montrent cependant des relations analogues.

- 1) elles recoupent les plis et leur sont postérieures ;
- 2) elles réduisent apparemment la stratigraphie, en faisant "disparaître" des horizons sommitaux du *Gog* ;
- 3) elles ont à l'affleurement un pendage dirigé vers le NE ou le SW selon les endroits.

Ce dernier point permet d'envisager plusieurs solutions possibles, à la lumière des discussions de Price (1965, p. 86) et de Balkwill (1969). Réduisant la stratigraphie (point 2 ci-dessus) il ne peut s'agir ici de failles inverses (qui répètent la stratigraphie) ultérieurement rebroussées, ainsi qu'en a observé Balkwill (1969) sur les pentes SW de Van Horne Range (fig. IV-13A). La distribution des affleurements suppose plutôt que ces failles se soient développées postérieurement au plissement (fig. IV-6 et 12), ce qui confirme le point 1 ci-dessus. On peut alors envisager 3 solutions :

- 1) une faille inverse à pendage SW affectant un flanc normal (fig. IV-13B) ;
- 2) une faille inverse à pendage SE affectant un flanc inverse (fig. IV-13 C1) ;
- 3) une faille normale à pendage SW affectant un flanc normal (fig. IV-13 C2) ;

Dans le premier cas le plongement axial vers le SE impliquerait que le nez anticlinal dans le *Mahto* affleure au SW de la faille de Bush River (fig. IV-6) au-delà du point  $x = 570$ ,  $y = 390$  vers le SE. Aucune observation de ce genre n'a été faite. Le second cas reste possible, mais préférence a été accordée au troisième parce que l'existence de failles normales rebroussées est bien établi sur l'épaule NE de l'anticlinorium. Ces failles

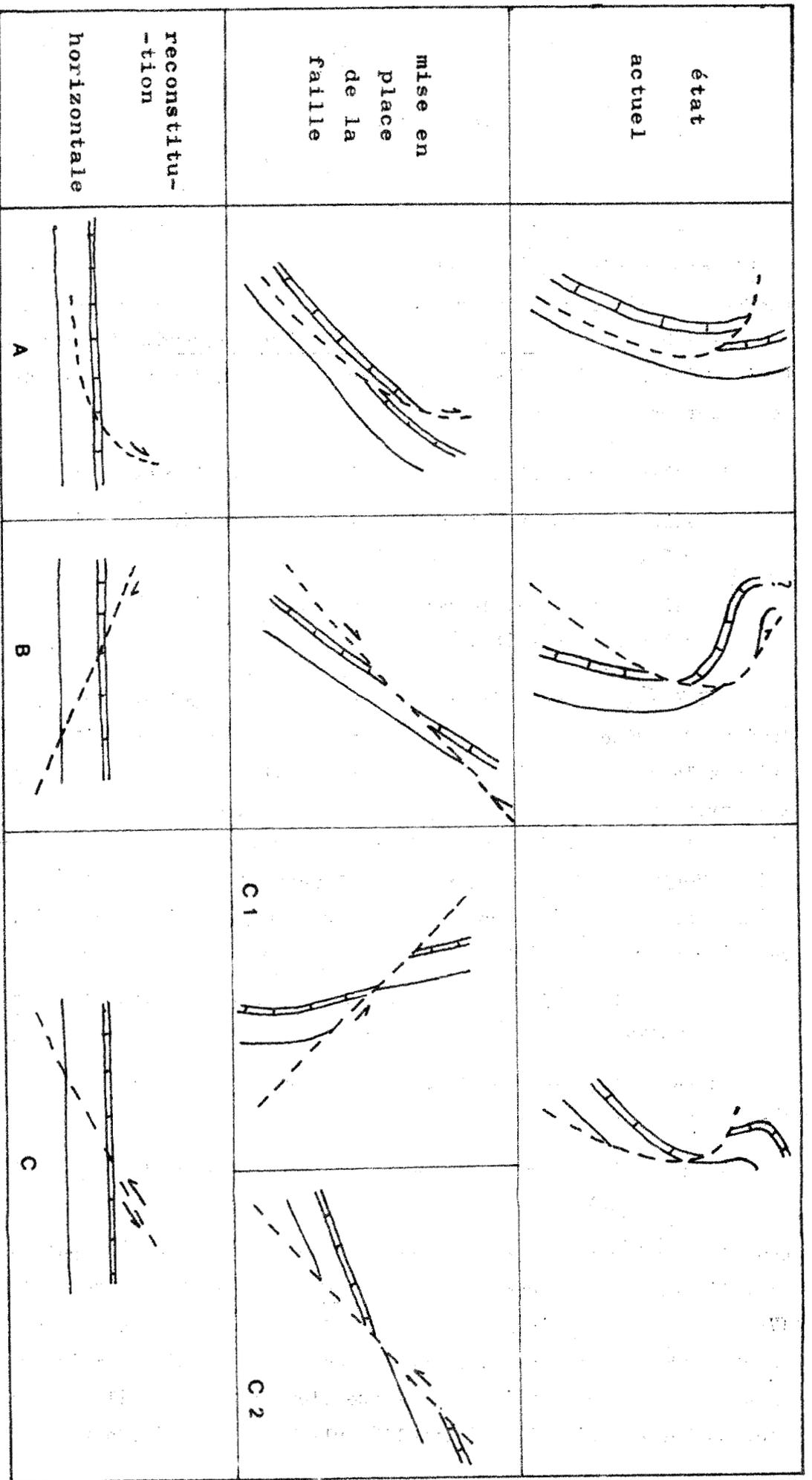


fig. IV-13 Les failles longitudinales des épaules de l'anticlinorium

Discussion des relations géométriques entre la série stratigraphique et le mouvement des failles (cf. explication dans le texte).

A : d'après BALKWILL (1969)  
B, C : d'après PRICE (1965, p.86)



sont interprétées comme résultant du soulèvement de l'anticlinorium, et rien n'indique que lors de ce soulèvement, l'anticlinorium ait été légèrement déversé vers le SW ( disposition nécessaire pour le second cas).

En résumé le domaine n° 5 apparaît comme symétrique du domaine n° 3. Tous deux représentent les épaules d'un anticlinorium dont le soulèvement a déterminé l'apparition de failles normales sub-verticales, ultérieurement rebroussées vers l'extérieur.

#### IV-3 : Reconstitution cinématique

La mise en place des structures précédemment décrites peut-être reconstituée dans le cadre de 3 épisodes de déformation principaux (fig. IV-14) :

D1-D2 : C'est l'épisode principal de la déformation, au cours duquel prennent place les structures majeures. Son caractère double tient à la cristallisation métamorphique des porphyroblastes. Cet épisode se termine par la surrection de l'anticlinorium de Porcupine Creek.

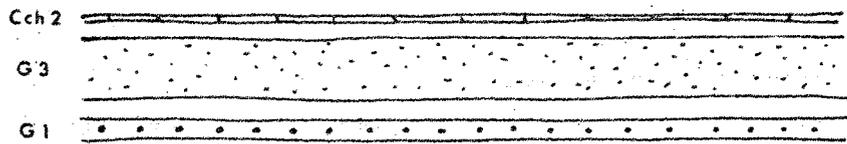
D3 : C'est l'épisode de déformation assurant le rebroussement vers l'extérieur des épaules de l'anticlinorium qui prend son allure en éventail.

D4 : Mise en place de failles normales tardives, transverses ou obliques.

La différenciation en épisodes de déformation :

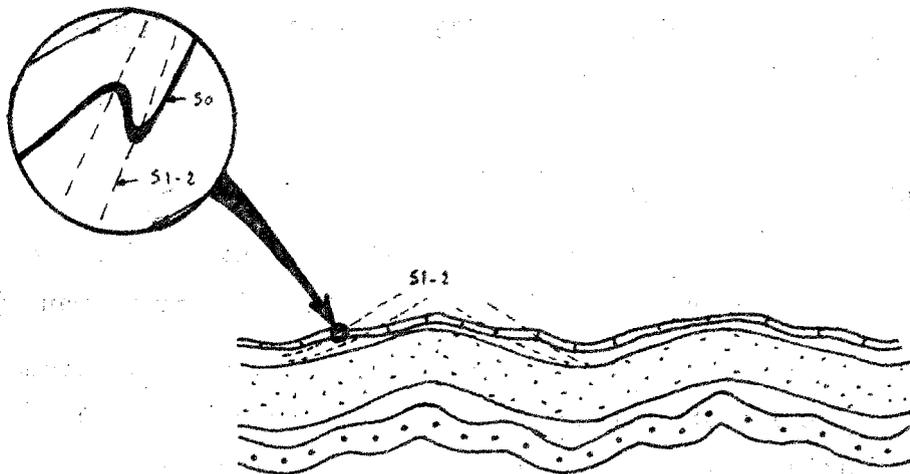
- repose sur l'interprétation des relations géométriques entre les diverses structures observées ;
- vise à regrouper des phénomènes qui ont paru participer à une même logique cinématique ;
- ne préjuge en rien de la nature ni de l'orientation des forces responsables de la déformation ;
- ne préjuge en rien de la durée de chaque épisode, ou de l'intervalle de temps séparant deux épisodes successifs.

C'est une reconstitution cinématique, mettant en place des états successifs de la déformation finie subie par les unités lithologiques du secteur étudié.

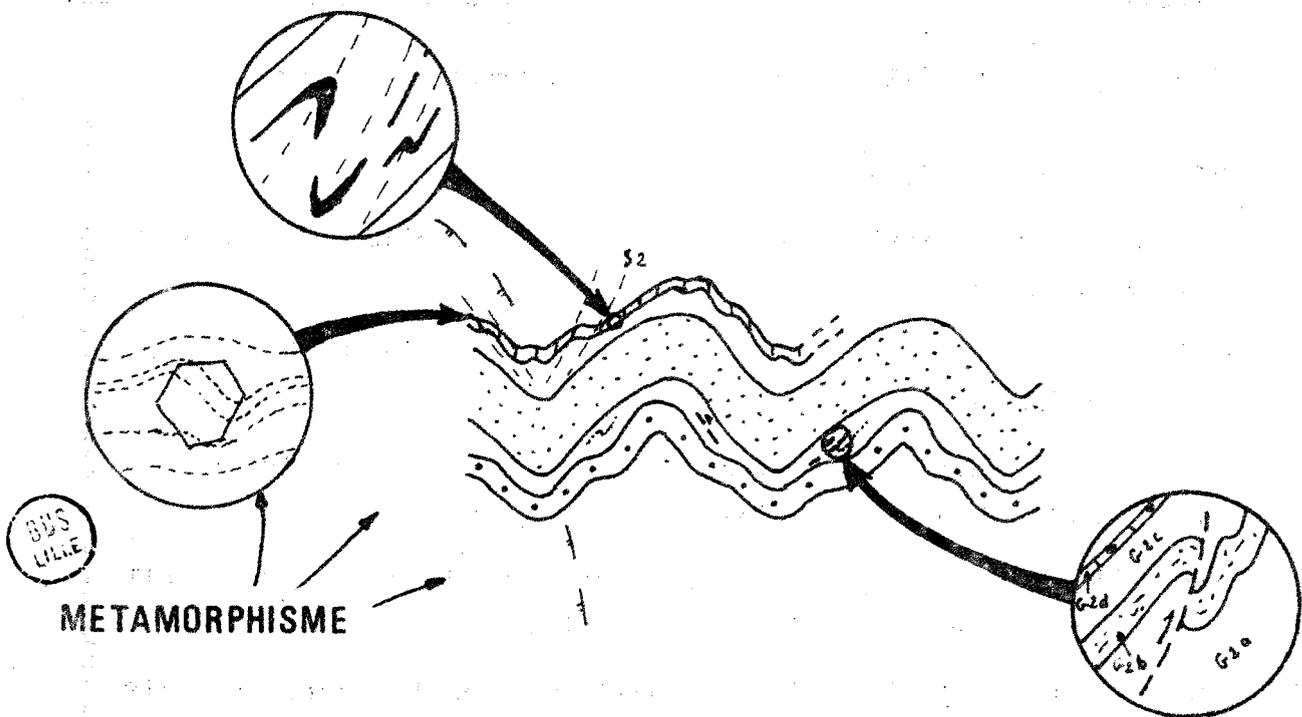


La série stratigraphique

EPISODE D1 - D2

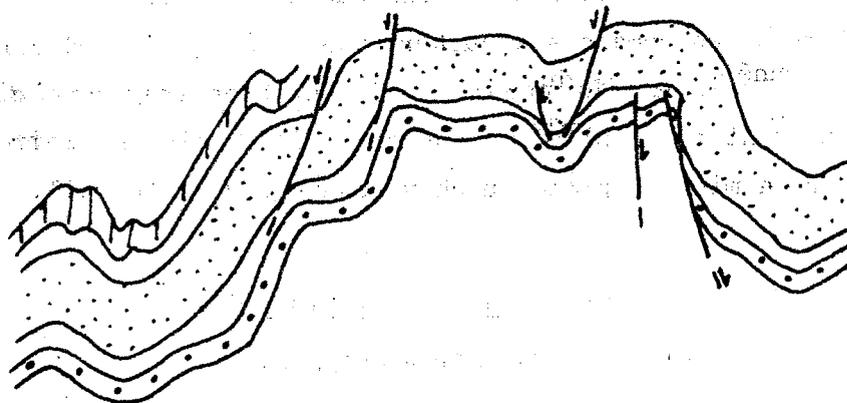


1/ Début du plissement



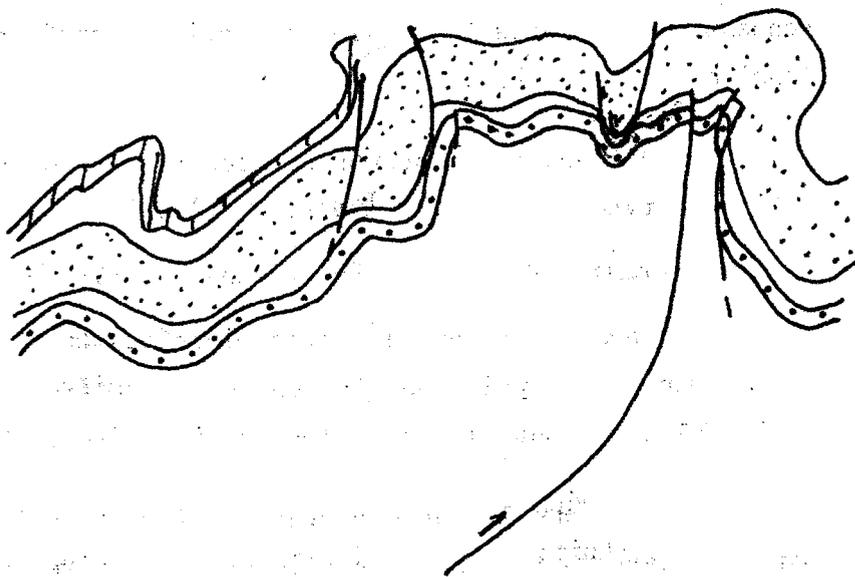
METAMORPHISME

2/ Métamorphisme et stade avancé du plissement



3) Surrection de l'anticlinorium

**EPISODE D3**



4) Rebroussement de l'anticlinorium

**EPISODE D4**

5) Failles normales tardives



fig IV-14 RECONSTITUTION CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION

Il faut noter enfin que cette reconstitution intéresse principalement les domaines structuraux n° 2 à 6, c'est-à-dire Solitude Range. Les données issues du domaine n° 1 sont trop fragmentaires pour être intégrées purement et simplement dans ce modèle, mais serviront dans la discussion sur la mise en place du chevauchement de Purcell.

#### IV-3-1 : Episode de déformation D1-D2

L'épisode de déformation D1-D2 est celui de la mise en place des structures majeures, localement associées avec diverses structures mineures (miniplis, schistosité). La dualité D1-D2 repose sur l'apparition des porphyroblastes du métamorphisme, et sera discutée par la suite. Cet épisode de déformation s'achève avec la mise en place de l'anticlinorium.

#### Mise en place des structures majeures :

##### *Formations Mc Naughton et Mahto*

Dans le secteur étudié les structures majeures sont des plis concentriques esquissés par les formations compétentes du Gog : le *Mc Naughton* et le *Mahto*.

A l'échelle mésoscopique les plis évoquent un mécanisme de formation de type (Donath et Parker, 1964) :

- *flexural-slip* dans les horizons les plus compétents (quartzites) ;
- *flexural-flow* dans les grès micacés, dont les bancs sont sensiblement plus épais dans la zone de charnière que sur les flancs d'un pli, et sont affectés d'une schistosité en éventail (Planche VIII).

A l'échelle macroscopique la formation *Mc Naughton*, dominée par les quartzites, donne des plis approximativement coffrés, de type *flexural-slip*, tandis que la formation *Mahto*, dominée par les grès micacés, donne des plis de type *flexural-flow*.

L'ensemble du Gog ne constitue plus ici une "poutre" unique comme dans la région de la Kicking Horse River (Balkwill, 1973). Les formations *Mc Naughton* et *Mahto* ont leur propre style de plis, mais sont séparés par

un niveau de disharmonie (formation *Mural* dont l'épaisseur trop faible ne leur a pas permis de se déformer indépendamment l'une de l'autre (Ramberg, 1964).

Il a été montré (cf. p. 135) que le plis du *Gog* et ceux des unités microconglomératiques (*Miette*) possédaient des variations de plongement axial, dont l'origine est certainement liée à la genèse des plis. Une telle conformation résulte probablement d'une absence de parallélisme entre les ellipsoïdes de contrainte et de déformation finie à l'échelle régionale.

#### *Formation Mural*

La formation *Mural* constitue une zone de disharmonie entre les formations *Mc Naughton* et *Mahto*.

A l'échelle macroscopique la formation *Mural* ne présente pas de plis réguliers. Elle semble "combler les vides" existant entre les unités compétentes qui l'entourent. L'unité G2d appartient mécaniquement à la formation *Mahto*, et les unités pélitiques G2c et G2a constituent deux niveaux de décollement. Dans ces dernières, la schistosité n'est nulle part (sauf une exception : Planche VIII) parallèle au plan axial des plis majeurs esquissés par le *Mc Naughton* et le *Mahto*, mais est sub-parallèle à la stratification. Dans les unités schisteuses la déformation semble ainsi s'être distribuée soit sur les nombreux plans de la schistosité, soit sur le plan unique d'une faille oblique. Balkwill (1969) avait observé ce même phénomène dans Van Horne Range. L'unité G2a peut ainsi, selon les endroits, ou bien être très réduite ( $x = 556, y = 418$ ), ou bien être redoublée par une faille inverse très faiblement oblique sur la schistosité ( $x = 572, y = 410$ ).

A l'échelle mésoscopique les seuls plis observés le sont dans l'unité G2b, faite de grès micacés à interbanes pélitiques, et produisant des plis de type *flexural-flow* ( $x = 636, y = 397$ ). La faille des Trois Lacs (fig. IV- et planche VIII) est parallèle à la schistosité de plan axial de G2b, suggérant qu'elle soit génétiquement liée aux plis (Price, 1964, Dahlstrom, 1970).

Les parasites de G2b et la faille des Trois Lacs ont ainsi probablement pris naissance au cours de l'épisode de déformation D1-D2, par suite d'interrelations entre les unités compétentes *Mc Naughton* et *Mahto* lors de la formation des structures majeures.

#### *Groupe Chancellor*

Dans le groupe *Chancellor* au cours de l'épisode de déformation D1-D2 ont pris naissance les plis semblables de l'unité Cch1, et les mini-plis isoclinaux de l'unité Cch2, tous deux à schistosité S2 de plan axial.

Le fait que S2 soit, à l'échelle macroscopique, elle-même plissée avec la stratification, suggère qu'elle soit précoce dans l'histoire des plis majeurs. Ramsay (1967, p. 417) montre que le plissement d'un horizon compétent, noyé dans un ensemble incompétent, induit dans ce dernier, sur une épaisseur dépendant de l'amplitude du pli amorcé, l'apparition de plis parasites, et/ou d'une schistosité faiblement oblique sur la stratification. Appliqué au secteur étudié un tel modèle peut considérer le groupe *Gog* comme une unité globalement compétente, noyée dans l'ensemble incompétent des groupes *Miette* et *Chancellor*. Dans ce dernier les plis P1-P2 et la schistosité S2 ont ainsi pu prendre naissance lors des premières étapes de la formation des plis majeurs dans le *Gog* (fig. IV-14-1). Au cours des étapes ultérieures l'amplitude des plis majeurs s'est accrue, et les plis parasites du groupe *Chancellor* ont été soit comprimés, soit étirés et boudinés, selon leur position dans l'ellipsoïde de la déformation finie (Ramsay, 1967, p. 114).

#### Dualité de l'épisode P1-P2 :

Le caractère double de l'épisode de formation D1-D2 est lié à l'intervention du métamorphisme, et est adopté à titre de mesure conservatoire sur la base de l'observation de microstructures.

Dans la zone du grenat (groupes *Gog* et *Chancellor*) un certain nombre de porphyroblastes montrent, à l'échelle de la lame mince, une

texture mixte hélicitique-rotationnelle, ayant permis la distinction, d'un point de vue géométrique et cinématique, de deux surfaces S1 et S2 (cf. p. 99). En conséquence, on peut retracer l'histoire de cette texture en 3 étapes :

- 1) genèse de S1, avec cristallisation notamment de lamelles de micas et de baguettes d'ilménite ;
- 2) cristallisation de la partie hélicitique des porphyroblastes ;
- 3) rotation relative des porphyroblastes et cristallisation d'une enveloppe rotationnelle pour certains d'entre eux.

La distinction géométrique entre S1 et S2 est un effet dû à la rotation (étape 3), mais la continuité existant entre les deux autorise à penser que toutes deux représentent deux états d'une seule et même schistosité :

- l'un, S1, antérieur à la cristallisation des porphyroblastes,
- l'autre, S2, postérieur à cette cristallisation.

Reste à replacer les 3 étapes ci-dessus dans le cadre de l'évolution des structures majeures.

- 1) la genèse de S1 est, à titre d'hypothèse de travail, rapportée à un épisode D1 qui constitue le stade initial du plissement. Il n'a pas été possible de préciser si S1 représente la stratification ou une schistosité, mais on a vu que des minéraux métamorphiques (micas, ilménite) s'étaient développés le long de S1 avant la cristallisation des porphyroblastes. Enfin, dans la partie hélicitique de chacun des porphyroblastes ; S1 constitue un plan, suggérant que la surface S1 n'ait pas été microplissée avant l'apparition des gros cristaux.
- 2) la cristallisation de la partie hélicitique des porphyroblastes marque, d'un point de vue cinématique uniquement, la fin de l'épisode D1.

- 3) la rotation relative des porphyroblastes, responsable de la distinction S1-S2 peut s'être produite de deux façons différentes :
- a) au cours d'un épisode D2, le développement de plis semblables à schistosité de plan axial aurait provoqué une première rotation par cisaillement pur, selon le processus proposé par Ramsay (1962). Au cours de l'épisode D3 le développement des plis concentriques P3 a pu provoquer une seconde rotation par cisaillement simple le long des flancs, selon le processus proposé par Peacy (1961) et Spry (1963b).
  - b) toute la rotation se serait effectuée au cours de l'épisode D3, en association avec la formation des plis P3.

Dans le premier cas (a) la cristallisation des porphyroblastes permet de différencier D1 et D2, tandis que D3 constitue un épisode tardif. Dans le second cas (b), D1 et D2 constituent un épisode indifférencié, antérieur à l'apparition des porphyroblastes. Un nombre trop faible d'échantillons favorables n'a pas permis d'entreprendre l'étude statistique nécessaire pour choisir l'une ou l'autre hypothèse. Cependant quelques échantillons (ex. : FM 71/17, FM 72/16) suggèreraient d'accorder plus de vraisemblance à la première (rotation en deux temps). En effet à l'intérieur d'une même lame mince tous les porphyroblastes intéressés, sauf rare exception montrent un sens de rotation constant, quelque soit leur position relative aux microplis ; alors que si la rotation était uniquement associée au plis P3, les chances seraient grandes d'observer des sens de rotations opposés selon que les porphyroblastes appartiennent à l'un ou l'autre des flancs du micropli (Peacy, 1961).

#### Déroulement de la déformation D1-D2

En résumé, il apparaît raisonnable d'envisager, d'un point de vue purement cinématique, l'existence d'un épisode global de déformation D1-D2 recouvrant la formation des plis majeurs. Dès le début de ce plissement sont apparus, dans les niveaux incompetents du groupe *Chancellor*, des plis mineurs P1-P2 à schistosité de plan axial S2. Tôt également dans

l'évolution de ce plissement, des porphyroblastes se sont développés au travers d'une surface S1, soulignée par des micas, et dont on ne peut dire s'il s'agit de la stratification ou d'une schistosité ancienne. La déformation se poursuivant, les plis majeurs ont vu leur amplitude s'accroître et leur longueur d'onde diminuer, provoquant la compression ou le boudinage des miniplis P1-P2, suivant leur position dans l'ellipsoïde de la déformation finie.

#### Surrection de l'anticlinorium

Lorsqu'un pli se forme dans un banc compétent, le volume situé au coeur du pli s'accroît jusqu'à un certain seuil, puis décroît, impliquant l'extrusion du matériel qui s'y trouve. Dans un anticlinal, cette extrusion peut se réaliser soit vers le bas, soit vers le haut par l'intermédiaire de failles qui font "sauter" la tête de l'anticlinal. Le seuil de volume maximal du coeur correspond à un pendage des flancs estimé à 66° par Chapple (1969).

Les flancs de l'anticlinorium de Porcupine Creek et de nombreux plis du *Mc Naughton* possèdent en beaucoup d'endroits des pendages supérieurs à 65°. Aussi paraît-il raisonnable de suggérer que la surrection de l'anticlinorium représente le stade final de la phase de plissement désignée par D1-D2. Cette surrection aurait été en partie réalisée par l'intermédiaire de failles normales se relayant le long des flancs de l'anticlinorium. Dans le secteur étudié, trois de ces failles ont été observées sur chacune des épaules de l'anticlinorium (cf. p. 139).

Les failles normales longitudinales qui affectent le sommet de l'anticlinorium (domaine n° 4), et en particulier le synclinal de *Gog*, sont vraisemblablement elles aussi liées à la surrection de l'anticlinorium à l'extrados duquel elles se localisent. La genèse d'un pli concentrique formé par *Buckling*, comme c'est le cas ici, s'accompagne en effet de conditions favorables à l'apparition de phénomènes d'extension à l'extrados de ce pli (Price, 1964, Ramsay, p. 401). La faille des Trois Lacs a sans doute connu son mouvement d'extension (cf. p.138 et Planche VIII) au cours de

cette période de la déformation. La présence de rejets apparents inverses sur certaines de ces failles peut être le fait d'un mouvement tardif (*cf. infra*), à moins qu'ils ne résultent de conditions locales de déformation rotationnelle.

#### IV-3-2 : Episode de déformation D3

L'épisode de déformation D3 comporte le rebroussement vers l'extérieur des épaules de l'anticlinorium qui acquiert dès lors son allure en éventail. Au sommet de l'anticlinorium, il est possible que de nouvelles failles apparaissent, tandis que d'anciennes sont amenées à rejouer. Le flanc SW de l'anticlinorium est affecté de miniplis qui, par raison de simplicité sont considérés comme synchrones de l'épisode D3.

#### Rebroussement de l'anticlinorium :

Les plis, la schistosité, les failles normales longitudinales sont, sur chaque épaule rebroussés vers l'extérieur, c'est-à-dire au SW (domaine n° 3) vers le SW, et au NE (domaine n° 5) vers le NE. On remarquera (fig. IV-3) que dans le secteur étudié le rebroussement n'est pas cylindriquement homogène. Toutefois il subsiste un certain "balancement" (Dahlstrom, 1969 b) de la déformation que traduisent les coupes : sur l'épaule SW le rebroussement est plus important vers l'extrémité NW, tandis que sur l'épaule NE il est plus important vers l'extrémité SE.

Il apparaît vraisemblable que le rebroussement soit l'effet d'un serrage supplémentaire ayant affecté l'ensemble de l'anticlinorium. Au cours de cette nouvelle déformation les failles pré-existantes ont pu être amenées à rejouer, selon que leur orientation par rapport aux directions de contraintes les plaçait en situation plus ou moins favorable (Price, 1965, p. 83). C'est ainsi que les failles sub-longitudinales qui affectent le synclinal médian de Gog (domaine n° 4) ont probablement subi de nouveaux déplacements dont il est difficile d'apprécier l'importance à l'échelle de la carte.

Miniplis P3 :

Dans le domaine n° 3, le rebroussement de l'épaule SW de l'anticlinorium a également affecté la schistosité S2 pénétrant le groupe *Chancellor* (cf. p. 129). Par ailleurs, dans le domaine n° 2 cette schistosité est également affectée de déformations tardives telles que des miniplis jalonnant le plan axial du synclinal majeur, localement une crénulation avec clivage de plan axial S3 (cf. p. 127), et d'autres miniplis dans le cœur de l'anticlinal adjacent au SW (cf. p. 127). Tous ces plis mineurs sont de type concentrique quelque soit leur forme. La direction de leur charnière varie de 110° à 130° et ne se distingue pas de celle des plis antérieurs.

Il était possible d'établir pour ces structures une phase de mise en place distincte de celle assurant le rebroussement de l'anticlinorium. Mais il a semblé plus simple de considérer comme synchrones les déformations hétérogènes suivantes :

- domaine n° 2 : déversement vers le NE des plis P3 ;
- domaine n° 3 : rebroussement vers le SW de l'épaule SW ;
- domaine n° 5 : rebroussement vers le NE de l'épaule NE.

Toutes peuvent résulter d'une unique phase de serrage qui, à titre d'hypothèse de travail, sera corrélée avec un mouvement chevauchant sur la faille Purcell (cf. *infra* ).

Les deux failles inverses mineures dont on a montré l'existence dans le domaine n° 2 (cf. p. 131) sont aussi probablement rattachées à la même phase de déformation. De telles failles listriques, se perdant dans la stratification, et des plis concentriques, comme les miniplis P3, sont des structures très abondantes dans les Rocheuses (Dahlstrom, 1969a, 1970).

IV-3-3 : Episode de déformation D4

Les structures issues de l'épisode précédent D3 sont recoupées par de nombreuses failles à rejet apparent normal et faible. Les relations chronologiques entre ces failles sont pour beaucoup obscurcies par

des relations géométriques difficiles à préciser par suite de la pauvreté en bancs-repères, et la présence locale d'éboulis. Néanmoins il semble que deux générations de failles se soient succédées, la première sensiblement méridienne, la seconde de direction constante  $140^\circ$  à  $150^\circ$ . Il n'a pas été possible d'établir si ces deux familles directionnelles représentent un seul, ou deux épisodes de déformation nettement séparés dans le temps. Le groupement qui en est fait ici sous la dénomination D4 ne doit pas masquer la possibilité d'une mise en place polyphasée.

La première famille comporte des failles de direction  $N \pm 30^\circ$ . Ce sont des failles verticales, rotationnelles, ayant causé un basculement léger des structures vers le Sud. Mais les déplacements apparents, sont faibles. Le meilleur exemple est la faille du Grizzly (fig. IV-10) sur laquelle le rejet vertical apparent a été estimé à une dizaine de mètres au point  $x = 609$ ,  $y = 421$ , et à une cinquantaine de mètres au point  $x = 609$ ,  $y = 405$ . Mais il est aussi possible que cette faille soit plus ancienne, et ait été le siège de mouvements successifs, à composante tant verticale qu'horizontale. La plupart des autres failles de cette première famille ont des déplacements apparents maxima inférieurs à 30 m.

La seconde famille se caractérise par une direction très constante autour de  $140^\circ - 150^\circ$ . Ce sont des failles verticales, à regard SW. Le rejet vertical apparent semble lié à la longueur de la faille à l'affleurement : environ 250 m au point  $x = 563$ ,  $y = 416$ , et environ 450 m au point  $x = 586$ ,  $y = 394$  pour une faille deux fois plus longue que la première (fig. IV-9).

#### IV-3-4 : Mise en place de la faille Purcell

Le chevauchement de Purcell est une structure majeure régionale, dont la trace actuelle court le long du Fossé (fig. I-11). Son pendage vers le SW a pu être mesuré dans la région de Golden où il est d'environ  $35^\circ$  (Simony et Wind, 1970, p. 45), et dans la région de Boat Encampment où il est d'environ  $70^\circ$  (Simony, com. pers., 1972). Le déplacement minimal sur la faille Purcell a été estimé à environ 10 Km par Simony et Wind (1970, p. 45) qui la considèrent comme relativement tardive, car

tant au mur qu'au toit elle recoupe des plis et d'autres failles.

Dans le secteur étudié le parallélisme des schistosités de part et d'autre du chevauchement (fig. IV-4 et 6) suggère que ce dernier ait un pendage de l'ordre de  $45^{\circ}$  à  $55^{\circ}$ . A l'échelle régionale les plis ont une direction moins méridienne que le Fossé qui semble les couper. Toutefois, en bordure du Fossé, les miniplis P3 paraissent constituer une transition, leurs directions variant entre  $110^{\circ}$  et  $130^{\circ}$ . Ce sont sans doute les plis de type 3 de Fyles (cf. p. 115) : au coeur de plis macroscopiques déversés vers le NE et parallèles au Fossé (tel l'anticlinal de Gog observé par Fyles à quelques kilomètres vers le NW : cf. p.129), les schistes des unités incompetentes formeraient des plis mésoscopiques dont la direction est d'autant plus voisine de celle du Fossé qu'on s'approche de celui-ci.

Une telle relation suggère que le déversement vers le NE des plis macroscopiques (plis 3 de Fyles) et la formation des miniplis P3 dans l'unité Cch1, soient génétiquement liés à un mouvement chevauchant sur la faille Purcell.

La ligne d'apparition du grenat traverse la faille Purcell sans être déplacée de façon sensible (moins d'1 Km). Elle est pourtant coupée par une faille inverse tardive (cf. p. 117). La cristallisation des grenats semble donc un événement postérieur à la mise en place de la Purcell, mais antérieur aux faibles mouvements apparus sur une faille inverse mineure tardive. Le tracé de la ligne d'apparition du grenat sur la topographie indique que la surface à laquelle elle appartient a une allure plissée. De Vries (1971) avait déjà montré et discuté un fait analogue dans l'Esplanade Range. Et il avait souligné que l'allure plissée pouvait être due en partie à un épisode de plissement tardif, mais aussi à une irrégularité de propagation dans la conduction du flux métamorphique, apparemment influencée par la schistosité. Simony et Wind (1970, p. 49) avaient auparavant montré que cette même schistosité avait aussi influencé le développement de certaines failles ayant joué tardivement comme la Purcell. Enfin, rappelons que la mise en place d'un chevauchement important est facilitée par la présence de fluides sous pression anormalement élevée (Hubbert et Rubey, 1959), à laquelle s'ajoute aussi un effet de charge dû à la dynamique du mouvement (Gretener, 1973). Or Chent et De Vries (1972) ont montré que la

pression des fluides issus du métamorphisme atteignait des valeurs anormalement élevées, de l'ordre de 90% de la pression lithostatique.

A partir des remarques ci-dessus, il semble possible de proposer le modèle cinématique suivant pour la mise en place de la faille Purcell.

- 1) L'essentiel du chevauchement de Purcell se met en place alors que les structures majeures dues à la déformation D1-D2 sont déjà nettement différenciées. Il est facilité dans son mouvement par la montée du métamorphisme libérant des fluides sous pression élevée, et abaissant la viscosité des roches.
- 2) La cristallisation des porphyroblastes de grenat intervient, alors que le chevauchement de Purcell est apparemment inactif, et cicatrise les structures. La surrection de l'anticlinorium serait postérieure et affecterait (?) le chevauchement. Fin de l'épisode D1-D2.
- 3) Une reprise du serrage régional provoquerait :
  - le rebroussement des épaules de l'anticlinorium,
  - un nouveau mouvement sur le chevauchement de Purcell qui induirait au mur, la formation de miniplis P3 et de failles inverses ayant valeur d'imbrication de la Purcell (Dahlstrom, 1970) ; au toit (domaine n° 1), la formation de structures majeures affectant la schistosité.
 C'est l'épisode D3 au cours duquel règne encore un certain climax métamorphique qui, dans le secteur étudié, atteint la zone à biotite (cf. p. 104).
- 4) Une faille normale tardive à regard SW recoupe le chevauchement de Purcell.

Dans ce modèle une variante pourrait supposer que le chevauchement de Purcell ait déplacé la ligne d'apparition du grenat, mais que la faille normale tardive ait introduit une certaine compensation. Etant donnée la répartition géographique des affleurements on ne peut rejeter cette autre version, dont le résultat final doit être un rejet latéral apparent inférieur au kilomètre.

IV-3-5 : Conclusions structurales

Résumé de l'évolution cinématique :

Le secteur méridional de Solitude Range paraît s'être déformé en 3 phases principales, que l'on peut succinctement décrire de la façon suivante (fig. IV-14) :

- D1-D2 : Formation des plis majeurs, en partie synchrone avec la mise en place du chevauchement de Purcell, lui-même cicatrisé (?) lors du paroxysme métamorphique (cristallisation du grenat). Cet épisode s'achève avec la surrection de l'anticlinorium, qui provoque l'apparition de failles normales au sommet, et sur les épaules où elles se relaient.
- D3 : Remise en mouvement (faible ?) du chevauchement de Purcell induisant la formation de structures mineures (plis ou failles) tardives tant au mur qu'au toit. L'anticlinorium, resserré, voit ses épaules se rebrousser localement vers l'extérieur tandis que d'anciennes failles situées au sommet rejouent probablement.
- D4 : Deux familles directionnelles de failles verticales transverses et obliques aux structures préexistantes, et dont on ne peut dire si elles sont conjuguées ou non, affectent l'anticlinorium. Une faille NW-SE, normale à regard SW, recoupe le chevauchement de Purcell et est probablement synchrone.

Le modèle ci-dessus, établi d'un point de vue cinématique, a cherché à grouper au maximum les déformations paraissant tenir d'une même logique de mouvement. Il est bien évidemment possible de décomposer chacune de ces phases en plusieurs autres, élémentaires. Par exemple dans la phase D3 on pourrait distinguer un épisode mettant en place le rebroussement des épaules de l'anticlinorium, un autre donnant naissance aux plis P3, un autre encore concernant les failles inverses situées près du Fossé. Mais il a paru plus simple de grouper ces déformations qui toutes affectent les mêmes structures antérieures, et sont toutes affectées par les mêmes structures postérieures.

En revanche, deux des phases séparées ici pourraient en fait appartenir à une même déformation vue sous un aspect dynamique. Ainsi les épisodes D1 et D2 sont séparés ici sur la base d'une indétermination liée au métamorphisme (cf. p. 148). Mais la microtexture mixte des porphyroblastes de grenat pourrait bien traduire l'effet d'une vitesse de cristallisation nettement supérieure à celle de la déformation (partie hélicitique) et qui diminuerait rapidement ensuite, devenant toutes deux du même ordre de grandeur (partie rotationnelle). Cependant le faible nombre d'échantillons ne permet pas de vérifier la possibilité d'une telle hypothèse qui, d'ailleurs, touche à la dynamique du mouvement, domaine qui dépasse le cadre de cette thèse.

#### Age de la déformation

Les terrains affleurant dans le secteur étudié sont d'âge Précambrien terminal à Cambrien moyen (cf. ch. II). Il est possible que la région ait connu des dépôts allant jusqu'au Dévonien (Balkwill, 1972), et il est difficile de dire si des terrains plus jeunes s'y sont déposés (Price et Mountjoy, 1970). Dans l'état actuel des connaissances (Wheeler et Gabrielse, 1972) on sait que la Cordillère Canadienne a subi plusieurs phases de déformation (cf. ch. I) : durant le Précambrien (orogénèse d'East Kootenay), localement à la fin du Précambrien (épirogénèse ?), au Dévonien durant la majeure partie du Mésozoïque et jusqu'au Paléocène.

Dans le secteur étudié il n'a pas été possible d'établir si une déformation avait affecté les terrains du groupe *Miette* avant le dépôt du *Gog*, bien que quelques présomptions aient été rassemblées à l'échelle régionale (North, 1971). Mais aucun plissement n'a jamais été rapporté à cette époque.

De la déformation d'âge Dévonien le seul fait régional daté concerne la mise en place d'un laccolithe calco-alcalin, l'*Ice River Complex*, pour lequel des âges couvrant la majeure partie du Dévonien au Mississippien ont été mesurés (cf. p. 106). En apparence génétiquement liés à ce massif, de nombreuses intrusions alcalines jalonnent l'anticlinorium de Porcupine Creek (cf. p. 106). En dehors de ce fait non expliqué à ce jour, rien n'indique qu'une déformation importante ait pris place à cette époque dans le secteur étudié (Balkwill, 1972, p. 614).

En se basant sur l'écho sédimentaire (dépôts détritiques) impliqué par la mise en place de structures et la formation de reliefs, Price et Mountjoy (1970) établissent que la première déformation significative affectant les *Main Ranges* date du Jurassique terminal. Ainsi la déformation a-t-elle pu débuter entre le Trias moyen comme à l'Ouest des Selkirk Mountains (Wheeler, 1970, p. 164) et le Jurassique terminal.

L'arrêt de la déformation dans les *Main Ranges* est également délicat à dater. Price et Mountjoy (1970) ont obtenu un âge radiométrique K-Ar de 112 MA (Albien) pour une biotite qui, à quelques dizaines de kilomètres à l'Est du *Malton greiss* (fig. III-1), est post-tectonique, alors que cette même biotite est syn-tectonique à proximité du corps gneissique. R.A. Price (com. pers. 1973) en déduit que la déformation, dans le secteur occidental des *Main Ranges* :

- s'est terminée avant le Crétacé moyen alors qu'un climax métamorphique au niveau de la zone à biotite prédominait encore localement ;
- se propage plus rapidement que le flux métamorphique ;
- est diachronique, du SW vers le NE, à l'échelle de la Cordillère.

Monger et Hurchison (1971, p. 22) suggèrent que le métamorphisme du *Shuswap* ait connu son apogée entre Jurassique moyen et Jurassique terminal, mais que son effet s'est prolongé jusque tard dans le Crétacé. Ils font aussi remarquer (*ibid.*, p. 15) l'aspect trompeur d'une datation radiométrique qui ne mesure qu'une étape dans le refroidissement d'un minéral ou d'une roche, masquant le début de la cristallisation métamorphique, lequel peut être beaucoup plus ancien. Ils rapportent enfin (*ibid.*, p. 12) que dans certains secteurs du *Shuswap* la possibilité d'un polymétamorphisme a déjà été envisagée. Cette dernière remarque renforce l'intérêt que présente le polymétamorphisme proposé pour le groupe *Horsethief Creek* dans le secteur étudié (cf. ch. III).

Juste face à Solitude Range, sur le bord SW du Fossé, le batholite monzonitique d'Adamant a subi, après sa mise en place, la même déformation que les roches encaissantes, accompagnée d'un métamorphisme l'ayant

en partie régénéré (Fox, 1969). Des datations radiométriques ont fourni (Wanless, 1969) :

- sur roche globale de l'intrusion : âge Crétacé inférieur ;
- sur biotite métamorphique : âge Albien à Paléocène.

En résumé, dans la région étudiée, la déformation a pu débuter au plus tôt au Trias moyen, et au plus tard à la fin du Jurassique. Elle s'est vraisemblablement terminée vers le Crétacé inférieur à moyen. Elle est accompagnée d'un métamorphisme atteignant son apogée au niveau de la zone à grenat, vraisemblablement tôt, et qui se prolonge au niveau de la zone à biotite alors que toute déformation semble terminée.

Dans le secteur étudié des *Main Ranges*, les épisodes de déformation D1, D2, D3 proposés peuvent fort bien appartenir à une phase unique de déformation lente et progressive, continue à l'échelle régionale mais discontinue à celle d'un aussi petit secteur que *Solitude Range*. Le secteur étudié des *Selkirk Mountains* partagerait la même histoire de déformation dès la mise en place du chevauchement de Purcell, c'est-à-dire avant la cristallisation des grenats, mais après un métamorphisme albitique plus ancien. Un tel modèle monophasé peut entrer dans celui proposé récemment par Price (1971, 1972) à l'échelle de la partie orientale de la Cordillère. Price suggère qu'une masse centrale chaude, très mobile, à coeur de gneiss, se soit élevée diapiriquement, induisant dans la couverture sédimentaire sus-jacente et adjacente un métamorphisme dont l'intensité décroît en s'éloignant de la zone centrale, et un étalement radial par gravité. Il attribue à cet étalement gravitatif l'écaillage des Rochesuses, auquel a pu en même temps contribuer un sous charriage du socle vers le SW (Dercourt, 1970, 1972).

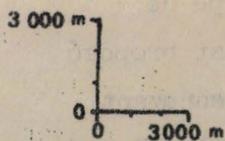
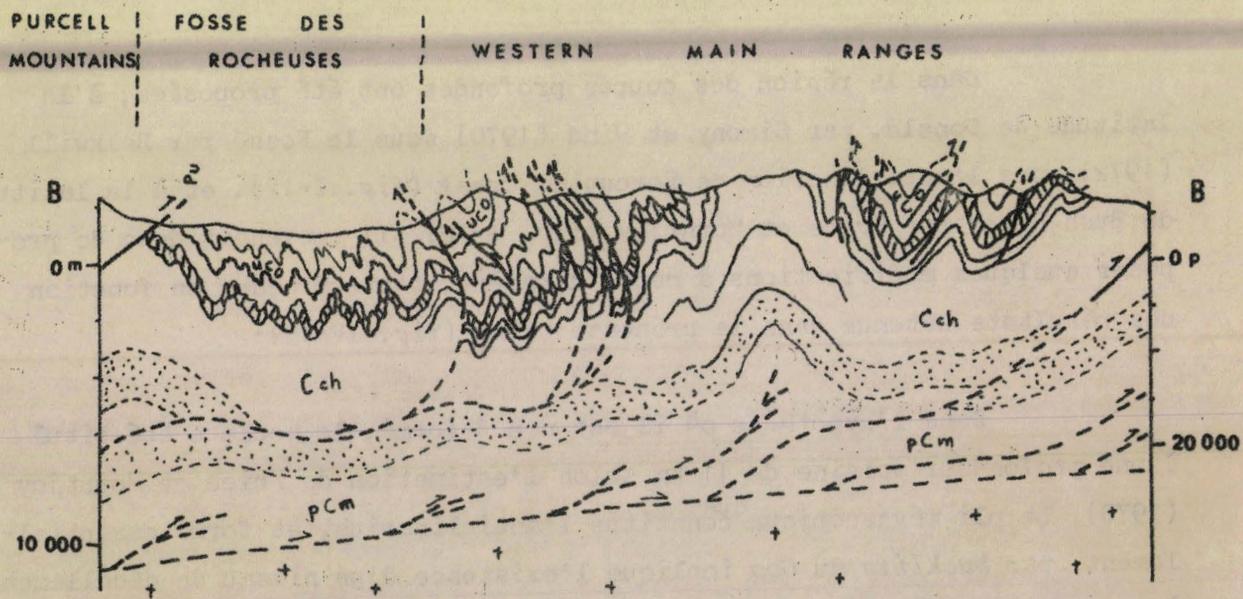
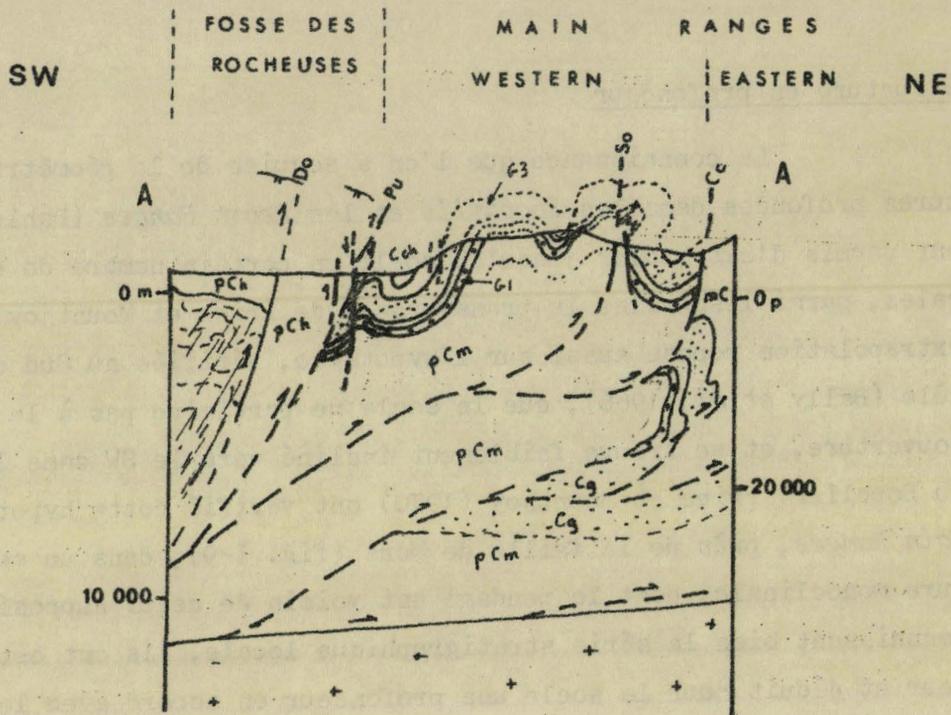
Mais un tel modèle, séduisant parce qu'apparemment simple, ne doit pas faire oublier qu'entre le Trias moyen et le Crétacé moyen le temps a été suffisamment long pour que la déformation n'ait pas été lente et progressive, mais se soit déroulée par pulsations bien distinctes les unes des autres.

### Structure en profondeur

La connaissance que l'on a acquise de la géométrie des structures profondes dans les *Foothills* et les *Front Ranges* (Dahlstrom, 1970), ont permis d'extrapoler jusqu'au socle un certain nombre de coupes structurales, parmi lesquelles la transversale de Price et Mountjoy (1970). Cette extrapolation repose aussi sur l'hypothèse, vérifiée au Sud du 50e parallèle (Bally *et al.*, 1966), que le socle ne participe pas à la déformation de couverture, et se trouve faiblement incliné vers le SW dans le prolongement du Bouclier. Price et Mountjoy (1970) ont vérifié cette hypothèse dans les *Main Ranges*, près de la faille de Mons (fig. I-9), dans un secteur à structure monoclinale, dont le pendage est voisin de celui supposé pour le socle. Connaissant bien la série stratigraphique locale, ils ont estimé son épaisseur et déduit pour le socle une profondeur en accord avec les isobathes proposés par Bally *et al.* (1966).

Dans la région des coupes profondes ont été proposées, à la latitude de Donald, par Simony et Wind (1970) sous le Fossé par Balkwill (1972) sous l'anticlinorium de Porcupine Creek (fig. I-12), et à la latitude de Bush River par Price et Mountjoy (fig. I-12). Il convenait donc de proposer quelques modifications à cette dernière, toute proche, en fonction des résultats obtenus dans la présente thèse (fig. IV-15).

Dans l'hypothèse où il est non déformé, le socle a été situé à une profondeur voisine de 11 km selon l'estimation de Price et Mountjoy (1970). Le pli mégascopique<sup>que</sup> constitue l'anticlinorium, et formé essentiellement par *buckling* du *Gog* implique l'existence d'un niveau de décollement à sa base, dont la profondeur a pu être estimée d'après le principe de la conservation de volume proposé par Goguel (1965, p. 167). Il est proposé que ce niveau de décollement se relie avec une faille inverse, s'envoyant à l'affleurement vers le SE dans l'anticlinal qui constitue l'épaule NE de l'anticlinorium. L'examen de la carte topographique de Golden au 1/250 000 (82 NW 1/2) suggère que cette faille se poursuive vers le NW, empruntant le cours supérieur de Chatter Creek, et se relie avec "une importante faille chevauchante longeant le flanc NE de Solitude Range, et



Fautes de : Do : Dogtooth, Pu : Porcupine, So : Solitude M<sup>ts</sup>, Cc : Chatter creek

— — — Isograde du grenat

Légende stratigraphique : cf. fig. I-12



fig IV-15 : Anticlinorium de Porcupine Creek, d'après  
 coupe AA : MEILLIEZ (cette thèse)  
 coupe BB : BALKWILL (1972)

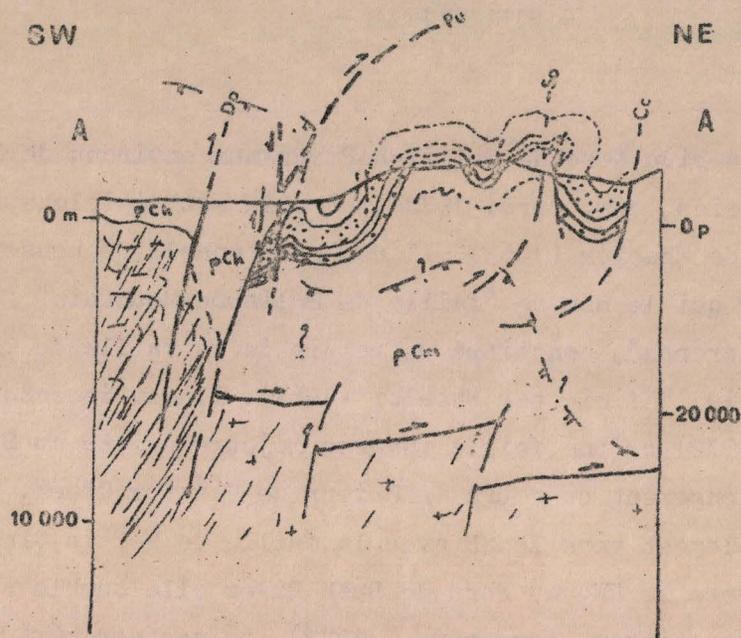


fig. IV-16 Variation sur la structure profonde sous l'anticlinorium  
comparer avec la fig. IV-15, coupe A-A

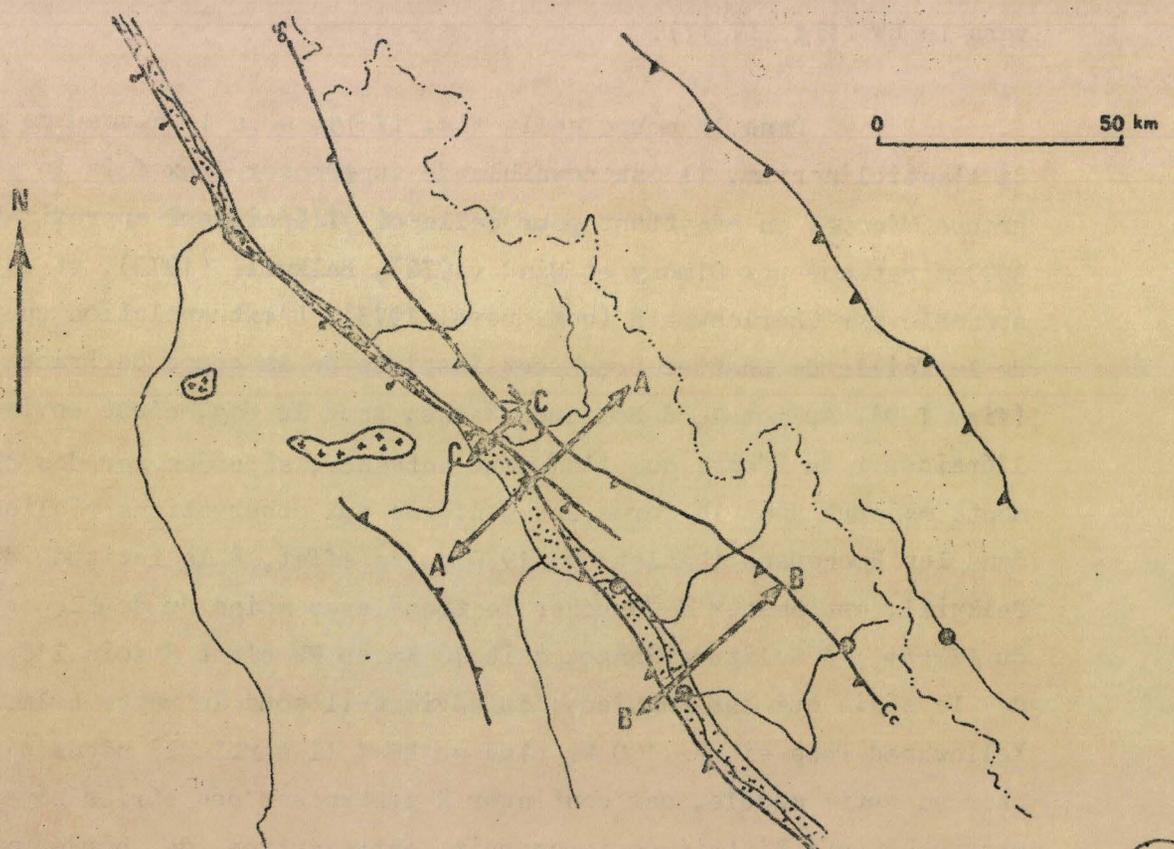


fig IV-17 Carte structurale modifiée de la région de Solitude Range  
comparer avec la fig. I-11.

Failles de : So : Solitude M<sup>t</sup>; Cc : Chatter Creek-Martin Creek.  
Coupes : AA d'après PRICE et MOUNTJOY (1970) : cf. fig. I-12  
BB d'après BALKWILL (1972) : cf. fig. I-12 et IV-15  
CC d'après MEILLIEZ (cette thèse) : cf. fig. IV-15



CHAPITRE V

CONCLUSIONS GENERALES

## V- CONCLUSIONS GENERALES

Solitude Range (117°35' W, 51°50' N) se localise sur la bordure SW des Rocheuses (*Western Main Ranges*, le long du Fossé (*Rocky Mountain Trench*), là où celui-ci voit sa largeur se réduire brusquement de 8 km au SE à 1 Km vers le NW (fig. I-11).

D'un point de vue structural, Solitude Range se situe sur une extension d'une culmination structurale majeure n'affectant que les *Main Ranges* vers le NW et le Nord. Vers le SE cette culmination se poursuit dans l'anticlinorium de Porcupine Creek, plongeant faiblement vers le SE, et connu sur près de 250 Km de long. La forme de l'anticlinorium est bien esquissée par les formations compétentes du groupe *Gog* qui affleure largement à Solitude Range.

Par rapport aux travaux antérieurs de Fyles (1960), Wheeler (1963, 1965), Price et Mountjoy (1970), ce travail apporte d'importantes précisions sur la stratigraphie et la structure du secteur étudié, ainsi que quelques données nouvelles concernant le métamorphisme et le magmatisme.

### V-I : Stratigraphie

Solitude Range comporte tout ou partie des dépôts de trois ensembles stratigraphiques : les groupes *Miette*, *Gog* et *Chancellor*, (cf. p. 81), dont l'âge va du Précambrien terminal à la base du Cambrien moyen, lequel est daté paléontologiquement.

Seul le sommet du groupe *Miette* est représenté : il est formé de schistes et siltstones dans lesquels sont intercalés : des horizons (lenticulaires ?) bréchiques et microconglomératiques (cf. p. 33). La présence d'intrusions clastiques (contemporaines ?) a été signalée (cf. p. 42). Les différences constatées entre cette série est celles décrites dans les régions de Jasper d'une part, et de Lake Louise d'autre part, peuvent être le fait (cf. p. 38) :

- soit d'une érosion locale partielle, postérieure au dépôt du groupe *Miette* (fig. II-6) ;

- soit de passages latéraux de faciès (fig. II-7) ;
- soit d'une combinaison des deux phénomènes précédents.

Au fond du Fossé des formations précambriennes métamorphiques, rapportées au groupe *Horsethief Creek*, sont en contact par faille avec les formations d'âge Cambrien moyen de Solitude Range (cf. p. 45). Le groupe *Horsethief Creek* est considéré (Reesor, 1957) comme étant, dans les Selkirk Mountains, l'équivalent latéral du groupe *Miette* des Rocheuses.

Le groupe *Gog* à Solitude Range comporte une succession de quatre unités lithologiques qui sont, de haut en bas (fig? II-10) : le membre *Peyto* (cf. p. 71) et les formations *Mahto*, *Mural* et *Mc Naughton*. Une telle succession s'oppose à celle que l'on connaît vers le SE, dans la région de Lake Louise, où alternent des unités de quartzites et de schistes (cf. p. 49). En revanche, la succession globale est analogue à celle décrite vers le NW dans la région de Mt Robson, aux différences de détail près suivantes :

- Le membre *Peyto*, d'ordinaire dominé par les carbonates, est ici riche en siltstones (cf. p. 61).
- La formation *Mahto* présente dans le détail de rapides variations latérales de faciès. Par ailleurs son épaisseur excède nettement celles habituellement mesurées dans la région de Mt Robson (cf. p. 71).
- La formation *Mural* présente des faciès tels que sa limite d'extension vers le SE paraît peu éloignée (cf. p. 70).
- La formation *Mc Naughton* est ici peu épaisse en comparaison de ce qu'elle devient vers le NW (cf. p. 70).

Au-dessus du groupe *Gog*, en apparente accordance (cf. p. 72) viennent des formations schisteuses puis carbonatées décrites par Fyles (1960) sous les noms d'*Argillite de Tsar Creek* et de *Calcaire de Kirbasket* (cf. p. 73). Il a été constaté qu'axialement ces séries semblent se fondre graduellement vers le SE dans l'ensemble plus homogène du groupe *Chancellor* (partie inférieure) dont le nom est ici repris (cf. p. 73).

#### V-2. Métamorphisme

L'auréole de métamorphisme qui affecte les *Selkirk Mountains* à l'Ouest, traverse le Fossé et touche les basses pentes du secteur méridional de Solitude Range. Les dépôts du groupe *Horsethief Creek*, appartenant aux *Selkirk Mountains*, sont affectés par un métamorphisme vraisemblablement polyphasé, tandis que ceux du groupe *Chancellor*, appartenant aux Rocheuses paraissent n'avoir connu qu'un épisode métamorphique important (cf. p. 91).

#### V-3. Magmatisme

Le secteur méridional de Solitude Range comporte de nombreux dykes d'affinité alcaline. Avec plusieurs autres trouvés par Wheeler (1963) et Balkwill (1969) ils jalonnent l'anticlinorium de Porcupine Creek, au moins jusqu'à la grande intrusion de l'*Ice River Complex* située à 100 Km vers le SE, avec laquelle des liens génétiques sont probables (cf. p. 105).

#### V-4. Géologie structurale

Les principaux faits nouveaux qu'apporte cette thèse concernent :

- La forme en éventail dissymétrique que présente l'anticlinorium (fig. IV-3),
- la relative indépendance tectonique qui apparaît au 1/50 000 entre les formations *Mc Naughton* et *Mahto*, compétentes, par suite de la présence de la formation *Mural*, incompétente ; si cette dernière ne s'individualise plus vers le SE (cf. *supra*) le modèle structural de la "poutre" proposé par Balkwill (1969, 1972) pour l'ensemble du *Gog*, demeure valide,
- le rôle important que jouent les failles normales longitudinales dans l'individualisation de l'anticlinorium. De celles qui ont été ultérieurement rebroussées, certaines ont pu se trouver dans une orientation favorable pour rejouer tardivement à la manière d'un chevauchement. Des failles transverses et obliques ont été signalées, mais sont peu importantes à l'échelle régionale.

- L'existence même de l'anticlinorium au niveau du *Cog*, qui impose l'existence de surface (s) de décollement dans l'ensemble incompetent sous-jacent du *Miette*. Il n'est malheureusement pas possible de préciser s'il s'agit d'une surface unique - dont on pourrait estimer la localisation en profondeur (cf. p. 161) - ou si le décollement s'est distribué sur une (ou des) familles (s) de plans de glissement parallèles (ou sub.) à la stratification.

Les faits rassemblés dans cette thèse ont donné lieu à une double interprétation géométrique et cinématique.

L'interprétation géométrique vise à poser le problème de la structure en profondeur (cf. p. 161). L'hypothèse de l'indépendance tectonique entre le socle et la couverture (Price et Mountjoy, 1970) devient difficilement applicable dans les environs de Solitude Range, essentiellement pour deux raisons :

- Par suite du relèvement axial de l'anticlinorium vers le NW, le "trou" entre le socle "non déformé" et le *Cog* plissé s'agrandit. Il en résulte que l'hypothèse de la répétition, sur une même verticale, de séries sédimentaires séparées par des chevauchements, perd de sa vraisemblance lorsqu'on se déplace vers le NW.
- A Solitude Range on aborde, à l'affleurement, la culmination métamorphique des *Selkirk Mountains*. Il est probable qu'au cours de la déformation les conditions rhéologiques ont été plus plastiques pour les roches situées en profondeur que pour celles affleurant actuellement. Les failles (type de déformation fragile) doivent y être moins bien individualisées.

Pour ces deux raisons Solitude Range constitue un jalon intéressant entre deux domaines pour lesquels l'intervention d'un métamorphisme, en partie syn-cinématique, dans l'un et pas dans l'autre, a provoqué l'apparition d'une différence dans le style de la déformation: plus plastique dans l'un, et devenant progressivement plus fragile dans l'autre.

L'interprétation cinématique propose la succession de trois épisodes de déformation possédant chacun sa propre logique (cf. p. 143 et 157) :

- D1-D2 : formation de l'anticlinorium ;
- D3 : serrage de l'anticlinorium ;
- D4 : jeu de failles tardives.

Les éléments permettant de dater chacun de ces événements sont peu abondants (cf. p. 158). Il semble que l'essentiel de la déformation ait pu :

- débiter au plus tôt au Trias moyen, et au plus tard au Jurassique supérieur,
- s'arrêter vers le Crétacé moyen.

A l'échelle de Solitude Range la déformation paraît s'être produite de façon discontinue, sans qu'il soit possible d'estimer la durée de chaque épisode, ni l'intervalle de temps séparant un épisode du suivant. Mais cette apparente succession d'événements discrets ne doit pas porter à généralisation. A une échelle régionale réduite la déformation peut s'être produite par à-coups pas nécessairement synchrones partout, tandis qu'à l'échelle de la Cordillère la déformation globale paraîtra continue avec des périodes d'activité plus intenses que d'autres.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that this is crucial for the company's financial health and for providing reliable information to stakeholders.

2. The second part of the document outlines the specific procedures for recording transactions. It details the steps from initial entry to final review, ensuring that all necessary information is captured and verified.

3. The third part of the document addresses the role of the accounting department in this process. It highlights the need for clear communication and collaboration between different departments to ensure the accuracy and timeliness of the records.

4. The fourth part of the document discusses the importance of regular audits and reviews. It explains how these activities help to identify any discrepancies or errors in the records and ensure that the company's financial statements are accurate and compliant with relevant regulations.

5. The fifth part of the document provides a summary of the key points discussed and offers recommendations for improving the record-keeping process. It suggests implementing standardized procedures and providing training to staff to ensure consistency and accuracy.

6. The sixth part of the document concludes by reiterating the importance of maintaining accurate records and the role of the accounting department in this process. It expresses confidence in the company's ability to maintain high standards of financial reporting and transparency.

7. The seventh part of the document provides a list of references and sources used in the document. It includes books, articles, and other documents that provide additional information on the topics discussed.

8. The eighth part of the document provides a list of appendices and additional information. It includes detailed schedules, charts, and other data that support the findings and conclusions of the document.

## - INDEX DES PRINCIPALES ABREVIATIONS BIBLIOGRAPHIQUES -

- A.A.P.G., Bull.* : Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists.
- Am. J. Sci.* : American Journal of Science.
- Am. Miner.* : The American Mineralogist.
- A. S. P. G.* : Alberta Society of Petroleum Geologists.
- B. C. Depart. Mines* : British Columbia Department of Mines.
- B. C. Min. Mines* : British Columbia Minister of Mines.
- B. S. G. F.* : Bulletin de la Société Géologique de France.
- Can. Inst. Min. Metal.* : Canadian Institute of Mining and Metallurgy.
- C. J. E. S.* : Canadian Journal of Earth Sciences.
- Can. Petr. Geol. Bull.* : Bulletin of the Canadian Petroleum Geology.
- Geol. Ass. Can.* : Geological Association of Canada.
- Geol. J.* : The Geological Journal.
- Geol. Mag.* : Geological Magazine.
- G. S. Am., Bull.* : Bulletin of the Geological Society of America.
- Geol. Surv. Can.* : Geological Survey of Canada
- Inter. Geol. Cong.* : International Geological Congress.
- J. Geol.* : The Journal of Geology.
- J. Geol. Soc. Aust.* : Journal of the Geological Society of Australia.
- J. Petr.* : Journal of Petrology.

*J. Sed. Petr.* : Journal of Sedimentary Petrology.

*Liver. Geol. Soc.* : The Liverpool Geological Society.

*Mar. Geol.* : Marine Geology.

*Proc. Geol. Ass.* : Proceedings of the Geological Association.

*Quat. J. Geol. Soc. London* : Quaterly Journal of the Geological Society  
of London.

*Res. Coun. Alb., Bull.* : Bulletin of the Research Council of Alberta.

*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* : Revue de Géographie Physique et de  
Géologie Dynamique.

*Smith. Misc. Coll.* : Smithsonian Miscellaneous Collections.

N. B. 1: Les références marquées d'un \* n'ont pas été lues dans leur version originale. Leurs conclusions sont extraites d'ouvrages plus généraux que celui-ci, auxquels il est fait référence par ailleurs.

N. B. 2: La source essentielle du présent mémoire est constitué par :

MEILLIEZ, F. (1972) - Structure of the southern Solitude Range (Rocky Mountains), British Columbia. *Thèse (M. Sc) non publiée*, University of Calgary, Calgary, Alberta.

- AALTO K.R. (1971).- Glacial marine sedimentation and stratigraphy of the Toby Conglomerate (Upper Proterozoic), SE British-Columbia, NW Idaho and NE Washington. *C.J.E.S.*, vol. 8, n° 7, p. 753-787.
- AGER D.V. & WALLACE P. (1970).- The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of the Boulonnais, northern France. *Geol. J.*, Sp. Issue n° 3, p. 1-18.
- AITKEN J.D. (1966).- Middle Cambrian to Middle Ordovician cyclic sedimentation, southern Rocky Mountains of Alberta. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 14, p. 405-411.
- AITKEN J.D. (1968 a).- Cambrian sections in the easternmost Rocky Mountains and the adjacent subsurface, Alberta. *Geol. Surv. Can.*, Paper 66-23.
- AITKEN J.D. (1968 b).- Pre-Devonian history of the southern Rocky Mountains. *A. S. P. G.*, 16th Ann. Field Conf., Guidebook, p. 15-28.
- AITKEN J.D. (1969).- Documentation of the sub-Cambrian unconformity, Rocky Mountains Main Range, Alberta. *C. J. E. S.*, vol. 6, n° 2, p. 193-200.
- AITKEN J.D. (1971).- Control of lower Paleozoic sedimentary facies by the Kicking Horse Rim, southern Rocky Mountains, Canada. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 19, n° 3, p. 557-569.
- ALBEE A.L. (1962).- Relationships between the mineral association, chemical composition, and physical properties of the chlorite series. *Am. Miner.*, vol. 47, p. 851-870.
- \* ALLAN J.A. (1954).- Ice River Complex. *A. S. P. G.*, 4th Ann. Field Conf., Guidebook, p. 141-145.
- \* ALLAN J.A., WARREN P.S., & RUTHERFORD R.L. (1932).- A preliminary study of the Eastern Ranges of the Rocky Mountains in Jasper Park, Alberta. *Trans. Roy. Soc. Can.*, 3rd ser., vol. 26, n° 4, p. 225-249.
- BAJARD J. (1966).- Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la Baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2<sup>e</sup> sér., vol. VIII, p. 39-112.
- BALKWILL H.R. (1968).- Structural analysis of the Western Ranges, Rocky Mountains, Golden, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 68-IA, p. 193-196.

- BALKWILL H.R. (1969).- Structural analysis of the Western Ranges, Rocky Mountains near Golden, British Columbia. *Thèse (Ph. D) non publiée* : University of Texas, Austin.
- BALKWILL H.R. (1972).- Structural geology, lower Kicking Horse River region, Rocky Mountains, British Columbia. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 20, p. 608-633.
- BALLY A. W., CORDY P.L. & STEWART G. A. (1966).- Structure, seismic data, and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 14, p. 337-381.
- BERRY M.J., JACOBY W. R., NIBLETT E.R., & STACEY R.A. (1971).- A review of geophysical studies in the Canadian Cordillera. *C. J. E. S.*, vol. 8, n° 7, p. 788-801.
- BIELENSTEIN H. V. & CHARLESWORTH H.A.K. (1965).- Precambrian sandstone sills near Jasper, Alberta. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 13, n° 3, p. 405-408.
- BOSTOCK H.S. (1970).- Physiographic subdivisions of Canada. *in* Geology and economic minerals of Canada, ed. by Douglas R.J.W., *Geol. Surv. Can., Econ. Geol., Rept. n° 1*, p. 11-30.
- \* BURLING L.D. (1923).- Cambro - Ordovician section near Mount Robson, British Columbia. *G. S. Am. Bull.*, vol. 34, p. 721.
- BURWASH R.A., BAADSGAARD H., PETERMAN Z.E. & HUNT G.H. (1964).- Precambrian. *in* Geological History of Western Canada, ed. by Mc Crossan, R. G. & Glaister, P.P., *A. S. P. G.*, p. 14-19.
- CAMPBELL R.B. (1966).- Canoe River map-area (83 D). *Geol. Surv. Can.*, Paper 66-1, p. 51-52.
- CAMPBELL R.B. (1968).- Canoe River map area, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Map 15-1967.
- CAMPBELL P.B. (1970).- Structural and metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure, Cariboo Mountains, British Columbia. *Geol. Ass. Can.*, Sp. Paper n° 6, p. 67-72.
- CAMPBELL R.B. (1971).- Geological map of part of the Southeastern Canadian Cordillera. *24th Inter. Geol. Cong.*, Montréal, 1972.
- CEBULL S.E. (1969).- Characteristics and tectonic setting of growth faults in eastern Venezuelan basin. *A. A. P. G. Bull.*, Abst., vol. 53, p. 209-210.

- CHAPPLE W. M. (1969).- Fold shape and rheology : The folding of an isolated viscous-plastic layer. *Tectonophysics*, vol. 7, n° 2, p. 97-116.
- CHARLESWORTH H.A.K., WEINER J.L., AKEHURST A.J., BIELENSTEIN H.V., EVANS C.R., GRIFFITHS R.E., REMINGTON D.B., STAUFFER M.R., & STEINER J. (1967).- Precambrian Geology of the Jasper region Alberta. *Res. Coun. Alb. Bull.* 23.
- COOK D.G. (1967).- Structural style influenced by a Cambrian regional facies change in the Mount Stephen-Mount Dennis. *Thèse (Ph D), non publiée*, Queen's Univ., Kingston Ontario.
- COOK D.G. (1970).- A Cambrian facies change and its effect on structure, Mount Stephen - Mount Dennis area, Alberta - British Columbia. *Geol. Ass. Can., Sp. paper n° 6*, p. 27-40.
- CRITTENDEN M.D., STEWART J.H. & WALLACE C.A. (1972).- Regional correlation of upper Precambrian strata in Western North America. *24th Inter. Geol. Cong., Montreal, Canada, Section 1*, p. 334-341.
- CURRIE K.L. (1971).- A preliminary report on the Ice River alkaline Complex, British Columbia. *Geol. Surv. Can., Paper 71-1 A*, p. 109-110.
- DAHLSTROM C.D.A. (1969 a).- Balanced cross sections. *C. J. E.S.*, vol. 6, p. 743-757.
- DAHLSTROM C.D.A. (1969 b).- The upper detachment in concentric folding. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 17, n° 3, p. 326-346.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970).- Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 18, n° 3, p. 332-406.
- DEISS C. (1939).- Cambrian formations of Southwestern Alberta and Southeastern British Columbia. *G. S. Am. Bull.*, 50, p. 951-1026.
- DEISS D. (1940).- Lower and middle Cambrian stratigraphy of Southwestern Alberta and southeastern British Columbia. *G. S. Am. Bull.*, vol. 51, p. 731-794.
- DEISS C. (1941).- Cambrian geography and sedimentation in the central Cordilleran region. *G. S. Am. Bull.*, vol. 52, p. 1085-1116.
- DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile. *B. S. G. F.*, (7), XII, p. 261-317.

- DERCOURT J. (1972).- The Canadian Cordillera, the Hellenides, and the sea-floor spreading theory. *C. J. E. S.*, vol. 9, n° 6, p. 709-743.
- DE VRIES C. (1971).- Metamorphism and structure of the Esplanade Range, British Columbia. *Thèse (M. Sc.) non publiée*, Univ. of Calgary, Calgary, Alberta.
- DONATH F.A. & PARKER R.B. (1964).- Folds and Folding. *G. S. Am. Bull.*, vol. 75, n° 1, p. 45-62.
- DOUGLAS R.J.W., GABRIELSE M., WHEELER J.O., STOTT D.F. & BELYEA H.R.. (1970).- Geology of Western Canada. *in Geology and economic minerals of Canada*, edited by R.J.W. Douglas. *Geol. Surv. Can.*, p. 365-488.
- EISBACHER C.H. & TEMPLEMAN - KLUIT D.J. (1972).- Map of major Faults in the Canadian Cordillera and S.E. Alaska. *in Geol. Ass. Can., Ann. Meet., Abstracts* p. 13-14.
- ELLISON A.H. (1967).- The Hamill Group of the northern Dogtooth Mountains British Columbia, Canada. *Thèse (M. Sc.) non publiée*, Univ. of Calgary, Calgary, Alberta.
- \* EVANS C.S. (1933).- Brisco - Dogtooth map area, British Columbia. *Geol. Surv. Can., Sum. Rept. part A*, p. 106 AII-176 AII.
- EVANS C. (1965).- Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quat. J. Geol. Soc. London*, vol. 121, p. 209-245.
- FLEUTY M.J. (1964).- The description of folds. *Proc. Geol. Ass.*, vol. 75, p. 461-492.
- FOX P.E. (1969).- Petrology of the Adamant pluton, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 67-61.
- FRITZ W. H. (1972).- Cambrian biostratigraphy, Western Rocky Mountains, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 72-IA, p. 208-211.
- FYLES J.T. (1960).- *Geological* reconnaissance of the Columbia River between Bluewater Creek and Mica Creek. *B.C. Min. Mines, Ann. Rept* 1959, p. 90-105.
- GABRIELSE H. (1972 a).- Sedimentary facies and northern Rocky Mountain Trench. *Geol. Ass. Can., Ann. Meet., Abstracts*, p. 15.

- GABRIELSE H. (1972 b).- Younger Precambrian of the Canadian Cordillera.  
*Am. J. Sci.*, vol. 272, p. 521-536.
- GHEENT E. & DE VRIES C. (1972).- Plagioclase - Garnet - Epidote equilibria in Hornblende - Plagioclase bearing rocks from the Esplanade Range, British Columbia. *C. J. E. S.*, vol. 9, p. 618-635.
- GIOVANELLA C.A. (1967).- Structural relationships of the metamorphic rocks along the Rocky Mountain Trench at Canoe River. *Geol. Surv. Can.*, Paper 67-1A, p. 60-61.
- GIOVANELLA C.A. (1968).- Structural studies of the metamorphic rocks along the Rocky Mountain Trench at Canoe River, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 68-1A, p. 27-30.
- GOGUEL J. (1965).- *Traité de Tectonique*. 2<sup>e</sup> ed., Masson éd., 458 p.
- GRETENER P.E. (1972).- Thoughts on overthrust faulting in a layered sequence. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 20, p. 583-607.
- HARRISON J.E. (1972).- Precambrian belt basin of northwestern United States : its geometry, sedimentation, and copper occurrences. *G. S. Am. Bull.*, vol. 83, p. 1215-1240.
- HENDERSON G.G.L. (1954).- Geology of the Stanford Range, Kootenay district, British Columbia. *B. C. Depart. Mines, Bull.* 35.
- HOFMANN H.J. (1972).- Precambrian remains in Canada : fossils, dubiofossils and pseudofossils. *24th Int. Geol. Cong.*, Montréal, Section I, p. 20-30.
- HUBBERT M.K. & RUBEY W.W. (1959).- Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting ; part I. *G. S. Am. Bull.*, vol. 70, p. 115-166.
- HUMPHRIES D.W. (1956).- Some problems of side and sorting in Sands. *Geol. Mag.*, vol. 93, p. 491-503.
- IRISH E.J.W. (1965).- Geology of the Rocky Mountain Foothills, Alberta. *Geol. Surv. Can.*, Mem. 334.
- JONES J.W. (1969).- Low-grade metamorphism of Proterozoic rocks from the Esplanade Range, British Columbia. *Thèse (M. Sc.) non publiée*, Univ. of Calgary, Calgary, Alberta.

- JUNG J. (1963).- Précis de Pétrographie. *Masson éd.*, 319 p.
- KELLERHALS P. & MURRAY J.W. (1969).- Tidal flats at Boundary Bay, Fraser River delta, British Columbia. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 17, p. 67-91.
- KING P. (1966).- The North American Cordillera. *in* Tectonic History of Mineral Deposits of the Western Cordillera, ed. by *Can. Inst. Min. Metal.*, Sp. vol. n° 8, p. 1-25.
- KLEIN G. de V. (1963).- Bay of Fundy intertidal zone sediments. *J. Sed. Petr.*, vol. 33, p. 854-884.
- KLEIN G. de V. (1970 a).- Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *J. Sed. Petr.*, vol. 40, p. 1095-1127.
- KLEIN G. de V. (1970 b).- Tidal origin of a Precambrian quartzite : the Lower Fine - Grained Quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. *J. Sed. Petr.*, vol. 40, p. 973-985.
- KLEIN G. de V. (1971).- A sedimentary model for determining paleotidal range. *G. S. Am. Bull.*, vol. 82, p. 2585-2592.
- KRUMBEIN W. C. & SLOSS L.L. (1963).- Stratigraphy and sedimentation. *Freeman & Cie*, San Francisco, 2<sup>e</sup> éd., 660 p.
- LATHRAM E.H. (1972).- Interpretation of lineaments observed on a 1971 satellite photograph of Alaska and Western Canada. *Geol. Ass. Can., Ann. Meet., Abstracts*, p. 16.
- LEECH G.B. (1954).- Canal Flats, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 54-7.
- LEECH G.B. (1958).- Fernie map-area, West - half, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 58-10.
- LEECH G.B. (1960).- Fernie, West - half, B.C. *Geol. Surv. Can.*, Map 11- 1960.
- LEECH G.B. (1966).- The Rocky Mountain Trench. *Geol. Surv. Can.*, Paper 66-14, p. 307-329.
- LEHNER P. (1969).- Salt tectonics and Pleistocene stratigraphy on continental slope of Northern Gulf of Mexico. *A. A. P. G.*, vol. 53, p. 2431-2479.

- x LITTLE H.W. (1960).- Nelson map-area, West half, British Columbia.  
*Geol. Surv. Can.*, Mem. 308.
- Mc TAGGART K.C. (1970).- Tectonic history of the northern Cascade Mountains.  
*Geol. Ass. Can.*, Sp. Paper n° 6, p. 137-148.
- MANSY J.L. (1970).- Etude géologique d'un secteur des Monts Cariboo : le Black Stuart Synclinorium, Colombie Britannique, Canada.  
*Thèse (3<sup>e</sup> cycle) non publiée*, Université de Lille, France.
- MATHIEU R. (1966).- Structures sédimentaires des dépôts de la zone intertidale dans la partie occidentale de la Baie du Mont-Saint-Michel.  
*Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 2<sup>e</sup> sér., vol. VIII, p. 113-122.
- MONGER J.W.H. & HUTCHISON W.W. (1971).- Metamorphic map of the Canadian Cordillera. *Geol. Surv. Can.*, Paper 70-33.
- MONGER J.W.H., SOUTHER J.G. & GABRIELSE H. (1972).- Evolution of the Canadian Cordillera : a plate tectonic model. *Am. J. Sci.*, vol. 272, p. 577-602.
- MOUNTJOY E.W. (1962).- Mount Robson (southeast) map-area, Rocky Mountains of Alberta and British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 61-31.
- MOUNTJOY E. W. & AITKEN J.D. (1963).- Early Cambrian and late Precambrian paleocurrents, Banff and Jasper National Parks. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 11, p. 161-168.
- NORRIS D.K. & PRICE R.A. (1966).- Middle Cambrian lithostratigraphy of Southeastern Canadian Cordillera. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 14, p. 385-441.
- NORTH F.K. (1971).- The Cambrian of Canada and Alaska. *in* Cambrian of the world, ed. by Holland, C.M., *Wiley & Sons*, p. 219-324.
- x NORTH F.K. & HENDERSON G.G.L. (1954).- Summary of the geology of the southern Rocky Mountains of Canada. *A. S. P. G.*, 4<sup>th</sup> Ann. Field Conf., Guidebook, p. 15-81.
- PEACEY J.S. (1961).- Rolled garnets from Morar, Inverness shire. *Geol. Mag.*, vol. 98, p. 77-80.
- POULTON T.P. (1970).- Stratigraphy and sedimentology, Horsethief Creek formation, Northern Dogtooth Mountains, British Columbia.  
*Thèse (M. Sc.) non publiée*, Univ. of Calgary, Calgary, Alberta.

- POULTON T.P. (1973).- Upper Proterozoic "Limestone Unit", Northern Dogtooth Mountains, British Columbia. *C. J. E. S.*, vol. 10, p. 292-305.
- PRICE R.A. (1964 a).- Flexural-slip Folds in the Rocky Mountains, southern Alberta and British Columbia. *Seminars in tectonics - IV*, Depart. Geol. Sciences, Queen's Univ., Kingston, Ontario.
- PRICE R.A. (1964 b).- The Precambrian Purcell system in the Rocky Mountains of southern Alberta and British Columbia. *Can. Petr. Geol. Bull.*, vol. 12, Field Conference Guidebook Issue, p. 399-426.
- PRICE R.A. (1965).- Flathead map-area, British Columbia and Alberta. *Geol. Surv. Can.*, Mem. 336.
- PRICE R.A. (1967).- Operation Bow - Athabasca, Alberta and British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 67-1A, p. 106-112.
- PRICE R.A. (1971).- Gravitational sliding and the Foreland Thrust and Fold Belt of the North-American Cordillera : Discussion. *G. S. Am. Bull.*, vol. 82, p. 1133-1138.
- PRICE R.A. (1972).- The distinction between displacement and distortion in flow, and the origin of diachronism in tectonic overprinting in orogenic belts. *24th Inter. Geol. Cong.*, Montréal, Section 3, p. 545-551.
- PRICE R.A. & MOUNTJOY E.W. (1966).- Operation Bow-Athabasca, Alberta and British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 66-1, p. 116-121.
- PRICE R.A. & MOUNTJOY E.W. (1970).- Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers. a progress report. *Geol. Ass. Can.*, Sp. Paper n° 6, p. 7-26.
- RAMBERG H. (1964).- Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties ; a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, vol. 1, p. 307-341.
- RAMSAY J.G. (1962).- The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. *J. Geol.*, vol. 70, p. 309-327.
- RAMSAY J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw Hill*, New-York, 568 p.
- RASETTI F. (1951).- Middle Cambrian stratigraphy and Fauna of the Canadian Rocky Mountains. *Smith. Misc. Coll.*, vol. 116, n° 5.

RAST N. (1965).- Nucleation and growth of metamorphic minerals. *in* Controls of Metamorphism, ed. by Pitcher W.S. & Flinn G.W., *Liver. Geol. Soc.*, Sp. issue n° 4, p. 73-102.

REESOR J.E. (1957).- The Proterozoic of the Cordillera in southeastern British Columbia and southwestern Alberta. *Roy. Soc. Can.*, Sp. Pub. n° 2, p. 150-177.

\* REINECK H.E. (1963).- Sedimentgefüge im Bereich der Südliche Nordsee. *Abh. Senckenbergischen Naturfor. Gesells.*, n° 505, p. 1-138.

\* REINECK H.E. (1967).- Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms. *in* Estuaries, ed. by Lauff G.H. *Am. Ass. Adv. Sci. Pub.*, n° 83, p. 191-206.

REINECK H.E. (1969).- Tidal flats. *A. A. P. G. Bull.*, vol. 53, Abst. p. 737.

REINECK H.E. & WUNDERLICH F. (1968).- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, vol. 11, p. 99-104.

ROZANOV A. Y. (1967).- The Cambrian lower boundary problem. *Geol. Mag.*, vol. 104, p. 415-434.

SANFORD A.R. (1959).- Analytical and experimental study of simple geologic structures. *G. S. Am. Bull.*, vol. 70, p. 19-52.

SEILACHER A. (1967).- Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, vol. 5, p. 413-428.

SHROCK R.R. (1948).- Sequence in layered rocks. *Mc Graw - Hill Book Cie*, New - York, 507 p.

SIMONY P.S. (1971).- *in* A geological guide of the eastern Cordillera along the Trans - Canada Highway between Calgary and Revelstoke. *A. S. P. G.*, Guidebook.

SIMONY P.S. (1972).- *in* The Canadian Rockies and tectonic evolution of the southeastern Canadian Cordillera. *24th Int. Geol. Cong.*, Field excursion A 15 - C 15, p. 71.

SIMONY P.S., BAER H., GHENT E., HELFENBEIN Y., MEILLIEZ F. & TERRY J., (1972).- Structural detail in a portion of the southern Rocky Mountain Trench. *Geol. Ass. Can.*, Ann. Meet., Abstracts p. 33-34.

- SIMONY P.S. & WIND G. (1970).- Structure of the Dogtooth Range and adjacent portions of the Rocky Mountain Trench. *Geol. Ass. Can., Sp. paper n° 6*, p. 41-52.
- SMYERS N.B. & PETERSON G.L. (1971).- Sandstone dikes and sills in the Moreno Shale, Panoche Hills, California. *G. S. Am. Bull.*, vol. 82, p. 3201-3208.
- SPENCER E.W. (1969).- Introduction to the structure of the Earth. *Mc. Graw-Hill Book Cie*, 597 p.
- SPRY A. (1963 a).- The chronological analysis of crystallisation and deformation of some Tasmanian Precambrian rocks. *J. Geol. Soc. Aust.*, vol. 10, p. 193-208.
- SPRY A. (1963 b).- The origin and significance of Snowball structure in garnet. *P. Petr.*, vol. 4, p. 211-222.
- SPRY A. (1969).- Metamorphic textures. *Pergamon Press*, 350 p.
- TERRY J. (1971).- Etude géologique d'un secteur des Dogtooth Mountains, Colombie Britannique, Canada. *Thèse (3<sup>e</sup> cycle) non publiée*, Univ. de Lille I, France.
- THOMPSON R. W. (1968).- Tidal flat sedimentation on the Colorado River delta, northwestern Gulf of California. *G. S. Am.*, Mem. 107.
- TURNER J. & WEISS L. (1963).- Structural analysis of metamorphic tectonites. *Mc Graw - Hill Book Cie*, 545 p.
- UNRUG R. (1963).- Istebna beds : a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Pologne*, vol. 33, p. 49-92.
- \* WALCOTT C.D. (1908).- Nomenclature of some Cambrian Cordilleran Formations. *Smith. Misc. Coll.*, vol. 53, n° 1.
- \* WALCOTT C.D. (1910).- Precambrian rocks of the Bow River valley, Alberta, Canada. *Smith. Misc. Coll.*, vol. 53, n° 7, p. 423-431.
- \* WALCOTT C.D. (1912).- Middle Cambrian Brachiopoda, Malacostrada, Trilobita, and Merostomata. *Smith. Misc. Coll.*, vol. 57, n° 6, p. 145.
- \* WALCOTT C.D. (1913).- Cambrian formations of the Robson Peak District, British Columbia and Alberta, Canada. *Smith. Misc. Coll.*, vol. 57, n° 12.

- \* WALKER J.F. (1926).- Geology and mineral deposits of Windermere map-area, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Mem. 148.
- WANLESS R.K. (1969).- Isotopic age map of Canada. *Geol. Surv. Can.*, Map 1256 A, in *Geology and economic minerals of Canada, 1970*, ed. by Douglas, R.J.W.
- WHEELER J.O. (1963).- Rogers Pass map-area, British Columbia and Alberta. *Geol. Surv. Can.*, Paper 62-32.
- WHEELER J.O. (1965).- Big Bend map-area, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 64-32.
- WHEELER J.O. (1967).- Northeast quarter, Roger Pass (82 NW 1/2) map-area. *Geol. Surv. Can.*, Paper 67 IA, p. 95.
- WHEELER J.O. (1970).- Summary and discussion. in structure of the southern Canadian Cordillera, ed. by Wheeler J.O. *Geol. Surv. Can.*, Sp. Paper n° 6, p. 155-166.
- WHEELER J.O. & GABRIELSE H. (1972).- The Cordilleran Structural province. in *Variations in tectonic styles in Canada*, ed. by Price R.A. & Douglas R.J.W. *Geol. Ass. Can.*, Sp. Paper n° 11, p. 1-82.
- \* WHITE W. H. (1959).- Cordilleran tectonics in British Columbia. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 43, p. 60.
- WHITTEN T. (1966).- Structural geology of folded rocks. *Rand Mc Nally Cie*, Chicago.
- WIND G. (1967).- Structural geology of the northern Dogtooth Range, British Columbia. *Thèse (M. Sc.) non publiée*, Univ. of Calgary, Calgary, Alberta.
- YOUNG F.G. (1968).- Mc Bride area, British Columbia, Lower Cambrian stratigraphic studies. *Geol. Surv. Can.*, Paper 68 IA, p. 21-23.
- YOUNG F.G. (1969).- Lower Cambrian stratigraphic studies in the Mc Bride area, British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 69 IA, p. 41-42.
- YOUNG F.G. (1972).- Early Cambrian and older trace fossils from the southern Cordillera of Canada. *C. J. E. S.*, vol. 9, p. 1-17.