

50376
1970
192

50376
1970
192

N° D'ORDRE : 190

THESE

PRESENTEE

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE LILLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR 3^e CYCLE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE
(Géologie Structurale)

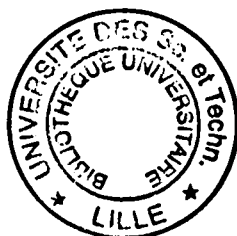
PAR

JEAN LOUIS M A N S Y

ETUDE GEOLOGIQUE D'UN SECTEUR DES MONTS CARIBOO :
LE BLACK STUART SYNCLINORIUM. B.C. CANADA.

Soutenue le 12 Juin 1970 devant la Commission d'examen

M. G. WATERLOT Président
P. CELET Examineur
J. DERCOURT Rapporteur
P. SIMONY Invité.



- R E M E R C I E M E N T S -

Je remercie Monsieur G. WATERLOT dont les études sur les terrains cambriens de l'Ardenne font autorité, il retrouvera des types de formation et des méthodes qui lui sont familiers, il m'a fait l'honneur de présider le Jury de cette thèse.

Monsieur CELET m'a enseigné la tectonique et a bien voulu participer à ce Jury, je lui en exprime ma vive reconnaissance.

A Monsieur J. DERCOURT qui m'a proposé ce travail, l'a suivi pas à pas, d'abord sur le terrain puis dans sa réalisation ; qui par ses conseils et ses encouragements a conduit à l'aboutissement de ce mémoire, qu'il me soit permis d'exprimer ici ma plus profonde gratitude.

A Monsieur SIMONY qui connaît si bien les problèmes de cette région et acceptat de faire partie du Jury, je tiens à adresser mes remerciements sincères.

Mes plus vifs remerciements sont à tous les membres du Service Géologique de Vancouver et plus particulièrement : au Dr J.O. WHEELER qui m'a accueilli dans ses locaux, a permis la réalisation matérielle de ce mémoire et m'a toujours prodigué une bienveillante attention, ainsi qu'au Dr. R.B. CAMPBELL qui me communiqua son enthousiasme sur le terrain, guida ensuite mes recherches au laboratoire avec une gentillesse extrême, et m'aida continuellement par son expérience.

Que Mr. R. PARK qui fut un aide précieux en m'initiant à la vie montagnarde, trouve ici mes plus sincères remerciements

Je remercie l'équipe paléontologique d'Ottawa qui déterminait la rare faune et F.G. YOUNG qui me fit profiter de ses travaux et de son matériel.

Il m'est agréable de remercier Melle CIEZKI qui frappa les stencils avec un dévouement à toute épreuve, Monsieur CARPENTIER qui fit les reproductions photographiques et tout le personnel qui collabora à l'exécution matérielle de cette thèse.

Ce travail dans un pays lointain où aucune route n'existait n'était possible qu'intégré dans une équipe fortement structurée. Le Dr. Y. FORTIER, Directeur de la Commission Géologique du Canada a accepté de m'intégrer dans la section Cordil-

lère (Vancouver), les frais considérables de terrain, de logistique ont tous été pris en charge par cette section, sans lui, ce travail n'aurait pu être abordé, je lui en suis fort reconnaissant. Les multiples frais inhérents à ce séjour canadien ont pu être couverts par une bourse du Ministère des Affaires Etrangères, Service des Echanges Culturels et Scientifiques, j'en remercie Monsieur le Directeur. Il m'a été donné de rencontrer les représentants consulaires de Vancouver qui se sont toujours montrés bienveillants, je leur prie d'accepter mes remerciements.

Il m'a été possible de suivre les cours de géologie à l'Université de Colombie Britannique, le Dr. MATTHEWS, Chef du Département a bien voulu m'y accueillir pendant une année ; le Conseil National des Arts m'octroya une bourse qui me permit d'effectuer une année féconde à l'intérieur de cette Université.

Les Professeurs Mac TAGGART et GREENWOOD m'ont enseigné la pétrographie cristalline et la géothermodynamique avec une patience et une gentillesse extrême.

Aux Professeurs de U.B.C., à Messieurs les Membres de la Commission d'Attribution des Bourses du Conseil National des Arts, aux représentants du Ministère des Affaires Etrangères, j'exprime ma vive et profonde reconnaissance et souhaite que le présent travail leur paraisse digne de la confiance qu'ils m'ont témoignée.

A V A N T P R O P O S

La région du Black Stuart Synclinorium, partie des Monts Cariboo, possède un climat aux précipitations nombreuses, ainsi durant les six semaines de terrain, seuls six jours ne connaissent pas de pluie, de grêle, ou même de neige. L'abondance de ces précipitations transformait la partie basse des vallées en marécages, souvent recouverts de buissons inextricables. Le flanc de ces vallées ne montre au travers d'une forêt touffue que peu d'affleurements.

Si la flore constitue un obstacle majeur pour le géologue, il est en partie d'ordre intellectuel, (puisque le raisonnement ne peut s'ancrer sur un grand nombre de faits), il en va différemment de la faune.

Celle-ci très colorée, est plaisante sous ses formes petites : de nombreux écureuils rayés hantent la forêt ; près des petits ruisseaux ce sont les marmottes aux sifflements incessants qui vous accompagnent ; les oiseaux qui n'ont jamais vu l'homme ne sont pas effrayés et égayent votre chemin.

Sous des formes plus grosses, la faune est toujours abondante, avec les chèvres de montagne et les élans aux courses incessantes, leur présence n'étant trahie que par un galop ou la couche d'un soir. Ces animaux sont inoffensifs, il en va malheureusement différemment des ours bruns et des grizzlys qui de réputation, n'aiment pas les géologues. A qui l'a vu pendant des semaines, dans la solitude, l'ensemble constitue un spectacle d'une rare beauté, d'une étrange majesté qu'il ne me sera pas possible d'oublier.

De très nombreux termes anglais ont dû être utilisés dans ce mémoire, ceci pour plusieurs raisons :

- Les ouvrages méthodologiques et les monographies régionales étaient en anglais, pour établir des comparaisons sans trahir les auteurs, la nomenclature technique utilisée par ceux-ci a été conservée lorsque des confusions risquaient de se glisser dans la traduction.
- Par souci d'homogénéité, la classification de Folk (1952), la plus répandue dans les ouvrages a été utilisée. Lorsque c'était possible, les termes ont été traduits selon la nomenclature de l'I.F.P. ⁽¹⁾ (ardoise, microgrès...), d'autres usités en français furent conservés (subarkose, subgraywacke...) ainsi que certains termes sans équivalent français. Ex : les siltstones identifiés aux aleurolites (5 à 50 μ) répondent à des critères de taille différents de ceux de Folk (2) qui sont de 16 à 125 μ .

Le vocabulaire statistique non traduit se résume à :

- Standard déviation : classement,
- Skewness : Asymétrie,
- Kurtosis : Angulosité.

(1) Essai de nomenclature des roches sédimentaires - 1961 - Editions Technip. 78 p.

(2) Folk R.L. (1954) - the distinction between grain-size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Jour. Geol. vol. 62, pp. 344-359.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS :	p. I
AVANT PROPOS :	p. III
CONVENTION D'ECRITURE :	p. IV
TABLE DES MATIERES :	p. V
TABLE DES FIGURES :	p. VI
TABLEAUX ET PLANCHES :	p. VIII
INTRODUCTION :	p. 1
<u>1ère PARTIE : LA STRATIGRAPHIE : SOMMAIRE :</u>	p. 5
I - Survol de la géologie de la Cordillère :	p. 6
II - Etude des principales formations rencontrées :	p. 27
III - Les roches cristallines :	p. 78
<u>CONCLUSIONS GENERALES :</u>	p. 83
<u>2ème PARTIE : L'ANALYSE STRUCTURALE ET LA TECTONIQUE :</u>	
<u>SOMMAIRE :</u>	p. 87
I - Cadre tectonique et structural :	p. 88
II - Les ensembles structuraux et leur homogénéité :	p. 90
A) Les méthodes utilisées :	p. 92
B) Les commentaires des coupes :	p. 117
<u>CONCLUSIONS GENERALES :</u>	
- BIBLIOGRAPHIE :	p. 123
- PLANCHES HORS TEXTE :	
- CARTES ET PLANCHE DE COUPE HORS TEXTE :	

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 :	Principaux éléments tectoniques de la Cordillère canadienne :	p. 2
Fig. 22 :	Carte tectono-stratigraphique :	p. 3
Fig. 3 :	Carte index :	p. 4
Fig. 4 :	Unités paléogéographiques jusqu'au Cambrien inférieur :	p. 10
Fig. 5 :	Paléogéographie au Paléozoïque inférieur :	p. 11
Fig. 6 :	Paléogéographie au Carbonifère :	p. 15
Fig. 7 :	Paléogéographie au Trias :	p. 16
Fig. 8 :	Paléogéographie au Jurassique :	p. 21
Fig. 9 :	Paléogéographie au Tertiaire :	p. 24
Fig. 10 :	Classification de Folk en fonction du pourcentage de sand, silt, clay :	p. 33
Fig. 11 :	Classification des roches détritiques selon Folk :	p. 34
Fig. 12 :	Section 1 le sommet d'Isaac et Cunningham :	p. 39
Fig. 13 :	Etude de la section 1 dans Yankee Belle :	p. 43
Fig. 14 :	Etude de la section 2 dans Yankee Belle :	p. 45
Fig. 15 :	Composition minéralogique de Yankee Belle reportée sur le diagramme de Folk :	p. 48
Fig. 16 :	Section reconstituée et les mégacycles de Yankee Belle :	p. 50
Fig. 17 :	Corrélations entre deux sections de Midas :	p. 58
Fig. 18 :	Comparaison des différentes courbes cumulatives de Midas :	p. 60
Fig. 19 :	Les formations postérieures à Mural et la discordance :	p. 65
Fig. 20 :	Section 7 au synclinorium du Black Stuart :	p. 69
Fig. 21 :	Les courbes cumulatives de la formation Black Stuart :	p. 71
Fig. 22 :	Différenciation des sables de plage et fluviatils :	p. 73
Fig. 23 :	Les porphyroblastes en fonction du temps et de la déformation :	p. 78
Fig. 24 :	La série stratigraphique du Black Stuart Synclinorium :	p. 80
Fig. 25 :	Carte de référence :	p. 83
Fig. 26 :	Corrélations avec la coupe palinspatique et stratigraphique de F.G. Young :	p. 85
Fig. 27 :	Coupes schématiques au travers de la Cordillère orientale :	p. 89
Fig. 28 :	Carte tectono-stratigraphique des Monts Cariboo :	p. 91
Fig. 29 :	Les Domaines :	p. 95

Fig 30 : Trace des surfaces s - Domaine 1 :	p. 96
Fig. 31 : Diagramme Béta du Domaine 1 :	p. 97
Fig. 32 : s - pôles du Domaine 1 :	p. 97
Fig. 33 : Linéations du Domaine 1 :	p. 99
Fig. 34 : s - pôles du Domaine 2 a :	p. 100
Fig. 35 : Diagramme Béta du Domaine 2a :	p. 100
Fig. 36 : s - pôles du Domaine 2b :	p. 101
Fig. 37 : Diagramme Diagramme Béta du Domaine 3 :	p. 102
Fig. 38 : s - pôles du Domaine 3 :	p. 102
Fig. 39 : Diagramme Béta du Domaine 4 :	p. 103
Fig. 40 : s - pôles du Domaine 4 :	p. 104
Fig. 41 : Diagramme Béta du Domaine 5 :	p. 105
Fig. 42 : s - pôles du Domaine 5 :	p. 106
Fig. 43 : tableau récapitulatif (pôles) :	p. 107
Fig. 44 : Tableau récapitulatif (linéations) :	p. 107
Fig. 45 : Comportement des niveaux calcaires de compétence différente :	p. 112
Fig. 46 : Déformation et accomodation :	p. 113
Fig. 47 : Allure générale de Yanks Peak :	p. 114
Fig. 48 : Les fractures :	p. 116.

TABLEAUX ET PLANCHES

TAB. 1 : Echelle stratigraphique du Bouclier canadien ;	p. 7
TAB. 2 : Résumé des événements orogéniques plutoniques et volcaniques dans la Cordillère :	p. 26
TAB. 3 : Histoire de la nomenclature stratigraphique dans les Monts Cariboo :	p. 30
TAB. 4 : Classification de Folk :	p. 33
TAB. 5 : Classification de Folk (carbonates) :	p. 36
TAB. 6 : Diamètre moyen et déviation standard de Midas :	p. 61
TAB. 7 : Mesures des grains de la formation du Black Stuart : ..	p. 72
TAB. 8 : Analyse des roches issues du "stock" :	p. 75

- Planches hors texte.

- Cartes et planche de coupes hors texte.

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

=====

L'objet de ce mémoire est une étude stratigraphique et structurale du Black Stuart Synclinorium. Celui-ci trouve sa place à l'intérieur du groupe complexe des chaînes péripacifiques qui, au Canada, se scindent en deux ensembles :

- à l'Ouest la Cordillère Orientale ou Cordillère sensu-stricto ;
- à l'Est la Cordillère Occidentale plus connue sous le nom de Montagnes Rocheuses.

La limite géographique de ces deux ensembles constituant le Rocky Mountain Trench. Nous nous intéresserons ici à la Cordillère sensu-stricto.

J. Wheeler et al (1967) y ont reconnu quatre ensembles structuraux qui sont d'Ouest en Est :

- Le sillon insulaire à la fois volcanique et sédimentaire ;
- le géanticlinal côtier essentiellement constitué de roches plutoniques ;
- les plateaux intérieurs remplis de matériel effusif et détritique. Ces plateaux sont eux-mêmes divisés en un certain nombre d'éléments à évolution diverse.
- la chaîne orientale cristalline essentiellement métamorphique.

La localisation des éléments de la Cordillère canadienne sont reportés sur la figure 1 qui servira de base pour les chapitres ultérieurs. Remarquons que ces différentes unités paléogéographiques ne sont pas simultanées ; le diagramme précise les positions relatives depuis le primaire jusqu'à l'actuel.

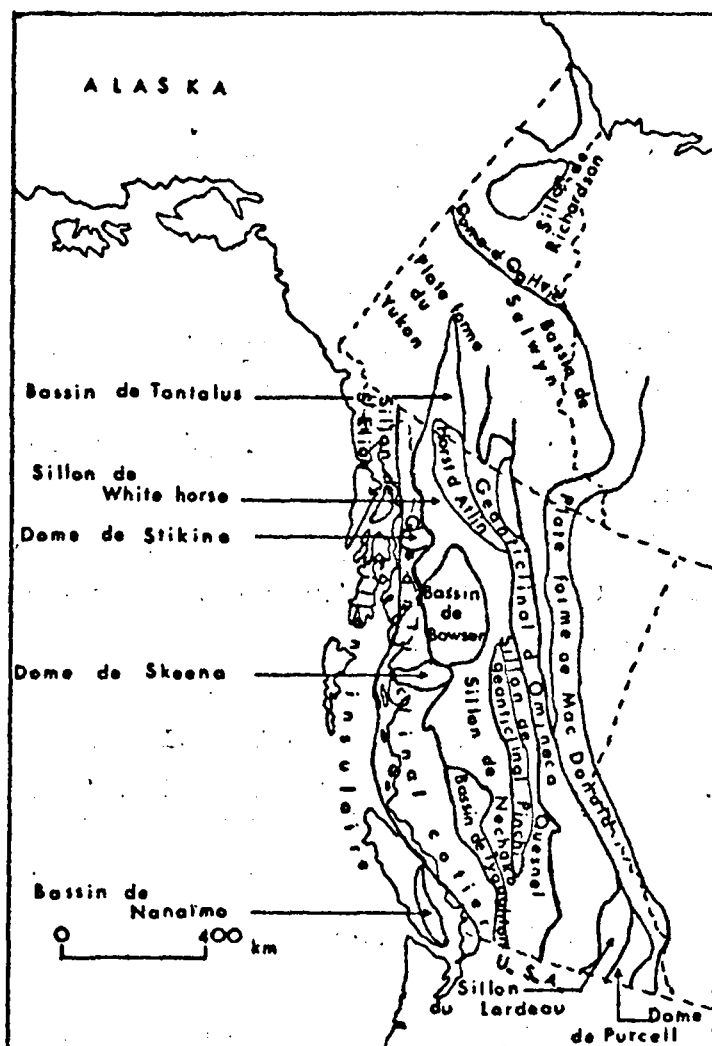


FIG. 1 PRINCIPAUX ELEMENTS TECTONIQUES
DE LA CORDILLERE CANADIENNE
d'après J. Wheeler et al. 1967

Ces quatre ensembles forment dans la littérature canadienne, la "ceinture eugéosynclinale (1)" qui est caractérisée par :

- de puissants épanchements volcaniques allant des basaltes aux rhyolites (les basaltes étant sous-marins et les andésites émises par des îlots volcaniques aériens) ;
- des dépôts détritiques marins ;
- des accumulations locales de calcaires et de cherts ;
- par un métamorphisme intense surtout dans les rides géantichlinales ;
- par une granitisation très développée sur les géantichlinaux.

(1) eugéosynclinal ne doit pas être entendu au sens alpin du terme.

La région étudiée est un secteur des Monts Cariboo (partie de la chaîne cristalline orientale) qui se prolongent au Nord par les Montagnes d'Omineca et de Cassiar, au Sud par le Shuswap métamorphique dont l'effet se fait sentir près du Black Stuart synclinorium ; elle butte à l'Ouest contre les plateaux intérieurs, à l'Est elle est limitée par les failles du Rocky Mountain Trench (fig. 2).

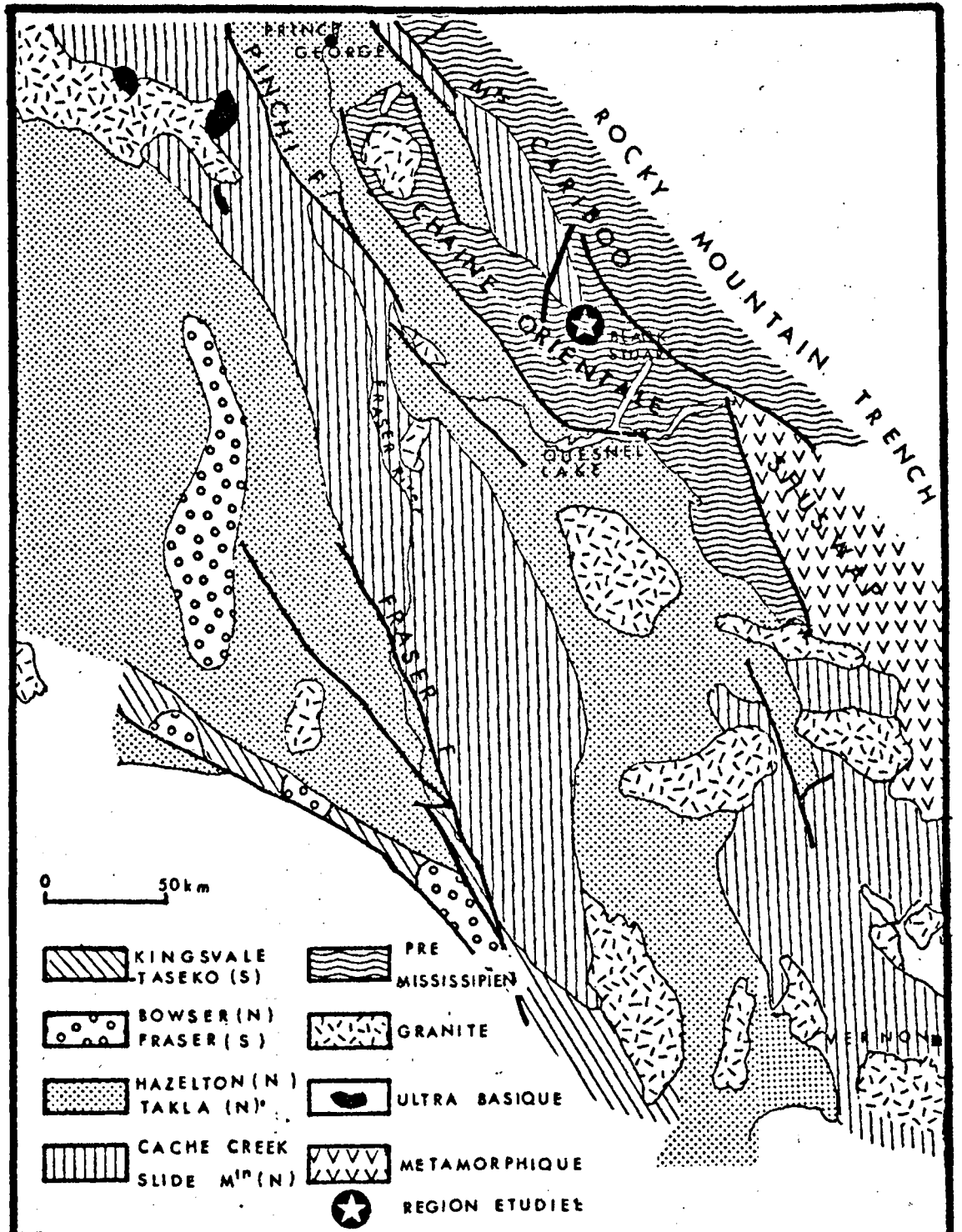
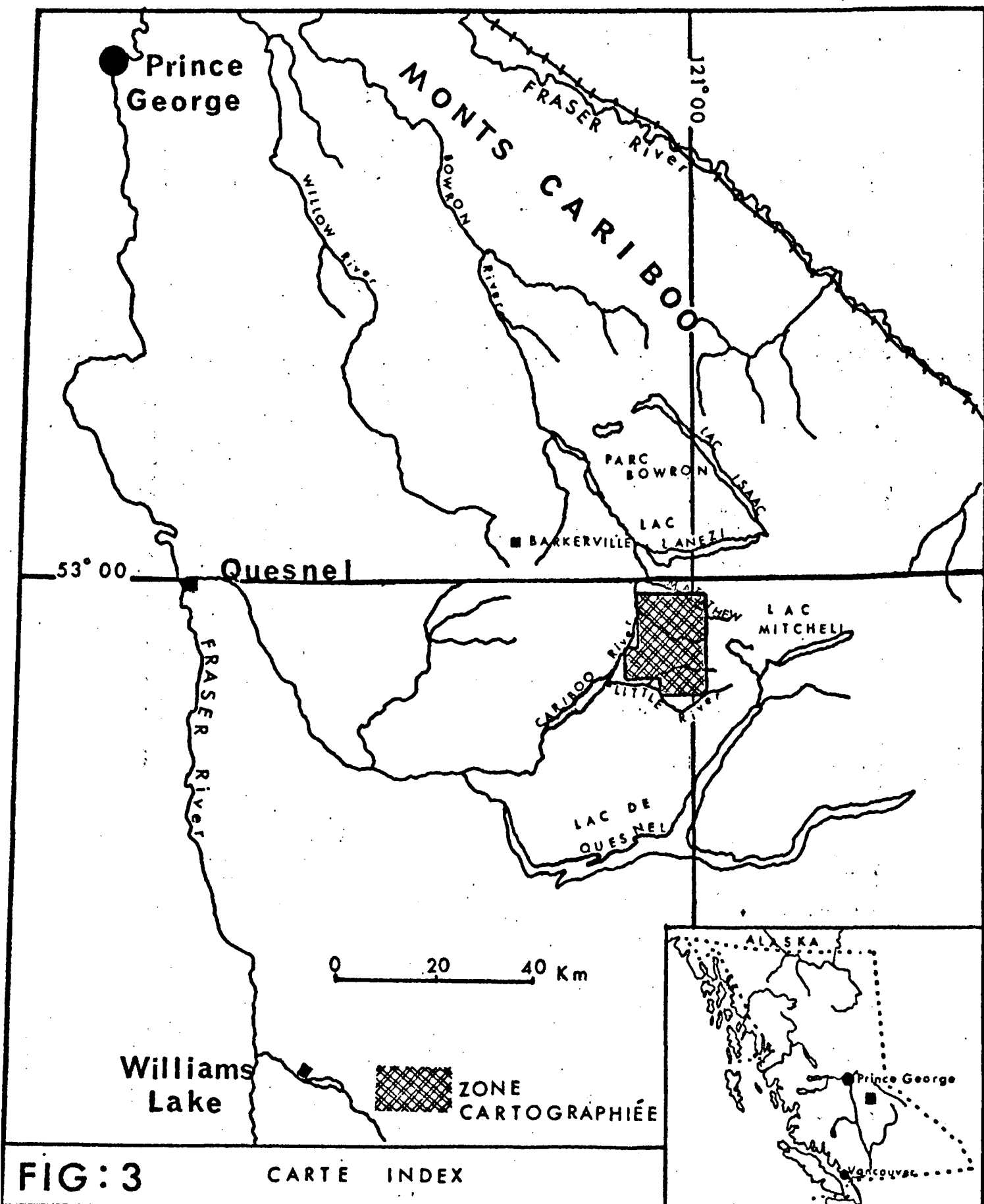


FIG. 2 CARTE TECTONO-STRATIGRAPHIQUE
(D'APRÈS R.B. CAMPBELL)

La zone cartographiée se trouve 100 km à l'Est de Quesnel, quasiment à l'intersection des coordonnées 121° W et 53° N ; elle est limitée au Nord par le Parc national de Bowron, à l'Ouest par la rivière Cariboo, au Sud par Little River et à l'Est par Connection Creek et Cameron Creek (fig. 3).



1ère PARTIE : LA STRATIGRAPHIE

I - SURVOL DE LA GEOLOGIE DE LA CORDILLERE : page 6

- A) Le cycle orogénique de l'East Kootenay : la formation Purcell : page 6
- B) Le cycle orogénique du Paléozoïque inférieur page 8
- C) Le cycle orogénique du Paléozoïque supérieur page 13
- D) Le cycle orogénique du Trias au Jurassique supérieur page 16
- E) Le cycle orogénique du Jurassique moyen au Crétacé supérieur : page 19
- F) Le cycle orogénique Tertiaire : page 23
- G) Conclusions et tableau récapitulatif : page 25

II - ETUDE DES PRINCIPALES FORMATIONS RENCONTREES :

- A) Les travaux antérieurs et l'histoire de la nomenclature stratigraphique : page 27
- B) Les classifications adoptées : page 31
- C) Les formations étudiées : page 36

III - LES ROCHES CRISTALLINES :

- 1) Les roches intrusives : page 78
- 2) Les roches métamorphiques : page 79

CONCLUSIONS GENERALES : page 83

I - SURVOL DE LA GEOLOGIE DE LA CORDILLERE :

A) Le cycle orogénique de l'East Kootenay : la formation Purcell :

1) Affleurements :

Ils se situent au Sud Est de la Colombie Britannique au contact de la frontière avec les U.S.A. (cf Fig. 4 point A).

R.T. Bell (1968) a reconnu au Nord Est de la Colombie Britannique (point B. Fig. 4) des formations (Tuchodi et antérieures) qu'il compare à l'ensemble Purcell. De même il rapproche certaines unités Précambriennes cartographiées par H. Gabrielse, J.A. Roddick et S.L. Blusson (1965) dans le district de Mackenzie et le territoire du Yukon (point C. Fig. 4) à ces mêmes séries de Purcell.

Ainsi, toutes ces formations seraient antérieures à l'orogénèse East Kootenay et par conséquent d'âge Helikien selon la nomenclature de C.H. Stockwell (cf tableau 1).

2) Caractères lithologiques :

C'est un ensemble extrêmement puissant (15 000 m selon W.M.H. White (1959) constitué essentiellement de roches clastiques à grain fin et accessoirement de roches carbonatées. Dans la chaîne de Purcell l'épaisseur exposée est plus importante à l'Ouest. En outre de nombreux traits indiquent que la formation de ces dépôts s'est effectuée sous une faible tranche d'eau. J.E. Reesor (1957) en a conclu que la formation Purcell était un vaste dépôt deltaïque sur la marge occidentale d'un craton.

Au Nord de la Colombie Britannique R.T. Bell (1968) a décrit un ensemble de près de 4 000 m formé de quartzites et de roches carbonatées. Des formations lithologiquement identiques apparaissent plus au Nord H. Gabrielse et al. (1965)

3) Volcanisme et plutonisme :

Des venues basiques et andésitiques traversent la base

de la formation Purcell et de ses équivalents du Nord de l'Idaho, là J. Giluly (1963) a daté des veines minéralisées de plus de 1 000 M.A. D'autres datations effectuées par H. Gabrielse et J.E. Reesor (1964) sur des intrusions de lamphophyres ont révélé des âges variant de 600 à 790 M.A.

Des intrusions diabasiques ont aussi été trouvées au Nord de la Colombie Britannique, leur âge pourrait être Helikien selon R.T. Bell.

TABLEAU: 1 **ECHELLE STRATIGRAPHIQUE**
du bouclier Canadien
(d'après C.H. Stockwell 1964)

	E R E	SUB-ERE	AGE (K-Ar) et
P R O T E R O Z O Ï Q U E			Orogène
	HADRYNIEN		600 m.a.
	HELIKIEN	Neohelikien	880 m.a. Greenville
		Paleohelikien	1280 m.a. Elsonienne
	APHEBIEN		1640 m.a. Hudsonienne
ARCHEEN			2390 m.a. Kenorienne

B) Le cycle orogénique du Paléozoïque inférieur :

1) Mise en évidence de l'orogénèse East Kootenay :

Une faible discordance angulaire sépare la formation Purcell avec les dépôts ultérieurs, en un point cependant une discordance de 90° a été stipulée par S.J. Schofield (1922).

Cette orogénèse est marquée par l'apparition de structures Nord-Sud qui tronquent les anciennes directions Hudsoniennes Sud-Ouest. Un métamorphisme général et quelques intrusions granitiques datées de 800 M.A. par J.E. Reesor (1957) accompagnent l'orogénèse.

2) Les dépôts Hadryniens ou formation Windermere :

a) Affleurements :

Cette formation s'est développée le long d'un axe comprenant les Montagnes de Selkirk, du Cariboo, d'Omineca et une grande surface au Nord Est du fossé de Tintina dans le Yukon (ces noms sont donnés à titre indicatif sur la fig. 4).

b) Dépôts :

- Le conglomérat de TOBY :

Il est formé de dépôts plus ou moins grossiers arrachés à un socle antérieur, il est lenticulaire et repose avec une discordance angulaire sur la formation Purcell. L'ensemble peut passer d'un conglomérat franc à une brèche dont les constituants ont une taille variant du pois au gros galet, la matrice étant essentiellement calcaire ou à base d'argillite. Interstratifiées dans ce conglomérat H.M.A. Rice (1941) a trouvé des "roches vertes" de composition andésitique qui prennent parfois une grande ampleur (formation Irène).

- Les formations postérieures :

Sur ce conglomérat, reposent des argillites, des phyllites, des ardoises et des quartzites feldspathiques. Le sommet est souvent constitué d'éléments plus calcaires (montagnes Purcell, du Dogtooth et Cariboo). C'est le "groupe Liette" des Montagnes

Rocheuses, le "Horsethief Creek" des Monts Purcell et Selkirk et les formations Kaza, Isaac et Cunningham des Monts Cariboo.

c) Conditions de dépôts et origine :

... J.F. Walker (1926) pensait que le conglomérat de Toby était un fanglomérat, H.M.A. Rice (1941) considère qu'il s'était déposé dans le sillon d'une mer en transgression. J.E. Reesor (1957) insiste sur la modestie de l'orogénèse de l'East Kootenay, la présence de feldspaths abondants contenus dans certaines séries du "Horsethief Creek" l'a laissé perplexe ; en effet, aucune source proche n'est encore connue, il suggère l'existence d'un dôme de roches archéennes aujourd'hui enfoncé sous l'ensemble Paléozoïque des Montagnes Rocheuses. La granulométrie, les variations de faciès et les paléocourants renforcent l'idée d'une origine orientale des sédiments.

3) Le Cambrien inférieur :

a) Relations entre le Protérozoïque et le Paléozoïque inférieur.

Seule la plate-forme de Mac Donald révèle une discordance angulaire entre le Protérozoïque et le Paléozoïque inférieur (J.D. Aitken 1969). Même lorsque la discordance est observée les formations du Gog (Paléozoïque inférieur) discordantes sont rattachables aux formations équivalentes du Gog, même si ces dernières sont tout à fait transitionnelles. La transition est surtout visible dans la chaîne orientale, la limite y est souvent lithologique (F.G. Young 1969) ; elle est aussi reconnue grès de Jasper (H. Charlesworth - 1967 -).

b) Lithologie :

Il est constitué d'une succession d'orthoquartzites, de schistes et de carbonates ; ces derniers et les ardoises qui leur font suite renferment les premiers fossiles connus : trilobites, archeocyathidés, saltarellas.

Les carbonates ont une grande extension géographique, ils

serviront de repère pour les corrélations établies de part et d'autre des Rocheuses. En revanche, leur épaisseur est très variable ainsi dans la chaîne cristalline orientale, ils peuvent atteindre 500 m sur la plate-forme Cassiar (H. Gabrielse : 1963) mais ils sont réduits dans le Nord Est des Monts Cariboo où la formation Mural atteint 250m (F.G. Young 1967, R.B. Campbell 1967) plus encore près du synclinal du Black Stuart où la même formation atteint 150 m (J.L. Mansv et R.B. Campbell 1970) plus au Sud, dans les montagnes de l'East Kootenay la formation équivalente ou Badshot atteint 250 m. Les paléocourants des différents ensembles lithologiques indiquent une provenance orientale, le craton qui se démantèle ainsi pouvant être le reliquat des Montagnes Purcell.

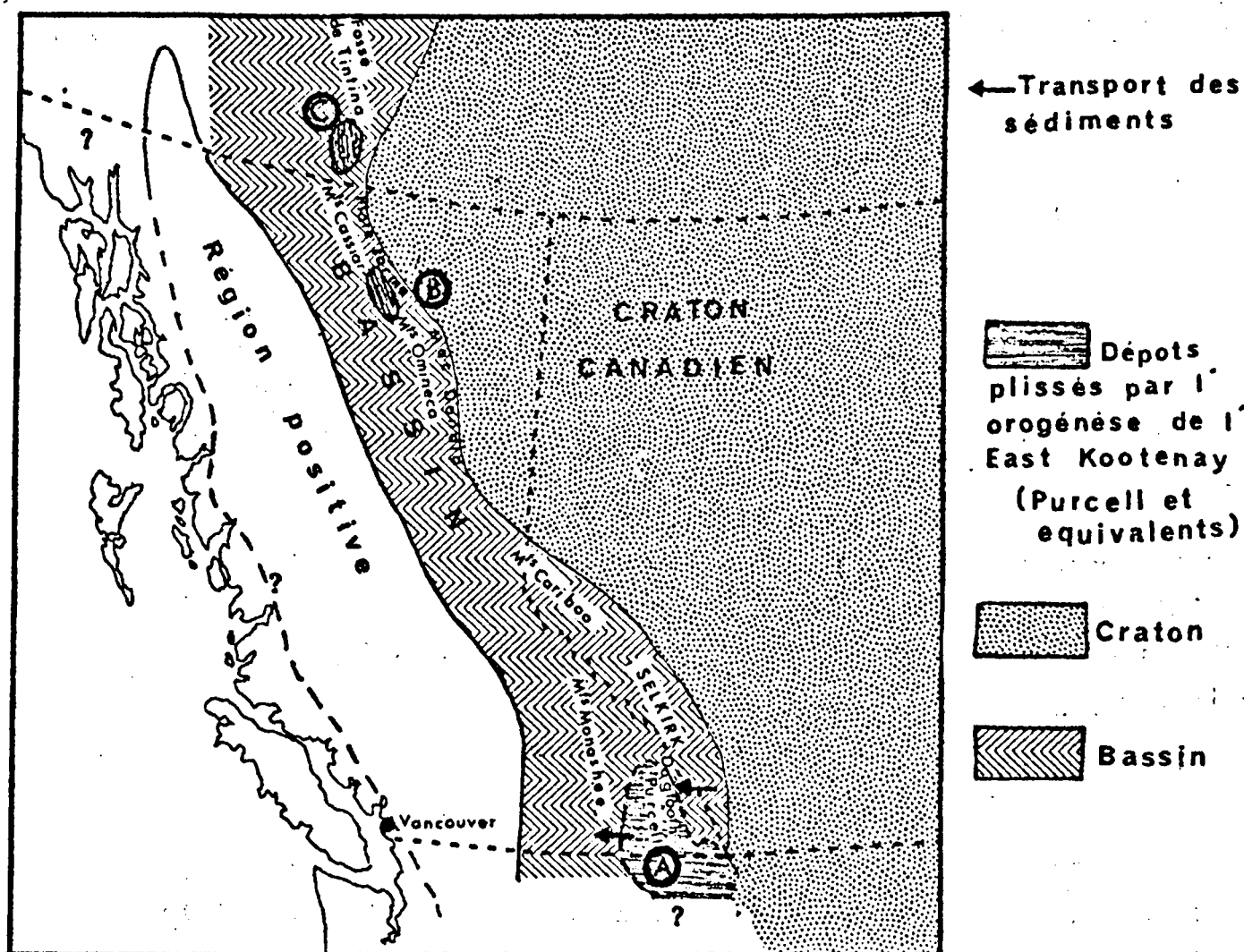


FIG :4 Unités paléogéographiques jusqu'au Cambrien inférieur

4) Les dépôts du Cambrien moyen au Dévonien inférieur :

Le cambrien inférieur transgresse jusqu'au Sud des Montagnes Purcell actuelles, puis s'étendit davantage au Cambrien moyen.

Les dépôts s'effectuèrent alors dans deux zones aux caractères nettement différents qui commencèrent leur individualisation après l'orogénèse de l'East Kootenay.

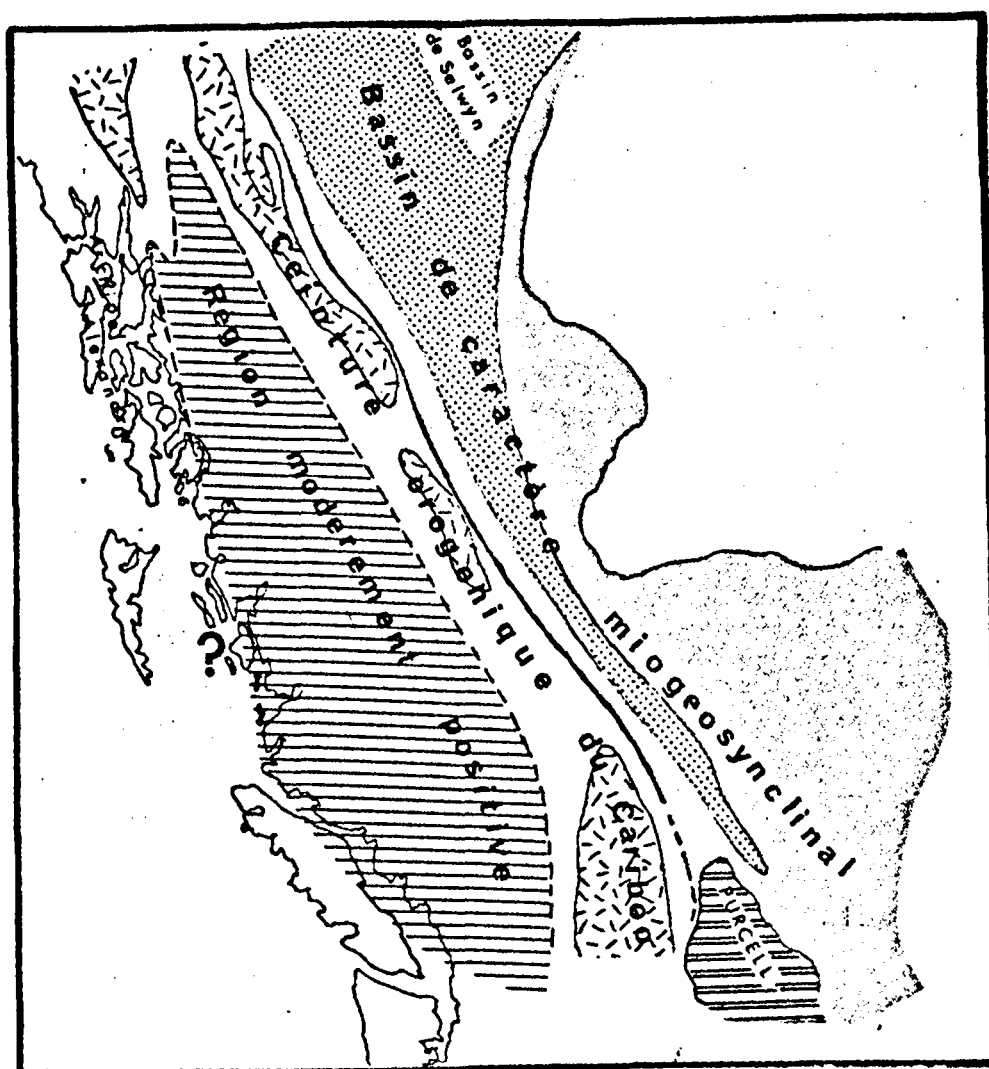
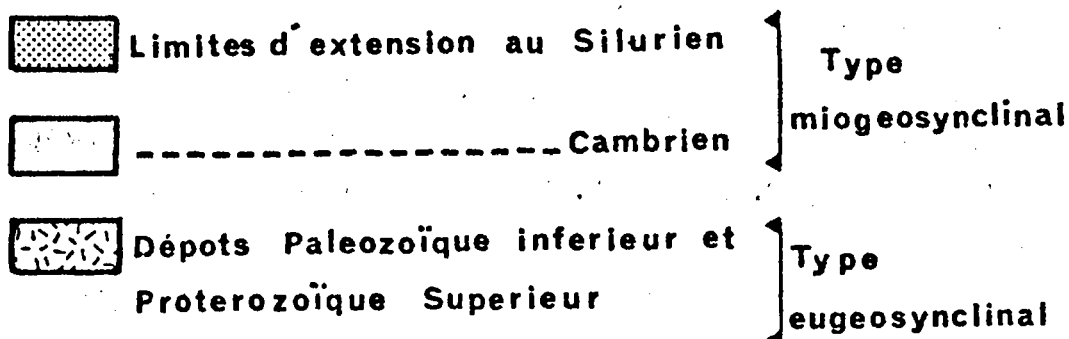


FIG:5 Paleogeographie au Paleozoïque inférieur



a) Le sillon oriental :

Il est caractérisé par des dépôts peu épais effectués dans des régions relativement calcaires, le volcanisme y est peu important cette région présente les caractéristiques d'un miogéosynclinal (Cf. Fig. 5).

La sédimentation dépendra essentiellement des accidents locaux : plate-formes, sillons, dômes... Ainsi avant le Cambrien moyen une grande partie du Yukon émergea pour être la proie de l'érosion, cette émergence entraîna une légère déformation et la discordance des dépôts postérieurs dans la partie orientale du bassin de Selwyn qui sera largement subsident au cours de l'Ordovicien et du Silurien. Le bassin de Selwyn comme le sillon de Richardson, s'emplissent alors de schistes à graptolithes et de cherts alors que les voûtes d'Ogilvie et de Redstone qui les séparent et la plate forme Mac Donald (B.S. Norford 1964) ont une sédimentation essentiellement carbonatée. De nombreuses lacunes apparaîtront sur ces voûtes, principalement la voûte d'Ogilvie qui a été affectée de nombreux mouvements épirogéniques du Cambrien moyen à l'Ordovicien supérieur.

La plate-forme Purcell fut périodiquement émergée, au Cambrien inférieur, une partie du Cambrien moyen, à l'Ordovicien supérieur, au Silurien supérieur, au Dévonien inférieur et à la base du Dévonien supérieur. Ces discordances sont observées à l'intérieur de formations essentiellement carbonatées. A l'Ouest de cette plate forme des formations argileuses s'accumulèrent, elles sont traversées par des venues basiques. J.O. Wheeler et al (1967) ont remarqué que ces venues qui se produisent au Windermere, au Cambrien inférieur et à d'autres périodes du Paléozoïque inférieur se situent toujours sur le bord occidental de cette plate forme qui manifestait alors une tendance à l'émergence. Ils en conclurent que des failles profondes auraient facilité l'expulsion périodique des produits volcaniques.

b) Le sillon occidental :

Il se situe à l'Ouest du premier, la limite fluctuant dans la région du Cassiar au Nord, elle resterait assez proche de la plate forme de Purcell au Sud (Cf. Fig. 5). Là encore les conditions sédimentologiques sont essentiellement dépendantes des conditions locales.

Le Sud Est de l'Alaska et l'Archipel Alexandre (?) sont constitués d'une alternance de dépôts détritiques et volcaniques accumulés pendant l'Ordovicien et le Silurien. Ceux-ci sont recouverts d'arkoses, de conglomérats renfermant des galets granitiques d'environ 400 M.A. soit Silurien supérieur, soit Dévonien inférieur (W.R. Dickinson 1962)

J.O. Wheeler (1966) rattache la formation du Lardeau dans la chaîne cristalline orientale, à ce régime eugéosynclinal. Ces dépôts affleurent aujourd'hui dans la chaîne de Kootenay. Ils comprennent une succession de roches volcaniques (formation Index) sédimentaires (formations Triune et Ajax) et ultra-basiques (Jowett). Aucune des formations précitées n'a livré de fossiles, elles sont considérées comme pouvant être Ordoviciennes, Siluriennes ou peut-être Dévoniennes.

c) Plutonisme et Métamorphisme :

Dans le sillon oriental, métamorphisme et plutonisme sont toujours restés très faibles. Par contre, le métamorphisme et la déformation ont été plus intenses dans le sillon occidental. En outre, les intrusions granitiques sont assez nombreuses et les séries volcaniques (surtout andésitiques) importantes. C'est ainsi qu'au Sud Est de l'Alaska on trouve des épanchements andésitiques intercalés au sein de lits conglomératiques rouges grossiers.

C) Le cycle orogénique du Paléozoïque supérieur : postérieur à l'orogénèse de Cariboo, antérieur à l'orogénèse Cassiar :

1) Mise en évidence de l'orogénèse Cariboo : (cf Fig. 6)

- Sur la plate forme de Cassiar, l'activité tectonique est marquée par une discordance entre les formations de Sandpile datées Siluriennes et le groupe Mac Dame renfermant des fossiles du Dévonien moyen. D'autres discordances ont été relevées mais elles sont beaucoup moins bien datées, ainsi entre le groupe Sylvester présumé Dévonien supérieur et la formation Nizi du Mississipien moyen (H. Gabrielse : 1963)
- Sur le plateau du Yukon, deux phases ont pu se produire, mais leur âge reste inconnu.

- Dans les montagnes du Cariboo, une orogénèse s'est produite avant le Mississipien. En effet, des conodontes ont permis une datation de ces terrains (communication orale de R.B. Campbell) qui reposent sur des terrains qui n'ont pas encore livré de fossiles, eux mêmes reposant sur des formations du Cambrien moyen.

Ainsi, toutes ces régions jusqu'alors stables sont le siège de déformations, de manifestations volcaniques, d'un soulèvement général qui font passer ces régions dans un environnement eugéosynclinal. Les émissions volcaniques qui y sont associées sont médiocrement datées du Dévonien supérieur et du Mississipien (parfois Permien) ; quelques passées rhyolitiques sont visibles au Sud Est du bassin d'Atlin et dans les monts Pelly (C.S. Lord 1948).

Notons qu'une orogénèse Devono-Mississippienne est connue dans la partie occidentale des U.S.A. (orogénèse d'Antler). W.M.H. White (1959) a donné le nom d'orogénèse Cariboo à celles qui affecte les dépôts Devono-Mississipien de la Cordillère, ce terme reste à préciser et à paralléliser avec l'orogénèse d'Antler. Sur la Paléogéographie mise en place par l'orogénèse Cariboo se déposent pendant le Carbonifère et le Permien les formations du Cache Creek et équivalentes.

2) Les dépôts du Paléozoïque supérieur :

a) Le sillon du Cache Creek :

Ce sillon est limité à l'Est et à l'Ouest par deux régions positives, les limites de celles-ci étant assez mal connues (cf fig. 6).

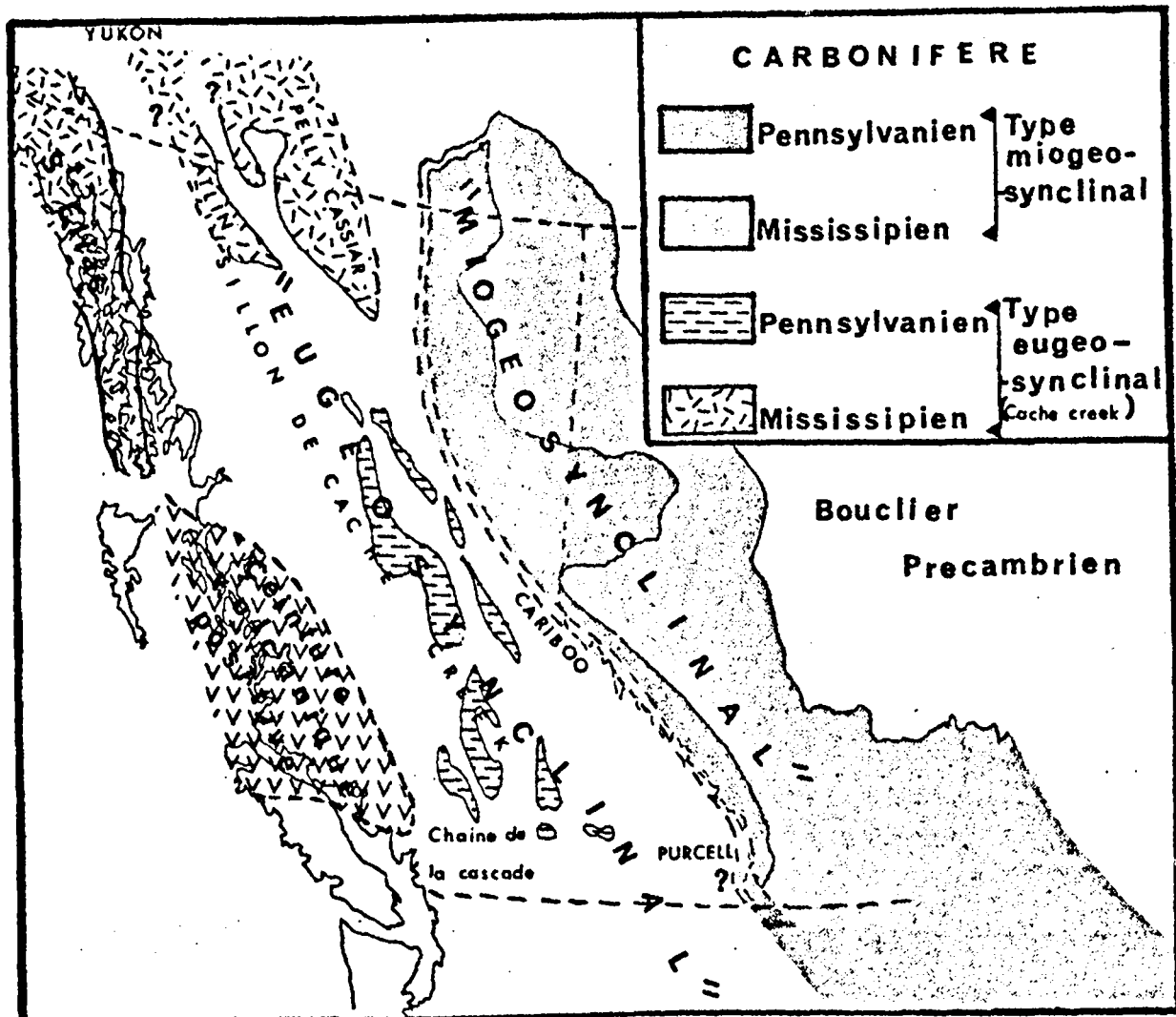


FIG:6 Paleogeographie au Carbonifere

La formation du Cache Creek est composée d'argiles, de calcaires, de schistes et de nombreuses roches effusives. Une des particularités de cette formation est l'abondance de silice soluble qui se concrétise dans des cherts rubannés, des cherts noduleux, des siltstones. Les roches effusives sont très souvent des basaltes altérés et accessoirement des variétés plus acides localisées au bord du sillon (communication personnelle de J. W.H. Monger), elles sont interstratifiées avec ces sédiments siliceux.

Cet assemblage qui semble de composition hétérogène, possède néanmoins des caractères lithologiques qui en font une entité unique dans la Cordillère canadienne.

b) A l'Ouest du sillon de Cache Creek :

- Le sillon de St Elias, séparé du sillon de Cache Creek par une ride, voit une sédimentation détritique calcaire et surtout volcanique (D.A. Brew et al. 1966) ;
- Près de la frontière des Etats Unis, la chaîne de la cascade devait être émergée au Pennsylvanien J.W.H. Monger (1966) y a découvert des plantes fossiles.

c) A l'Est et au Nord du sillon de Cache Creek :

- A l'Est, il semble que le dôme Purcell ait été émergé au Pennsylvanien, des plantes de cet âge ayant été découvertes par H.W. Little (1960).
- Au Nord du Yukon une orogénèse a vu le jour dans les montagnes de Richardson entre le Permien et le Pennsylvanien, mais ses effets semblent locaux (H.D. Knipping 1960).

D) Le cycle orogénique du Trias au Jurassique inférieur :

1) Mise en évidence de l'orogénèse Cassiar (Cf Fig. 7)

Les dépôts qui viennent de s'accumuler vont être déformés par une orogénèse triasique, l'orogénèse Cassiar, qui se manifeste :

- En Alaska où A.F. Buddington et T. Chapin (1929), puis D.A. Brew et al (1966) ont relevé une discordance entre le Permien supérieur (ou peut être une formation supérieure) et le Trias supérieur.

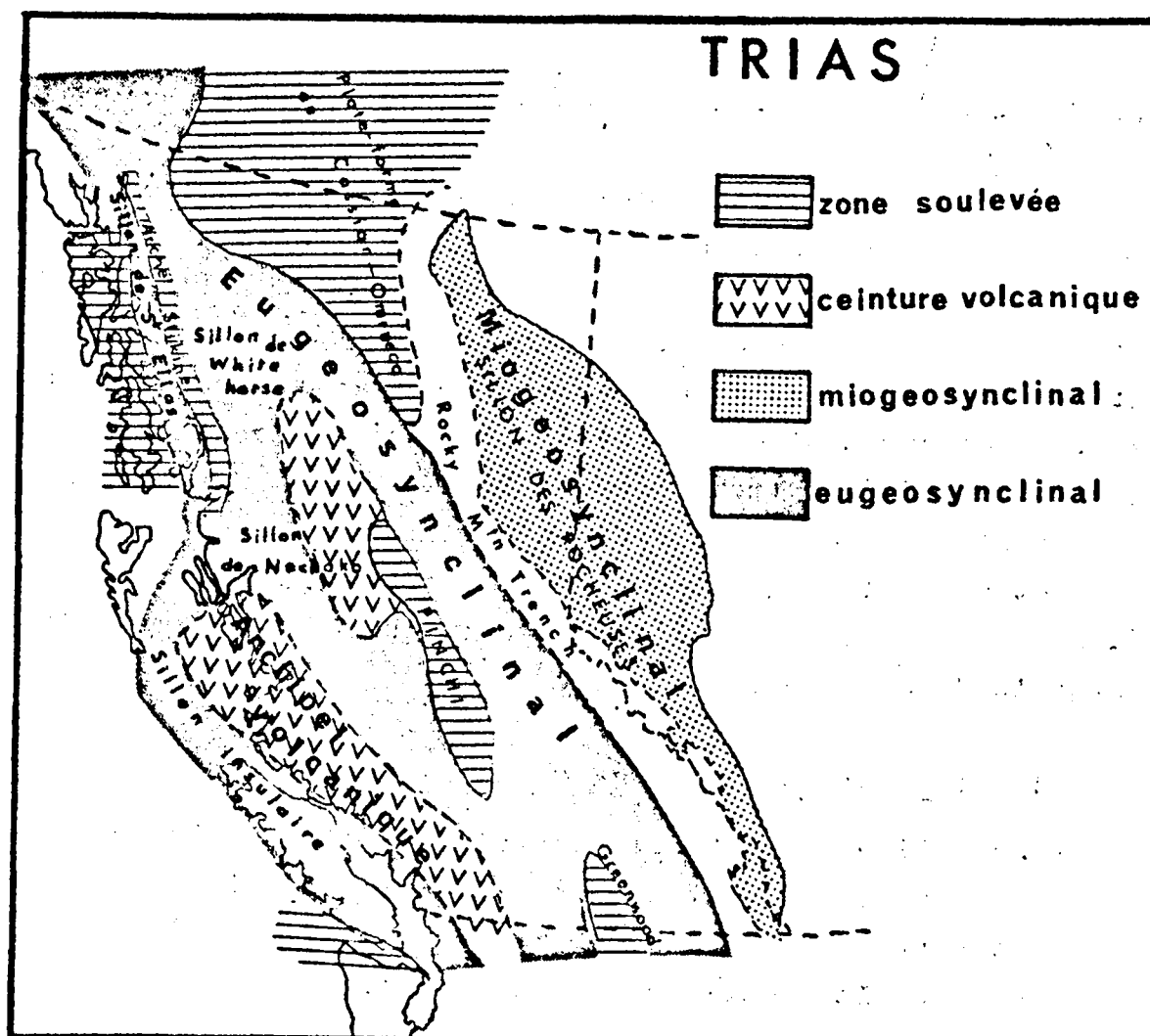


FIG :7 Paleogeographie au Trias

- Dans l'Arche de Stikine où les roches du Trias moyen et celles qui lui sont antérieures métamorphisées ont une direction de pli Nord-Sud, alors que les formations du Trias supérieur sont peu métamorphisées et affectées par un plissement NW. SE. J.G. Souther (1963) a trouvé dans cette région des galets de roches plutoniques dans un conglomérat Jurassique inférieur, ces galets ont révélé par la méthode K/Ar des âges variant de 206 à 227 M.A. : soit Trias inférieur et Moyen.
- Dans le sillon de White Horse (Tagish Belt) où le Lewes River Group (Carnien-Norien) est recouvert en discordance par le groupe Laberge (Liasique (J.O. Wheeler 1961)).
- Sur le géanticlinal d'Omineca des âges identiques ont été trouvés par H. Gabrielse et J.E. Reesor (1964), ils se situent entre 205 et 222 M.A. soit Trias inférieur et moyen. Des résultats analogues ont été trouvés pour les intrusions de la plate-forme de Cassiar.
- Près de Greenwood (proche de la frontière avec les U.S.A.) H.W. Little et R.I. Thorpe (1965) ont observé une discordance angulaire entre le Permien supérieur et le Trias moyen (et peut être le Trias inférieur). De plus le Trias supérieur contient des galets de calcaire détritique identiques à ceux du Trias moyen ce qui indique deux phases dans l'orogénèse.
- Sur les flancs du géanticlinal Pinchi, des conglomérats du Trias supérieur renferment des éléments connus au sein de la formation de Cache Creek (grains de chromite et débris de roches ultrabasiques).

Cette orogénèse n'a pas été absolument générale, elle semble manquer dans une partie de l'Alaska (régions de Pybus et Gambier) et dans la chaîne de la cascade. Elle est cependant capitale car c'est elle qui mit en place les principaux éléments tectoniques et paléogéographiques reconnues aujourd'hui, on peut ainsi distinguer d'Ouest en Est :

- Le sillon insulaire (cf. Fig. 7) ;
- le géanticlinal côtier formé d'archipel volcanique au Sud et de la surélévation de Stikine au Nord ;
- Le sillon de White Horse - Nechako qui admet dans la zone externe de sa partie méridionale, un petit géanticlinal alors embryonnaire, le géanticlinal Pinchi. Celui-ci est séparé du géanticlinal externe par le sillon de Quesnel.

- le géanticlinal externe essentiellement composé du géanticlinal d'Omineca;
- le sillon des Rocheuses.

2) Les dépôts du Trias supérieur au Jurassique inférieur :

L'orogénèse de Cassiar marque le début d'une période de volcanisme très intense qui se traduit dans

- le sillon insulaire par une puissante masse de basaltes sodiques recouverte de carbonates et de schistes qui reflètent alors le calme des dépôts. Sa prolongation septentrionale, le sillon de St El les renferme des dépôts essentiellement sédimentaires, les formations volcaniques restant locales (K. Watson 1948, E.R. Kindle 1953, J.E. Muller 1962).;
- le géanticlinal côtier qui, couvert d'îlots volcaniques, sera une source en débris pour les sillons avoisinants. Une intense érosion fit suite à cette période volcanique, elle se traduit par les conglomérats occidentaux du sillon de White Horse ; étant érodé, le géanticlinal n'envoya plus dès lors, en mer de produits susceptibles de souiller les calcaires qui constituèrent alors les dépôts du Trias sommital dans le sillon de White Horse ;
- le sillon de White Horse par un ensemble volcanique beaucoup plus fin et parfois absent comme au Nord de Mayo (J.O. Wheeler 1961); près du lac Teslin R. Mulligan (1963) a reconnu des laves porphyritiques à augite, vraisemblablement d'âge Triasique supérieur et Jurassique inférieur. Comme nous l'avons vu, sur le flanc occidental du géanticlinal côtier émergé s'est déposé une zone conglomératique. Des carbonates peuvent s'accumuler après le Trias terminal, suivis d'un "flysch" épais (3000m) : le groupe Laberge (J.O. Wheeler 1961);
- Le sillon de Mechako par un volcanisme subaérien très répandu d'âge Trias supérieur, ce sillon est entouré d'arcs volcaniques (cf Fig. 7) qui envoient en mer roches détritiques et effusives, ce sont entre autres, les dépôts de Takla-Hazelton, quelques traits distinguent ces deux formations (H.W. Tipper 1959);

- le groupe Takla est typiquement marin du Trias supérieur à la partie moyenne du Jurassique supérieur. Il est essentiellement andésitique et accessoirement basaltique altéré en "roches vertes". Les roches sédimentaires caractéristiques sont : argillites, shales et calcaires.
- le groupe Hazelton est, semble-t-il, plus jeune Jurassique à Crétacé inférieur, parfois continental, les inclusions volcaniques sont ici andésitiques, dacitiques et même rhyolitiques (W.H. White 1959, H.W. Tipper 1959) Les roches sédimentaires caractéristiques sont des roches au grain moyen (sand), avec des cherts, des argillites et des shales subordonnés.
- le Sud du sillon de Mechako ; par un volcanisme basaltique et andésitique formant le groupe Nicola centre sur un axe NW, les émissions volcaniques se font sentir jusque dans le sillon de Quesnel, mais les centres émissifs n'ont pas encore été déterminés.
- le géanticlinal de Pinchi qui commença son émergence au cours du Trias supérieur, ses débris formant les lits bordiers rouges qui s'interstratifièrent dans la sédimentation volcanique des sillons de Mechako et de Quesnel.
- le géanticlinal d'Omineca par des émergences intermittentes, ce géanticlinal sépare des régions fondamentalement différentes, l'une occidentale très subsidente (cf. Fig.7) de type eugéosynclinal, l'autre à subsidence très variable de type miogéosynclinal, le sillon des Rocheuses.

E) Le cycle orogénique du Jurassique moyen au Crétacé supérieur :

1) Mise en évidence de la première phase de l'orogénèse de la Coast Range :

Cette orogénèse est la plus complexe de l'histoire de la Cordillère canadienne, ses premiers effets se feront sentir dès le Jurassique inférieur, culmineront au Crétacé inférieur et persisteront au Crétacé supérieur. L'intervalle entre l'orogénèse de la Coast Range et l'orogénèse de Rocky Mountain, si un tel intervalle existe, doit avoir été bref (W.M.H. White : 1959).

Ainsi, l'évolution commencée avec l'orogénèse Cassiar se poursuit au cours du Jurassique par :

- Le soulèvement du géanticlinal côtier et le l'Arche de Stikine (cf. Fig. 8) les débris de cette surrection seront entraînés par des courants de turbidité qui alimenteront le sillon de White Horse en roches détritiques.
- Une discordance sur le flanc occidental du sillon de White-Horse Mechako (cf formations de Takla-Hazelton). Il existe une dissymétrie du sillon marqué par une différence de sédimentation sur ses flancs. Le flanc oriental verra des lentilles conglomératiques minces, aux débris granitiques rares, le flanc occidental étant essentiellement conglomératique, le centre voyant une sédimentation de type turbidité riche en grauwackes;
- Un soulèvement des géanticlinaux d'Omineca et Pinchi dans leur partie méridionale (cf fig.8) cette surrection est accompagnée de nombreux plutons granitiques qui ont un âge variant de 178 à 193 M.A., par conséquent Trias terminal- Jurassique inférieur;
- Un métamorphisme synchrone, L.H. Green (1966) a obtenu par la méthode potassium Argon des âges variant de 161 à 187 M.A., pour des études sur un matériel métamorphisé de la plateforme du Yukon;

2) Les dépôts du Jurassique moyen au Jurassique supérieur :

Le Jurassique moyen verra une nouvelle phase se traduire dans la partie méridionale de toutes les unités par un volcanisme intense essentiellement explosif. Cette phase sera aussi sensible dans :

- le sillon insulaire où apparaîtra un plissement de direction NW différentes directions antérieures NS de l'orogénèse Cassiar. les structures y sont hachées de failles, le long desquelles se mettent en place les plutons granitiques;
- le géanticlinal côtier où l'absence de sédiments traduit une surrection (cf Fig. 8) ;
- le sillon de White-Horse-Mechako qui, n'étant plus subsident alors que se poursuivait son alimentation, vit de nombreuses lentilles de charbon, indices d'un milieu continental. Dans quelques bassins une discordance est établie entre les formations de Takla-Halzeton et Bowser-Fraser ; celle-ci est essentiellement composée de sédiments détritiques renfermant accessoirement

des passées conglomératiques. De nouvelles unités se sont alors individualisées qui sont du Nord au Sud :

- le bassin de Tantalus (cf fig. 8)
- le bassin de Bowser
- le bassin de Tyaughton.

Ces unités restèrent subsidentes, elles furent alimentées par le géanticlinal côtier et par le géanticlinal d'Omineca-Pinchi. Le bassin de Tantalus n'eut plus jamais de sédimentation marine ; le bassin de Bowser s'emplit d'une épaisse succession de dépôts saumâtres, marins et d'eau douce. Les flancs du bassin de Tyaughton furent le siège d'une sédimentation conglomératique et grauwackeuse, à partir des débris arrachés aux géanticlinaux côtiers et de Pinchi-Omineca.

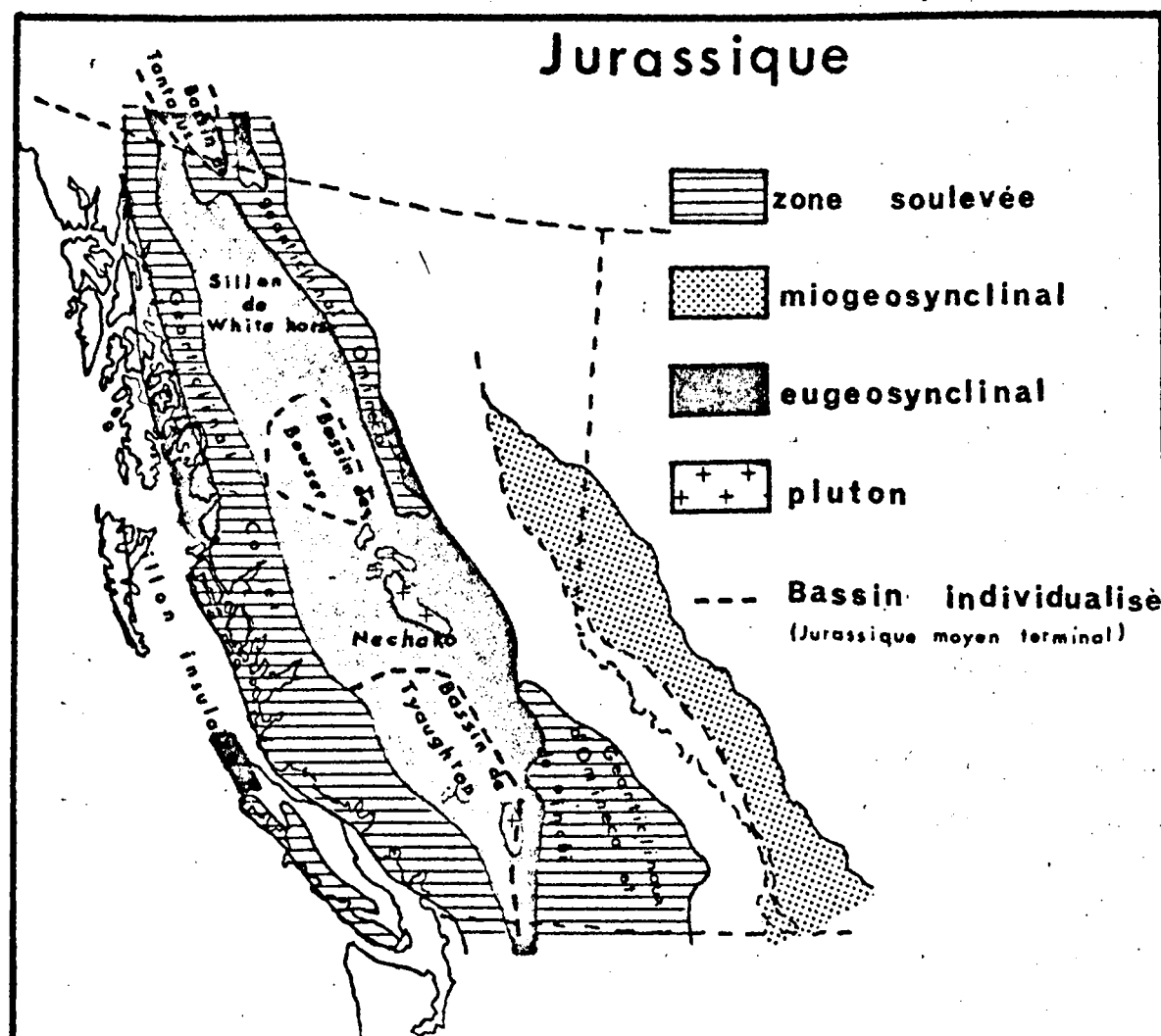


FIG:8 Paleogeographie au Jurassique

- les géanticlinaux externes qui s'élargissent, ainsi ceux de Pinchi et d'Omineca réduisent et font disparaître au Jurassique terminal le sillon de Quesnel au cours de leur émergence.

3) Les dépôts et l'évolution du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur :

Au cours du Crétacé inférieur, une nouvelle phase prolongeant les mouvements antérieurs intervient. Si la paléogéographie reste quasiment identique, de vigoureux soulèvements vont se produire entraînant des discordances, cette phase se marque dans :

- le sillon insulaire où la mer qui a disparu de l'orogène se maintient dans ce sillon du Turonien au Crétacé supérieur, le remplissant de sédiments détritiques. Des interstratifications continentales peuvent se produire ainsi qu'en témoignent les dépôts charbonneux du Bassin de Nanaimo;
- Dans l'Arche de Stikine où un volcanisme subaérien se produit, il est constitué de matériel rhyolitique, dacitique et andésitique. Au Sud d'Atlin ce volcanisme semble synchrone des failles J.G. Souther (1966) a montré qu'il pouvait exister une relation entre ces épanchements volcaniques et des plutons de quartz monzonite du géanticlinal côtier;
- le géanticlinal côtier qui, comme nous l'avons dit est affecté de venues granitiques à la base du Crétacé supérieur, ces venues recoupent des sédiments du Crétacé inférieur plissés et métamorphisés.
- les bassins médians qui poursuivent leur évolution :
 - le bassin de Tantalus subit un plissement au cours du Mésocrétacé qui lui donne une allure de synclinorium, une granitisation fait suite à ce plissement ;
 - le bassin de Bowser voit ses couches se plisser et une granitisation au cours du Crétacé inférieur terminal. Après sa tectonisation le secteur reste dépressionnaire, il est alors le siège d'une sédimentation détritique continentale et d'un volcanisme basaltique intense.
 - le bassin de Tyaughton voit se déposer des sédiments basaltiques et andésitiques pyroclastiques.

- le géanticlinal d'Omineca-Pinchi qui fut affecté par plusieurs pulsations qui s'étendirent du Jurassique supérieur à la base du Crétacé supérieur. La pulsation la plus importante semble s'être produite au Jurassique terminal (peut être à la base du Crétacé), elle entraîna des déformations importantes, un plutonisme et un volcanisme intense.

Un plutonisme post-tectonique (Crétacé supérieur) l'affectera ; les reliefs formés alimentent des ensembles détritiques dans les Foot Range et les premières écaillles des Rocheuses se mettent en place.

Une orogénèse très vaste a par conséquent débuté au sommet du Jurassique inférieur pour prendre fin au Crétacé supérieur Paléocène. La première phase mit en place des bassins volcaniques entre des géanticlinaux, les phases postérieures respectèrent cette paléogéographie en plissant les différentes couches et en les granitisant. Cette granitisation est très étendue dans le temps, puisque les travaux ont révélé un âge variant de 84 à 100 M.A., soit du Cénomanién au Coniacio-Santonien.

F) Le cycle Tertiaire :

Celui-ci peut se décomposer en deux séquences, une séquence Paléogène et une séquence Néogène.

1) Le Paléogène :

A l'Eocène, toute la Cordillère est émergée, la sédimentation marine ne se poursuit que dans le sillon insulaire et le golfe de l'Alaska (cf. Fig. 9).

- la partie SE du bassin de Hanaïmo qui avait été déjà le siège d'une sédimentation continentale (Crétacé supérieur) le sera définitivement à partir de l'Eocène moyen. Plus de 1500m de formations deltaïques et continentales se sont alors déposées.
- des bassins continentaux internes dans le Sud de la Cordillère ont révélé des sédiments tuffacés, des laves, du charbon et une partie importante de matériel pyroclastique.
- une séquence identique a été trouvée au Yukon.

- A l'Eocène moyen, un volcanisme puissant affecte la Cordillère dans son ensemble, mais les parties méridionales de chaque entité paléogéographique seront les plus touchées. Certaines régions furent ainsi recouvertes de plus de 1300m de roches effusives et clastiques (cf. Fig. 9). En outre, des plutons granitiques se mirent en place dans le géanticlinal côtier ; plutonisme et volcanisme que les travaux ont montré synchrones (environ 45 M.A.) le sont aussi avec les phases tardives de chevauchement et de déformation des montagnes rocheuses (W.H. Matthews : 1958).

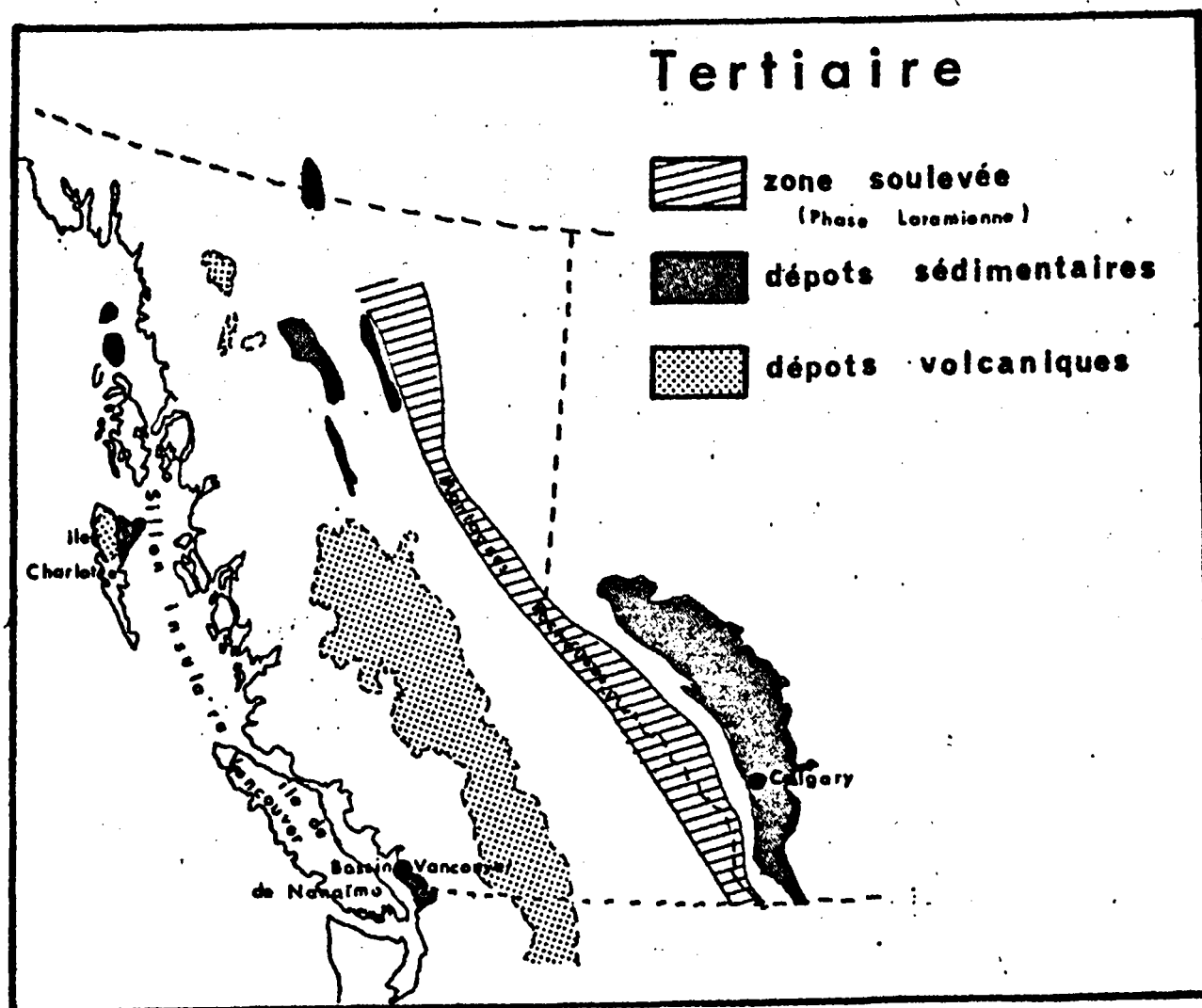


FIG:9 Paleogeographie au Tertiaire

2) du Néogène à l'actuel :

- quelques dépôts marins Miocènes sont connus dans les îles Charlotte et sur la bordure occidentale de l'île de Vancouver.
- des plutons granitiques Miocènes ont été reconnus dans le géanticlinal côtier, ce sont les plus récents connus dans l'ensemble canadien (18 M.A.).

La surrection du géanticlinal côtier après 2000m est associé à un volcanisme intense du Pliocène à l'actuel. Ce volcanisme se traduit par des basaltes de plateau qui recouvrent de très grandes surfaces entre le géanticlinal côtier et le géanticlinal d'Omineca (Fig. 9). Epanchements basaltiques dykes et tuffs sont également très nombreux dans les îles Charlotte.

Le volcanisme très récent et les tremblements de terre indiquent une région encore active. L'alignement des volcans représente vraisemblablement une ligne de faiblesse dans la croûte.

G) Conclusions et tableau récapitulatif :

Le domaine "eugéosynclinal" étant un domaine mobile très réduit durant le Paléozoïque inférieur, il n'atteindra une grande extension qu'au Carbonifère.

De puissantes venues volcaniques, un plutonisme et de grandes déformations se succéderont alors par phases jusqu'à l'actuel.

Les étapes les plus importantes de la tectonisation de la Cordillère furent :

- 1) l'orogénèse de l'East Kootenay affectant la formation Purcell ainsi que ses équivalents au Nord Est de la Colombie Britannique sur les territoires du Yukon et de Mackenzie.
- 2) l'orogénèse Cariboo dont les effets seront particulièrement ressentis au Yukon sur le géanticlinal d'Omineca et dans les montagnes Cariboo.
- 3) l'orogénèse Cassiar qui mit en place les principaux éléments tectoniques et paléogéographiques reconnus aujourd'hui.
- 4) l'orogénèse de la Coast Range poursuit l'évolution commencée par la précédente ; c'est ainsi que l'on vit le sillon médian se scinder en unités élémentaires et les géanticlinaux côtier et externe s'accroître.
- 5) La phase de la Rocky mountain mit en place les montagnes Rocheuses et vit le départ de la mer de l'orogène.

Tous les événements orogéniques ainsi que les manifestations plutoniques et volcaniques les accompagnant sont résumés dans le tableau 2.

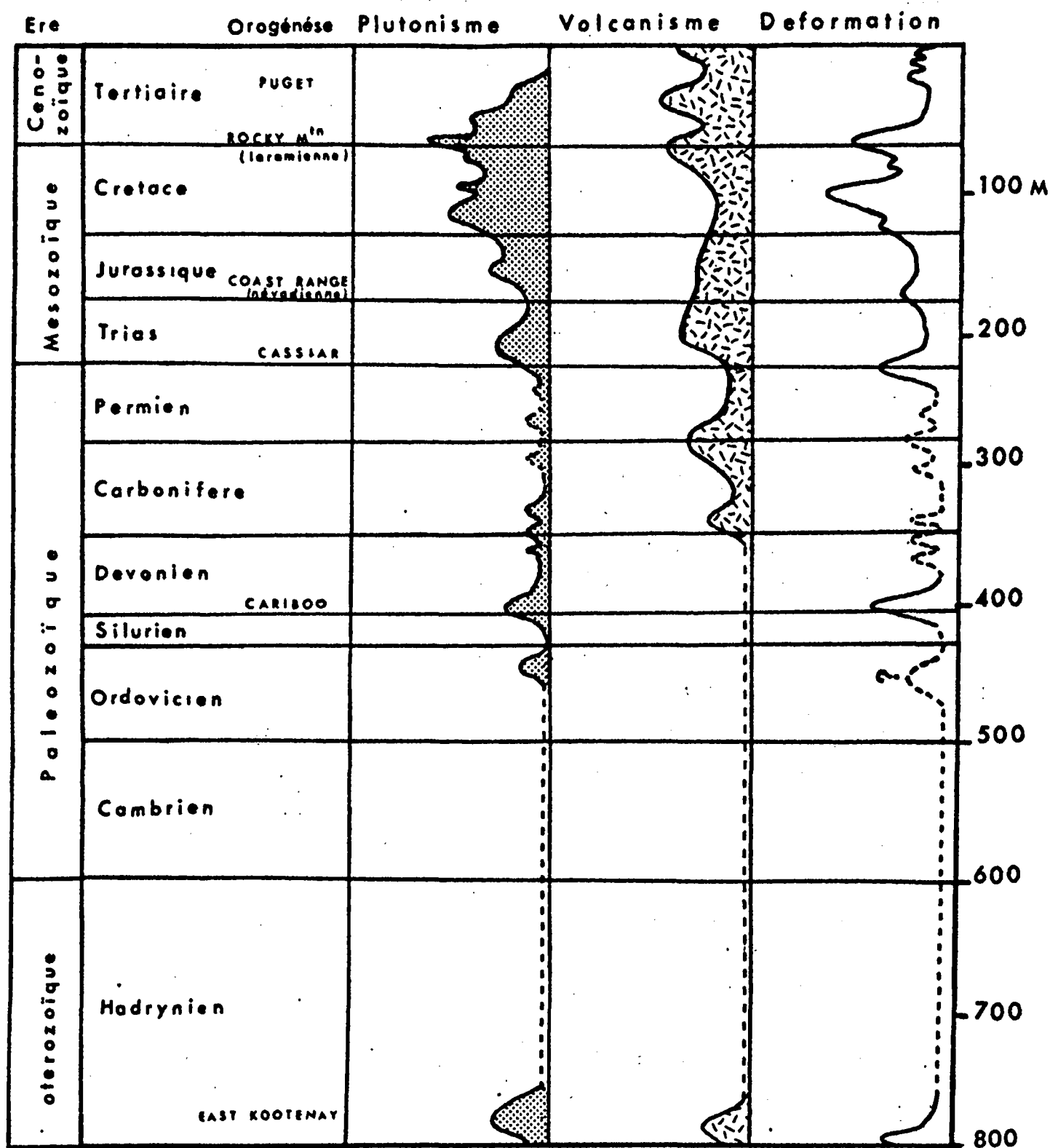


TABLEAU 2 RÉSUMÉ DES ÉVÉNEMENTS OROGÉNIQUES,
PLUTONIQUES ET VOLCANIQUES DANS LA CORDILLÈRE.

II - ETUDE DES PRINCIPALES FORMATIONS RENCONTREES

A) Les travaux antérieurs et l'histoire de la nomenclature stratigraphique :

- La première étude des montagnes du Cariboo fut entreprise par Amos Bowman (1887-1889), il reconnut et divisa cette région en trois unités :

- "la série cristalline de Quesnel Lake"
- les schistes du Cariboo
- les séries de Bear River attribuées au Paléozoïque supérieur.

Les schistes du Cariboo furent estimés à 2 000m, plus métamorphisés que les séries sus-jacentes du Mississipien, Bowman pensait qu'ils "constituent une partie du Paléozoïque inférieur et peut être même du système pré-Paléozoïque" l'intérêt de A. Bowman se concentra particulièrement sur les placers et les venues aurifères de la région de Barkerville.

- Johnston et Uglow (1926) divisèrent les schistes du Cariboo en trois unités (1) qui sont de la plus ancienne à la plus récente :

- la formation Richfield constituée de 2 500m de quartzites, d'ardoises, de schistes et de fins conglomérats ;
- la formation Barkerville constituée de 800m de calcaires azoïques interstratifiés par des quartzites et des ardoises ;
- la formation Pleasant Valley qui renferme 1 600m d'ardoises, de phyllites, de schistes chloritisés et de brèche volcanique ;
- puis les séries carbonifères du Slide-Mountain.

- A.H. Lang (1938, 1940, 1947,) a cartographié la région du Black Stuart synclinorium où il a distingué des faciès orientaux et des

(1) Sur le tableau 3, les schistes du Cariboo ne sont pas équivalents de ces 3 unités. Ce tableau ne cherche pas à établir des relations entre les noms des unités cartographiées par différents auteurs, mais leur histoire. Il semble que ces corrélations soient difficiles à établir, les auteurs interprétant leurs prédécesseurs différemment ainsi : A.H. Lang (1947) fait correspondre les schistes du Cariboo à la formation Richfield, A.S. Brown (1957) les fait correspondre aux formations de Richfield, Barkerville et Pleasant Valley.

faciès occidentaux. Ces derniers correspondant à peu près aux formations de Johnston et Uglov, les faciès orientaux comprenant :

- la formation Ishpa, la plus ancienne constituée de quartzites impures et de schistes ;
- la formation Matthew qui comprend des calcaires, des quartzites et un peu d'argillite ;
- la formation Kimball essentiellement quartzitique avec, accessoirement quelques passées d'argillite.

Au-dessus de ces formations, qu'il essaya (en vain) de rapprocher avec les formations occidentales, se situent des calcaires attribués au Cambrien inférieur, puis les séries du Slide Mountain.

- Les travaux de S.S. Holland (1954) et A.S. Brown (1957, 1963) ont amené une division lithologique plus fine, ils ont reconnu :

- le groupe Kaza composé de quartzites micacées et de schistes verts (4 000m) ;
- la formation Isaac qui comprend des phyllites et des calcaires (300-800m) ;
- la formation Cunningham essentiellement calcaire (500-1 000m)
- la formation Yankee Belle, phyllitique avec un peu de calcaires et de quartzites (300-500m) ;
- La formation Yanks Peak essentiellement quartzitique (0-400m)
- la formation Snowshoe qui renferme des quartzites micacées, des phyllites verts et un peu de calcaires (300 m) ;
- puis le groupe du Slide Mountain ;

- R.B. Campbell (1961, 1963) n'avait pas éprouvé lors de la publication de la première carte de Quesnel Lake, la nécessité d'une révision stratigraphique de la région. L'étude de la carte de Mac Bride (1967, 1968) située au NE des Monts Cariboo révéla quelques incohérences avec les premières interprétations. Ce travail en collaboration avec F.G. Young (1967, 1968, 1969) a montré les corrélations entre les formations de la partie orientale des monts Cariboo et celles des Montagnes Rocheuses. Deux unités carbonatées distinctes y ont été relevées, l'une Azoïque, : Cunningham, l'autre fossilifère Mural.

Plus de 2 000 m de formations au dessus de Midas comprenant Mural et les unités sus-jacentes composées de schistes, siltstones et calcaires furent découvertes. La lithologie de cet ensemble (Mural et Post Mural) s'oppose à celle des formations stratigraphiquement équivalentes reconnues par S.S. Holland et S.S. Brown (Snowshoe). Trois explications furent proposées par R.B. Campbell (1968) pour comprendre ces ensembles si différents séparés seulement de 40 km.

- 1) Ces formations résultent des sources différentes représentant des faciès opposés ;
- 2) La formation Snowshoe ne repose pas stratigraphiquement sur Midas mais elle est plus ancienne que les autres unités du groupe Cariboo et elle est séparée de celles-ci par des failles directionnelles ;
- 3) La formation Snowshoe repose au dessus d'une discordance et par conséquent elle est plus jeune que ses équivalents apparents à l'Est.

La deuxième hypothèse semble avoir retenu l'attention de R.B. Campbell (la formation Snowshoe serait ainsi équivalente au groupe Kaza), mais une étude détaillée reste encore à faire pour préciser certains points.

Les travaux de F.G. Young et R.B. Campbell montrèrent l'intérêt qu'il pouvait y avoir à reconsidérer la stratigraphie de la partie occidentale des Monts Cariboo. Les faits observés dans cette dernière sont-ils conciliables avec ceux de la partie orientale des Monts Cariboo et par conséquent des Montagnes Rocheuses ? La partie stratigraphique de ce mémoire tentera de répondre à cette question.

BOWMAN 1887	JOHNSTON & UGLOW 1926	LANG 1949	HOLLAND 1954	BROWN 1963	CAMPBELL 1968 & YOUNG 1969	MANSY 1970
S E R I E S D E B E A R R I V E R	S L I D E M O U N T A I N	S L I D E M O U N T A I N		S L I D E M O U N T A I N	S L I D E M O U N T A I N	S L I D E M O U N T A I N
						B L A C K S T U A R T
	P L E A S A N T V A L L E Y	C A L C A I R E S e t A R G I L L I T E S	S N O W S H O E	S N O W S H O E	P O S T - M U R A L	P O S T - M U R A L
					M U R A L	M U R A L
	B A R K E R V I L L E	K I M B A L L	M I D A S	M I D A S	M I D A S	M I D A S
			Y A N K S P E A K	Y A N K S P E A K	Y A N K S P E A K	Y A N K S P E A K
		M A T T H E W	Y A N K E E B E L L E	Y A N K E E B E L L E	Y A N K E E B E L L E	Y A N K E E B E L L E
			C U N N I N G H A M	C U N N I N G H A M	C U N N I N G H A M	C U N N I N G H A M
				I S A A C	I S A A C	I S A A C
S C H I S T E S D U C A R I B O O	R I C H F I E L D	I S H P A	K A Z A	K A Z A	K A Z A	K A Z A

TABLEAU:3

HISTOIRE DE LA NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE DANS LES MONTS CARIBOO

B - Les classifications adoptées :

1) Classification des grès :

a) Généralités :

De nombreuses classifications ont été successivement proposées, certaines uniquement fondées sur les caractères macroscopiques des roches, d'autres plus rigoureuses nécessitant un long travail de laboratoire. Ces dernières reposent sur deux ou trois des critères suivants :

- la composition minéralogique (les pôles indiquant la provenance)
- la maturité minéralogique,
- la maturité texturale,
- le facteur de fluidité,
- le diastrophisme,
- les structures primaires.

Deux grandes écoles sont à distinguer, celle de P.D. Krynine et celle de F.J. Petitjohn, la différence fondamentale étant l'incorporation de la matrice (clay) par l'école Petitjohn et son éviction par l'autre. La classification adoptée dans ce mémoire sera celle de R.L. Folk (1954), disciple de P.D. Krynine. Les paramètres retenus sont : la taille du grain, la maturité texturale et la composition minéralogique.

Cette classification a été préférée ici car elle reflète parfaitement l'environnement des dépôts. G. De Vries Klein (1963) est arrivé à une conclusion identique dans une analyse et une revue des différentes classifications des grès ; il écrit : "L'auteur recommande que "l'approche" effectuée par la classification de Folk (1954) et Van Andel (1958) soit suivie... Elle est logiquement compatible avec les observations effectuées sur les sables anciens et récents où l'indépendance de la texture et de la composition sont connus".

b) La classification de R.L. Folk (1954)

Comme nous l'avons dit, cette classification repose sur trois critères : la maturité texturale, la dimension du grain et la composition minéralogique.

+ la maturité texturale :

Quatre stades ont été définis par R.L. Folk (1954-1968) :

- Stade immature : lorsque les sédiments contiennent plus de 5 pour

cent de matière terrigène du type "clay" (1). La définition pétrographique de Folk (1954) sera adoptée dans ce mémoire.

- stade submature : lorsque les sédiments contiennent moins de 5 pour cent de clay, mais les grains restent pauvrement classés, gardant une "déviatation standard"(2) (σ) supérieure à 0,5.
- stade mature : lorsque les sédiments contiennent peu ou pas de clay sont bien classés, (σ inférieur à 0,5), mais leur rondeur (roundness) est faible.
- stade supermature : lorsque les sédiments ne contiennent pas de clay, ils sont alors classés et bien arrondis (cette rondeur définie par le coefficient de Waddel devant excéder 0,35).

La maturité texturale est un bon critère d'environnement, elle tient compte de la séparation (winnowing), du classement et du degré d'abrasion des minéraux. Ainsi les sédiments immatures ont pu se déposer dans des plaines d'inondation, cônes de déjection, lagunes, tous lieux de faible énergie ; ou bien encore dans des endroits où les dépôts furent très rapides et ne purent être repris.

A l'opposé, nous trouvons les sédiments supermatures qui se sont déposés dans des zones à grande énergie (plages...).

+ la dimension du grain :

La dimension du grain repose sur deux diagrammes triangulaires, le second n'étant qu'une expansion du premier. R.L. Folk distingue les trois pôles suivants sur son premier diagramme :

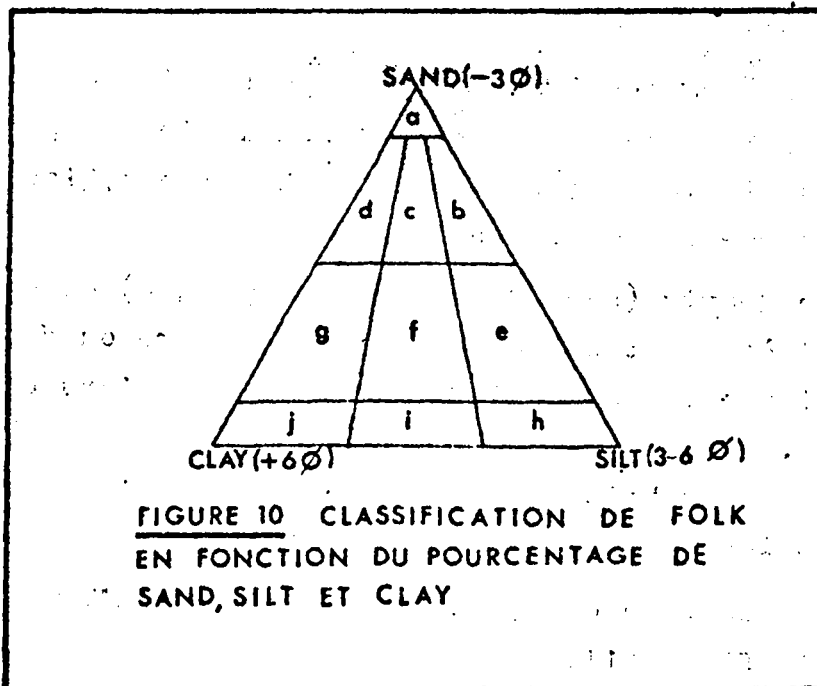
- gravel (plus grand que 2mm)
- sand (de 2mm à 0,0625mm)
- mud (inférieur à 0,0625mm)

Le second diagramme est une expansion des divisions Sand-Mud (cf fig. 1⁰), comme nous l'avons vu, R.L. Folk suggère une révision des classes clay, silt et sand, J.C. Griffiths (1952) avait aussi utilisé ces nouvelles subdivisions qui apparaissent plus pratiques, elles seront adoptées ici.

(1) clay : ce terme est défini par deux critères, l'un minéralogique, l'autre dimensionnel.

- a) minéralogique : inclut un certain nombre de silicates alumineux hydratés (montmorillonite, illite...) ainsi que chlorite et vermiculite en fins cristaux.
- b) dimensionnel : les minéraux ci-dessus, plus séricite, muscovite, biotite et chlorite inférieurs à 0,016mm (6ϕ). Folk (1954) utilise cette limite qui lui semble plus réaliste que celle de Wentworth (1922).

(2) : défini p



La figure 10 nous indique que la fraction silt est comprise entre 0,125mm (3) et 0,0016mm (6Ø), la fraction clay inférieure à 0,0016mm (donc plus de 6 Ø) la fraction sand étant supérieure à 0,125mm (3Ø). Aucune mesure n'a dépassé la limite supérieure de cette fraction, par conséquent seul le diagramme ci-dessus sera utilisé, on peut y distinguer les dix groupes définis par Folk :

- | | |
|------------------------|-----------------------|
| a : <u>sand</u> | f : <u>sandy mud</u> |
| b : <u>silty sand</u> | g : <u>sandy clay</u> |
| c : <u>muddy sand</u> | h : <u>silt</u> |
| d : <u>clayey sand</u> | i : <u>mud</u> |
| e : <u>sandy silt</u> | j : <u>clay</u> |

Ces groupes peuvent être modifiés selon leur aspect macroscopique, le tableau 4, nous donne un exemple de ces modifications :

T A B L E A U 4

GROUPE	NON CONSOLIDE	CONSOLIDE NON FISSILE	CONSOLIDE ET FISSILE
a	Sand	Sandstone	Sand-shale
h	Silt	Siltstone	Silt-shale

La composition minéralogique :

Ce paramètre sera aussi représenté par un diagramme triangulaire (cf. Fig. 11), cette classification inspirée par P.P. Krynine (1948) a été légèrement modifiée. Les trois pôles utilisés indiquent la source des détritiques :

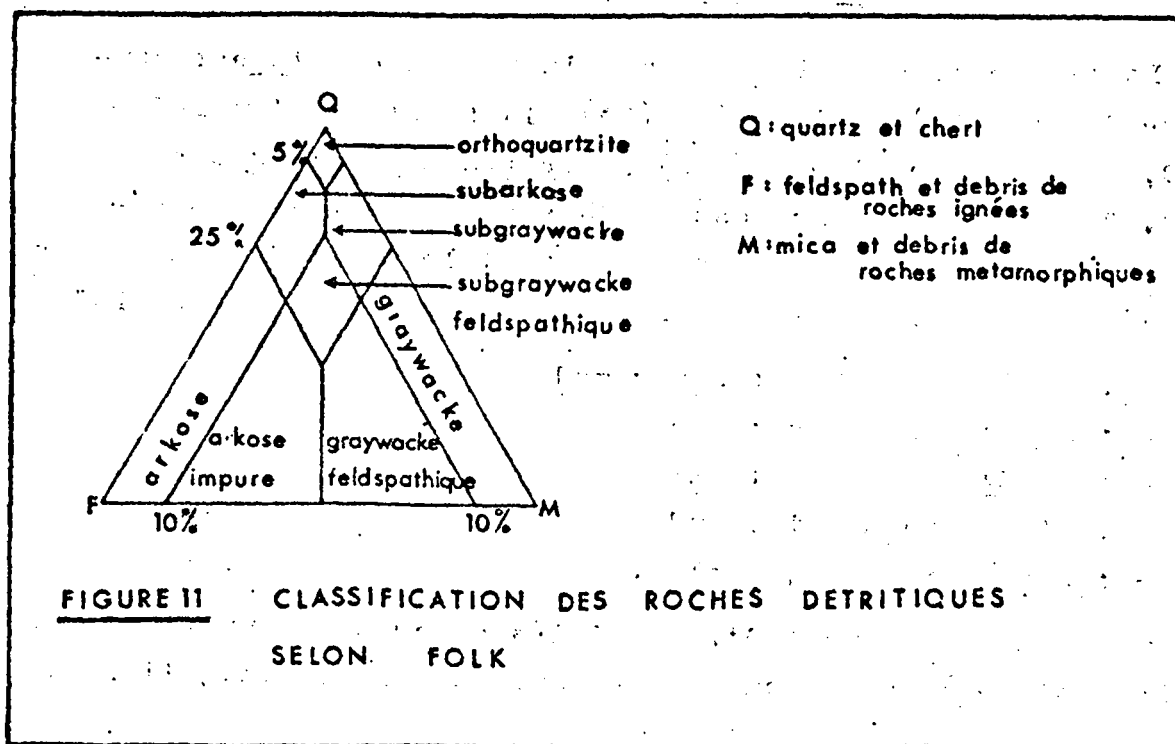
Q : Tous les types de Quartz (sauf Quartz métamorphique) et chert.

Ce pôle reflète soit une origine sédimentaire ou des débris qui ont subi une longue période de transformations chimiques ou physiques,

F : Les feldspaths et les débris ignés,

M : Mica, chlorite et les débris métamorphiques.

Selon le pourcentage de Q, F, M, nous aurons l'un des 8 groupes définis sur la figure 11.



2) Classification des Carbonates :

La classification de R.L. Folk exposée pour la première fois en 1959 et revue en 1962 sera adoptée dans ce mémoire pour des raisons d'homogénéité et pour son importance génétique. Ignorant la partie terrigène, une roche carbonatée peut se composer de : "allochems" analogues à la fraction grossière des roches détritiques,

- une poussière calcitique analogue à la fraction "clay" de ces mêmes roches : la Micrite,
- un ciment : la Sparite.

a) Les allochems :

Quatre types sont définis par R.L. Folk :

- les intraclasts
 - les oolithes
 - les fossiles
 - les pellets
- les intraclasts représentent des fragments pénécontemporains qui ont été repris et redéposés souvent dans un lieu assez proche ; ils peuvent être formés de toutes espèces et toutes tailles de carbonates. Les intraclasts traduisent une instabilité tectonique ou un démantèlement des dépôts par des courants rapides,
 - les oolithes ont une structure radiale ou concentrique développée à partir d'un noyau, leur taille varie de 0,1 à 1mm. Ils se forment là où les courants sont vigoureux et continus,
 - les fossiles,
 - les pellets sont des agrégats de calcite microcristalline, bien arrondis, leur limite supérieure est de 0,15mm.

a) La micrite :

Est formée de grains de 1 à 4 microns de diamètre, ils sont subtranslucides. R.L. Folk considère qu'elle s'est formée par précipitation rapide ou en des lieux balayés par de faibles courants.

c) La sparite :

Constitue le ciment, les grains ont une taille supérieure à 10 microns, ils sont clairs et forment le remplissage.

REMARQUE : Deux types sont venus récemment s'ajouter aux précédents ce sont le microspar et le pseudospar. R.L. Folk (1965) pense que le premier s'est formé par recristallisation de micrite, sa taille varie de 10 à 30 microns, ce qui le rend difficile à distinguer de la sparite (deux critères sont alors utilisés pour cette différenciation : l'uniformité du microspar qui se traduit par une taille identique de tous les grains ou une gradation uniforme de ceux-ci, le second critère est une limite de grain nette et droite) Le second type ou pseudospar se forme surtout par recristallisation de la boue carbonatée (neomorphisme), les cristaux

ont au-delà de 30 microns et les limites entre les grains sont parfois onduleuses.

+ le tableau 5 indique les différentes classes utilisées par R.L. Folk pour définir les roches renfermant des allochems.

T A B L E A U 5

Type d'Allochem	Roches renfermant des Allochems	
	avec Sparite	avec Micrite
Intraclast	Intra Sparite	Intra Micrite
Oolithe	Oosparite	Oomicrite
Fossiles	Biosparite	Biomicrite
Pellets	Pelsparite	Pelmicrite

- NOTA : - Les roches qui ne renferment pas d'allochems sont divisés en
- micrites
 - dismicrites (ce second terme sera défini lors de son utilisation).
 - Un groupe particulier est celui des calcilithites, formés de débris de carbonates plus anciens dans un ciment essentiellement calcaire.

C - Les formations étudiées :

Ces formations comprennent deux grands ensembles séparés par une discordance, le groupe Cariboo et le groupe du Black Stuart. Le premier est constitué des entités suivantes :

- Isaac
- Cunningham
- Yankee Belle
- Yanks Peak
- Midas
- Mural
- Post Mural.

Le second est défini pour la première fois dans ce mémoire, tire son nom du lieu où il affleure : le Black Stuart Synclinorium.

1) Le Groupe Cariboo :

Il a été originellement défini par A. Bowman (1887) et il constitue l'essentiel de la région étudiée. Il commence par la formation Isaac

a) La formation Isaac :

+ Origine du nom :

Cette formation fut définie par A.S. Brown (1963) au Nord Est de la partie méridionale d'Isaac Lake (cf Fig. 3). Elle y est constituée essentiellement de phyllites calcaires interstratifiées de bancs beaucoup moins calcaires, accessoirement de calcaires et grès.

+ Affleurements :

Le seul affleurement se situe au Nord Est de la région étudiée, peu avant Matthew River (cf Fig. 3). On peut y observer des phyllites lustrées calcaires plissées et fracturées (photo 1).

Les échantillons prélevés sont des pseudosparites gréseuses (Ech. 21 et 22) ils ont une composition moyenne de :

Calcaire : 73 %

Quartz : 23 %

Mica : 3 %

Feldspath : 1 %

On peut remarquer une alternance dans ces échantillons, qui se traduit par une succession de niveaux détritiques et de niveaux carbonatés qui repètent les séquences observées à grande échelle.

Il en sera de même pour les plis et les fractures microscopiques que l'on retrouve en lame mince. Les minéraux phyllitiques sont plissés et fracturés, les tensions subies les orientant parallèlement aux fractures nouvellement créés (strain slip cleavage cf. photo 2).

+ Paléontologie :

Aucun fossile n'a été observé jusqu'à ce jour dans cette formation.

+ Age :

F.G. Young (1969) a établi des corrélations entre la partie supérieure du groupe Miette et la formation Isaac qui en serait son expression occidentale, elle serait donc d'âge Proterozoïque supérieur.

b) La formation Cunningham :

+ Origine du nom :

S.S. Holland (1954) proposa ce nom pour un ensemble d'au moins 150mètres de puissance, essentiellement calcaire avec dans sa partie supérieure des lits phyllitiques ; ensemble situé à Cunningham Pass, quelques 15 kms à l'Ouest de la région étudiée. De fortes présomptions font actuellement penser que les calcaires reposant à Cunningham Pass soient en fait Mural (Comm. Orale R.B. Campbell). Si celles-ci s'avèrent exactes les locus typicus devrait être changé.

+ Affleurements :

La formation Cunningham fait suite à la précédente, la section étudiée porte le numéro 1 sur la carte géologique, elle est décrite par la figure 12 (cf. photo 3)

La partie basale de cette section est très pauvrement exposée, les échantillons analysés (E 20a E 20b) se sont révélés être du type microsparite et pseudosparite. La photo 4 permet de suivre le processus de "néomorphisme" (R.L. Folk 1965) qui transforme une micrite en pseudosparite, la micrite forme des tâches subtranslucides, autour de celles-ci la dimension du grain augmente pour atteindre une taille de 60m. Sur cette même photo il est possible de distinguer trois intraclasts sombres, ils ont été déterminés par les 2 tests suivants qui différencient calcite et dolomite,

- l'échantillon fut placé dans une solution bouillante de sulfate de cuivre (10 grs dans 100ml d'eau), après 5 à 10 minutes, la calcite prend une teinte vert clair, alors que la dolomite reste inaffectée.
- l'échantillon fut immergé pendant trente secondes dans une solution de FeCl_3 (2,5grs pour 97,5ml d'eau), la calcite prend une teinte beige décelable quand l'échantillon est sec, alors que la dolomie ne varie pas. Après avoir rincé l'échantillon, on peut le plonger dans un bain de sulfite d'ammonium qui confère une couleur noire

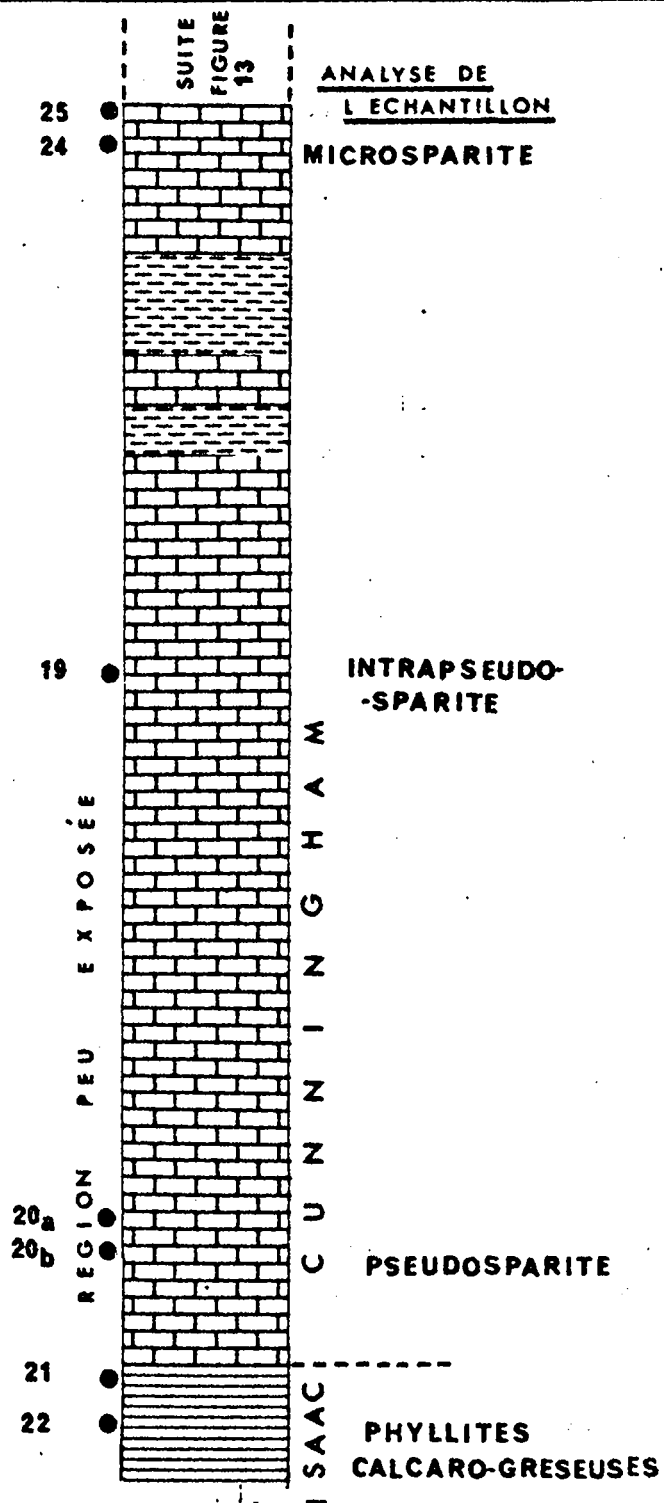
FIGURE 12

**SECTION 1 : LE SOMMET
D' ISAAC ET CUNNINGHAM**

LEGENDE

-  SCHISTES
-  CALCAIRES
-  PHYLLITES

● NUMERO DE STATION ET D' ECHANTILLON



à la calcite laissant la dolomite intacte. Ce second test s'est avéré le plus efficace.

Ces méthodes ont révélé la présence d'intraclasts dolomitiques.

La partie supérieure de Cunningham (cf fig. 13)⁽¹⁾ s'enrichit en particules détritiques formant des microsparites gréseuses et des intercalations phyllitiques de plus en plus nombreuses au fur et à mesure que l'on s'approche de Yankee Belle. Les séquences observées aux stations 27 et 30 sont du type suivant :

0,50m de microsparite gréseuse

0,08m de Mudstone (Ech. 27)

0,15m de microsparite gréseuse

0,30m de Mudstone

0,20m de microsparite gréseuse.

- l'échantillon 27 a montré en lame mince, une importante fraction phyllitique (mica-chlorite-séricite) souvent supérieure à 6 ϕ constituant la matrice, l'autre fraction étant quartzeuse avec des grains variant de 4,5 à 7 ϕ (de 62,5 microns à 7,8 microns).
- l'échantillon 29-2 et l'échantillon 30-2 ont un pourcentage de quartz plus élevé, le dernier est composé de :

Quartz : 50 %

Feldspath : 13 %

Mica : 17 %

Chlorite : 4 %

Calcite et ankérite : 15 %

Accessoires : 1 % (Tourmaline, Hematite).

La fraction inférieure à 15,6 microns (6 ϕ) est relativement faible mais dépasse 5 %, nous avons donc une immature graywacke feldspathique.

La formation Cunningham qui atteint ici une puissance d'environ 400m se termine par un enrichissement exceptionnel en particules détritiques. Comme nous l'avons vu dans la présentation de la Cordillère (page 9), seule la plate forme de Mac Donald révèle une discordance angulaire au Windermere terminal. Il semble qu'il se soit produit à cette époque de nombreux produits détritiques. Nous

(1) Voir la remarque concernant la lecture de cette figure, en fin de sous-paragraphe.

reviendrons plus en détail sur cette interprétation dans les conclusions paléogéographiques.

+ Remarques concernant la lecture des fig. 13 et 14.

- La colonne dimension du grain possède parfois un pointillé. doublé, il indique la présence de deux fractions aux dimensions différentes.
- La colonne "clay" indique le pourcentage de minéraux inférieurs à 15,6 microns.
- Les autres colonnes indiquent les différents pourcentages des minéraux rencontrés.
- Le nom figurant à l'extrême droite est celui de l'échantillon analysé lorsque la roche révèle une majorité de grains inférieure à 0,125mm (3 ϕ) le nom attribué sera uniquement relatif à la taille du grain (cf Fig. 10). Pour une roche qui possède une majorité de grains supérieure à 0,125mm, la classification minéralogique (fig. 11) sera appliquée.
- Trois figurés généraux ont été utilisés, ils seront différenciés selon le besoin, aussi le figuré calcaire sera chargé de petits ronds pour indiquer une biosparite ou encore un figuré plus dense pour différencier microsparite et pseudosparite.

+ Paléontologie :

Aucun fossile n'a été trouvé dans la région étudiée ; A.S. Brown (1963) avait attribué, archeocyathidés et trilobites à cette formation, il s'agissait en fait de Mural. M.K. Sorensen (1955) a trouvé des stromatolites bien développés au sommet de la formation Cunningham à Goat Mountain. F.G. Young (1969) a observé de rares stromatolites ainsi que certains "coated" grains auxquels il attribue une origine alguaire.

+ Age :

La formation Cunningham est aujourd'hui considérée comme la partie terminale du Windermere.

c) Yankee Belle :

+ Origine du nom

Cette formation fut définie par S.S. Holland (1954), la localité type se situe au cours de l'anticlinal de Yanks Peak dans la "Yankee Belle property". Elle est composée de phyllites gris

clair à marron, interstratifiées de quartzites et de chloritoschistes (1).

+ Etude des sections :

Deux sections seront analysées. La première prolonge la fig. 12 (N° 1 sur la carte de référence ; la seconde porte le N° 2 sur cette même carte ; elle se situe au N.E. du Mont Kimball .

o Section 1 :
++++++

Cette section marque le passage, sans grande transition, entre Cunningham et Yankee Belle. Elle est essentiellement composée de pelites détritiques (type siltstone-sandstone) et de quelques recurrences calcaires. La composition des différents échantillons est donnée fig. 13, seuls quelques compléments et la description macroscopique est apportée ici.

Immédiatement au dessus des calcaires appartenant à Cunningham on peut trouver :

- 50m de phyllites gris foncé (E 31₁) interstratifiées de grès (E 31₂), les phyllites renferment 20 % de quartz fins (4 à 6 ϕ) dans une matrice composée de sérécite et chlorite. Les grès sont formés de quartz bien arrondis et assez bien classés ; on peut y observer de nombreux minéraux en particulier de la tourmaline et de l'épidote. La classification complète de Folk nous donne : "Sandy Siltstone - immature subarkose".
(le premier terme est tiré de la fig. 10, le second indique la maturité texturale, le troisième tiré de la fig. 11 classe qualitativement et quantitativement en fonction de la minéralogie),
- 15m de grès débités en fines plaquettes de 0,03 à 0,05m (Ech. 32), elles ont une couleur verdâtre et présentent de nombreuses taches rousses en surface, dues à l'altération des minéraux ferrifères (Pyrite, Hématite...) Ce sont des "graywackes feldspathiques immatures",
- 1m de phyllites débitées en lamelles de 1 à 3mm,
- 20m de grès blanchâtres, ou litage variable (de quelques centimètres à 2 mètres),
- 5m de phyllites (Ech. 33) qui renferment de nombreux cristaux de pyrite parfois entourés d'un manteau de calcédoine. On peut

(1) Là encore la localité type semble douteuse, la formation Yankee Belle, telle que définie actuellement est vraisemblablement différente.

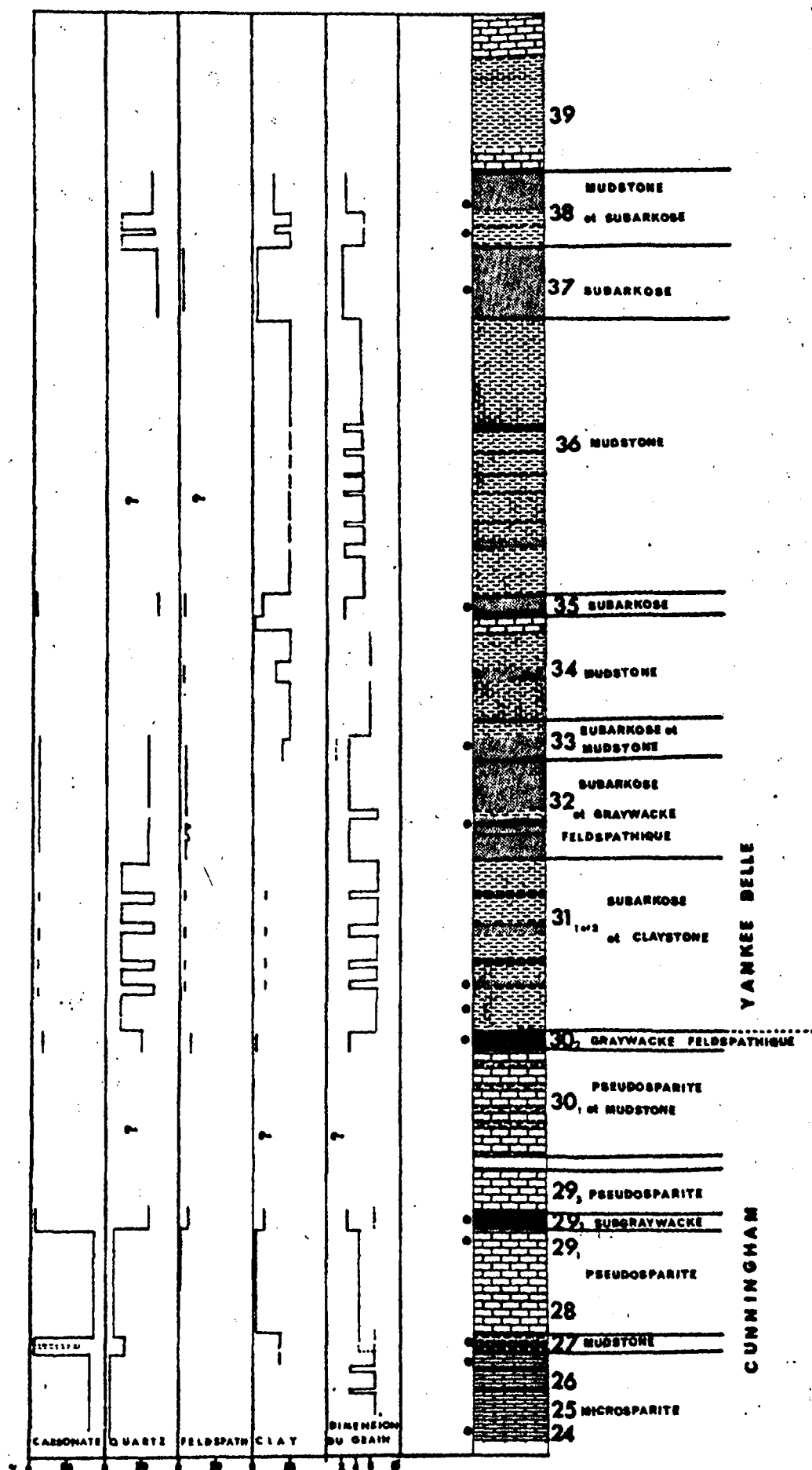


FIGURE 13 ETUDE DE LA SECTION 1 DANS
YANKEE BELLE (LEGENDE IDENTIQUE A LA FIG. 14)

observer macroscopiquement une alternance de lits roussâtres à grain assez grossiers et de lits verdâtres au grain plus fin. Cette alternance se traduit en lame mince, par un rythme de type A-B-C A-B-C où l'on aurait :

- A : lit quartzeux au grain variant de 1,25 à 2 ϕ (0,42 à 0,25 mm) son épaisseur atteint 1,5 à 2mm,
- B : lit quartzeux au grain variant de 2 à 3,5 ϕ (0,25 à 0,088mm) on remarque un enrichissement en minéraux phyllitiques, ce lit atteint 1mm,
- C : lit essentiellement phyllitique avec grain fin, les particules quartzeuses qui y sont incluses ne dépassent pas 3,5 ϕ (0,088mm) l'épaisseur de ce lit est de 3 à 5mm.
- A' : Retour brusque au lit essentiellement quartzeux et à gros grain.

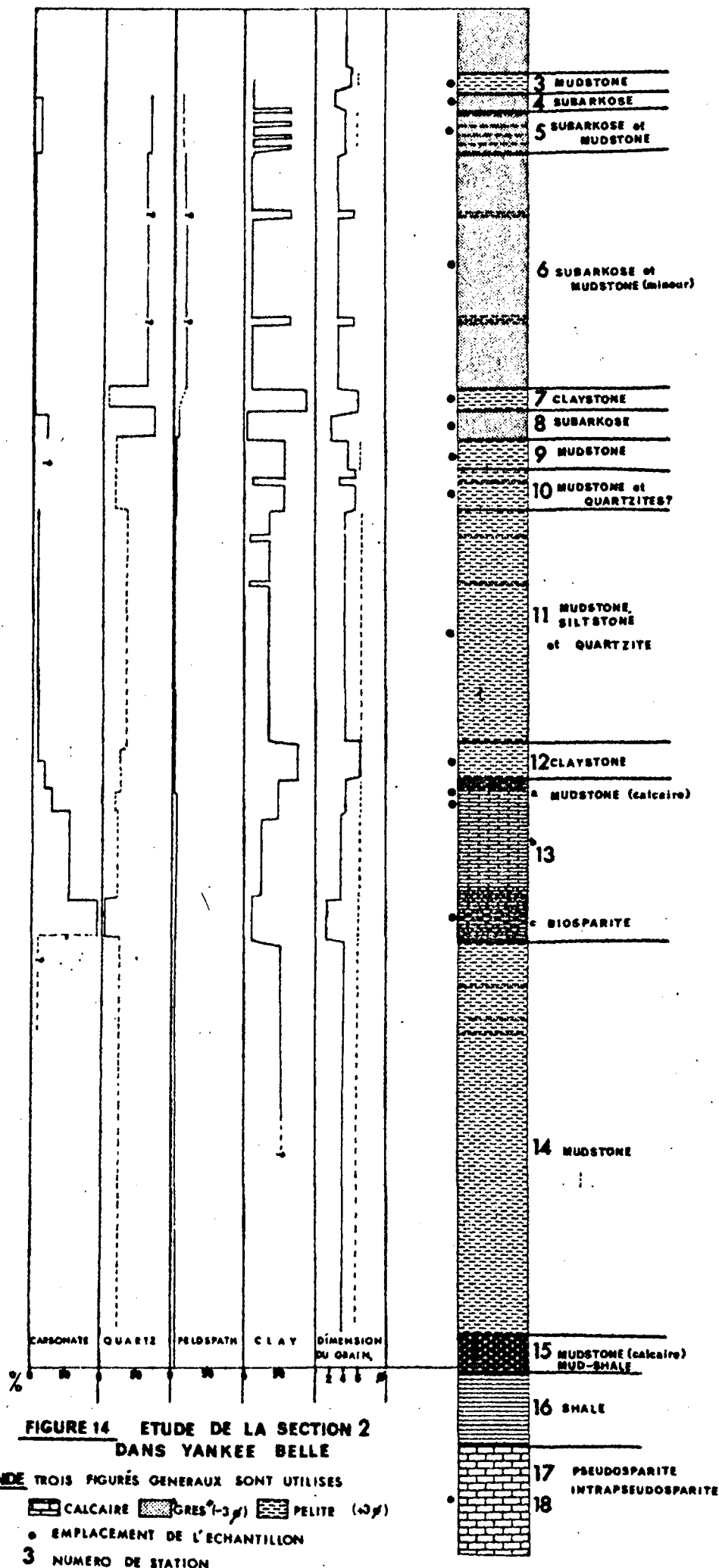
On assiste aussi à l'échelle de la lame mince à un passage rapide de grains du type Sand au type Mud,

- 30m d'un ensemble essentiellement phyllitique, avec quelques passées de grès et de calcaires,
- 7m d'une subarkose immature (Ech. 35) verdâtre, formant des lits de 0,03 à 0,04m;
- 70m de phyllites verdâtres, pyritisées, possédant quelques bancs gréseux,
- 20m d'un grès (Ech. 37) classé lui aussi comme "subarkose immature". Il renferme 5 % d'accessoires, en particulier une abondance de tourmaline et épidote,
- 10m de phyllites (Ech. 38₁) type subarkose immature à nombreuses tourmalines,
- 4m de calcaires en lits de 0,5m à 0,6m.
- 25m de phyllites verdâtres auxquelles font suite une importante masse de calcaires.

Les analyses des roches de cette section ont été reportées sur le diagramme Q, F, K, de R.L. Folk (cf. Fig. 15).

• Section 2 :
+++++++

Cette coupe a été effectuée sur la crête au Nord Est du Mont Kimball, elle porte le numéro 2 sur la carte géologique. Les corrélations établies entre cette crête et celle où a été effectuée la section 1, ont montré qu'il "manquait" entre la formation Cunningham et cette section 2 un ensemble d'épaisseur égale à la coupe décrite fig. 13, ensemble complètement couvert sur cette crête. La



coupe commence ici par des calcaires qui seraient par conséquent la suite logique de la fig. 13. On peut observer (cf. Fig. 14) :

- 40m de calcaires parfois débités en plaquettes de 1 à 2mm
Ces calcaires renferment des intraclasts qui ont une taille moyenne de 0,2mm, ils sont dans une matrice de pseudospar (Ech. 18)
- 20m de shales noires,
- 10m de Mud-shales calcaires, verdâtres, on peut y suivre de nombreux filons et amygdales de quartz,
- 120m (1) de phyllites verdâtres, présentant dans sa partie sommitale des niveaux plus grossiers, au contact desquels on peut remarquer une réfraction de schistosité,
- 50m d'un ensemble que nous subdiviserons en :
 - une partie basale calcaire qui renferme des "allochems" à structure radiale vraisemblablement de type algaire (Ech 13c) des formes particulières ont été observées, se rapprochant d'un coeur. Entre ces "allochems" on peut observer un ciment du type sparite, cette roche selon R.L. Folk est une biosparite (si les algues se sont développées in situ il est recommandé d'utiliser le terme biolithite),
 - une partie médiane qui est encore fortement calcaire, envahie par un matériel détritique : quartz, chlorite et minéraux lourds (Ech. 13b),
 - une partie supérieure essentiellement détritique, renfermant du quartz, du feldspath, de l'ankérite, des micas, de l'épidote, de la tourmaline et de l'apatite. La lame mince révèle un rythme analogue à celui rencontré à la station 33 (fig. 13).
- 12m de phyllites rousses, contenant de nombreux cristaux de pyrite qui atteignent 2 à 3mm. La couleur de cette formation est vraisemblablement due à l'altération des minéraux ferrifères,
- 80m de phyllites verdâtres (Ech.11) interstratifiées de quelques bancs de grès. Ces phyllites sont souvent livées, fracturées et présentent une réfraction de ce clivage (photo) ;
- 10m de phyllites (Ech. 10) du type précédent, à porphyroblastes de pyrite,
- 7m de phyllites (Ech. 9) vertes, à matrice très importante et grande variété de minéraux accessoires : épidote, tourmaline,

(1) De nombreux replis affectent cet ensemble et il est difficile d'évaluer la puissance exacte.

pyrite, hématite...

- 7m de grès (Ech. 8) à maturité texturale élevée (clay $\approx$ 5 %) cet échantillon est assez bien sorti, comme l'a indiqué la courbe de pourcentage cumulé. C'est une "sandstone submature subarkose"
- 4m de phyllites vertes à rares passées gréseuses,
- 70m essentiellement gréseuse avec accosoirement des lits phyllitiques. Les lits gréseux présentent parfois un boudinage, leur analyse (Ech. 6) a montré qu'ils appartiennent aux "subarkose immature". La photo 5 de cet échantillon indique un classement des grains assez faible,
- 12m d'une alternance phyllito-gréseuse, la partie gréseuse est prépondérante,
- 3m de grès (Ech. 4) en lits assez épais pouvant atteindre 0,50m ces lits sont affectés de nombreuses fractures. L'analyse a révélé :

Quartz	: 64 %
Microcline	: 1 %
Feldspath	: 9 %
calcite et ankérite	: 10 %
Mica	: 6 %
<u>Clay</u>	: 5 %
Accessoires	: 5 %

Cet échantillon se situe par conséquent dans le clan des "subarkose submature",

La maturité des grès s'accroît de plus en plus, les phyllites s'amenuisent et assurent la transition vers la formation Yanks Peak.

+ Discussion des sections :

- L'épaisseur totale de la formation Yankee Belle doit se situer aux environs de 600m, c'est une épaisseur maximum, car les sections mesurées ne sont ni rigoureusement droites, ni perpendiculaires à la direction des couches. F.G. Young (1969) a trouvé près de Wells, environ 25km au NW de la région étudiée, une épaisseur de 509 mètres,
- La composition moyenne minéralogique a été reportée sur le diagramme de R.L. Folk (cf fig. 15).

Comme on peut le remarquer les échantillons au grain supérieur à 0,125mm (moins de 3 ϕ) tombent dans le clan des subarkoses, ces échantillons sont indiqués par des cercles. A l'opposé les

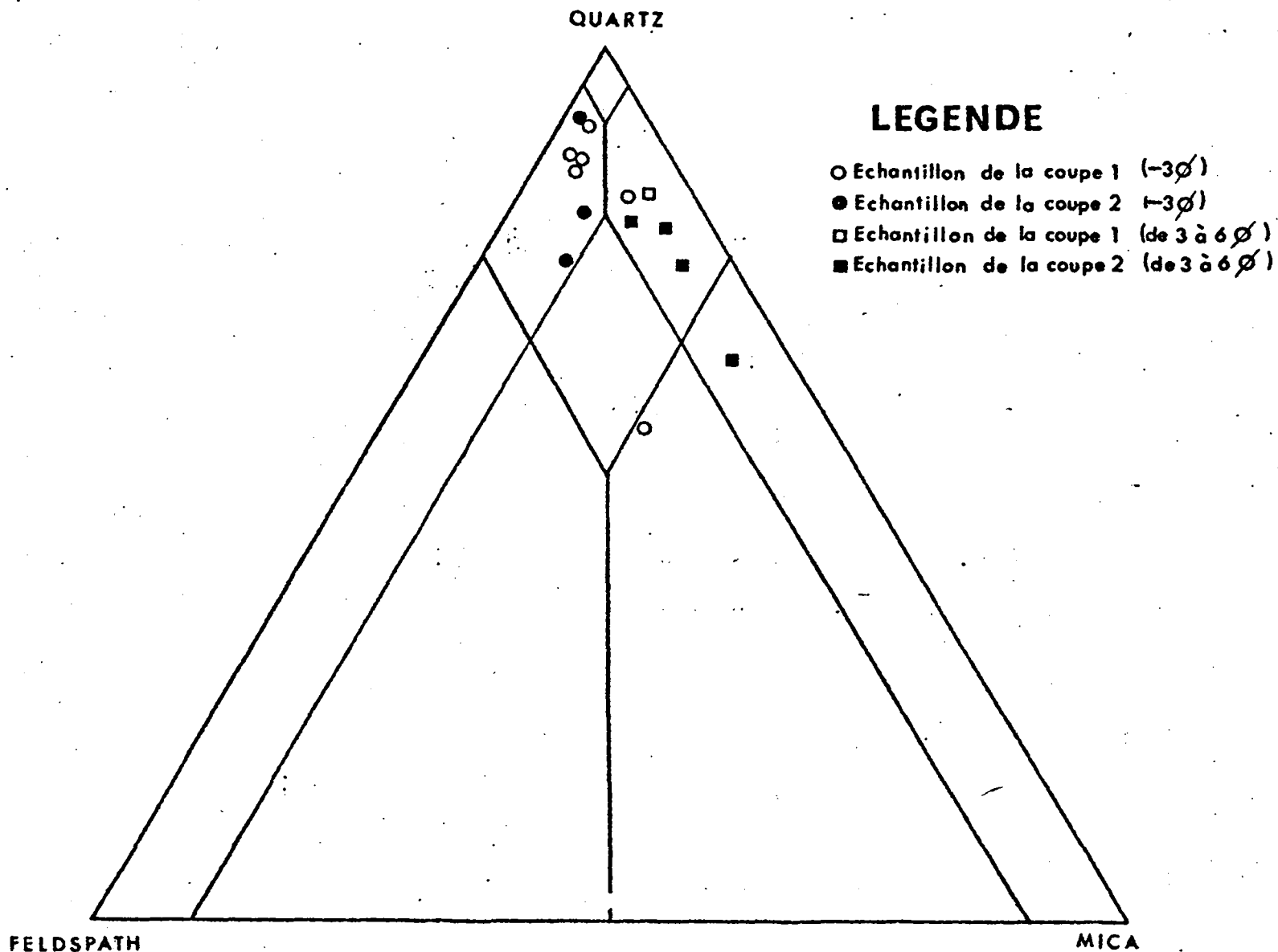


FIGURE 15 COMPOSITION MINERALOGIQUE DE YANKEE BELLE
REPORTÉE SUR LE DIAGRAMME DE FOLK

les échantillons au grain compris entre 0,125mm et 0,015mm (de 3 à 6 ϕ) sont placés dans le groupe des subgraywackes, bien que comme nous l'avons dit ce groupe ne soit normalement pas classé minéralogiquement (cf page 41). Notons l'importance des minéraux lourds, qui forment deux groupes l'un authigénétique comprenant la pyrite, l'autre détritique renfermant des minéraux très stables comme la tourmaline ou métastables comme l'épidote.

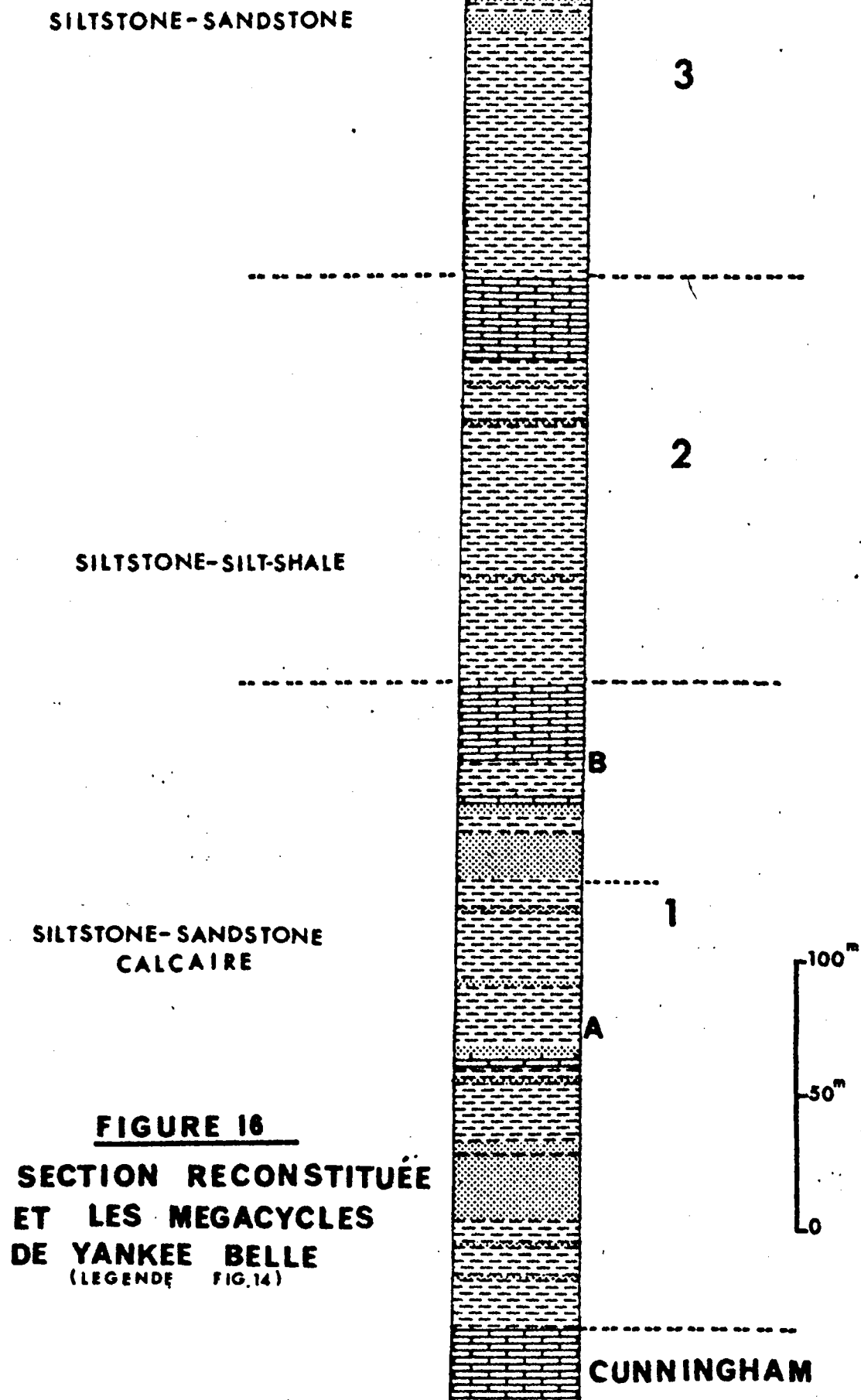
+ Les cycles et leur interprétation :

o Les cycles :
+++++

J.D. Aitken (1966) dans son étude du Cambro-Ordovicien des Rocheuses Méridionales a remarqué : "un nombre limité de roche type surtout déposé sous une faible tranche d'eau, chacun d'entre eux se succédant de nombreuses fois d'une manière cyclique".

F.G. Young (1969) a reconnu dans son mémoire deux types principaux de mégacycles, l'un formé d'une succession rythmes calcaire-shale, l'autre sandstone-shale. Ces mégacycles ont selon F.G. Young de nombreuses analogies avec ceux décrits par W. Klüpfel (1917) dans le lias lorrain. Là, ils sont constitués d'une alternance régulière de cycles A.B.C., A la partie basale est formée de shalos et clays, B qui lui fait suite, montre un enrichissement en calcaire, C le sommet est essentiellement calcaire : c'est le "Dachbank" ou toit souvent couronné par un hard-ground et des minéralisations indiquant une tendance à l'émersion. Souvent on trouve au dessus du toit un lit de nodules phosphatés et de galets incrustés dérivés des calcaires adjacents. A. Hallam (1964) donne une variante gréseuse du cycle de Klüpfel, cette variante est formée de clay à la base, de silty-clay dans sa partie médiane et de sandstone dans sa partie supérieure (ces termes indiquant une augmentation de taille du grain). Le cycle ultérieur commençant brusquement par des clays immédiatement au dessus du toit. De nombreuses variations sont vraisemblablement possibles pour ces cycles, il semble que la direction générale de ceux-ci se retrouve dans les formations des Monts Cariboo. La différence la plus importante étant le manque de hard-ground, F.G. Young (1969) a interprété d'une manière génétique analogues calcaires et dolomies ferrugineuses (hématite, ankérite...) qui sont une réponse aux courants et à la tendance à l'émersion.

o L'observation
+++++



- La partie basale de Yankee Belle constitue le premier mégacycle (cf Fig. 16), il est subdivisé en deux parties. La première (1A) est constituée d'une alternance de phyllites et subarkoses, les phyllites occupant au moins 60%, la seconde (1B) renferme des calcaires analogues à ceux rencontrés dans Cunningham, des subarkoses et des phyllites beaucoup plus rares.
- Le mégacycle 2, commence par des shales noirs immédiatement au dessus des calcaires, il se poursuit par une alternance de siltstones (parfois sandstones) et de shales. Il se termine par un calcaire algaire (biosparite).
- Le mégacycle 3 commence par des siltstones et claystones, passe une alternance de siltstones-sandstones et se termine par des sandstones. La dimension du grain augmente à l'intérieur de ce mégacycle.

o Leur interprétation :
+++++

W. Klüpfel interprète ces mégacycles comme le reflet d'une lente émergence suivi d'un approfondissement rapide. Les travaux de F. Heidorn (1928), H. Soll (1957) et A. Mallam (1961) ont confirmé l'hypothèse de W. Klüpfel. J.D. Aitken (1966) insiste sur la terminaison des cycles cambro-ordoviciens par des dépôts algaireux ou par de nombreux stromatolites qui doivent indiquer une période stable avec une faible tranche d'eau. L'apparition du cycle supérieur étant le fait d'invasion de siltstones au caractère superficiel (shallow) avant l'augmentation de la hauteur d'eau. F.G. Young (1969) a émis certaines réserves, il pense que les carbonates sommitaux sont régressifs (tendance à l'émergence) quand ils sont finement lités, oolithiques et envahis de particules détritiques.

Le premier mégacycle est sûrement le plus difficile à interpréter, il s'est vraisemblablement développé dans un large bassin permettant la formation de calcaires et phyllites à sa base, le grossissement du grain observé dans la partie supérieure indiquerait une tendance à l'émergence selon G.S. Visher (1965). Cette partie de mégacycle renferme de nombreux feldspaths et débris de roches métamorphiques, indiquant la réjuvenation du craton canadien. Les calcaires terminaux de ce mégacycle n'offrent aucun critère permettant de les interpréter comme régressifs, au contraire ils présentent les caractéristiques transgressifs décrits par F.G. Young (diminution des particules détritiques à l'intérieur des carbonates, lits épais, absence d'oolithes et de matière ferrugineuse). En résumé ce mégacycle s'est

formé dans un bassin peu profond qui a pu manifester une très légère tendance à l'émersion.

- Le second mégacycle commence par des "Black shales" et se poursuit par des shales, les corrélations effectuées avec les travaux de F.G. Young, indiquent alors une élévation du niveau de la mer qui aboutit à une transgression des faciès vers le craton, et à un vaste dépôt de clays. Ce mégacycle se termine par une diminution de la tranche d'eau qui entraîne l'augmentation de la taille du grain et le développement de calcaires algaux. Ce développement est bref, il est suivi d'une invasion détritique : calcaires gréseux puis phyllites formés au début de l'augmentation de la tranche d'eau. Un phénomène synchrone a dû se développer plus à l'Est (Isaac Lake) où apparaissent des grès (fin d'émersion) suivis de phyllites et siltstones.
- L'approfondissement caractérisant le début du troisième mégacycle se termine avec l'arrivée de formations à grain assez gros et à maturité texturale plus élevée, ces critères selon G.S. Visser, R.L. Polk et F.G. Young traduisent une régression qui atteindra son apogée avec l'apparition de Yanks Peak formation essentiellement mature et supermature.

o Paléontologie :

+++++

Seuls des calcaires algaux ont été rencontrés à l'intérieur de cette formation. Aucune détermination n'a pu être établie

+ Age :

+++

Yankee Belle est considérée comme la première formation du Paléozoïque.

d) Yanks Peak

+ Origine du Nom :

S.S. Holland (1954) nomma ainsi un ensemble essentiellement quartzitique de couleur claire, renfermant accessoirement des passées conglomératiques qu'il trouva au sommet de Yanks Peak. Cette formation constitue un marqueur entre deux ensembles phyllitiques.

+ Méthodes utilisées pour l'étude des grès :

+++++

o Mesure de la dimension des grains au microscope :

+++++

Ces mesures furent effectuées à l'aide d'un oculaire gradué. Le nombre de grains à mesurer varie fortement selon les auteurs J.G. Conolly (1962) estime que 30 à 50 grains lui donnent une préci-

sion de $\pm 0,02\text{mm}$, J.C. Griffiths, J.A. Cochran, J.J. Kutta et R. Steinmetz (1956) comptèrent 50 grains mais ne garantissent pas que ce soit suffisant. M. Rosenfeld, L. Jacobsen et G.C. Ferm (1953) mesurèrent 100 à 200 grains par échantillon. G. Friedmann (1958) mesure de 100 à 1000 grains par échantillon, selon la taille moyenne du grain, les mesures nécessaires varièrent de 100 à 300 grains. Différents essais furent effectués au cours de cette étude, ainsi des échantillons furent comptés deux fois, chaque ensemble étant de 150 mesures, des résultats analogues furent obtenus.

Les mesures peuvent être effectuées sur divers intercepts J.C. Griffiths et M. Rosenfeld (1950) sélectionnèrent le plus petit axe et mesurent l'axe perpendiculaire, d'autres auteurs mesurèrent directement le grand axe, ce qui fut fait dans ce mémoire. Les mesures furent effectuées au hasard sur les grains passant à la croisée du réticule, selon l'importance de l'échantillon il y en eut de 100 à 300.

o L'expression graphique des mesures :

A partir des mesures effectuées des courbes cumulatives furent dressées (cf fig 18) l'échelle des ordonnées est une échelle de probabilités très concentrée dans sa partie centrale de (30 à 70%) allongée pour ses terminaisons. L'utilisation de cette échelle est indispensable pour toutes les déterminations de paramètres (R.L. Folk : 1963). L'échelle des abscisses a été graduée en phis.

Ces courbes sont aisément comparables, une forme identique mais une portion différente le long de l'axe des abscisses révèle une différence de taille du grain moyen. Par exemple les courbes 101₄ et 101₁ (cf fig. 10) ont une forme analogue, l'étalement du grain est identique mais le grain moyen est plus fin pour la courbe qui se trouve vers les phis plus élevés.

De ces courbes nous pouvons tirer différents paramètres graphiques, R.L. Folk et W.C. Ward (1957) les ont exprimés ainsi :

- Mesure du diamètre graphique moyen (M_z)

$$M_z = \left(\frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3} \right)$$

- "Inclusive graphic standard deviation" (V_1)

$$V_1 = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,5}$$

La valeur de V_1 indique le classement (sorting) du grain, l'échelle suivante a été dressée pour les valeurs de V_1

en dessous de 0,35 : échantillon très bien classé,
 0,35 à 0,50 : bien classé
 0,50 à 0,71 : modérément bien classé
 0,71 à 1 : modérément classé
 1 à 2 : mal classé
 2 à 4 : très mal classé

Ce critère est un excellent indicateur du milieu de déposition, les sables les mieux classés se sont déposés en des lieux de haute énergie (plages...); les plus mal classés reflètent des dépôts de faible énergie.

- "Inclusive graphic Skewness" (Sk_1)

$$Sk_1 = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2 \phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 5 + \phi 85 - 2 \phi 50}{2(\phi 85 - \phi 5)}$$

Ce critère permet de juger la symétrie de la courbe, ainsi une courbe qui possède un excès de matériel fin, aura une "queue" importante vers la droite et Sk_1 aura une valeur positive.

o Conversion des paramètres :

Les travaux qui ont permis d'établir des corrélations entre sables modernes et sables anciens ont été réalisés à partir de tamisages (Sieve). Il était donc nécessaire de convertir les paramètres obtenus par des mesures en lame mince ; de nombreux auteurs ont essayé d'établir des rapports entre les deux méthodes, cela avec plus ou moins de succès (M. Rosenfeld, L. Jacobson et J.C. Ferm 1953). G. Friedmann (1962) a établi des relations empiriques à partir de l'analyse par les deux méthodes de 32 échantillons, ces relations linéaires n'existent que pour les mesures du diamètre moyen et de la déviation standard, nous aurons pour le premier :

$$M_D (\text{tamis}) = (1,055 \times M_D (\text{lame mince})) + 0,3602$$

et pour le second :

$$S_D (\text{tamis}) = (0,7177 \times S_D (\text{lame mince})) + 0,1356$$

B.K. Sahu (1966) a tenté une approche mathématique du problème il a converti les mesures portant sur des lames minces en mesures de fréquence en poids, les résultats ont été les suivants : pour le diamètre moyen :

$$M_D (\text{fréquence en poids}) = \frac{32}{9\pi} \times M_D (\text{lame mince}).$$

pour la déviation standard :

$$S_D (\text{fréq. poids}) = \frac{4}{5} \times S_D (\text{lame mince}).$$

pour la mesure de "Skewness"

$$Sk (\text{fréq. poids}) = \frac{64}{15\pi} \times Sk (\text{lame mince}).$$

Tous ces paramètres seront reportés plus loin, sur des diagrammes qui, tous permettront de juger de l'environnement.

- Etude lithologique :

Le passage de Yankee Belle s'effectue comme nous l'avons vu par une augmentation de la taille du grain et une amélioration de la maturité texturale. L'apparition des grès très clairs (blancs ou un peu rosés) a été considérée comme la base de Yanks Peak, cette formation a une puissance de 150m au Mont Kimball. Elle est constituée presque exclusivement de grès à grains bien arrondis, présentant souvent des indices de recristallisation ; les bancs peuvent être très fins et passer brusquement à un ensemble plus massif (photos 6 et 7). De nombreux bancs sont boudinés, les phyllites sont rares. L'étude microscopique a révélé une composition de type subarkose ou orthoquartzite. Aussi l'échantillon 70 (photo 8) est constitué de :

Quartz	: 97 %
Feldspaths	: 1 %
Matrice	: 2 %

Deux cents axes longs ont été mesurés sur cet échantillon ils ont permis l'établissement d'une courbe cumulative (cf fig. 10) Les paramètres suivants ont été calculés :

- Diamètre moyen M_z : 2,58
- converti Friedmann M_d : 2,372
- converti Sahu M_d : 2,932
- Déviation Standard T_1 : 1,015
- converti Friedmann S_d : 0,864
- converti Sahu S_d : 1,268
- Skewness S_{k1} : +0,503
- converti Sahu : 0,683

La forme des grains est impossible à déterminer avec la lame mince, cependant, l'étude des axes courts et le rapport :

$\frac{b (\text{axe court})}{a (\text{axe long})}$ peut fournir une indication.

Ce rapport a été calculé, la moyenne des résultats a été

$$\frac{b}{a} = 0,6714.$$

- Interprétation paléogéographique :

R.J. Moiola et D. Weiser (1968) ont montré que les sables fluviatiles et de plage pouvaient être différenciés en comparant les paramètres calculés précédemment. Les deux méthodes qui se sont révélées efficaces ont été le diamètre moyen en fonction de la déviation standard et la "skewness" en fonction de la déviation Standard. Comme nous l'avons vu, il n'existe pas de relation linéaire entre le paramètre Skewness calculé à partir des mesures en lames minces et par tamisage, par conséquent seul la courbe opposant déviation Standard et diamètre moyen sera utilisé. L'échantillon 70 a été porté sur la fig 22 , nous voyons que le dépôt semble être d'origine fluviatile.

- Paléontologie :

Aucune trace de vie n'a été observée dans la région étudiée

e) Midas :

+ Origine du nom :

Ce nom fut donné par S.S. Holland (1954) pour deux ensembles schisteux, l'un sériciteux gris, l'autre noirâtre constitué d'argillites, entourés et séparés par des quartzites à grain fin. Cette succession fut établie à la mine Midas près de Yanks Peak(1).

A.S. Brown (1963) appela Midas l'ensemble affleurant au coeur du synclinorium du Black Stuart

+ Etude des sections :

o Lithologie :

Deux sections furent étudiées et des corrélations tentées entre celles-ci. la première est située sur le flanc Sud du Mont Kimball, elle porte le numéro 3 sur la carte géologique et elle est constituée de : (cf fig. 17)

- orthoquartzites blanches massives terminant la formation Yanks Peak,
- 20m d'un ensemble essentiellement gréseux avec quelques passées de phyllites vertes,
- 2m de phyllites vertes,
- 10m de grès fins et de lits plus foncés ressemblant à des ardoises (silt-shale)

(1) Il semble que cette localité ne représente pas Midas tel qu'il est défini actuellement.

- 30m de phyllites verdâtres à passées gréseuses qui deviennent plus rares dans la partie supérieure. Ces phyllites sont très fracturées (photo 9). L'échantillon 68 a montré la composition suivante :

Quartz : 44 %

Calcite : 6 %

Matrice : 50 % (paillettes de mica et de chlorite qui ont une taille supérieure à 15 microns (6 ϕ))

- 20m de phyllites verdâtres à rares et fines passées gréseuses, l'échantillon 67 a la composition suivante : (photo 10)

Quartz : 59 %

Feldspaths : 2 %

calcite : 7 %

Micas : 8 %

Accessoires : 4 %

Clay : 20 %

C'est une immature subgraywacke.

- C'est ensemble s'enrichit en particules carbonatées et passe à la formation Mural.

La seconde section a été effectuée au Sud Est du synclinal du Black Stuart, elle porte le n° 4 sur la carte géologique. Cette section ne rencontre pas Yanks Peak, mais celui-ci affleure une centaine de mètres à l'Est de cette coupe, il ne fut malheureusement pas possible de la réaliser à cet endroit.

La section débute au coeur de l'anticlinal où nous trouvons (cf. fig. 17) :

- 10 m de phyllites vertes à passées gréseuses,
- 8m de grès verdâtres (Ech. 101₄) au litage parfois assez fin (0,02m) mais surtout massif. Ces grès sont plissés et traversés par de nombreux filons de quartz : l'échantillon analysé a montré :

Quartz : 70 %

Feldspaths : 1 %

Matrice : 22 %

Accessoires : 7 %

C'est une mature subgraywacke.

- 6m d'une alternance de phyllites et de grès du type suivant :
 - grès : 0,20 m
 - phyllites : 0,10 m

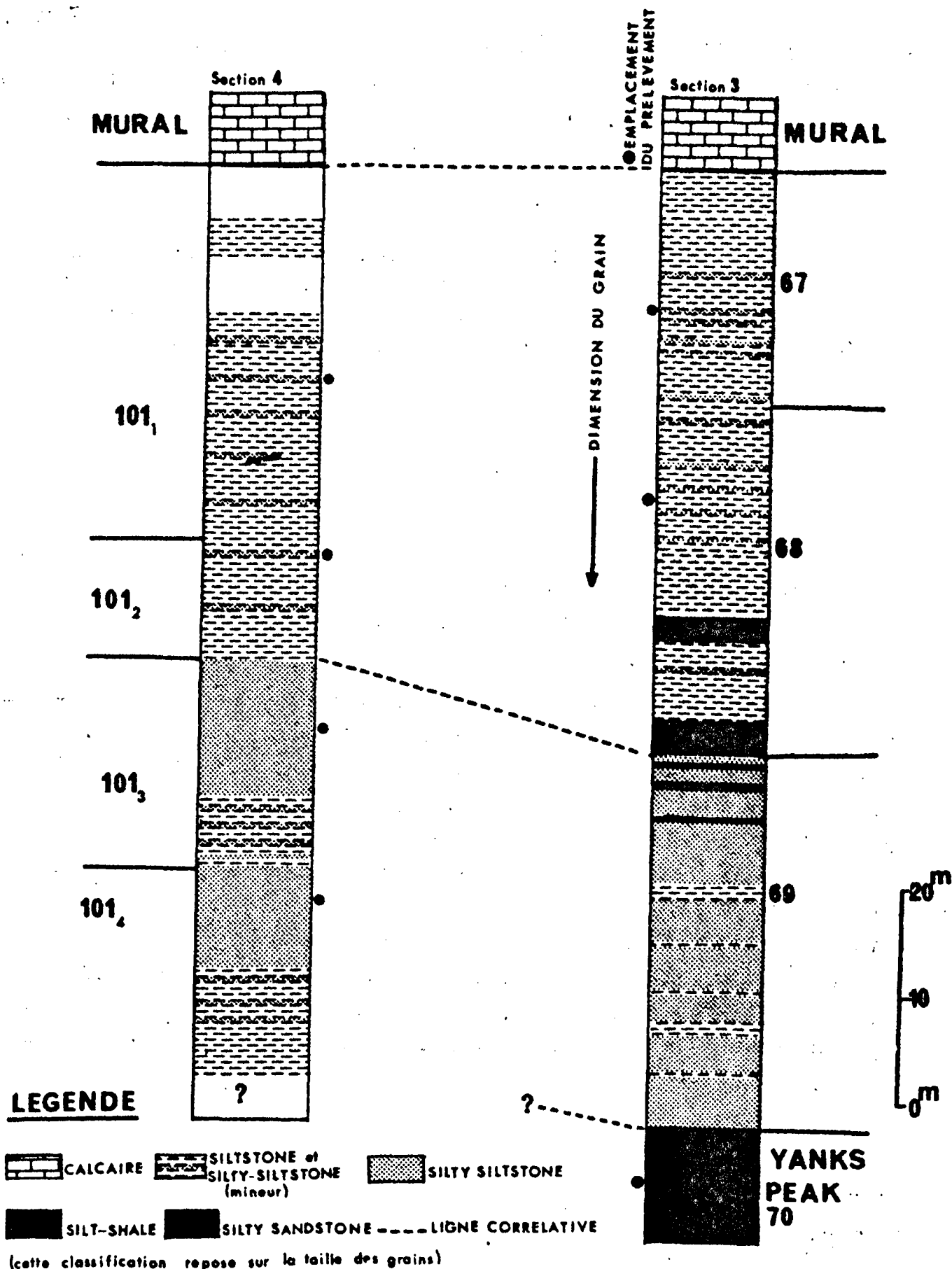


FIGURE 17 CORRELATIONS ENTRE DEUX SECTIONS DE MIDAS

grès : D, 10 m

phyllites : 0,20 m

- 10 m de grès verdâtres qui ont été analysés (Ech. 101₃)

Quartz : 66 %

Feldspath : 1 %

Accessoires : 4 %

Matrice : 27 %

- 7m de phyllites et grès (Ech. 101₂) qui révèlent une augmentation de la teneur carbonatée et :

Quartz : 67 %

Feldspath : 1 %

Carbonate : 12 %

Accessoires : 2 %

Matrice : 18 %

- 15 m de phyllites verdâtres et lie de vin, quelques passées gréseuses sont visibles l'une d'entre elles a montré (Ech 101₁)

Quartz : 70 %

Accessoires : 5 %

Matrice : 25 %

La suite de la coupe est masquée par des éboulis d'où se dégage la formation Mural.

• Granulométrie :

Les mesures ont été reportées sur la figure 18, on peut voir que ces courbes ont un classement analogue (qui se traduit par la mesure de la déviation standard) et une taille de grain qui s'amenuise depuis Yanks Peak jusqu'à la partie sommitale de Midas. Des corrélations ont été tentées entre les deux sections à partir des courbes cumulatives. Celles-ci montrent que les échantillons 67 et 68 sont proches de 101₁, que les échantillons 101₂ et 101₄ sont plus près de Yanks Peak.

Une ligne corrélatrice stratigraphique a été tracée sur la fig. 17, elle est confirmée par les observations précédentes.

Ces courbes ont permis de classer les échantillons selon la dimension du grain (fig. 10), cette classification a été utilisée pour la figure 17. Les paramètres qui en ont été tirés figurent sur le tableau 6.

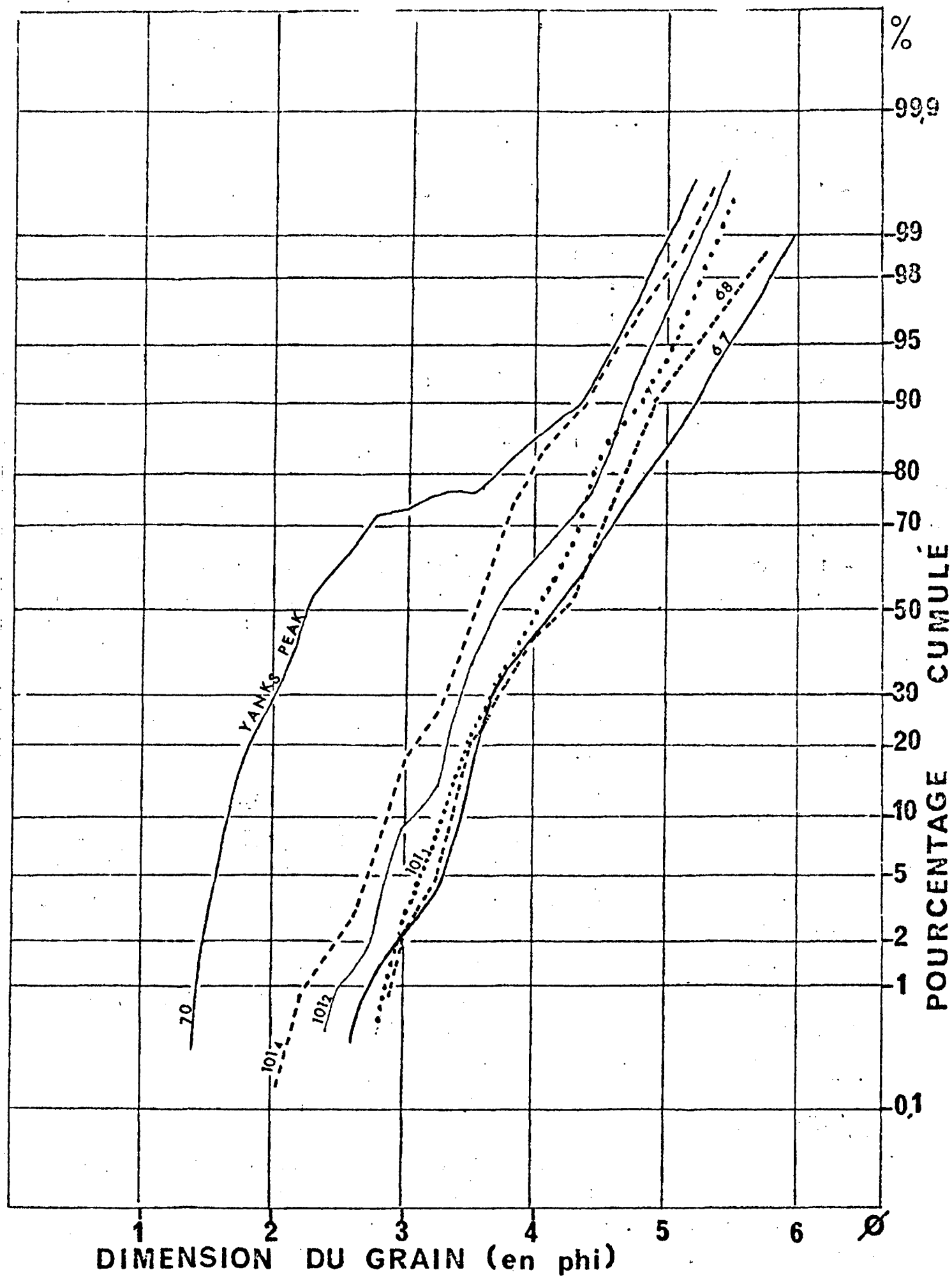


FIGURE 18

COMPARAISON DES DIFFERENTES COURBES CUMULATIVES DE MIDAS

DIAMETRE MOYEN				
N° d'échan- tillon	Graphique	Converti Friedmann	Converti Sahu	
67	4,20	4,071	4,755	
68	4,13	3,99	4,66	
101 ₁	3,93	3,78	4,44	
101 ₂	3,80	3,64	4,29	
101 ₄	3,50	3,33	3,95	

DEVIATION STANDARD				
N° d'échan- tillon	Graphique	Converti Friedmann	Converti Sahu	
67	0,79	0,637	0,875	
68	0,628	0,585	0,785	
101 ₁	0,57	0,544	0,712	
101 ₂	0,62	0,56	0,775	
101 ₄	0,55	0,53	0,687	

o Interprétation paléogéographique :

Les paramètres calculés précédemment ont été reportés sur le graphique dressé par J.J. Moiola et D. Weiser (Fig. 22) ils indiquent une origine fluviatile. Les caractères lithologiques de cette formation, en particulier la diminution de la taille du grain et de la maturité texturale indiquent une formation transgressive (G.S. Visser, A. Hallam). La présence d'ardoises noires et, un peu plus au Nord, l'abondance de collophane fait songer à des dépôts assez profonds dans des lieux relativement calmes.

Ptychoparioid trilobite

Bonnia tatondukensis ? (Palmer)

Kootenia sp

Ogyropsis sp

archeocyathidés

Selon W.H. Fritz cet ensemble indique un âge allant du Cambrien inférieur basal au Cambrien inférieur terminal.

Les allochems de A.S. Brown (1963) qui ont été trouvés Turk Nose Mountain (10km au NW de Mont Kimball) proviennent vraisemblablement de Mural (et PostMural ?) et non de Cunningham. Elles renferment des archeocyathides qui furent identifiés par V.J. Okulitch ce sont :

Coscinocyathus sp

Pycnoidocyathus sp

de rares trilobites : Wanneria sp

Alonellus cf Gilberti qui furent trouvés dans des shales

Ces fossiles furent attribués à la partie supérieur du Cambrien inférieur (Upper Lower Cambrian) par V.J. Okulitch qui qui établit des analogies avec les trilobites trouvés dans la formation Eager près de Cranbrook et les archeocyathidés trouvés dans la formation Donald d'âge identique.

g) Post Mural :

+ Origine du nom :

Ce nom fut attribué par F.G. Young (1968) pour définir un ensemble d'ardoises noires, de siltstones et de micrites situé au Nord Est des Monts Cariboo. Cet ensemble a une puissance de 1220m près de Dome Creek, il diminue d'épaisseur pour être finalement tronqué par une discordance dans la partie occidentale des Monts Cariboo.

+ Etude lithologique et paléontologique :

Seul le flanc Sud du Mont Kimball renferme la formation Post Mural. La coupe effectuée porte le numéro 6 sur la carte géologique, elle est représentée sur la figure 19. On peut y observer :

- 20-30m de calcaires blanchâtres en lits de 0,20m à 0,05m,
- 10m de calcaires bleus plus finement lités, ces calcaires constituent la partie sommitale de Mural,

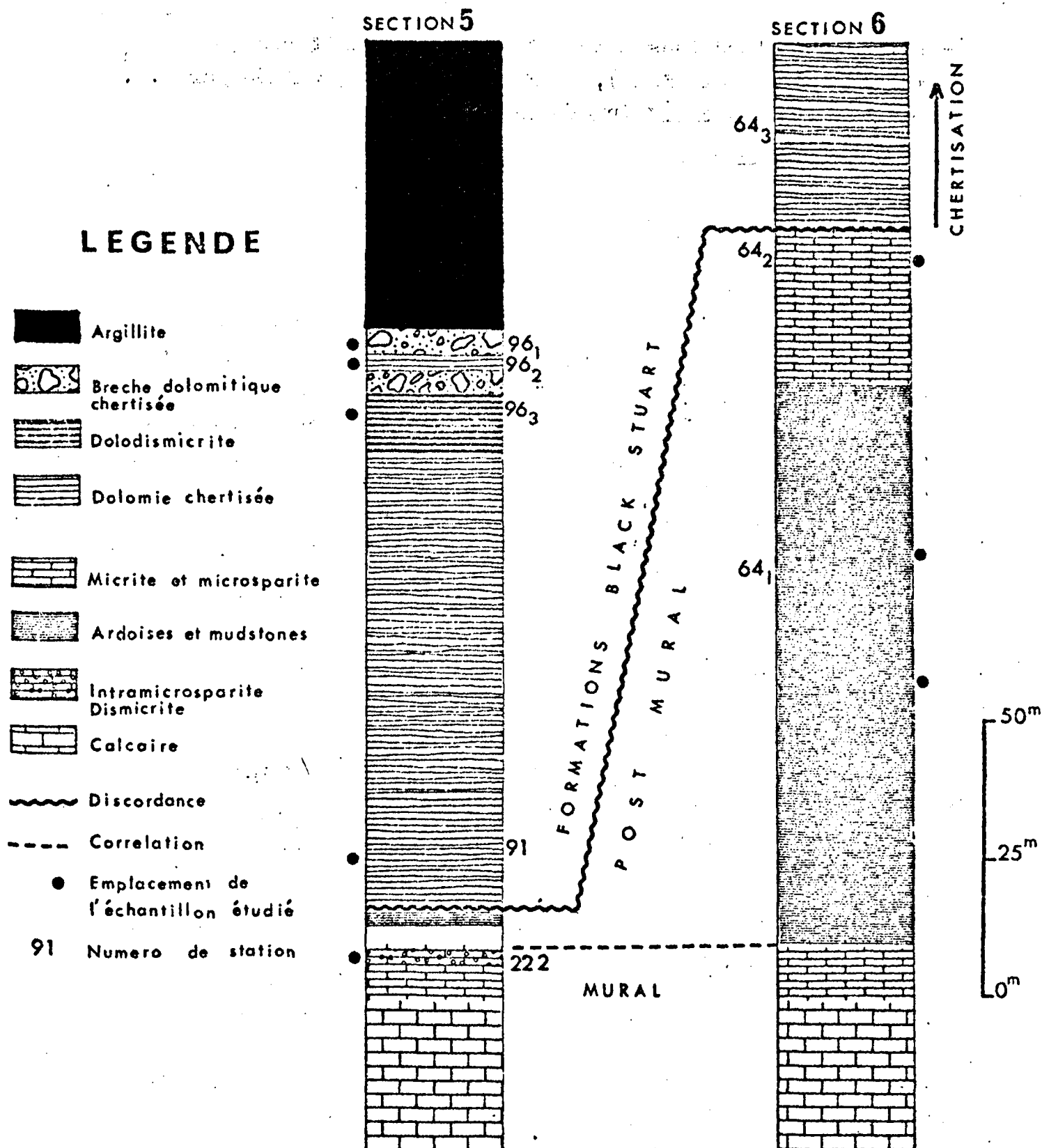


FIGURE 19

**LES FORMATIONS POSTERIEURES
A MURAL ET LA DISCORDANCE**

- 100 à 120m d'ardoises noires qui sont fossilifères (point F₁ sur la carte géologique), la faune a été déterminée par W.H. Fritz qui a identifié (Photo 12) :

- Ogygopsis sp

Sur le flanc inverse du synclinal (point F₂) on trouve en position stratigraphique identique :

- Ogygopsis sp

- Bonnia sp

L'âge attribué par W.H. Fritz pour cet ensemble est cambrien inférieur terminal (Late Lower Cambrian), il rattache cette formation aux ardoises immédiatement sus jacentes à Mural, trouvées à Dome Creek. A. H. Lang (1947) a trouvé des fossiles dans trois localités sur le flanc du Mont Kimball, selon la description lithologique cette faune appartient à Post Mural. C.E. Resser a pu déterminer :

- Poedeumias sp

- Kootenia sp

- Salterella sp

- Bonnia sp

- Kootenia n.g.

- olenellidé n.G.

L'ensemble a été attribué au Cambrien inférieur, à l'exception peut être de Kootenia (Cambrien moyen possible).

A.S. Brown (1963) trouva vraisemblablement près de F₂

- Bonnia sp

et près de F₁

- Ogygopsis Klotzi Rominger

Ces fossiles furent déterminés par V.J. Okulitch qui attribua un âge Cambrien inférieur terminal pour F₂ et Cambrien moyen pour F₁.

- 20m de calcaires bleus foncés surmontent ces ardoises noires,
- Au dessus se trouvent les dolomies chertisées qui constituent la base de la formation du Black Stuart,

Age

L'ensemble Post-Mural semble appartenir au Cambrien inférieur terminal et peut être à la base du Cambrien moyen.

2) La formation du Black Stuart :

+ Origine du nom

Cette formation est nommée pour la première fois dans ce mémoire ; elle est séparée de l'ensemble sous jacent par une discordance. Elle est constituée à sa base de dolomies chertisées et de brèches lenticulaires, recouvertes par une série épaisse de schistes non siliceux, avec quelques passées de calcaires et de grès. La formation porte le nom du synclinal dans lequel elle affleure.

+ Etude des coupes :

o La discordance :

La discordance est déduite des affleurements situés de part et d'autre de Kimball Creek. Elle est mise en évidence par la Fig. 19, qui représente par la section 6 une coupe au Nord de Kimball Creek, par la section 5 une coupe au Sud de cette vallée sur le flanc du synclinal. On peut voir qu'à la terminaison périssynclinale du Black Stuart, les dolomies chertisées sont directement au contact de Mural, il manque par conséquent toute l'assise fossilifère.

o La lithologie :

Deux coupes seront ici étudiées, l'une s'attachera particulièrement à la base de cet ensemble, c'est la section 5 Fig. 19, l'autre s'attachera à la partie orientale elle porte le n° 7 sur la carte géologique elle est décrite par la figure 20.

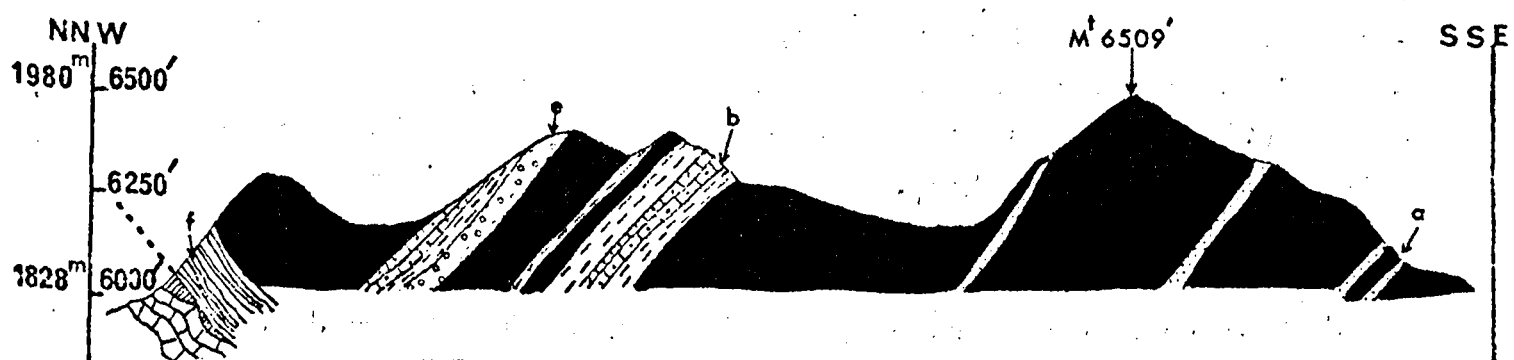
La section numéro 5 est constituée de :

- 50m de dolomie chertisée (photo 13) le degré de chertisation est très variable selon les échantillons, mais semble augmenter de la base vers le sommet. La présence de dolomie a été mise en évidence par les réactions décrites p. 38.
- Des brèches sont intercalées dans cet ensemble, elles peuvent prendre deux types : le premier constitué d'éléments chertisés dans une matrice peu transformée, l'érosion différentielle fait apparaître les éléments chertisés en relief. Le second type est constitué de galets dolomitisés dans une pâte de même nature, on peut donner le nom de calclithite à ce second type (photo 13 bis).

Ces galets peuvent atteindre 0,15m pour les plus grands, les plus petits étant microscopiques. La photo précédente ne montre pas le début de chertisation subi par cette roche. L'attaque se fait généralement par un quartz équidimensionnel très fin, qui s'épaissit avec l'éloignement de la zone d'attaque, dans la partie centrale on trouve du mégaquartz (supérieur à 20 microns) tel que défini par R.L. Folk (photo 13).

- Des passées lenticulaires de (dolo)dismicrite furent trouvées près de ces brèches, leur aspect extérieur rappelle un calcaire rubanné, fait d'une succession de lits noirs et de lits plus clairs ; ces lits sont irréguliers dans leur forme et leur épaisseur qui peut atteindre 0,01m. Cette roche présente des analogies avec celles décrites par M. Black (1933) et R. Ginsburg et al. (1954) qui pensent que les lits noirs organiques sont dus à des dépôts algaux, les lits plus clairs étant d'origine sédimentaire (photo 14) Il n'est pas possible de distinguer de structure algaire, il est cependant remarquable de constater l'orientation subhorizontale des zones de sparite, ce qui différencie cette roche des autres dismicrites. R. Ginsburg et al. qui ont étudié des dépôts récents analogues en Floride, pensent que ceux-ci se sont effectués dans des zones au maximum 1m50 sous le niveau moyen de la marée basse.
- Au dessus nous trouvons les schistes siliceux noirs qui seront étudiés avec la coupe suivante.
- La section numéro 7 traverse le synclinorium de part en part elle nous permet d'observer de S-SE au N-NW (cf fig. 20)
- Un ensemble à puissance difficilement évaluable constitué de schistes siliceux noirs à quartz microcristallin (chert) atteignant 5 microns. Ces schistes renferment une matière organique importante qui leur confère leur couleur. Sporadiquement on trouve un autre type de roches formant des cherts en lits assez épais. Le grain y est plus gros que dans les schistes, atteignant normalement 30 microns et la matière organique quasiment absente. Cet ensemble apparaît sur la figure 20 entre les points (a) et (b).
- 15m de schistes gréso-calcaires, le quartz reste dominant (60 %)

FIGURE 20 SECTION 7 AU SYNCLINORIUM DU BLACK STUART



LEGENDE

	SUBARKOSE		CHERT
	SCHISTE CALCARO-GRESEUX		SCHISTE
	CALCAIRE GRESEUX		BRECHE et DOLOMIE CHERTISEE

FORMATION DU
BLACK STUART

.....DISCORDANCE

	CALCSCHISTE
	CALCAIRE (MURAL)

- 10m de calcaires gréseux en lits plus épais de 0,03 à 0,05m
Cette formation apparaît au point B.
- 20m de schistes grésocalcaires riches en matière organique
suivi de schistes noirs à puissance non évaluée.
- 20m de grès clairs (point e) mal classés, en voie de chertification. On y trouve des grains de feldspath et de tourmaline.
Ces grès sont interstratifiés avec des lits de schistes siliceux.
- 30m de schistes siliceux.
- 8m de calcaires, 10kg de ceux-ci ont été traités sans livrer de conodontes.
- Les schistes siliceux qui vont passer à un ensemble analogue à celui décrit par la section 5, puis à Mural.

+ Coupe complémentaire :

Elle porte le numéro 8 sur la carte géologique, elle permet de situer avec plus de précisions les grès apparaissant au coeur du synclinal ; on trouve du Nord au Sud :

- 100m de schistes siliceux noirs,
- 50m de schistes quartzeux qui passent aux grès,
- 200m (?) de grès assez grossièrement lités, ces grès portent les numéros 139₁ et 139₄. Ils sont interstratifiés par des schistes phylliteux verts qui possèdent des formes étranges. Des échantillons ont été soumis à T.E. Bolton qui écrit : "Le matériel consiste de tubes parallèles ronds à oblongs de 0,1 à 0,4mm de diamètre ; en surface polie transverse elles montrent des restes de ce qui apparaît être des petites épines (stubby spines). Les lames minces ne prouvent pas que les rares structures préservées soient d'origine organique, aucune structure identifiable n'a été observée en lame mince verticale. Ainsi la réponse à la question "est ce organique"? ne peut être obtenue en lame mince. Cela aurait pu être des colonies de coraux mais c'est une supposition seulement (des formes générales similaires sont trouvées à l'Ordovicien supérieur)".

Il est possible que ces formes soient d'origine tectonique, dus à une ségrégation du quartz constituant des rods.

D'autres échantillons de grès ont été prélevés dans la partie la plus méridionale de leur exposition ce sont les échantillons 141₁ et 141₃ et au sommet du Mont Black Stuart ce sont les échantillons 150-151-152

+ Etude minéralogique des grès :

Les échantillons 139₁ - 141₁ - 150₁ ont été analysés, ils ont montré :

Numéro d'échantillon	:	139 ₁	:	141 ₁	:	150 ₁
	:		:		:	
Quartz + Chert	:	93 %	:	70	:	70
Calcite	:	4	:	27	:	28
Mica -	:	1	:		:	
Feldspath	:	1	:	1	:	1
Accessoires	:		:		:	
(hématite-épidote)	:	1	:	2	:	1
	:		:		:	

~ 71 ~

On peut remarquer la plus grande abondance de quartz de recristallisation dans l'échantillon 139₁, que dans les échantillons 150₁ et 141₁ (cf. Photos 15 et 15 bis).

+ Mesure des grains :

Une dizaine de mesures furent effectuées, les courbes cumulatives de quelques unes sont reportées sur la figure 21, les paramètres ont été calculés à partir de celles-ci, ils sont reportés sur le tableau 7.

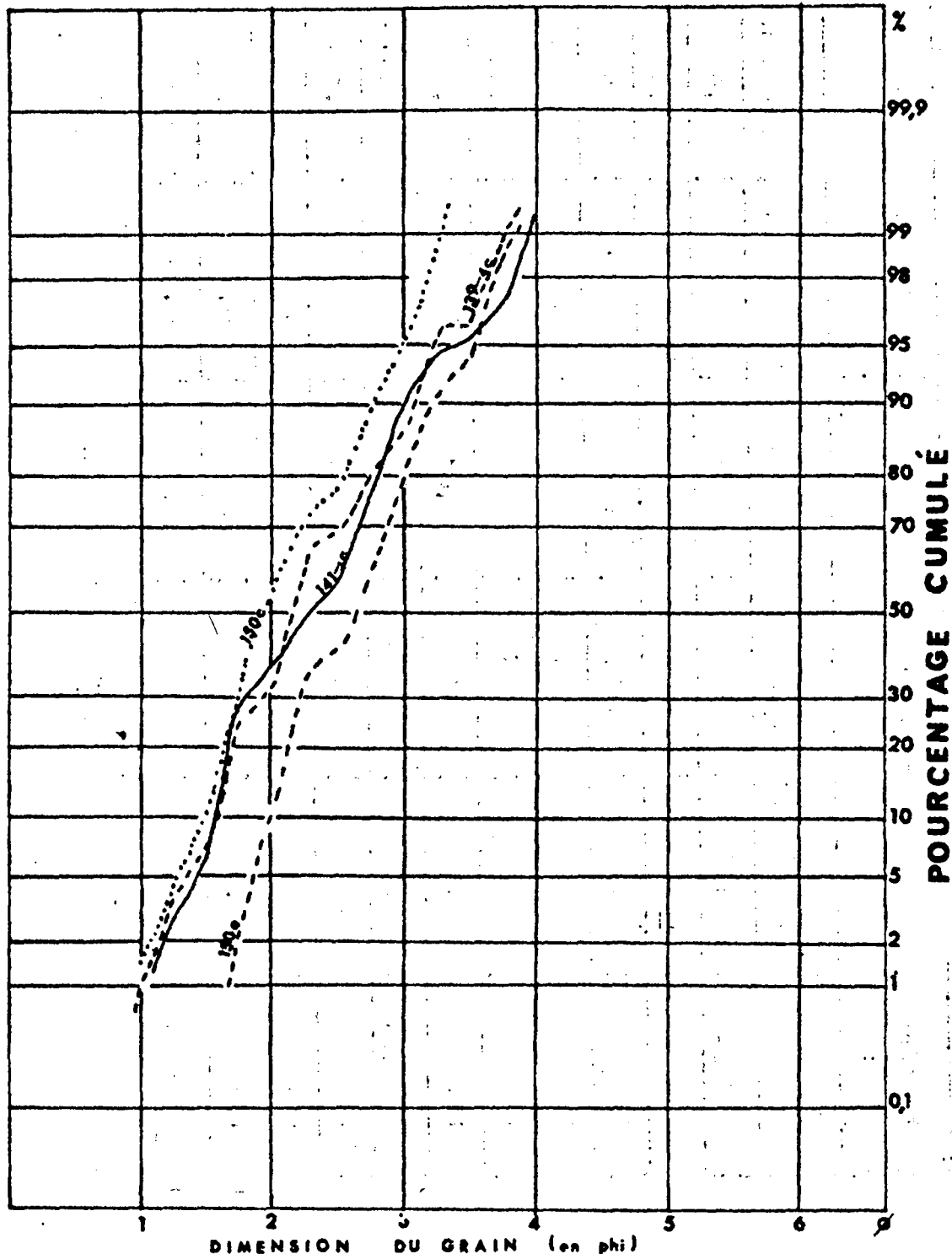
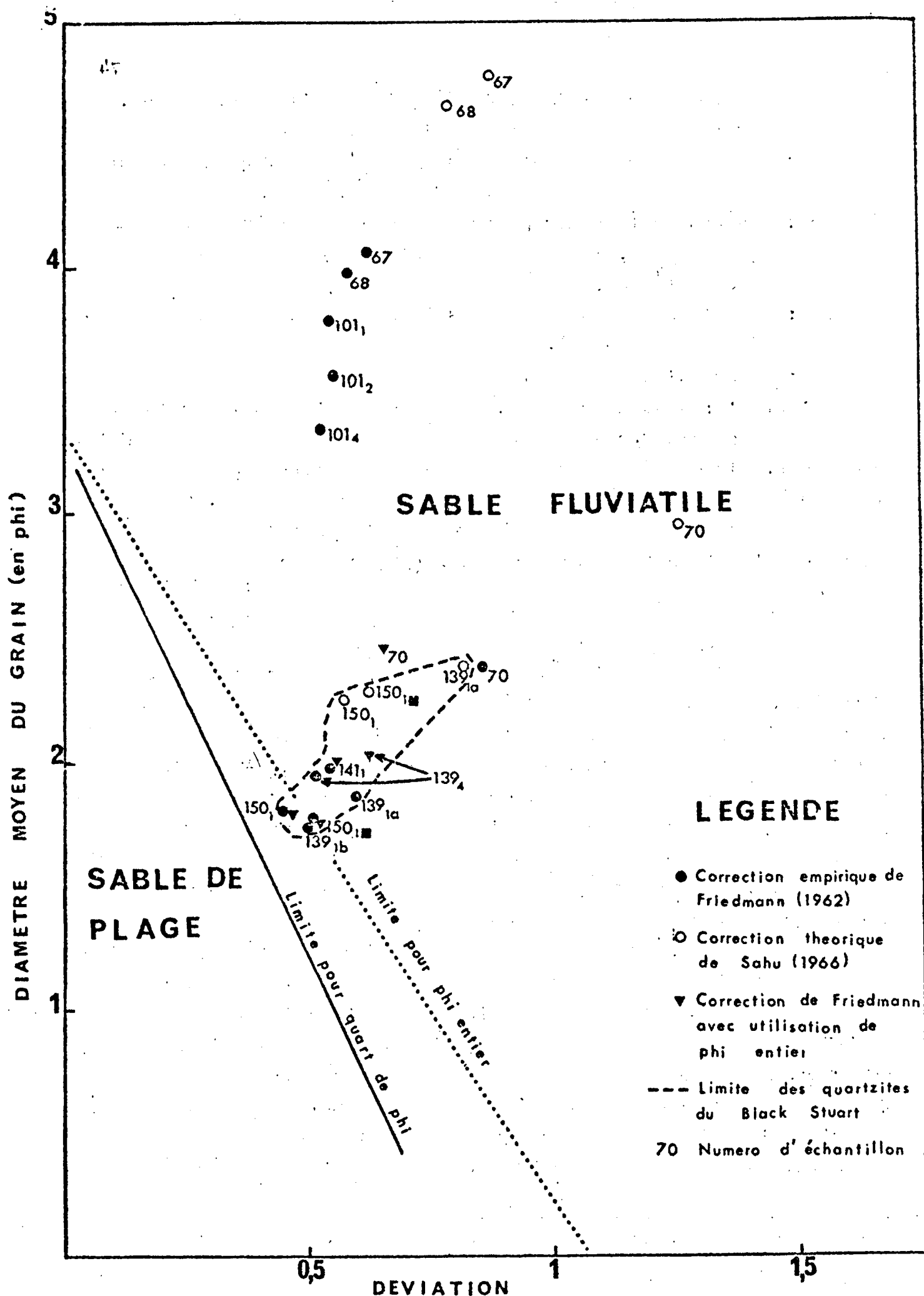


FIGURE 21 LES COURBES CUMULATIVES DE LA FORMATION BLACK STUART

T A B L E A U 7

N° d'échantillon	DIAMETRE MOYEN			DEVIATION STANDARD		
	Mesure Graphique	Converti Friedmann	Converti Sahu	Mesure Graphique	Converti Friedmann	Converti Sahu
139 _{1-a}	2,11	1,85	2,38	0,66	0,608	0,82
139 _{1-b}	2	1,75	2,26	0,52	0,508	0,65
139 _{4-c}	2,21	1,97	2,49	0,55	0,529	0,68
139 _{4-d}	2,25	2,01	2,51	0,68	0,623	0,85
141 _{1-c}	2,22	1,96	2,50	0,58	0,54	0,72
141 _{1-d}	2,24	1,97	2,51	0,59	0,54	0,73
150 _{1-c'}	2,03	1,781	2,30	0,51	0,501	0,63
150 _{1-d'}	2,01	1,76	2,27	0,51	0,501	0,63
150 _{1-e'}	2,56	2,34	2,89	0,51	0,501	0,63
150 _{1-c'}	2,06	1,813	2,31	0,465	0,468	0,575
150 _{1-d'}	2,05	1,802	2,30	0,49	0,486	0,61



La lettre qui suit le numéro d'échantillon signifie :

- a : mesures effectuées sur tous les grains.
- b : mesures effectuées sur tous les grains aux présentant des signes de néogenèse.
- c : mesures de tous les grains qui sont répartis en classes égales à $\frac{\phi}{4}$, la courbe cumulative passant par chacune de ces classes.
- d : les classes sont ici égales à ϕ (les différences observées sont faibles).
- e : mesure d'axes courts.
- c' et d' : sont des secondes mesures de l'échantillon 150₁.

Ces paramètres ont été reportés sur le diagramme de Moiola et Weiser. (la différenciation faite par les lettres c et d sur le tableau 7 a été remplacée par un cercle et un triangle). Une grande partie de ces points tombent très près de la zone "plage" l'utilisation de ϕ entier les incluant même. (cf. fig. 22)

+ Interprétation paléogéographique :

Interprétation paléogéographique :

La formation du Black Stuart commence par des dépôts dolomitisés, qui sont vraisemblablement d'origine secondaire selon les critères établis par R.L. Folk (1968) "Il peut être établi avec sécurité que si la dolomite a un grain supérieur à 0,03mm elle est certainement de remplacement". On rencontre ici des rhomboèdres dépassant 0,2mm, ce remplacement s'est effectué selon cet auteur dans des eaux chaudes, peu profondes à degré de salinité élevée. G. Friedmann et J.E. Sanders (1967) pensent aussi que les dolostones diagénétiques (1) sont dues à des reliquats d'eau de mer piégée sur des sédiments en subsurface. La présence des calcaires algaux (2) confirmerait cette hypothèse qui expliquerait en outre les fines lentilles conglomératiques. C.O. Dunbar et J. Rodgers (1957) ont aussi expliqué des lentilles analogues : "des fortes vagues dues à la présence de monticules pourraient avec une faible tranche d'eau, entraîner des forces hydrauliques capables d'arracher le fond, mais dans ce cas le matériel n'aurait pas été transporté très loin et serait recimenté en lentilles de brèches calcaires". Le bassin a pu s'approfondir

(1) Dolostones formées par le remplacement de carbonate de calcium.

pour le dépôt de la masse schisteuse, la présence d'une importante quantité de matière organique et de soufre, indiquant une mer calme, stagnante. Enfin, l'apparition des grès qui montrent un renouvellement dans l'alimentation est peut être le signe d'une régression, les dépôts se rapprochant du type plage.

III - LES ROCHES CRYSTALLINES :

1) Les roches intrusives :

a) Le pluton :

Celui ci affleure sur environ 1000ha, au Nord de Little River. Cette dimension fait préférer le nom de "Stock" dans la littérature américaine (R.A. Daly 1933). Il a une allure lenticulaire parallèle à la direction des couches. On peut remarquer l'intense plissement des sédiments au contact du pluton (photo 16). Le contact est très légèrement métamorphisé ne dépassant pas un stade équivalent au micaschiste à deux micas, on peut observer en lamelle mince des porphyroblastes feldspathiques.

L'étude microscopique est résumée dans le tableau 8.

T A B L E A U 8

n° d'échantillon	84-1	84-4	86-1	87-4	Moyenne	Moyenne des mesures de A.S. Brown (1953)
Quartz	21	23	27	37	28	15-20
Feldspath alcalin	8	17	5	6	9	10-25
Plagioclase An ₃₀ -An ₇₀	53	47	40	44	46	50-45
Hornblende	2		6	2	2,5	12-trace
Biotite	6	1	8	1	4	12-10
Sphene	trace		1,5	1	0,75	1+
Chlorite	2%	1	6		4	
Clinozoïsite	4	5	4,5	6		
Autres Accessoires	4	1		3		

Ces analyses ont été comparées avec la classification de W.W. Moorhouse (1959), qui nous indique qu'ils sont du type grano-diorite, seul l'échantillon 84₄ (photo 17) est à la limite avec la classe quartz Monzonite.

Comme nous le voyons de nombreux plagioclases sont altérés en clinzoisite. L'apatite est un accessoire courant ainsi que le sphène bien cristallisé, sa couleur indique une teneur en fer supérieure à 1 %.

+ Age :

Il est inconnu mais postérieur aux formations du groupe Cariboo, ces plutons ont été assimilés par analogies avec d'autres datés, trouvés plus au Sud, au Jurassique et (ou) Crétacé (R.B. Campbell 1961).

b) les dykes :

Quelques dykes atteignant une largeur maximum de 80m coupent les formations du Black Stuart. Ce sont des diabases, telles que définies par J. Jung (1963), elles présentent une texture intersertale avec de l'ouralite qui remplit les espaces laissés entre les plagioclases. Quelques reliquats indiquent encore la présence du pyroxène aujourd'hui ouralitisé.

2) Les roches métamorphiques :

L'étude du métamorphisme de cette région ne sera qu'envisagée ici, seuls quelques aspects seront dégagés. Ainsi que l'indique la figure 3, les régions d'intense métamorphisme sont proches du secteur étudié. A moins de 20km on trouve une antenne de la zone à sillimanite du Shuswap, cette influence se fera sentir dans la partie méridionale du secteur envisagé. Les roches affectées par un métamorphisme élevé ont été différenciées sur la carte géologique en deux types : les schistes métamorphisés (Sm) et les calcaires métamorphisés (Cm). L'apparition du faciès à grenats est distinguée par Sg ou schistes à grenats. L'isograde est indiqué sur la carte par des triangles noirs.

Cet ensemble métamorphisé affleure essentiellement entre le pluton granitique et Little River, son intensité est grande, comme le souligne l'apparition générale du grenat et près de la courbe du niveau 4 000 pieds au Nord de Maeford Lake, de staurotite. (communication orale de R.B. Campbell). Nous atteignons par conséquent la limite entre le greenschist faciès et l'almandin amphibolite.

lite faciès définie par F.J. Turner et J. Verhoogen (1960)

- Etude lithologique :

a) Zone à biotite ou zone B₁₋₂ :

L'ensemble de la déformation augmente à l'approche des régions métamorphisées, dans celles ci on peut observer un multiplis-
sotement des calcaires (photo18) accompagné d'une recristallisation
importante. Les phyllites associées à la formation lidas sont aussi
très déformées, les échantillons prélevés ont révélé des plis en
chevrons (photo19). La lame mince a montré une genèse du type "cli-
vage de crenulation" (Runnelsclivage) similaire à celle décrite
par R. Hoepfner (1956). Il y aurait tout d'abord, formation d'un
clivage original (S₁), celui-ci subirait une rotation, la pression
qui continue de s'exercer produirait alors un système de plans de
cisaillement avec l'apparition d'un second clivage (S₂).

S₁ est plissé entre les plans S₂, il se forme un clivage
de crenulation typique. Il semble que le phénomène observé en lame
mince ait eu une genèse analogue, remarquons que celle-ci se rappro-
che du modèle 1 décrit par J.G. Ramsay (1967) pour expliquer la for-
mation des "kinks bands"(1) (cf Fig. 20-21).

La description macroscopique inciterait à l'utilisation du
terme "pli en chevron", les considérations génétiques à l'utilisation
de "clivage de crenulation", le premier n'est peut être qu'une ma-
nifestation accidentelle du second.

Ces roches sont constituées de muscovite qui leur confère
un aspect lustré, la chlorite, la biotite et la calcite sont sou-
vent présentes.

- Les quartzites trouvées dans cette zone laissent apparaître des
amygdales de quartz et des interstratifications de phyllites
... Les lits ont une épaisseur variant de 2cm à 3cm. En
lame mince ces quartzites sont très recristallisées et la tex-
ture granoblastique est caractéristique

b) Zone à grenats ou zone B₁₋₃ :

Cette zone comme nous l'indique son nom est caractérisée
par l'apparition du grenat ; elle constitue le terme ultime du
greenschist faciès. Comme nous l'avons dit, cette zone ainsi qu'une

(1) J. G. Ramsay (1967) : Scos edition, p. 452, fig. 7-123.

partie de la précédente ont été différenciés lithologiquement sur la carte géologique.

L'apparition des grenats riches en Fe^{2+} s'effectue selon H.G.F. Winkler aux dépens de la chlorite ferrifère des anciennes argiles. L'étude des porphyroblastes et du rapport entre leur croissance et la déformation s'est révélé intéressant. H.J. Zwart (1960-1962), M.R.W. Johnson (1963), A. Spry (1969) ont étudiés ces textures métamorphiques, les cas définis par H. J. Zwart seront utilisés au cours de cette étude ; ils sont reportés sur la figure 23.

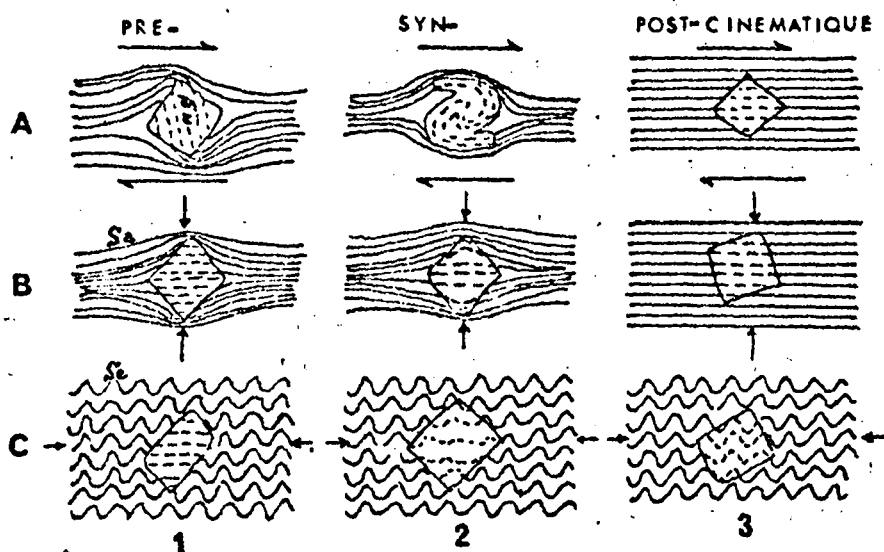


FIGURE 23 Les porphyroblastes en fonction du temps et de la déformation (D'après H J ZWART 1962)

La lame mince montre que la schistosité originale (S_i : internal schistosity) a été conservée à l'intérieur des porphyroblastes sous forme de lignes d'inclusions de quartz non déformées qui en constituent le reliquat. Elle montre aussi que la schistosité de la matrice (S_e : external schistosity) s'est formée plus tardivement et entoure les porphyroblastes : nous pouvons donc retenir deux cas de la figure 23, A_1 ou B_1 . H.J. Zwart a montré que la schistosité externe (S_e) était le résultat de trois types de déformation : (a) la schistosité est un plan de glissement (b) la schistosité est un plan d'aplatissement (flattening) (3) la schistosité est microplissée. L'observation n'a jamais montré de plans de glissement, par conséquent les grenats se sont développés avant la déformation, celle-ci se manifestant par des plans d'aplatissement (cas B_1 sur la figure 23). (cf photo 22).

Un raisonnement analogue, montrerait que les porphyroblastes de biotite sont post-cinématique (cas B₃). On peut observer que schistosité interne et externe se poursuivent sans hiatus.

Les calcaires observés dans cette zone sont tous très recristallisés, la taille des cristaux peut atteindre 3mm, les clivages de ceux ci sont fréquemment déformés.

CONCLUSIONS:

Ces observations ne portent que sur quelques échantillons et doivent être considérées comme tel. Elles suggèrent cependant qu'une élévation de température se soit produite avant la déformation permettant le développement des grenats. Ils auraient ensuite été affectés par la déformation, enfin au cours d'un abaissement de température (on n'observe pas ici de grenat post cinématique.) la formation de la biotite se serait produite.

CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES :

a) La série stratigraphique du Black Stuart Synclinorium :

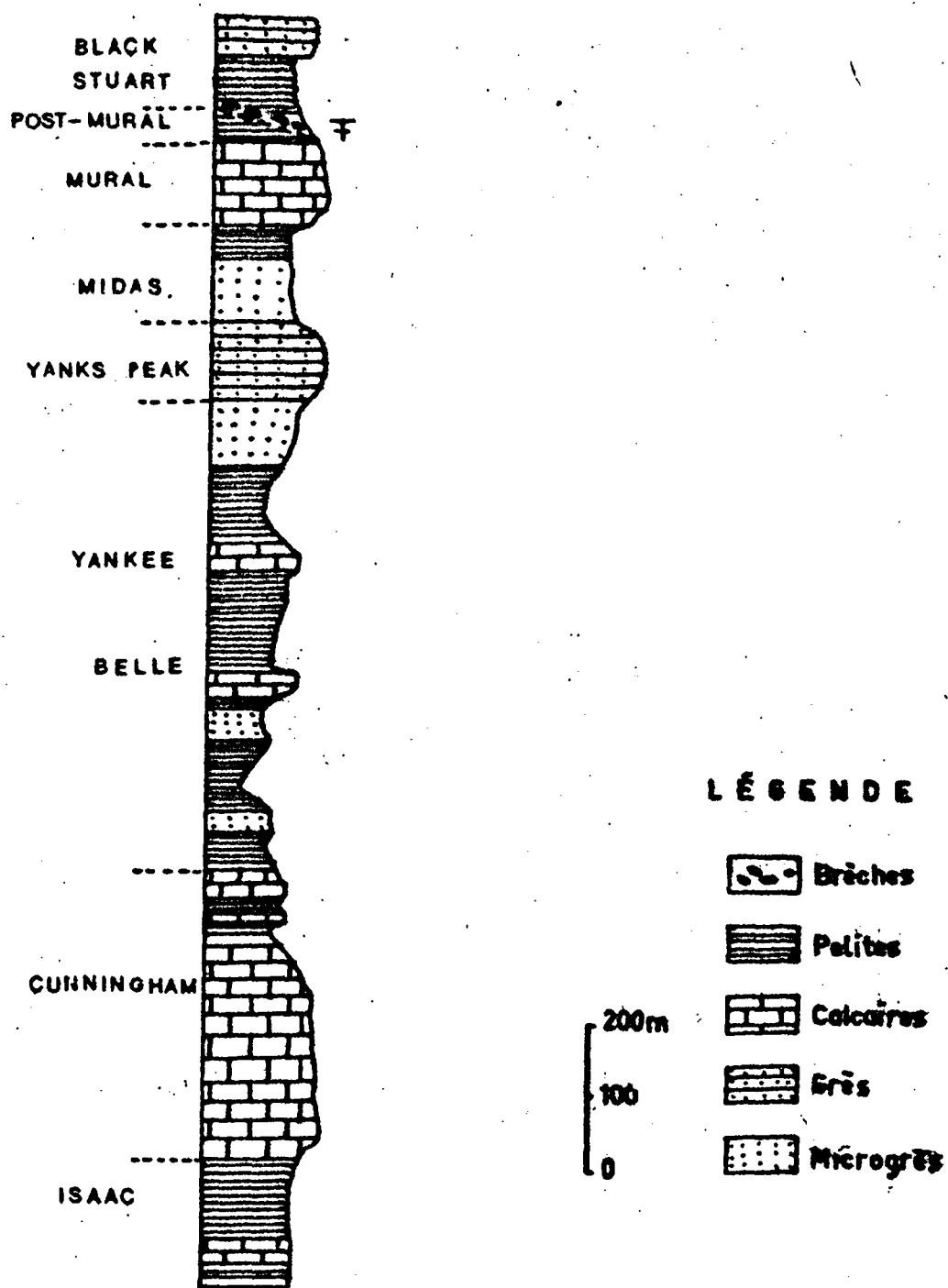


Fig. 24

b) Les bases nécessaires à l'établissement des corrélations

Le seul travail d'ensemble effectué dans cette région est celui de F.G. Young (1969), les corrélations ne pourront être établies qu'avec ces résultats. La plupart des formations rencontrées se sont avérées très peu fossilifères et une seule, Mural, est paléontologiquement bien datée, elle s'étend depuis les Monts Cariboo, jusqu'au delà du Rocky Mountain Trench à l'Est ; elle servira de référence pour les corrélations.

Les niveaux sous-jacents sont azoïques, d'autres bases sont nécessaires pour les corréler ; celles uniquement d'ordre lithologique sont difficilement admissibles entre bassins, en raison de la nature diachronique des unités d'un bassin à l'autre (A.B. Shaw 1964) F.G. Young pense cependant qu'en dépit des lacunes et du diachronisme entre les formations : "les limites entre les rythmes sédimentaires successifs sont des surfaces synchrones" (time-plane), il en serait de même pour les limites entre les phases régressives et transgressives, ainsi les unités comprises entre celles-ci seraient isochrones.

Ce postulat a été très controversé par les géologues européens, de nombreux exemples sont connus sur les plate-formes où les formations sont diachroniques ; j'ai personnellement étudié l'un d'eux : le flysch du Pindo. Certains travaux, tels que ceux de A. Hallam (1961) ont montré cependant que les limites des cycles liasiques européens correspondaient à des limites paléontologiques. Il ne nous appartient pas de discuter de la validité de ce postulat à l'intérieur de ce mémoire, les seules corrélations possibles, l'étant avec les travaux de Young, elles ont été tentées et adoptées, l'espace d'un raisonnement.

c) La paléogéographie du Black Stuart Synclinorium :

Les horizons détritiques d'Isaac ont peu à peu comblé le bassin marin qui s'étendait au pied du craton canadien. Avec Cunningham, la sédimentation s'enrichit en carbonates, la partie supérieure voit cependant une nouvelle invasion déritique assez brève suivie d'une recurrence calcaire la terminant.

D'autres recurrences calcaires apparaissent à l'intérieur de la formation Yankee Belle, les plus importantes constituant souvent des terminaisons de mégacycles. Le début de cette formation correspond à une très importante invasion déritique due à la réju-

vémentation du craton au Nord et à l'Est des régions étudiées. Elle s'est traduite par un apport en feldspaths et en minéraux lourds, Plus à l'Est, dans le sillon des Rocheuses se déposèrent alors les formations plus grossières de Mac Naughton.

Une élévation du niveau de la mer ⁽¹⁾ se produit au temps B indiqué sur la figure 26, elle se traduit par le dépôt de shales (second mégacycle de Yankee Belle). D'autres mouvements mineurs ont alors suivi, puis Yanks Peak s'est déposé, il est l'indice d'une régression importante.

Midas est une formation détritique de plus en plus riche en quartzites d'origine fluviatile.

La première unité qui sera reconnue sur des bases paléontologiques de part et d'autre du Rocky Mountain Trench est le Mural; les caractères biologiques indiquent un dépôt sous une faible tranche d'eau relativement calme, cependant des courants localement importants ont dû exister permettant la formation d'oolithes.

Cette période de stabilité se termine par des shales noirs qui ont pu se former dans un bassin plus profond. La sédimentation s'est poursuivie pendant une durée indéterminée, l'ensemble de la série a été plissée, érodée et la formation du Black Stuart Synclitorium se dépose en discordance, on y trouve des dolomies, des brèches dolomitiques et peut être des calcaires algaïres. Un nouvel approfondissement permet le dépôt de schistes noirs qui seront silicifiés ultérieurement, cet approfondissement se termine lorsqu'apparaissent les grès proches du type plage qui indiquent une régression, alors que se produisait une réjuvenation de l'avant pays marquée dans la composition minéralogique de ces grès.

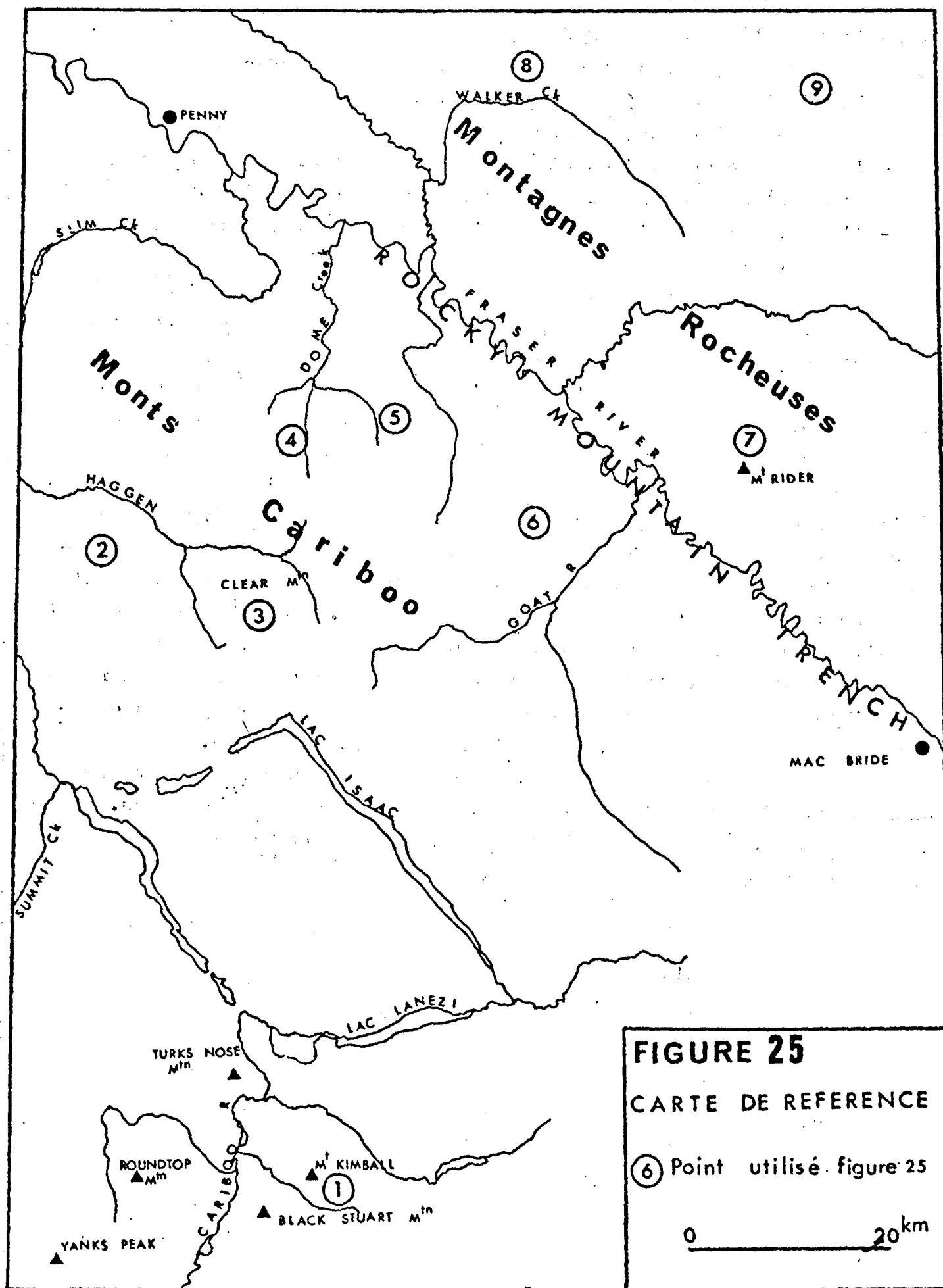
La suite de la séquence n'affleure pas dans notre domaine d'étude.

d) Corrélations paléogéographiques régionales :

Ainsi que nous l'avons vu, ces corrélations reposent sur un postulat qu'il ne nous appartient pas de discuter au cours de cette étude. La coupe palinspatique a une longueur de 240 à 320km, elle passe par les points indiqués sur la figure 25.

Les corrélations sont effectuées à partir d'un niveau

(1) Différents processus ont été invoqués pour expliquer la différence d'épaisseur de la tranche d'eau (subsidence, "craton tilting", variation du niveau de la mer...) Ce dernier selon Young s'adapte le mieux aux mégacycles des Monts Cariboo. L'étude entreprise au cours de ce mémoire ne permet pas d'émettre de jugement relatif au mécanisme.



fossile (Mural) et à partir des limites entre les rythmes sédimentaires successifs qui sont considérés comme des surfaces synchrones pour les horizons sous-jacents.

On peut remarquer sur cette coupe :

- la présence de deux bassins (ou de deux domaines d'intense subsidence) au Cambrien inférieur séparés par la voûte de Mac Bride,
- l'établissement d'un bassin unique de part et d'autre du Rocky Mountain Trench à partir du dépôt de Mural.
- le point 1 sur cette coupe représente la série stratigraphique du Black Stuart Synclinorium ; la section résulte des travaux exposés au cours des pages précédentes.

La formation Cunningham s'affine vers l'Ouest des Monts Cariboo, où elle est interstratifiée par des shales. L'événement B marque une élévation du niveau de la mer et un dépôt essentiellement formé de shales dans Yankee Belle (second mégacycle), cette formation à l'inverse de Cunningham s'épaissit vers l'Ouest. Les lignes isochrones tracées aux limites de mégacycles semblent cohérentes ; l'épaississement de Mural et de Midas au seul point 2 est peut être d'origine tectonique (communication orale de R.B. Campbell) s'il en est ainsi, les corrélations seraient d'autant plus nettes.

La formation discordante du Black Stuart Synclinorium repose sur Post-Mural et parfois directement sur Mural dans sa partie occidentale des Monts Cariboo. Elle n'a nulle part été datée.

Cette formation présente de nombreuses analogies lithologiques avec le groupe du Slide Mountain daté par des conodontes. Si aucune discordance ne les sépare, un hiatus important existe depuis le Cambrien moyen jusqu'au Mississipien.

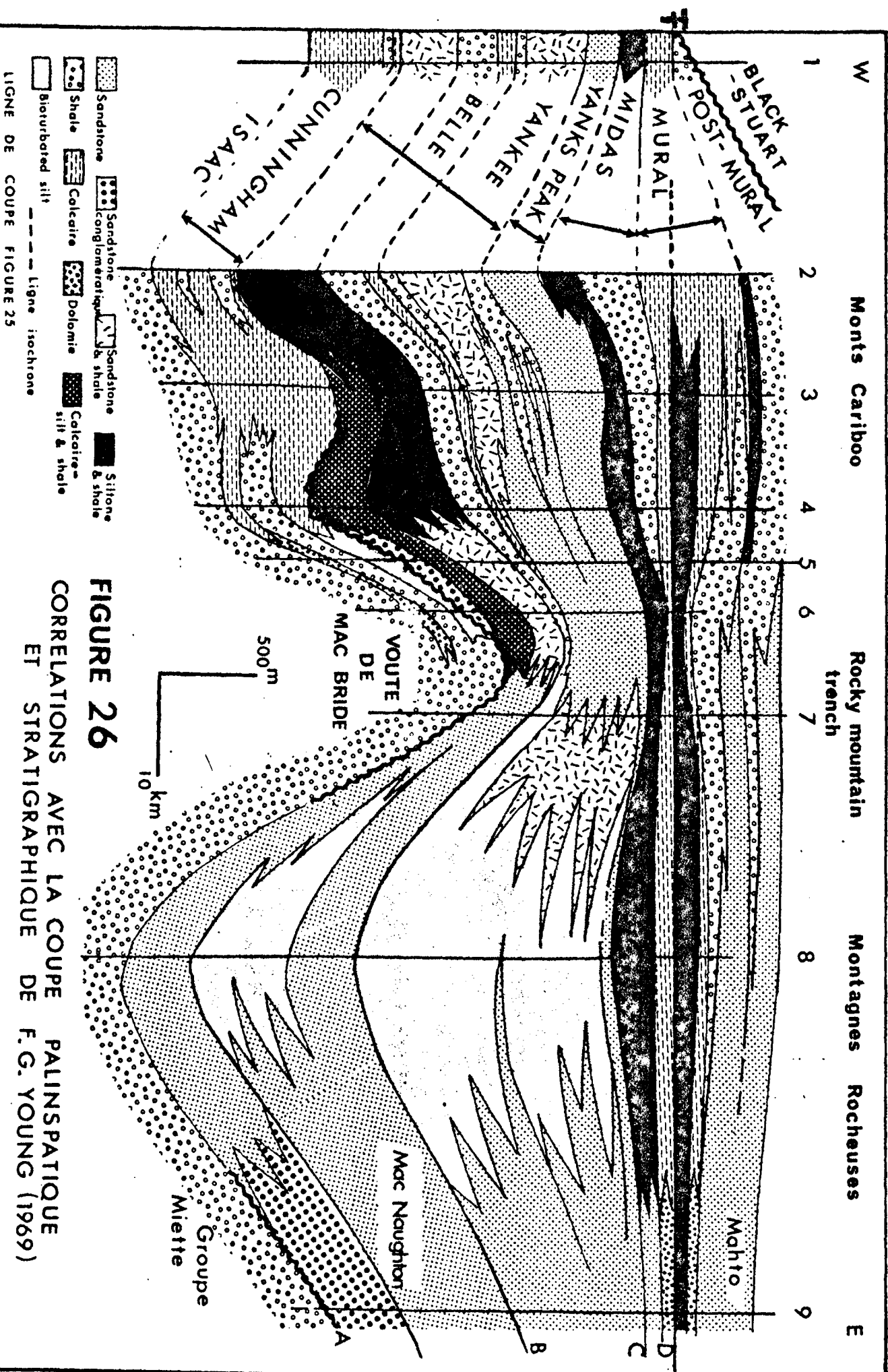


FIGURE 26
CORRELATIONS AVEC LA COUPE PALINSPATIQUE
ET STRATIGRAPHIQUE DE F.G. YOUNG (1969)

2ème PARTIE : L'ANALYSE STRUCTURALE ET LA TECTONIQUE

=====

I - <u>CADRE TECTONIQUE ET STRUCTURAL</u> :	p. 88
II - <u>LES ENSEMBLES STRUCTURAUX ET LEUR HOMOGENEITE</u> :	p. 90
A) Les méthodes utilisées :	p. 92
1) Généralités :	
2) Elaboration des diagrammes β :	p. 92
3) Elaboration des diagrammes π :	p. 93
4) L'application :	p. 94
5) L'étude géométrique des plis :	p. 109
6) L'étude morphologique des plis :	p. 111
7) Les failles et les fractures :	p. 115
B) Le commentaire des coupes :	p. 117
1) Généralités :	p. 117
2) Les coupes :	p. 117
3) Conclusions :	p. 120
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u> :	p. 120.

I - CADRE TECTONIQUE ET STRUCTURAL :

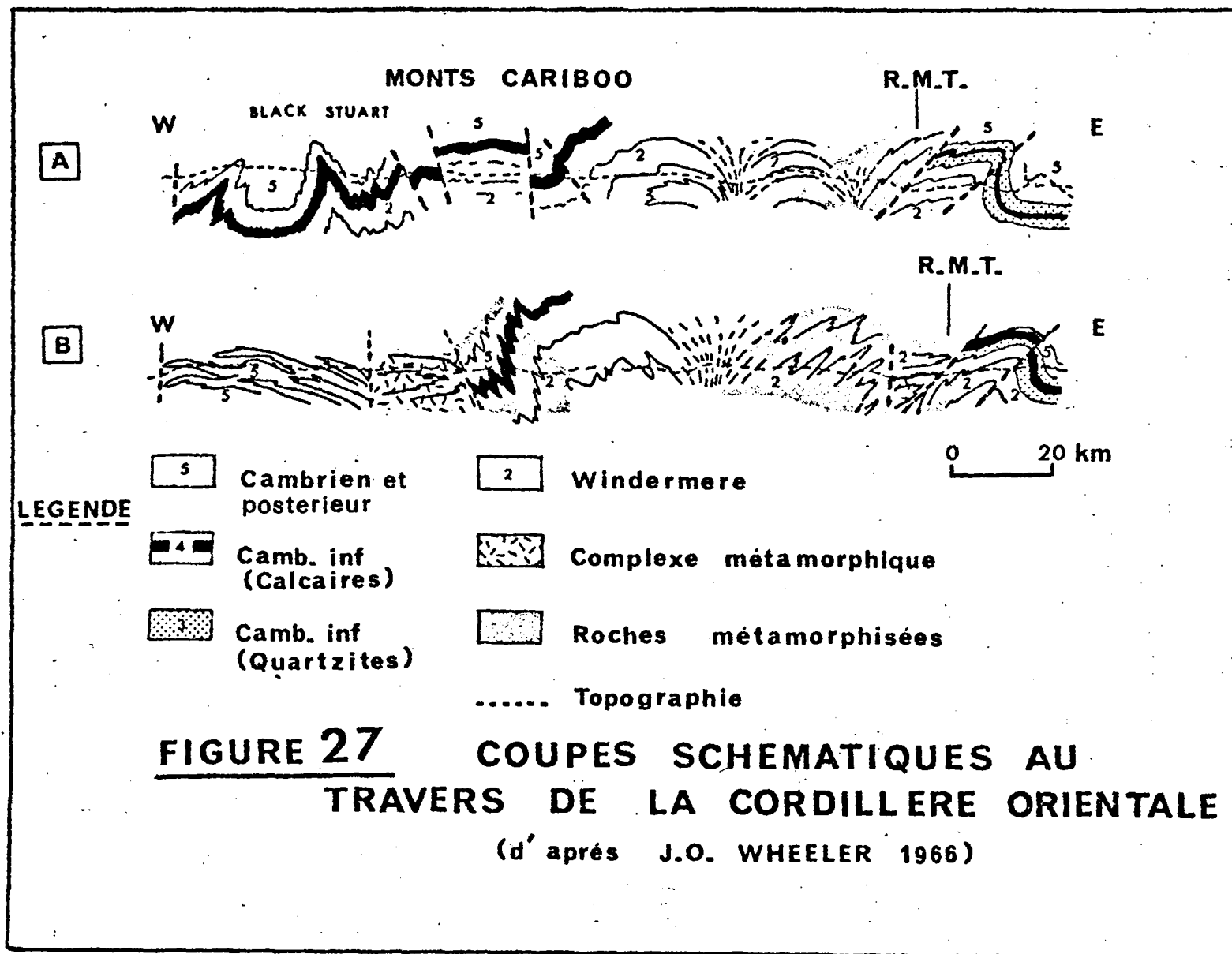
Le Black Stuart Synclinorium s'insère dans les Monts Cariboo qui forment une des subdivisions de la Cordillère orientale. Cette dernière a une structure dominée au Sud par l'anticlinorium Purcell et au Nord par le batholite du Cassiar et le complexe de Wolverine. La position du synclinorium sera explicitée par deux coupes schématiques reportées sur la figure 27, diverses remarques s'imposent pour la lecture de celle-ci :

- La coupe 1 repose sur la stratigraphie connue en 1966, une seule formation carbonatée était alors identifiée (n° 4 fig. 27 - Cunningham) et assimilée au Cambrien inférieur, les formations sus-jacentes étaient alors plus récentes et supposées atteindre le Silurien (n° 5 fig. 27).
- La coupe A est effectuée quelques kilomètres au Sud du synclinorium du Black Stuart, la coupe B qui traverse le complexe métamorphique Shuswap se situe cinquante kilomètres plus au Sud.

Ces coupes présentent le style tectonique général, elles ont une valeur indicative précieuse

On peut remarquer la présence de deux plis en éventail, les plans axiaux de ceux-ci restant subhorizontaux, la déformation s'accroît considérablement au fur et à mesure que l'on s'approche des zones au degré de métamorphisme plus élevé. La présence de ces plis en éventail a été expliquée par J.O. Wheeler : "Après ou durant les stades tardifs de la montée du complexe du Shuswap dans de plus hauts niveaux dans la croûte, il fut en partie méridionale des Monts Cariboo et des Selkirk fut pincée entre celui-ci et peut être une base plus rigide escarpée vers l'Ouest qui de l'emplacement actuel du Rocky Mountain Trench, la faisant faillir et déborder sur le complexe du Shuswap à l'Ouest et les structures des Montagnes Rocheuses à l'Est".

La disposition géométrique des plans de foliation telle qu'on l'observe aujourd'hui serait due à une reprise ultérieure d'une foliation ayant originellement, génétiquement une autre géométrie. J. Dercourt (1970) usant des arguments de H. Charlesworth et St Lambert (196) propose que les éventails des plans de foliation tels qu'on les observe aujourd'hui soient génétiquement liés au métamorphisme et originels ; il suggère qu'à chaque éventail corresponde une phase de contrainte.



Toutes les connaissances acquises à ce jour ont été reportées par R.B. Campbell sur la carte tectono-stratigraphique de la figure 28 (conférence : 1970), celle-ci va nous permettre de mieux situer la région étudiée, dans son contexte.

On peut distinguer deux axes anticlinaux majeurs de part et d'autre de l'axe synclinal du Black Stuart. La formation Cunningham semble disparaître entre le bras septentrional du Lac de Quesnel et la rivière Cariboo, elle réaffleure à l'Ouest de cette dernière où se situe la localité type. Cependant, comme il a été indiqué précédemment, les calcaires trouvés à cet endroit sont peut être attribuables à Mural, dans ce cas la faille passant par la vallée de la rivière Cariboo serait à supprimer.

Sur cette carte, la formation du Black Stuart a été réunie au groupe du Slide Mountain qui renferme des fossiles d'âge Mississippien il est possible qu'entre ces deux dépôts se situe une discordance.

La formation du Black Stuart serait alors postérieure au Cambrien moyen et antérieure au Mississippien.

L'intensité du métamorphisme croît vers le Sud, la zone à sillimanite est atteinte entre les deux bras du lac de Quesnel. Le plutonisme se manifeste au Sud Est du synclinorium du Black Stuart, la mise en place, comme il a été indiqué précédemment, est attribuée par analogie au Jurassique ou au Crétacé.

II - LES ENSEMBLES STRUCTURAUX ET LEUR HOMOGENEITE :

Cette étude a pour but la recherche du degré d'homogénéité des domaines de fabrique⁽¹⁾. Selon F.J. Turner et L.E. Weiss (1963) les éléments de fabrique les plus utiles pour définir les domaines macroscopiques sont les surfaces (s) (plans de stratification et de foliation), les linéations, les axes et les plans axiaux des plis. Les mesures effectuées sur le terrain ont été uniformément disposées lorsque cela était possible. Ces mesures ont été réparties entre différents domaines homogènes établis par tâtonnement, en général ceux-ci se superposent à un ensemble lithologique et structural déterminable macroscopiquement.

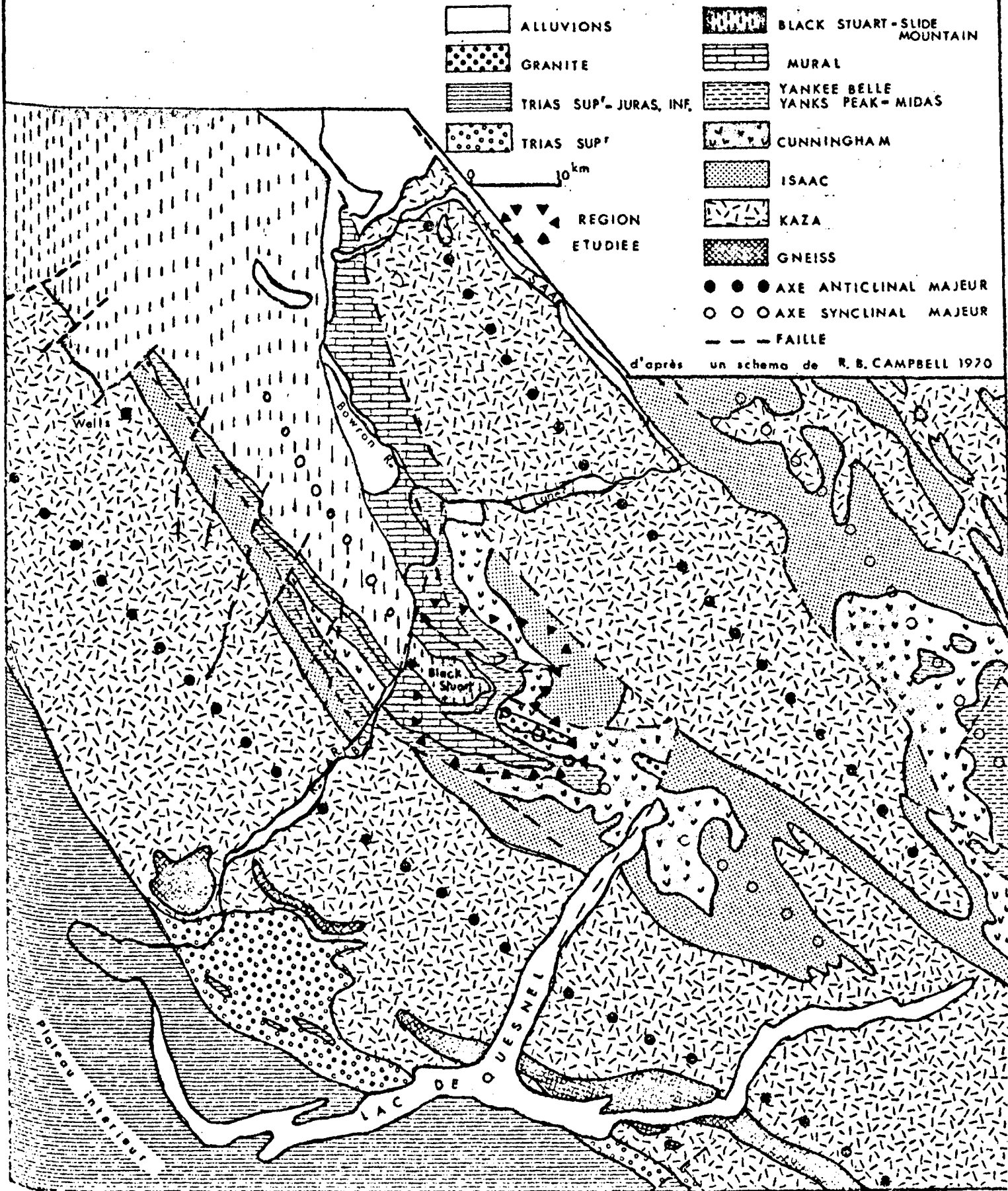
A l'intérieur de chaque domaine, différents diagrammes

(1) fabrique : arrangement spatial interne et géométrique de parties élémentaires (foliation, linéation...) en fonction de ce qui les ont produites. (M.S. Paterson - L.E. Weiss 1961).

FIGURE 28

CARTE

TECTONO-STRATIGRAPHIQUE DES MONTS CARIBOO



seront construits et comparés, l'homogénéité des structures sera déduite de ceux-ci. Enfin un tableau récapitulatif résumera et permettra la comparaison entre les domaines.

A) Les méthodes utilisées :

1) Généralités :

De nombreuses classifications ont été proposées pour l'étude des plis, nous envisagerons succinctement quelques unes d'entre elles :

- la classification géométrique,
 - la classification morphologique,
 - la classification reposant sur le mécanisme de formation,
 - la classification reposant sur la cinématique externe et les forces tectoniques.
-
- La classification géométrique repose sur la forme du pli en coupe verticale, ainsi nous pouvons y observer des plis symétriques ou asymétriques. Ces plis considérés dans le plan horizontal peuvent être cylindriques ou coniques, les premiers possèdent des axes de plis parallèles, les seconds divergent. Cette classification a été particulièrement étudiée par C.H. Stockwell (1950) C.D. Dahlstrom (1952) et P.J. Haman (1961).
 - La classification morphologique repose en partie sur la forme du pli, mais aussi sur la variation possible en épaisseur des différents lits qui le constituent. Deux grands types sont à distinguer : les plis isopaques (parallèles) qui ont des strates d'épaisseur constante ; et les plis semblables avec des strates limitées par des courbes de longueur identique ce qui nécessite l'épaississement des zones axiales et l'affinement des flancs. Comme nous le verrons de nombreuses transitions entre ces deux types existent.
 - La classification reposant sur le mécanisme de formation renferme deux types fondamentaux : le premier s'effectue par glissement le long des surfaces s_0 c'est le "flexural slip fold". Le second nécessite de nouvelles surfaces s_1 obliques par rapport aux surfaces s_0 , le long desquelles s'effectue le mouvement : c'est "le slip fold".
 - La classification basée sur l'origine des forces tectoniques est issue de deux concepts opposés : - l'hypothèse d'une compression tangentielle et celle d'une tectonique verticale.

2) Elaboration des diagrammes Béta :

On peut imaginer que le pli cylindrique soit issu d'une génératrice se déplaçant parallèle à elle-même. Cette constatation géométrique a été utilisée par B. Sander (1943) pour déterminer l'orientation de l'axe du pli. Ainsi les surfaces s s'intersectent autour d'un axe commun β , pour déterminer les β intersections on reporte les plans définis par ces surfaces s sur un canevas de Schmidt, les intersections sont relevées et leur contour est tracé, le maximum défini l'axe β (voir ex fig. 30-31).

Plusieurs remarques ont été effectuées par J.G. Ramsay (1964) quant à l'utilisation de ces diagrammes. La première est due à la limitation du nombre de plans reportés, si x plans sont reportés, les β intersections forment une progression arithmétique du type $x \frac{(x-1)}{2}$, ainsi 20 reports donnent 190 points d'intersection.

Si le pli était parfaitement cylindrique, les traces de plans auraient un point d'intersection unique, ce cas théorique n'est jamais réalisé en raison de la forme même du pli et des différentes erreurs inhérentes aux observations de terrain.

J.M. Ramsay a montré que ces erreurs primaires entraînent deux types d'erreurs secondaires sur le diagramme Béta.

- a) erreurs dans la position véritable des intersections,
- b) erreurs dues au développement des points sans signification géologique.

Ces erreurs cumulées l'ont amené à quelques restrictions pour l'établissement et l'emploi des diagrammes Béta qui doivent être utilisés pour des plis cylindriques homogènes avec un angle de pli compris entre 40 et 140°. Ces conditions ne seront pas parfaitement respectées au cours de l'étude qui suit, il faut remarquer qu'elles ne sont pas impératives et elles ont été fortement discutées par N. Rast et J. Fleuty (1964).

3) Elaboration des diagrammes π :

B. Sander (1948) a établi le premier ces diagrammes, il reporte les pôles des surfaces s (plans de stratification et foliation) sur un canevas de Schmidt, le contour de ces pôles définit le cercle π , la normale de celui-ci fut appelée l'axe π par B. Sander, il est parallèle à l'axe du pli.

J.G. Ramsay (1964) a trouvé beaucoup d'avantages à cette méthodes :

- la possibilité de report d'un grand nombre de pôles s sur un diagramme,
- les erreurs de terrain ne sont pas multipliées comme elles l'étaient par les diagrammes Béta,
- un plus grand nombre d'informations est possible à partir de ces diagrammes.

Ces diagrammes comportent aussi certaines restrictions, il est nécessaire d'utiliser simultanément les diagrammes Béta et Pi pour obtenir une représentation correcte d'un pli. Comme nous l'avons dit, les diagrammes π apportent certaines informations, C.D. Dahlstrom (1952) a analysé quelques règles :

- 1) si les plis ont des flancs quasiment plats, ceux-ci sont représentés par des concentrations de pôles sur le diagramme ; inversement une courbure uniforme produit une distribution uniforme,
- 2) la distance angulaire entre les concentrations des pôles sur le cercle π est égale à l'angle intérieur du pli,
- 3) Le plan axial est un grand cercle contenant l'axe du pli et un point sur le cercle π situé à mi-distance entre les concentrations polaires.

- 4) Les linéations parallèles à l'axe b doivent coïncider avec l'axe du pli. La symétrie du diagramme reflète celle du pli et des forces qui l'ont engendrée..

4) L'application :

a) Les domaines :

L'établissement de domaines homogènes a nécessité de nombreux essais, cinq domaines ont été retenus et sont indiqués sur la figure 29 chacun d'eux forme une entité le différenciant par son style de ses voisins.

b) Etude du domaine 1 :

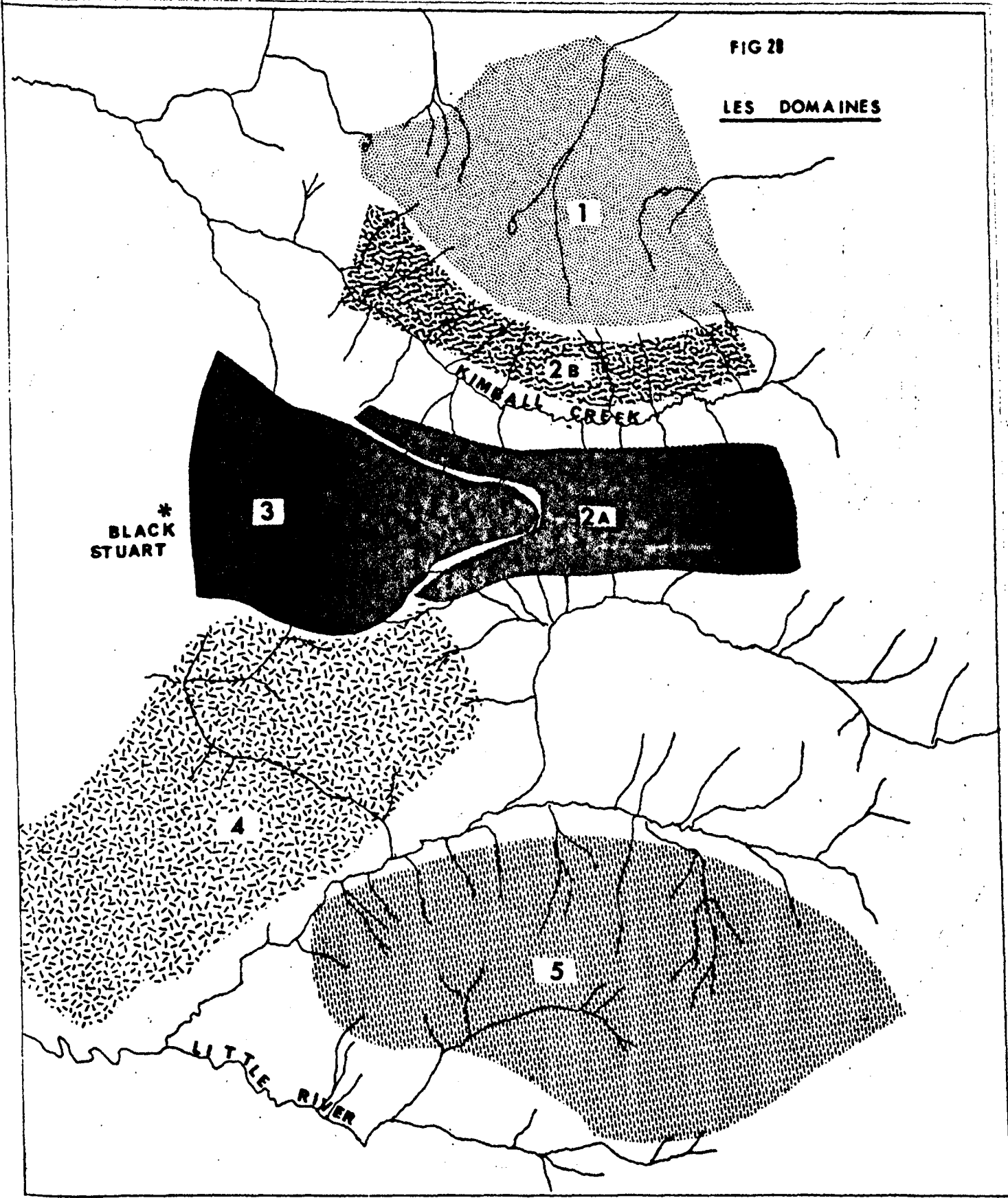
Ce domaine est situé immédiatement au Nord de la faille du Mont Kimball, il est constitué par la terminaison périsynclinale d'un pli macroscopique. Lorsque plusieurs mesures ont été effectuées pour une station, celle qui se rapprochait le plus de la moyenne a été utilisée, au cours de l'étude du premier domaine un plus grand détail sera rendu. . .

+ L'obtention du diagramme Béta et son interprétation :

25 surfaces s ont été reportées sur la figure 30, à partir de celles-ci, les trois cent intersections ont été relevées et leur contour tracé sur la figure 31.

Ce contour a été tracé selon les méthodes de Schmidt, un cercle de 2cm a été promené à chaque intersection définie par une grille constituée de carrés de 1cm de côté. Les points visibles à l'intérieur du cercle ont été comptabilisés, ceux qui avaient la même densité ont été reliés. Cette méthode est préconisée par F.J. Turner et L.E. Weiss (1963) pour les diagrammes qui possèdent une grand nombre de points ou des concentrations importantes ; les contours ont été choisis (lorsque c'était possible) également espacés, le contour à densité la plus faible passe par les intersections de densité 1 point.

La figure 31 montre un unique maximum situé à 296° Net qui possède un pendage de 32°, un second diagramme a été établi, il a livré des résultats parfaitement identiques. Cette figure nous montre une certaine dispersion, due à la déviation du pli par rapport à une forme parfaitement cylindrique et aux erreurs des mesures et des reports, nous avons vu que le diagramme Béta devait être manié avec beaucoup de circonspection, comparons le avec le diagramme π (s-pôles) pour chacun des domaines.



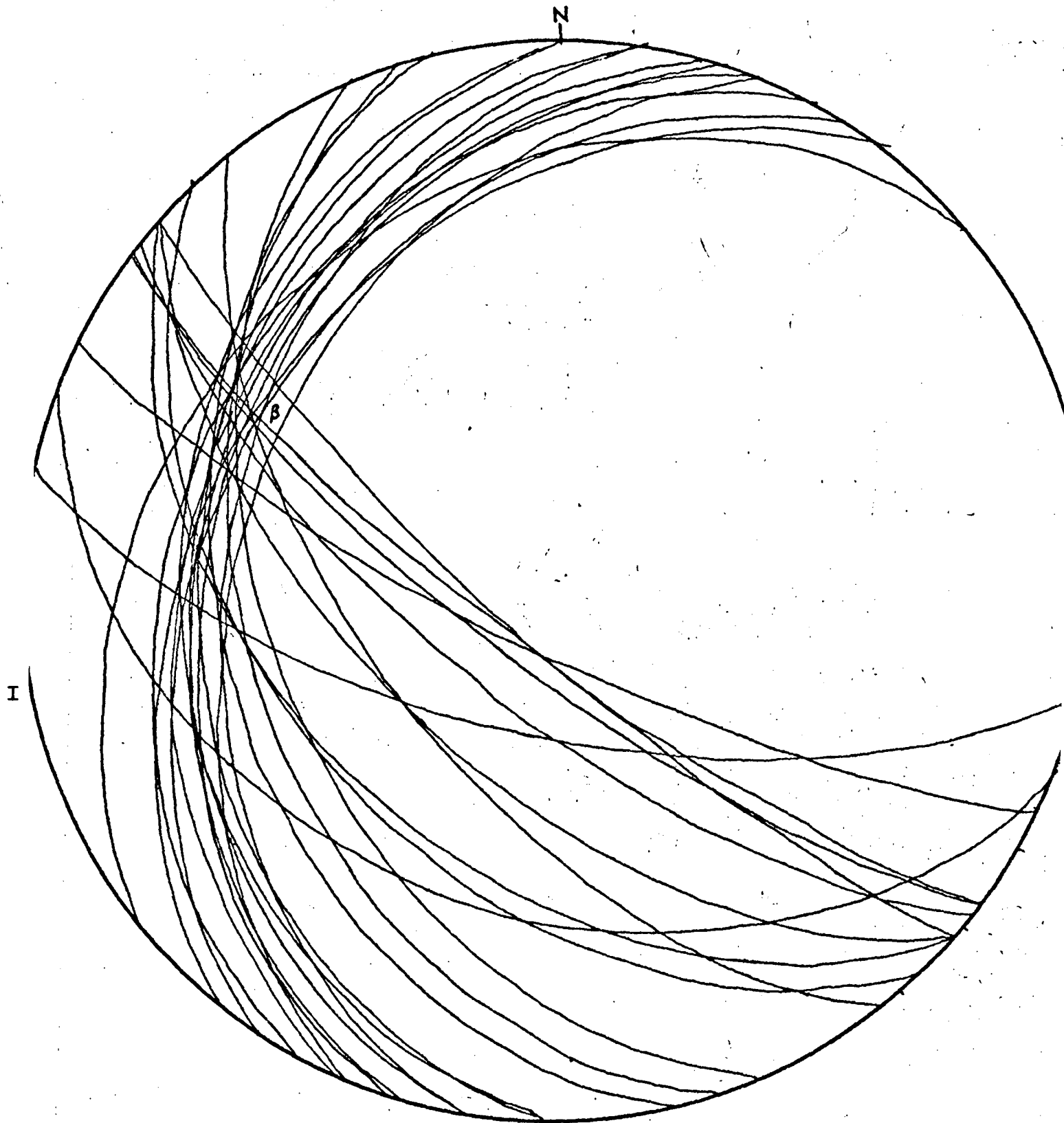


FIG 30

TRACES DES SURFACES S - DOMAINE 1

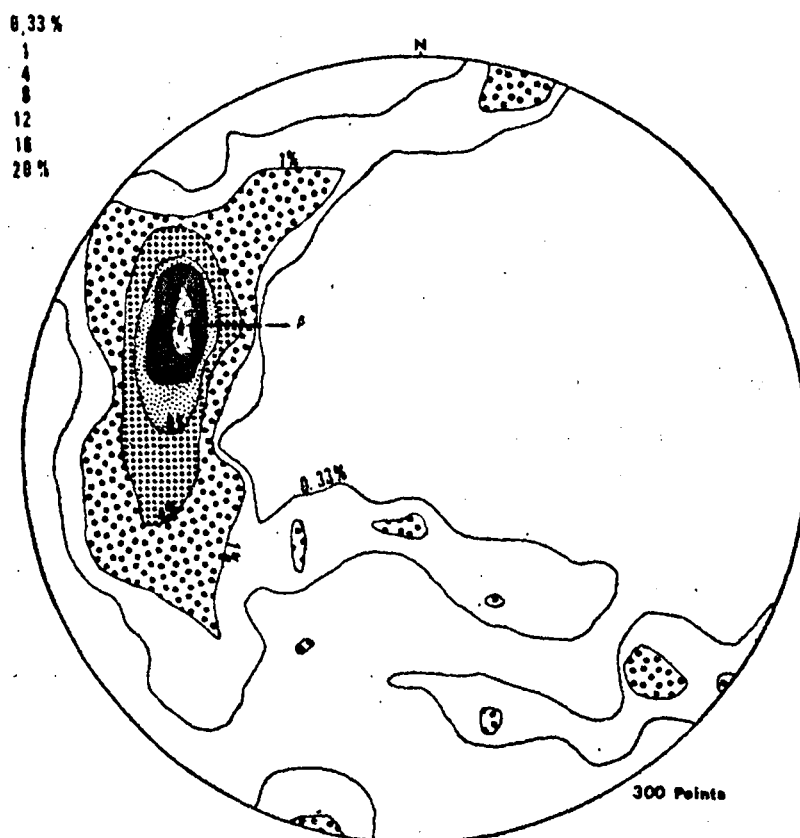


FIG 31 DIAGRAMME BETA DU DOMAINE 1

+ Le diagramme Π (s-pôles) - son interprétation :

Ce diagramme permet d'obtenir des informations relatives à la forme du pli, celles-ci seront étudiées dans le paragraphe suivant. Sur la figure 32, 50 pôles ont été portés et leur contour tracé. Il convient alors de repérer le grand cercle le plus adéquat passant par ce contour, c'est le cercle Π .

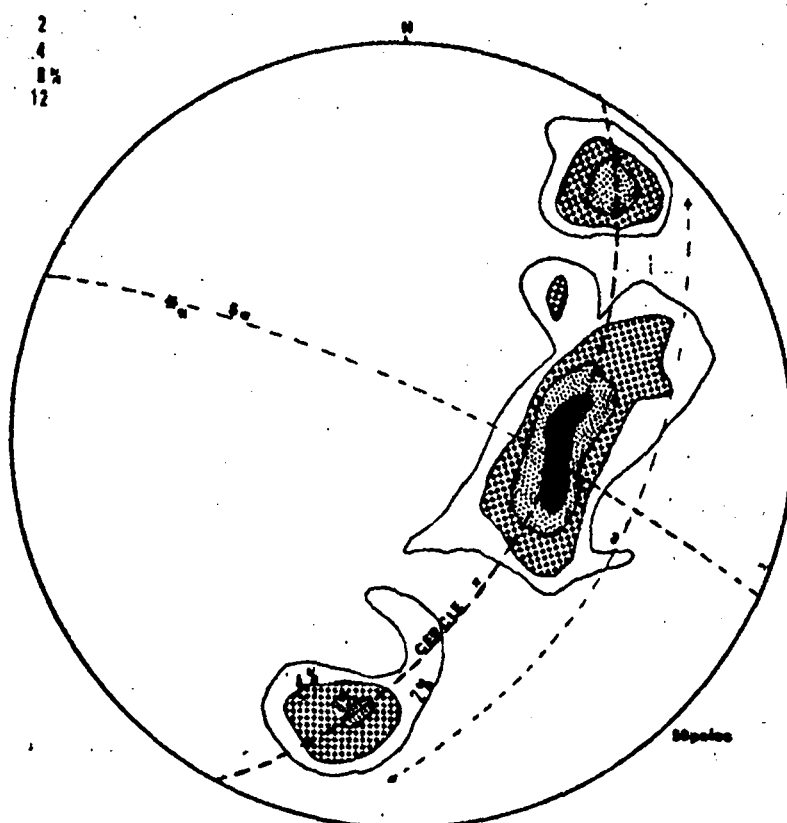


FIG 32 S-POLES DU DOMAINE 1

L'axe Π qui est normal au cercle du même nom a une direction de 299° N et un pendage de 32° . La comparaison des figures 31 et 32 nous montre que les axes β et Π sont quasiment confondus ce qui est une propriété des plis cylindriques. La figure 32 possède 3 maxima, les extrêmes représentent les pôles des flancs, et au centre on trouve les pôles relevés au voisinage de la charnière du pli. Cette figure nous fait penser à un ensemble caractérisé par une symétrie orthorhombique, avec 3 plans de symétrie.

La symétrie est un élément important qui a été très étudié par F.J. Turner et L.E. Weiss (1960), leur conclusion s'établit comme suit : "The symmetry of a tectonic fabric reflects the symmetry of the movement plan of deformation". M.S. Paterson et L.E. Weiss (1961) ont poussé l'analyse de la symétrie un peu plus avant, ils se sont intéressés en particulier aux éléments de fabrique et ont rapproché les idées de B. Sander et de P. Curie, leur conclusion a été : "On peut énoncer sans réserve le principe le plus important comme suit : quelle que soit la nature des facteurs qui contribuent à une déformation la symétrie qui leur est commune ne peut être plus élevée que la symétrie de la "Gefüge" déformée et les éléments de symétrie qui sont absents de cette "Gefüge" doivent être absents d'au moins un de ces facteurs contributifs".⁽¹⁾

Ce principe appliqué dans le cas qui nous occupe nécessite une déformation homogène. Examinons le comportement des linéations à l'intérieur de ce domaine.

+ Les linéations à l'intérieur du domaine :

Vingt cinq linéations ont été relevées et reportées sur la figure 33.

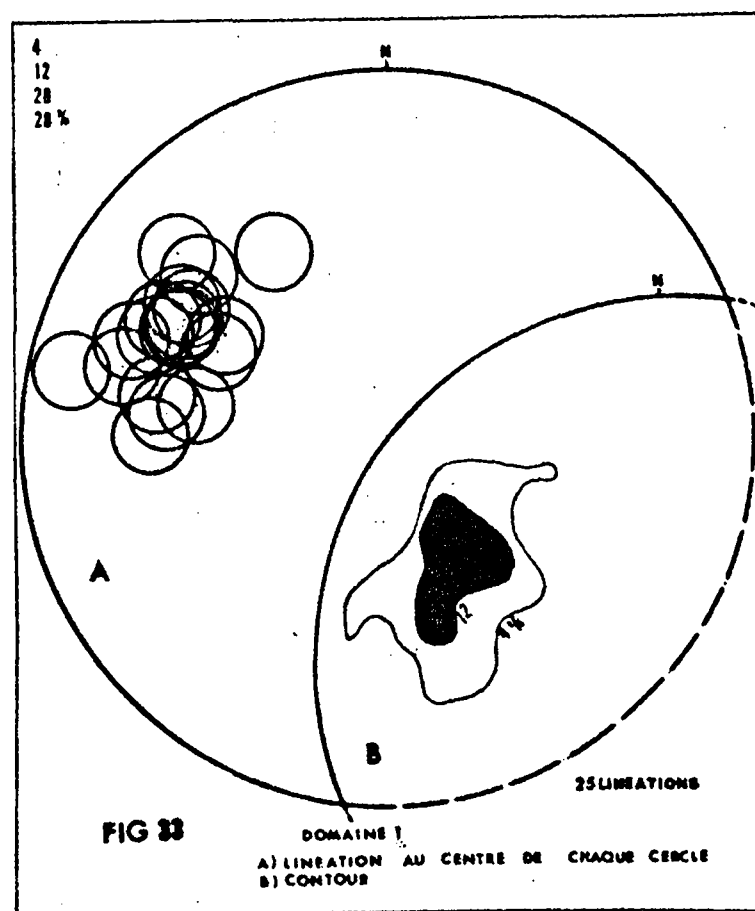
Les linéations reportées dans le quadrant A sont essentiellement des microcrénulations et accessoirement des intersections de surface s. Chacune des linéations a été entourée d'un cercle de 2cm de diamètre (Méthode de Mellis), le maximum est le lieu de recouvrement du plus grand nombre de cercles. Sur le quadrant B, le contour a été effectué selon la méthode de Schmidt qui précise l'emplacement du maximum, les courbes sont respectivement à 4, 12, 20 et 28 %.

+ Conclusions :

Le domaine est l'objet d'une grande symétrie ; les axes

(1) M.S. Paterson ; L.E. Weiss (1961) Bull. G.S.A., p. 842.

B, π et β sont quasiment identiques, les linéations dans ce domaine sont parallèles à l'axe b.



BU
LILLE

c) Etude du domaine 2 :

Deux sous-domaines ont été nécessaires, le premier (2 a) constitué de la terminaison périsynclinale du Black Stuart, sa limite septentrionale étant Kimball Creek, sa limite méridionale l'affluent de Little River situé au Nord du pluton granitique. Les mesures n'ont été effectuées que sur le groupe Cariboo (Cunningham, Yankee Belle, Yanks Peak, Midaš, Mural et Post Mural)

Le second sous-domaine 2b, ne renferme que très peu de mesures il est situé entre Kimball Creek et la faille passant par le Mont Kimball :

- Les pôles du domaine 2 a :

Vingt et un pôles sont reportés sur la figure 34, chacun des cercles représente le centre d'un pôle.

Il n'a pas été possible de tracer un cercle passant par ces pôles, la cause en sera analysée dans un paragraphe ultérieur.

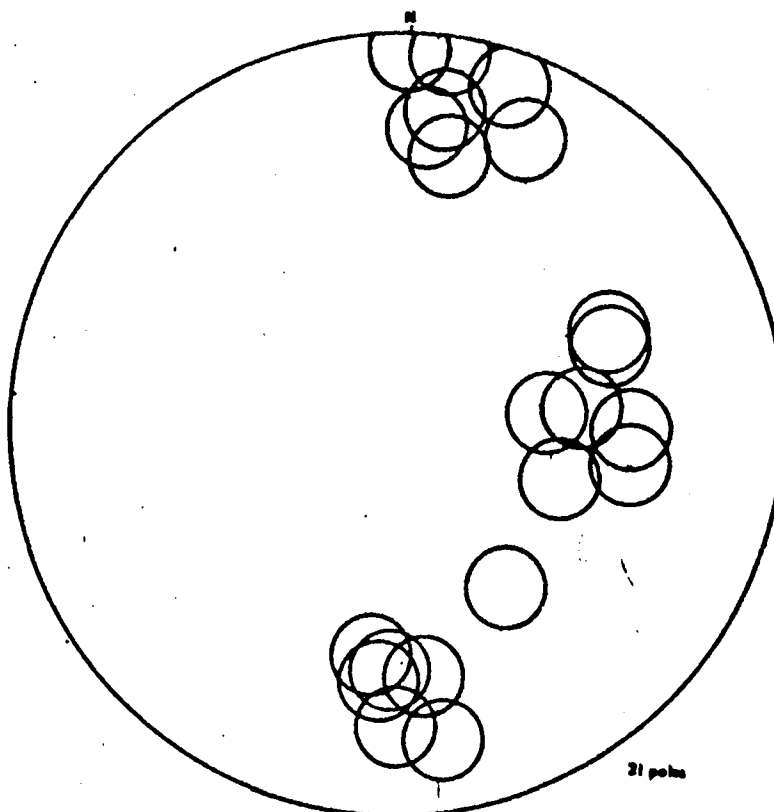


FIG 34 1- POLES DU DOMAINE 2a

- Le diagramme Béta du domaine 2 a :

Il est composé de 105 points d'intersection qui caractérisent deux maxims le premier $275^{\circ}\text{N}-14^{\circ}$, le second à $286^{\circ}\text{N}-36^{\circ}$. Les causes de cette dispersion sont à rapprocher des conclusions précédentes.

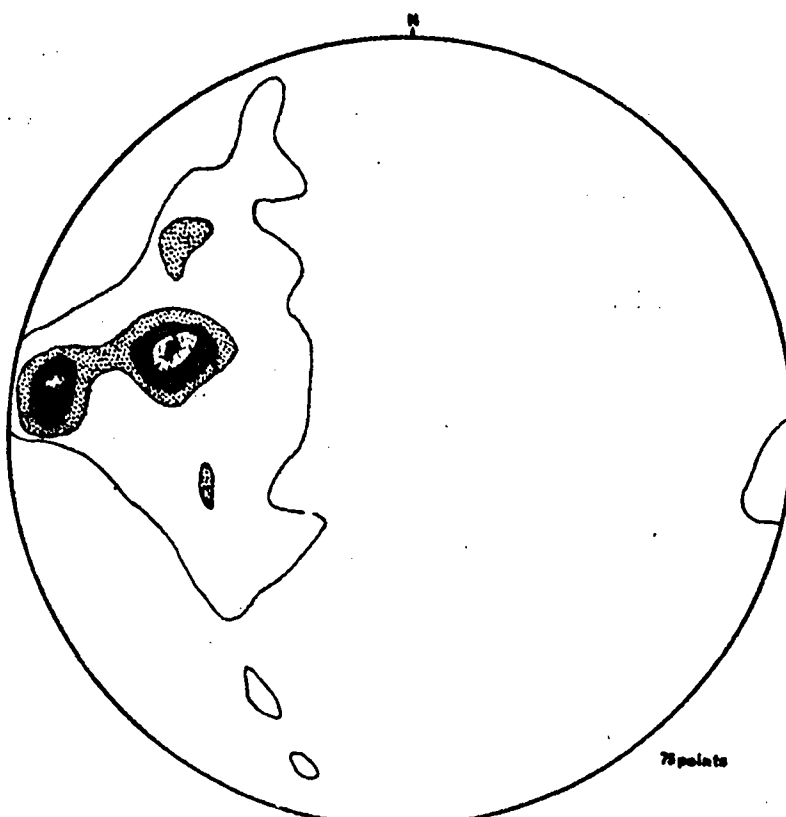


FIG 35 DIAGRAMME BETA DU DOMAINE 2a

- Le domaine 2 b :

Cette subdivision est rendue nécessaire par la présence de la faille du Mont Kimball. Ce sous-domaine présente aussi une grande dispersion de pôles et le cercle Π ne peut pas être construit en raison du petit nombre d'informations.

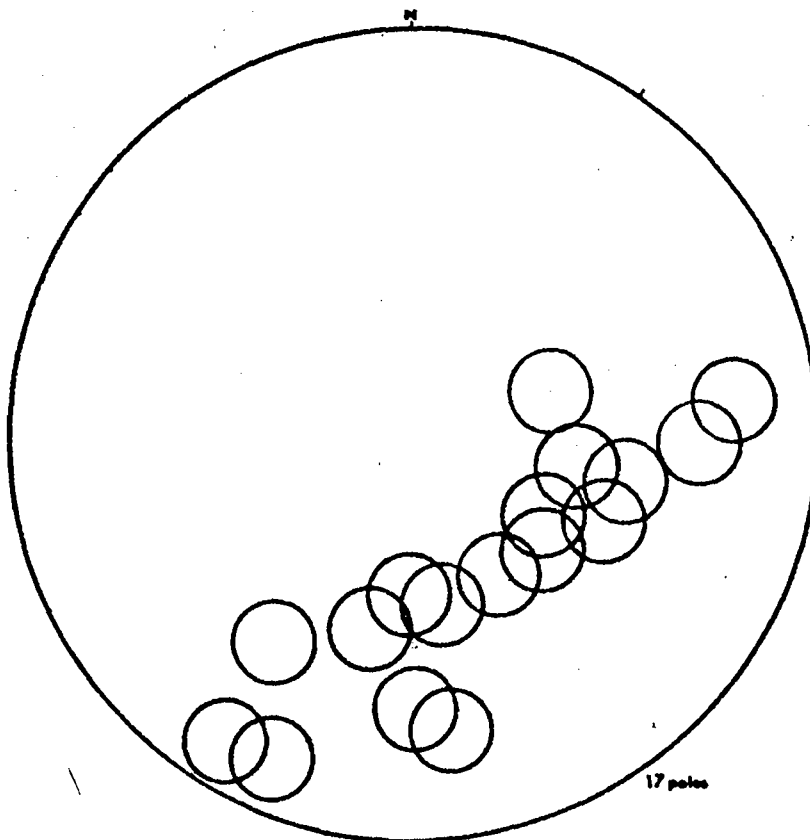


FIG 38 17 POLES DU DOMAINE 2b

d) Le domaine 3 :

Ce domaine est composé de l'ensemble postérieur à la discordance (cf. Fig. 29). Les mesures sont assez uniformément réparties au travers de la formation du Black Stuart.

- Le diagramme Béta :

Il a été tracé à partir de l'intersection de 17 surfaces qui se coupent en un maximum unique.

Les contours ont été tracés pour 1 point 4, 8, 12, 16, et 20 %. L'axe β moyen se situe à 301° N et possède un plongement de 31°.

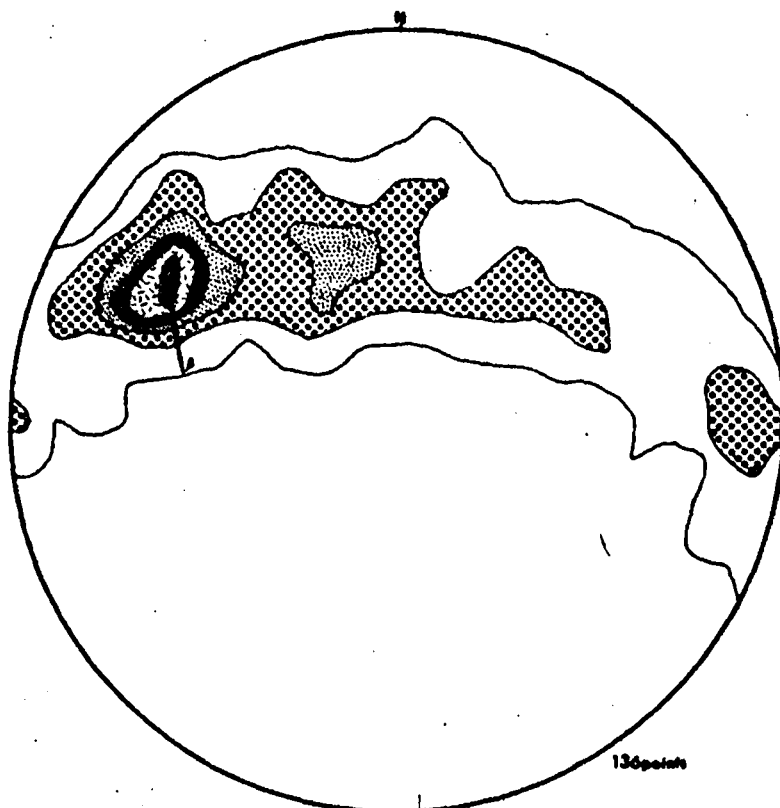


FIG 37 DIAGRAMME BETA DU DOMAINE 3

- Le diagramme Π :

Ce diagramme a été confectionné à partir de 50 pôles de plans de stratification. Les contours représentent successivement 2, 4, 8, 12, et 16 %.

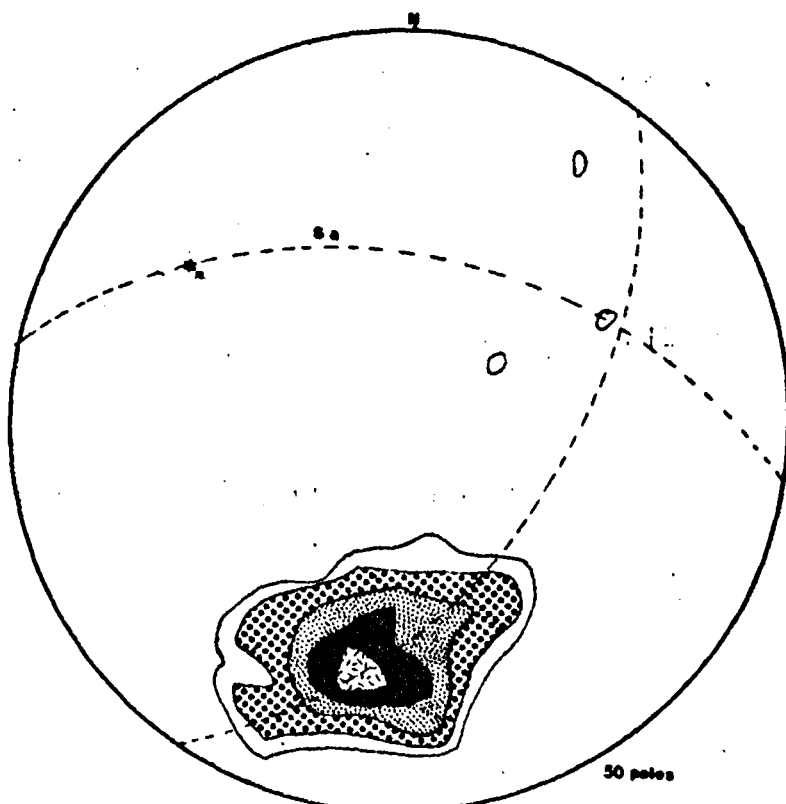


FIG 38 50 POLES DU DOMAINE 3

Ce diagramme présente un maximum unique situé à 302° N - 33, les pôles des flancs de chaque pli sont confondus en raison du déversement des plis.

e) Le domaine 4 :

Il est situé au Sud du synclinorium du Black Stuart, il se compose d'un certain nombre de plis isoclinaux déversés, leur étude géométrique sera effectuée par la suite.

- le diagramme Béta :

Quinze surfaces α ont été reportées sur le diagramme de la fig. 39, elles définissent un maximum unique, l'axe β qui a une direction de 302° N et un plongement de 32° .

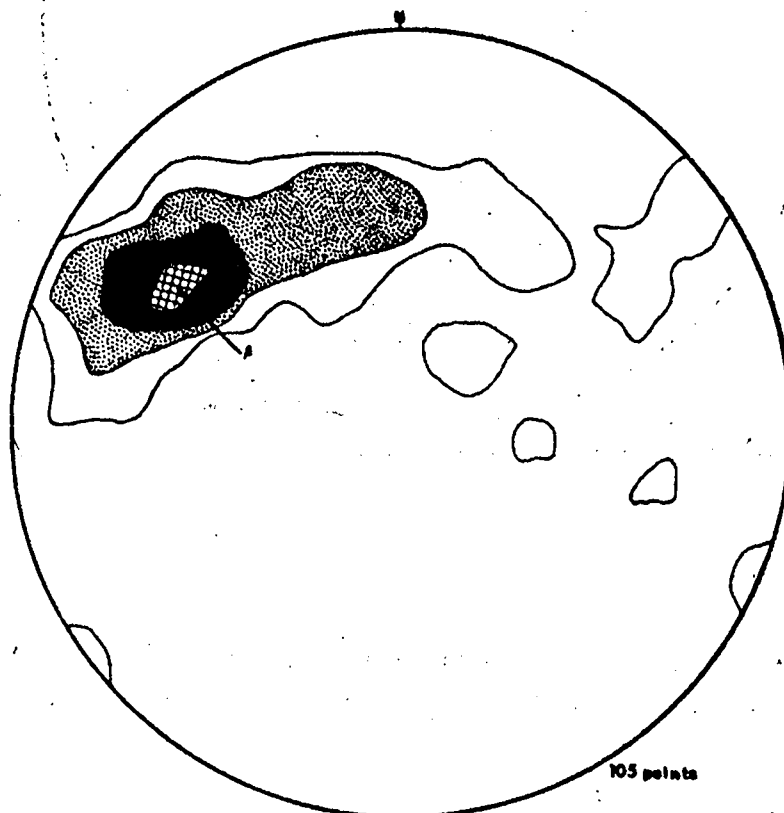


FIG 39

DIAGRAMME BETA DU DOMAINE 4

Les contours ont été tracés pour 1 point 4, 12, 20 et 28 %.

L'axe β est clairement défini, la précision aurait encore été plus importante si quelques traces de plans issues du voisinage du pluton avaient été éliminées. L'examen de la carte nous indique que les couches α incurvent près de la vallée située entre ce domaine et le pluton.

- Le diagramme Pi :

Les pôles des plans de stratification (50) ont été reportés sur la figure 40, on y remarque deux maxima représentant chacun des flancs.

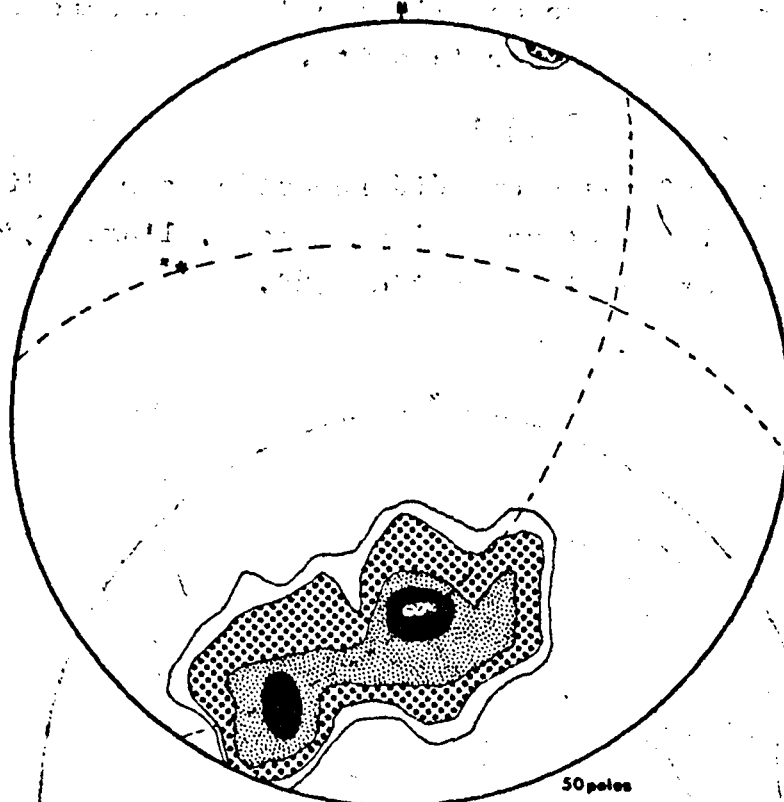


FIG 40 S- POLES DU DOMAINE 4

Les contours sur cette figure représentent 2, 4, 8, 12 et 16 %. Le cercle Π a été tracé à partir du diagramme.

f) Le domaine 5 :

Ce domaine est situé à l'Est de l'affluent de Little River et au Sud du pluton granitique.

- Le diagramme Béta

Ce diagramme a été tracé à partir des intersections de 17 surfaces s, les contours sont de 1 point, 4 %, 8, 12, 16, 20, 24 %

L'axe β est un maximum unique situé à $348^\circ \text{ N} - 30^\circ$

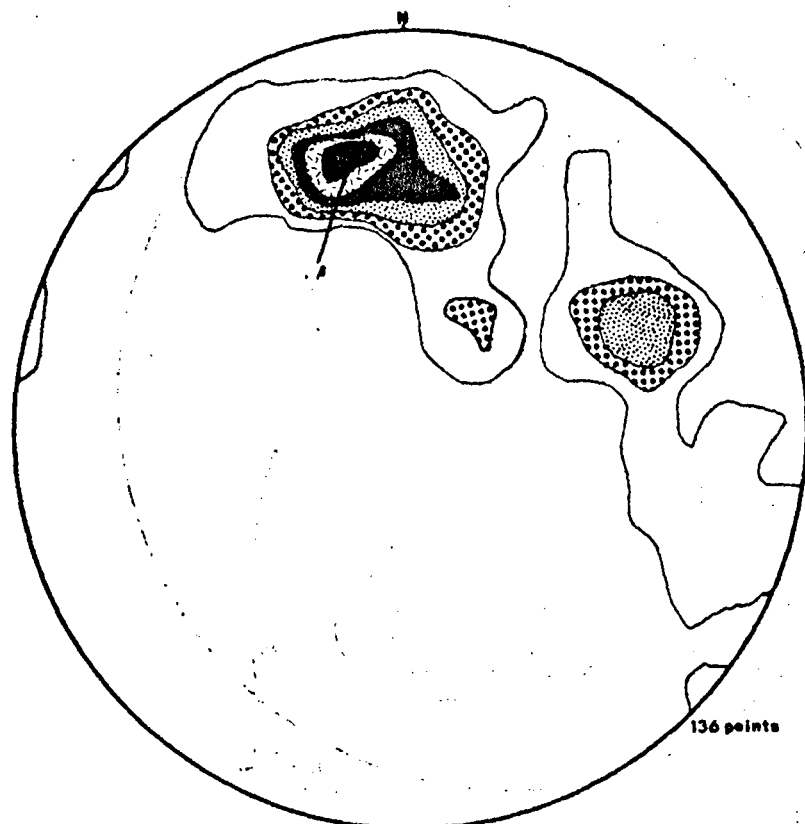


FIG 41 DIAGRAMME BETA DU DOMAINE 5

- Le diagramme Π :

Il possède deux maxima qui sont les pôles des flancs normaux et inverses. Les contours ont été tracés à 2, 4, 8, 12, 16 et 20 %, le cercle Π a été déduit. Sur cette même figure 42, quelques linéations ont été reportées, la concentration maximum de celle-ci étant voisines de β , nous constatons pour ce domaine 5 que les axes β , Π et B sont confondus.

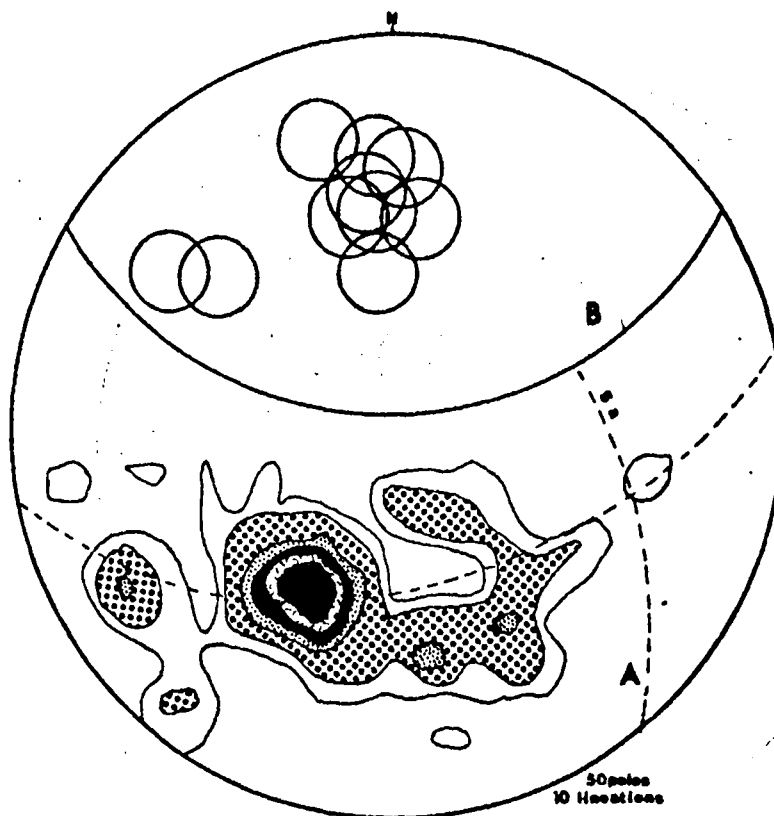


FIG 42

A) 5-POLES DU DOMAINE 5
B) LINEATIONS

g) L'ensemble des domaines parfaitement homogènes :

Les pôles des domaines 1 - 2 b-3 et 4 ont été reportés sur une figure récapitulative, (figure 43). Deux domaines ont été éliminés le 2b et le 5 en raison d'une légère déviation du cercle Π par rapport à l'ensemble. On peut constater un grand degré d'homogénéité.

L'axe Π a une direction de 299° N et un plongement de 33° . 200 pôles ont été comptés, leur contour représente 0,5 %, 1, 4 et 8 %.

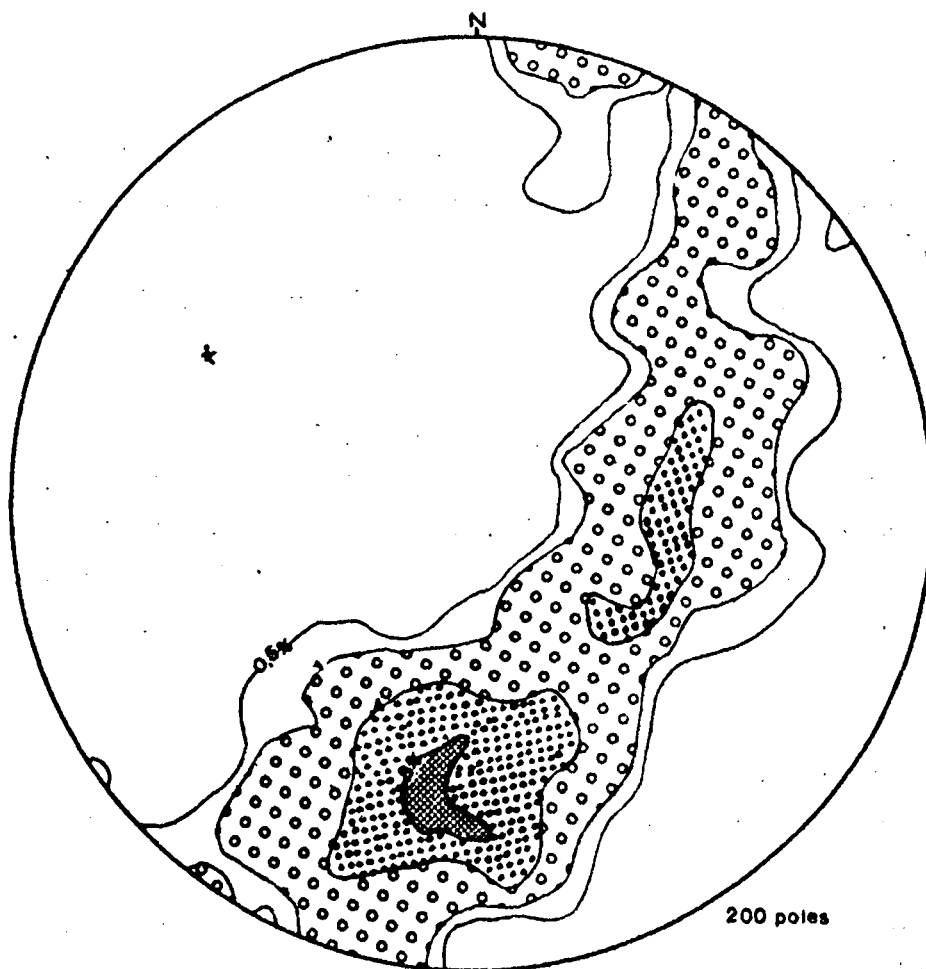
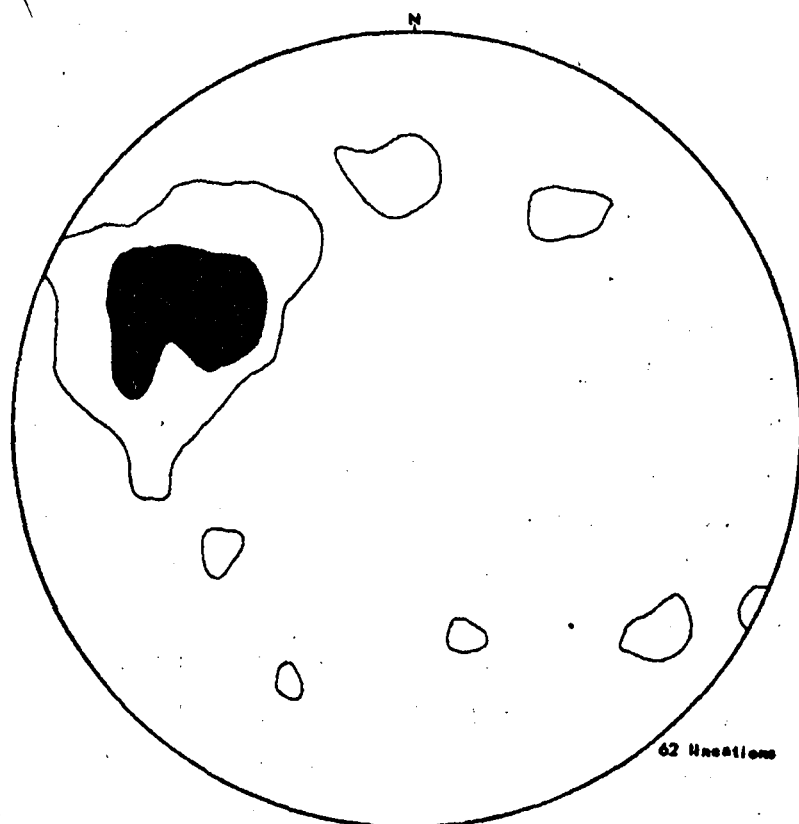


FIG 43 TABLEAU RECAPITULATIF

- Les linéations et les axes de microplis de ces domaines ont été reportés sur la figure 44, on y observe une concentration maximum à 300° N - 36.



LINÉATIONS DES DOMAINES 1-2b-3-4

FIG44 Tableau recapitulatif

Les contours ont été tracés pour 1 point 8%, 16 %, 24 %. Ainsi l'ensemble des domaines étudiés (sauf 2a et 5) est homoaxial, les axes β , π et E sont analogues dans chaque domaine, mais aussi entre eux. Il convient maintenant de déterminer les raisons pour lesquelles 2a et 5 apparaissent différemment.

h) L'hétérogénéité des domaines 2a et 5 :

Ces domaines possèdent des diagrammes Béta et Pi qui sont nettement différenciés de l'ensemble. La position de ces deux domaines n'est pas quelconque dans l'ensemble du terrain ; ils sont tous deux au voisinage de pluton granitique, le premier immédiatement au Nord, le second au Sud

Les observations suivantes semblent indiquer que la mise en place du "stock" granitique est à l'origine de cette apparente hétérogénéité :

- L'auréole de contact autour du pluton est inexistante,
- les contacts avec l'autochtone sur la face Nord du "stock" sont quasiment verticaux et très plissotés,
- l'importance des failles radiales est grande,
- l'ensemble structural semble envelopper le pluton.
- Comme nous l'avons vu dans la partie consacrée à la stratigraphie, le métamorphisme se manifeste par une recristallisation développée sur une fine bande autour du pluton ; le contact est souvent très brutal avec de rares apophyses autour du "stock".
- L'encaissant est quasiment vertical et multiplissoté, indiquant un mouvement qui s'est traduit plus loin par un certain nombre de failles radiales.
- L'ensemble structural semble envelopper le pluton, au Nord l'axe du domaine 2a dévie d'une trentaine de degrés et le domaine 5 semble affecté d'une rotation de 50 degrés.

L'étude de ces mesures sera plus précisément entreprise dans le paragraphe suivant. Immédiatement au delà du pluton les directions structurales semblent reprendre leur position normale comme l'indique la carte.

Selon la terminologie de E. Raguin (1957) nous sommes en présence d'un massif circonscrit, la mise en place de celui ci s'est effectuée sous une phase capable de plisser les bordures et surtout de repousser les assises sédimentaires encaissantes en formant une "boutonnière". Cette montée semble avoir été guidée par les struc-

ctures préexistantes, en se poursuivant elle les a ensuite bousculées. Le passage préférentiel s'est effectué en grande partie à l'intérieur de la formation Yankee Belle.

Des cas analogues ont été décrits par R. Balk et F. Grout (1934) K. Fowlerlunn et L. Kingsley (1937) J.A. Noble (1952), en France le massif du Lys est décrit par E. Raguin (1934) comme un massif circonscrit, notons qu'au contact de celui-ci se situe une roche très "plissotée en zig zags singuliers dus à la déformation locale des contacts" ; la barrégienne.

Il apparaît qu'une action mécanique soit indispensable pour expliquer les observations précédentes ; C.E. Wegmann (1930) a vu la possibilité des batholites diapiriques et "l'adaptation géométrique et cinématique des assises géologiques aux massifs granitiques qu'elles recèlent".

D'autres tels que E. Cloos (1936), R. Balk (1937), J.E. Reesor (1958) y ont vu une injection forcée de magma (actively rising magma) au cours de laquelle se développe une foliation primaire en général, parallèle aux roches autochtones. Une consolidation de la partie externe du magma alors que le coeur reste actif produisant une expansion qui se manifeste selon R.M. Hutchinson (1960) : par des déformations mineures repoussant et plissant les roches adjacentes, un pendage très fort de la foliation (ou de la stratification) et parfois un changement d'orientation de cette foliation au contact du batholite. E. Raguin (1957) est resté sceptique devant "les indices cinématiques diapiriques", il pense que ces indices traduisent une tendance générale au mouvement et peut être une "image de mouvement" il admet cependant que pour certains batholites le mouvement ait pu être d'une ampleur relativement importante. Rien ne permet dans le cas présent de quantifier celui-ci, mais il semble au vu de ses effets n'être pas négligeable.

En résumé, il apparaît que les domaines 2 a et 5 aient subi une rotation, causée par la "montée du pluton granitique". L'importance de cette rotation a entraîné une hétérogénéité apparente de l'ensemble.

5) L'étude géométrique des plis

Les méthodes d'étude géométrique des plis ont été analysées et exposées par C.D. Dahlstrom (1952) et P.J. Hanan (1961). Ce dernier a montré l'importance des éléments de symétrie dans un plan, la géométrie est décryptée à partir des diagrammes π établis précédemment, qui permettront de mesurer l'angle interne du pli (α) défini par les tangentes menées aux flancs.

Cet angle peut être divisé en deux parties égales par la bissectrice (e), la surface axiale définie par A. Bonte (1962) comme : "le lieu des charnières de toutes les couches entrant dans la constitution du pli". Cette surface est donc plan bissecteur pour les plis symétriques.

a) Les méthodes :

Les diagrammes π obtenus présentent une symétrie certaine, parfois proche de l'orthorhombicité. Au cours de cette étude, chaque domaine sera analysé et non pas chaque pli, c'est donc à un résultat moyen auquel il faut s'attendre, rappelons que ces domaines ont été choisis en fonction de l'homogénéité des structures qui le composent.

Cette méthode de raisonnement diffère de celle employée par les auteurs précités et ne prétend pas être rigoureuse.

- L'angle (cf fig. 32 pour un pli déjeté (par exemple le domaine 1) est : $180 - \omega$ (ω est l'angle entre les concentrations maxima représentant les pôles de chacun des flancs situés sur le cercle π).
- La figure bissectrice (e) est égale à $\frac{\omega}{2}$, le plan bissecteur est le grand cercle passant par l'axe B^2 (dans la région étudiée $B = \pi = \pi$ et par (e).
- Pour un pli déversé l'angle λ est lu sur le cercle π de la même façon, mais les pôles sont situés du même côté par rapport à la surface axiale et λ est lu directement. (e) est reporté à 90° du point situé à égale distance entre les pôles le long du cercle π ; la surface axiale joint l'axe B au point (e).

REMARQUE : Lorsque les plis sont "aplatés", les pôles des flancs sont confondus, le centre de ce maximum est le pôle du plan axial (F.J. Turner et L.E. Weiss 1963).

b) Les résultats :

	Domaine 1	Domaine 3	Domaine 4	Domaine 5
α	$57^\circ \begin{pmatrix} 1 \\ 2 \end{pmatrix}$ $26^\circ \begin{pmatrix} 1 \\ 2 \end{pmatrix}$	—	36°	38°
Surface Axiale	$116^\circ N - 81^\circ$	$97^\circ N - 55^\circ$	$98^\circ N - 56^\circ$	$140^\circ N - 51^\circ$

- Le domaine 1 a un angle α qui varie si on prend les mesures aux extrémités des concentrations polaires (2) et au centre (1).
- Le cercle π du domaine 2 n'a pas été établi, en raison du petit nombre des mesures effectuées, aucun calcul n'a été possible.
- Les domaines 3, 4 et 5 représentent des moyennes et non pas l'angle d'un pli.

Il a été montré que pour les domaines 2a et 5 l'hétérogénéité était susceptible d'être interprétée comme conséquence de la mise en place du pluton.

Une rotation de 50° vers le Nord du diagramme π du domaine 5, le fait se superposer exactement au tableau récapitulatif (cf fig. 43), le domaine 2a se superposerait lui aussi par une rotation d'une trentaine de degrés vers le Sud.

+ Conclusions :

Nous avons pu constater au cours de cette étude que les structures étaient homoaxiales, les seules hétérogénéités constatées étant le fait d'accidents locaux.

A l'intérieur des domaines les axes B, β et π , sont quasiment confondus. Une étude menée par A. Brown dans la région de Mac Bride et de Wells a abouti à la conclusion suivante :

"The study suggests a continuity of deformation throughout the area and that all the rocks from Proterozoic to late triassic reflect the same deformational history" (1)

Il apparaît que ces conclusions ne puissent être suivies au cours de cette étude. L'histoire tectonique semble débiter par une période calme qui s'étend jusqu'après le dépôt de Post Mural, c'est à dire du Précambrien au Cambrien inférieur. Un régime de contraintes s'établit après le Cambrien inférieur et déforme les couches selon une certaine direction. La formation du Black Stuart se dépose en discordance, l'ensemble est alors redéformé selon un régime de contraintes tel que les directions des plis soient identiques à celles de la phase précédente.

La région a donc connu de longues périodes de quiescence interrompues par des épisodes de déformations coaxiales.

6) L'étude morphologique des plis :

Beaucoup de plis ne sont ni parfaitement concentriques, ni

(1) A.S. Brown : Paper 68-1, Part - A. Geological survey of Canada - report of activities; p. 20.

parfaitement semblables, R.B. Campbell (1970) les appelle composite ces plis "intermédiaires" ont été décrits par L.U. De Sitter (1958) et par J.G. Ramsay (1962), qui, à partir d'observations effectuées sur des microplis a montré que les épaisseurs des lits mesurés selon la normale aux plans de stratification étaient variables avec un maximum marqué pour les charnières, l'épaisseur mesurée parallèlement au plan axial présente aussi de grandes variations. Ces plis ne possèdent pas les propriétés d'un pli (parallèle), J.G. Ramsay attribue ces différences à un aplatissement (flattening) ultérieur.

a) Les observations :

La photo 23 nous montre un important épaissement au niveau des charnières. De cette photo a été tirée la figure 45, qui nous permet de mieux comprendre le comportement rhéologique des différentes strates. Le niveau le plus compétent subit de très légères variations en épaisseur, et n'est que très peu plissé.

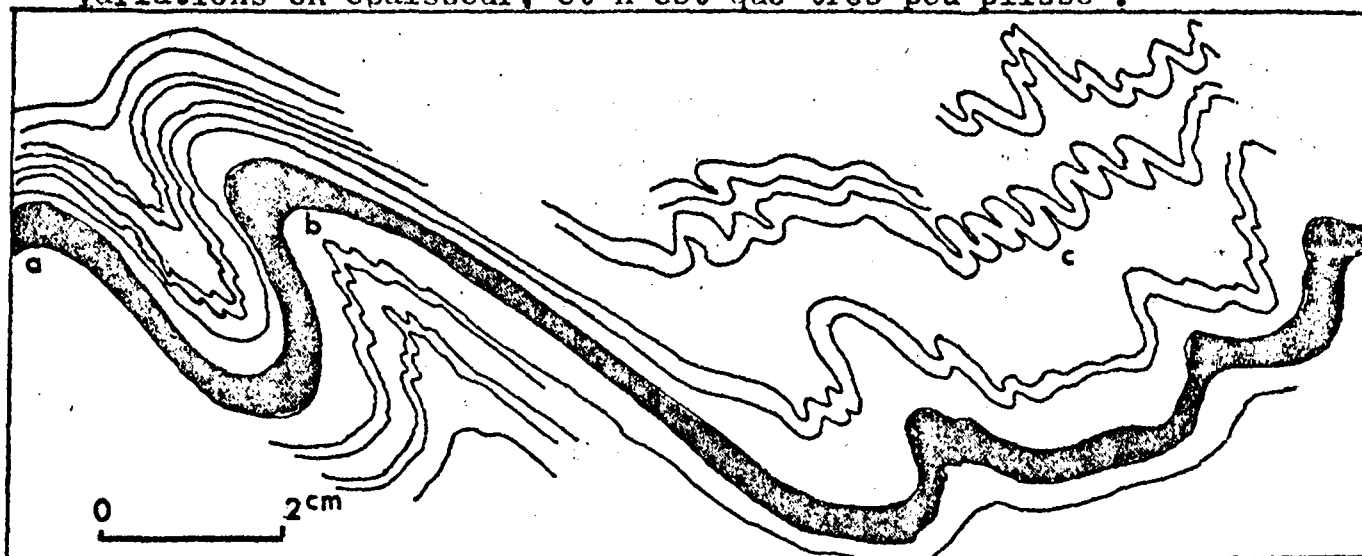
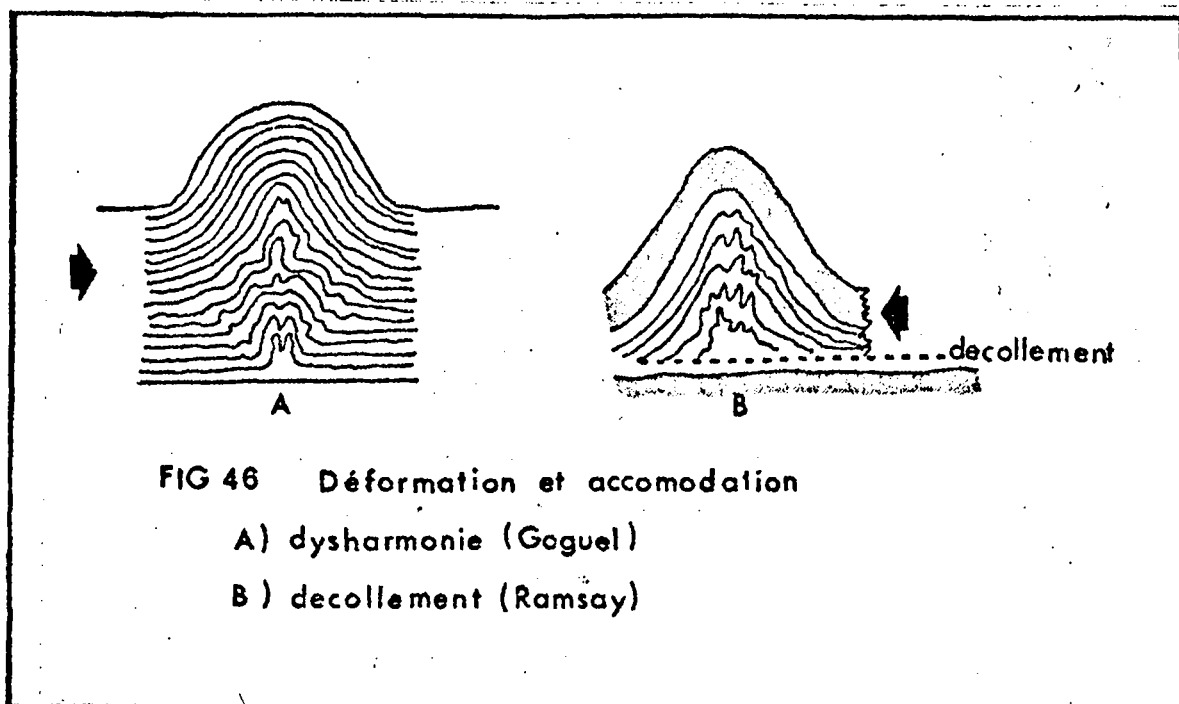


FIG 45 Comportement de niveaux calcaires de compétence différente

 niveau le plus compétent

Au coeur du synforme compris entre les antiformes (a) et (b) sur la fig. 45 ; on constate un microplissement des couches s'accentuant vers le centre, où la disharmonie est élevée. Ce phénomène a été expliqué par J. Goguel (1952) avec la loi de conservation de volume ; ainsi les lits doivent avoir essentiellement le même volume avant et après la déformation, les plis semblables n'ont pas de problème de volume, la déformation s'effectuant le long de lignes de flux. Il n'en est pas de même des plis (parallèles) qui nécessitent une "accomodation" pour obéir à cette loi, l'excès de volume au coeur du pli est résorbé par une déformation intense qui décroît peu

à peu. S.W. Carey (1962) a repris les travaux de Goguel, il pense qu'un décollement est nécessaire et écrit : "Goguel résout ce problème (le décollement) en froissant les lits inférieurs, maintenant ainsi la longueur de chaque lit et son épaisseur orthogonale. Il n'a pas résolu le problème d'espace en froissant les lits, il l'a simplement renvoyé sous le tapis, le décollement est immédiatement en dehors de son diagramme" ⁽¹⁾. Le croquis de J. Goguel a été reproduit sur la fig. 46 et il est comparé avec celui de J.G. Ramsay (1967).



C.A. Dahlstrom (1969) a montré que le décollement était une conséquence de la formation des plis parallèles.

Ils ne gardent pas une épaisseur constante, car il se produit une déformation continue qui aplatit le pli, cet aplatissement se produit en même temps qu'une migration de matériel vers les charnières; nous nous rapprochons des plis du type 1c définis par J.G. Ramsay (1952).

b) Etudes sur modèles :

De nombreuses études ont été effectuées sur des modèles qui ont tenté de concilier l'expérience avec l'observation de terrain. Le comportement des roches sous l'action de contraintes est très dépendant de leurs propriétés rhéologiques et du contraste entre celles-ci.

(1) S.W. Carey (1962) : Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists. p. 119.

L'étude d'un tel type de déformation a été entreprise par H. Ramberg (1964) qui a mis en évidence les réponses aux contraintes pour des roches compétentes et incompétentes. Les premières réagissent en flambant (buckling) alors que les secondes tendent à se raccourcir et s'épaissir. On peut penser que Yanks Peak a servi de trame pour les déformations (CF. Fig. 47).

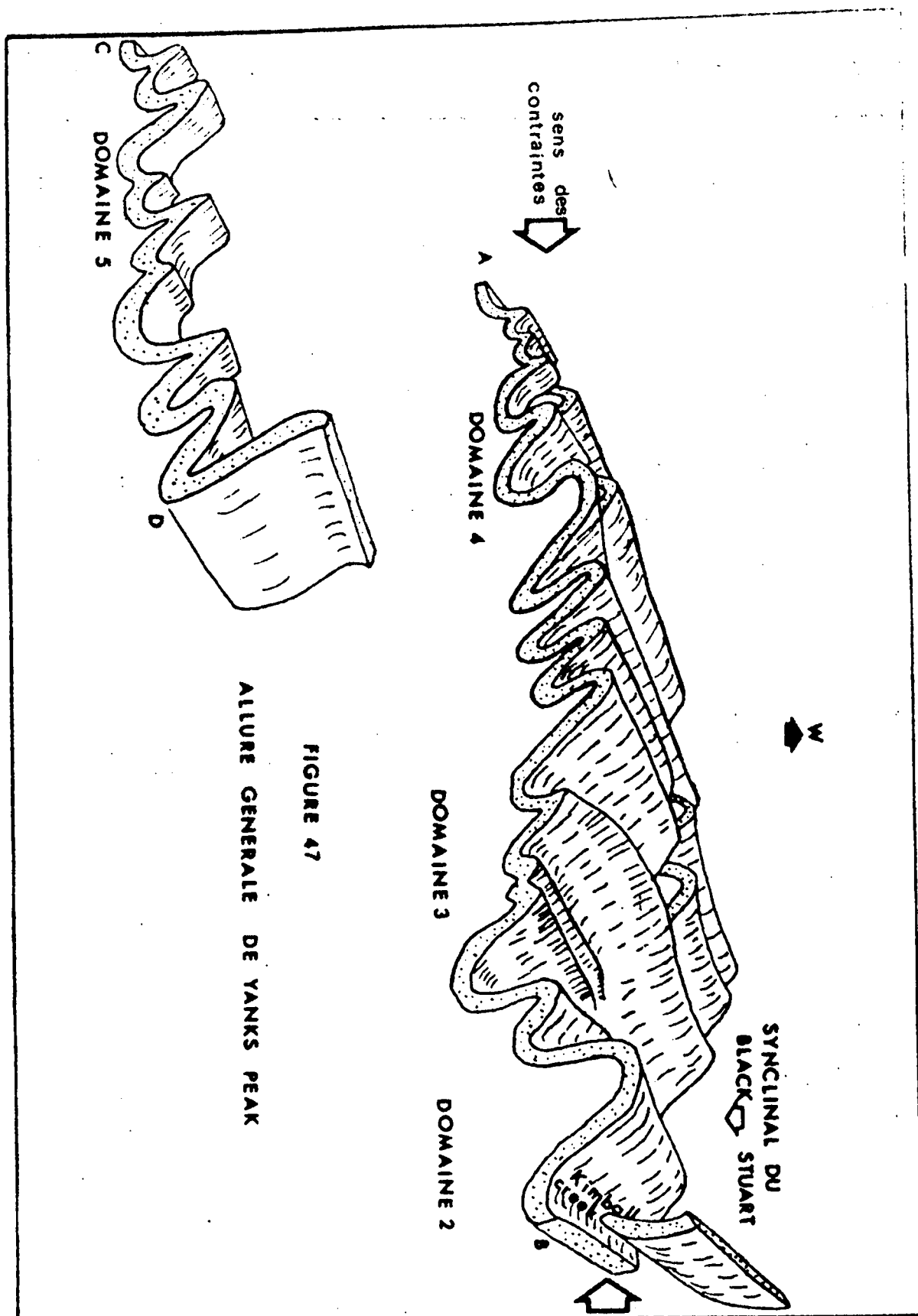


FIGURE 47

ALLURE GENERALE DE YANKS PEAK

Sur cette figure, a été reproduit le tectonogramme de Yanks Peak, on y distingue un ensemble d'antiformes et de synformes de plus en plus comprimées vers le Sud. La compression a été suffisamment longue pour que le matériel incompetent (Midas et Yankee Belle) bourre au voisinage des charnières, et soit éjecté sur les flancs. Il se produit une réaction à grande échelle, similaire à celle observée sur les microplis.

7) Les failles et les fractures :

a) Les failles :

L'étude des diagrammes faite dans les paragraphes précédents a mis en évidence un fort plongement des structures, or celles-ci non-seulement ne semblent pas s'envoyer mais se prolongent bien au delà de la région étudiée (cf carte p. 91)

Ce problème avait été effleuré par S.S. Holland (1954) pour qui la compensation du fort plongement vers le Nord Ouest était due à un grand nombre de plis opposés (S.E.) il résultait un plongement d'ensemble voisin de l'horizontale.

Mais A.S. Brown (1957) a constaté sur le terrain que les plis opposés étaient rares et de faible amplitude. Il a fallu les nombreux travaux miniers de Barkerville et de Wells permettant des observations très précises pour une meilleure compréhension des structures régionales.

P.C. Benedict (1945) au cours de son étude sur les ouvrages miniers autour de Wells y a constaté la présence de centaines de failles normales ne montrant que rarement plus de 8m de déplacement.

A.C. Skerl (1948) a lui aussi reconnu un grand nombre de failles près de Barkerville, il a remarqué qu'elles avaient un pendage Est, le compartiment oriental étant toujours affaissé. Ainsi le fort plongement axial est compensé par un réseau de failles en échelon.

Si les failles minimes, qui par leur répétition ont une grande influence sur les structures, n'ont pu être cartographiées, les failles importantes l'ont été. Trois catégories ont été retenues :

- les failles perpendiculaires aux structures,
 - les failles parallèles aux structures,
 - les failles liées au "stock" granitique.
- Les premières sont les plus nombreuses et jouent le rôle décrit précédemment. Elles sont normales mais accusent souvent un déplacement horizontal.

- la seconde catégorie ne renferme qu'une seule faille qui présente certaines particularités : sa direction primitive s'infléchit au niveau du "stock", elle varie du NW-SE à W-E. Il semble que cette déflexion soit imputable à la mise en place du stock, la faille lui serait par conséquent antérieure. Son pendage est de 80° NE, elle est peut être due à un déplacement horizontal des compartiments.
- les failles liées au "stock" ont déjà été décrites (p. 108) elles n'ont qu'une influence locale.

b) Les fractures :

Ce sont des plans de fracture qui ne présentent que peu ou qu'un léger déplacement. Ils ont été relevés sur le terrain et 80 ont été reportés sur un diagramme.

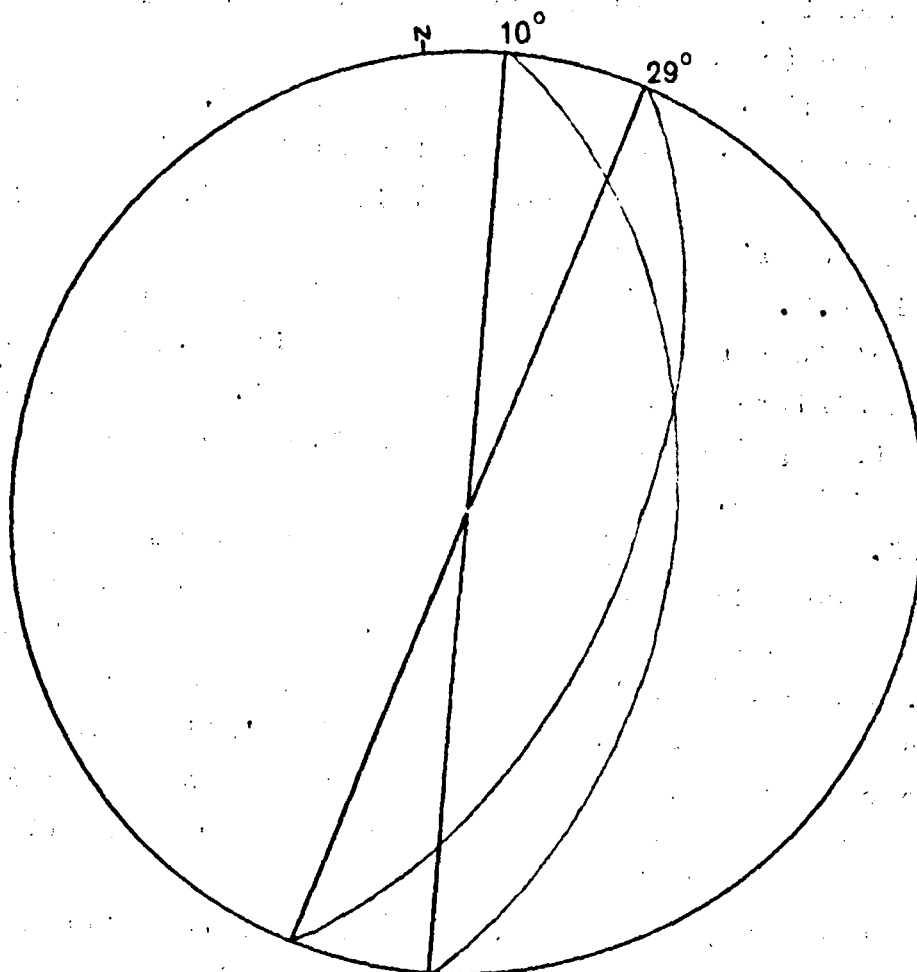


FIG 48 LES FRACTURES

A partir de celui-ci ont été construits les plans de fractures principaux (fig. 48), le plus important a une direction de 10° N et un pendage de 52° SE, le second une direction de 29° N et un pendage de 60° SE.

Nous remarquerons que ces plans ont une direction voisine de la normale aux structures, c'est à dire de la première catégorie de faille reconnue sur le terrain, et un pendage Sud Est.

c) Conclusions :

La conjonction des failles et des fractures a déterminé un réseau de fractures en échelon qui présente systématiquement un compartiment oriental abaissé. Il en résulte une compensation des directions structurales à fort plongement.

B - Commentaire d'une planche de coupes :

1) Généralités :

La planche de coupes représente la synthèse des résultats obtenus au cours des paragraphes précédents. L'allure des plis varie du Nord au Sud de la région étudiée, mais ils sont systématiquement déjetés ou déversés vers le Sud Ouest.

2) Les coupes :

Quatre coupes ont été étudiées, elles ont été confectionnées comme des profils à l'intérieur d'un bloc diagramme.

a) La coupe 1 :

Elle nous permet de traverser trois ensembles :

- au Sud un ensemble isoclinal à plis très serrés,
- au centre le synclinorium du Black Stuart,
- au Nord l'ensemble du Mont Kimball.

+ L'ensemble isoclinal méridional :

Il est constitué d'une rapide succession de calcaires, schistes argillites et de rares quartzites. C'est un ensemble extrêmement couvert où seuls de rares affleurements parsement le terrain, nécessitant de nombreuses extrapolations.

La coupe débute par une bande de calcaire de Mural (6) formant une falaise. Cette bande semble s'envoyer vers le Nord Ouest, elle possède de nombreux microplis indiquant un fort pendage. La coupe se poursuit par des shales noirâtres (5) et verdâtres. La présence de quartzites pures (4) après ces shales fait raisonnablement songer à un anticlinal laissant affleurer Yanks Peak (4) en son centre. Nous retrouverons la formation schisteuse, puis Mural (6) en synclinal

très pincé, suivi de schistes noirs difficilement attribuables⁽¹⁾.

La vallée, très couverte ne permet aussi que des suppositions sur son substratum, il est représenté par Yanks Peak (4) plissoté mais il n'est pas exclu que Yankee Belle affleure sous les alluvions.

+ Le synclinorium du Black Stuart :

Sur un premier contrefort situé au Sud du Black Stuart synclinorium, Yanks Peak (4) affleure parfois entrecoupé de passées de schistes verts susceptibles d'être rattachées à Midas (5) constituant une série très replissée. Le flanc S.W. du Black Stuart sensu stricto est constitué d'une succession de quartzites blanches (4), de shales noirâtres (5) de calcaires (6). Au dessus de ces calcaires reposent en discordance des lentilles de cherts (8) qui ont un étrange aspect sur le terrain rappelant une mylonite. L'affleurement sous forme lenticulaire et leur aspect pouvant toujours laisser supposer que ces cherts forment la base d'un chevauchement, l'étude en prolongement axial n'a pas confirmé jusqu'ici cette hypothèse, une discordance a été retenue.

Au dessus on trouve des schistes siliceux foncés (9). Ce dernier ensemble étant traversé de dykes diabasiques (D). La formation du Black Stuart synclinorium précitée comprend en son coeur des phyllites verdâtres renfermant les formes décrites p. 70 et des quartzites impures (10).

Le versant septentrional du Black Stuart, présente quelques distinctions :

- les cherts (8) sont plus épais et presque continus, ils renferment de nombreuses brèches.
- les calcaires de Mural (6) sont surmontés de schistes peu épais à la terminaison pérисynclinal (7), plus épais vers l'Ouest.

Les mesures effectuées de part et d'autre de la discordance ont montré que ces séries étaient homoaxiales, après un premier plissement affectant les formations jusqu'à Post Mural, un second homoaxial a touché le groupe du Black Stuart et l'ensemble précité.

+ L'ensemble du Mont Kimball :

(1) Dans le prolongement axial, nous avons à la suite Yanks Peak (4) (quartzites blanches), ces schistes appartiendraient à Midas (5) ce qui nécessite une terminaison synclinal, Post Mural (7) aurait été éjecté à la suite de la compression du Mural (6).

La vallée de Kimball Creek est creusée en majeure partie dans les formations quartzo-schisteuses de Yanks Peak (4) et Yankee Belle (3). Les coupes 3 et 6 des pages 58 et 65 ont montré que les cherts (8) reposaient sur les shales de Post Mural (7) alors qu'au Black Stuart synclinorium ils sont au contact de Mural (6).

Une faille à léger pendage Nord Est sépare Mural (6) du compartiment effondré renfermant Midas (5) puis la suite logique déjetée Yanks Peak (4), Yankee Belle (3) et Cunningham (2).

b) La coupe 2 :

Elle est située deux kilomètres au Sud Est de la précédente et va nous permettre de suivre l'évolution du style (les coupes 2, 3, 4 peuvent être suivies sur les panoramas de la planche 8).

+ Le Black Stuart Synclinorium

La partie méridionale est extrêmement plissotée, laissant apparaître des lambeaux de Mural (6) sur Midas (5), les plis sont très comprimés et déversés vers le Sud Ouest.

La partie centrale est hachée par des failles liées à la montée du "stock" granitique voisin. Ces failles découpent le Synclinorium, déplaçant les compartiments horizontalement et verticalement.

Le rebord septentrional de celui-ci offre une particularité intéressante : le bourrage de ses couches incompetentes.

+ Le prolongement du Mont Kimball :

On constate l'existence au Nord de Kimball Creek d'une recurrence calcaire de Yankee Belle suivie de schistes verts puis de Yanks Peak, Midas et Mural. Cette dernière formation bute par faille contre le Yankee Belle.

c) La coupe 3 :

Elle montre dans sa partie méridionale un style analogue à celui décrit précédemment. Des restrictions sont à apporter en raison de la grande part d'interprétation. Sur le terrain nous rencontrons (en de rares endroits) entre deux séries de quartzites pures, une série schisteuse verdâtre qui peut constituer le sommet de Yankee Belle ou la base de Midas. La rareté des affleurements et leur médiocre qualité ne permet pas de trancher sûrement, seuls quelques indices laissent supposer qu'il s'agit de Midas (quelques shales foncées).

Le métamorphisme contribue aussi à rendre le verdict difficile ; la présence de carbonates suivis de schistes verts et de quartzites pures offre pour la suite de la coupe un fil conducteur.

Le rebord septentrional de cet ensemble est constitué de Yanks Peak ; Yankee Belle doit affleurer sous le manteau alluvial recouvrant le fond de la vallée et a dû permettre un "passage préférentiel" au "stock" granitique évoqué précédemment (p. 108).

Au Nord de ce dernier on trouve des calcaires possédant une direction axiale voisine de l'axe du "stock".

d) La coupe 4 :

Elle est constituée de séries très métamorphisées à la limite entre greenschist-faciès et almandin amphibolite faciès, seuls les marqueurs (Mural et Yanks Peak) permettent d'établir une coupe ne présentant que peu de différences avec la précédente.

3) Conclusions :

Cette planche de coupes nous a permis de préciser le style général de la région nous pouvons y distinguer trois domaines qui sont du Nord au Sud :

- le Mont Kimball,
 - le Black Stuart,
 - l'isoclinal méridional.
- La constatation importante est une relation entre l'intensité de la déformation et du métamorphisme. Ainsi la partie méridionale est beaucoup plus déformée en plis isoclinaux très compressés.
- Le Black Stuart renferme deux ensembles structuraux, l'un antérieur à la discordance, l'autre postérieur qui ont été affectés par des plis homoaxiaux. A la base de cette discordance reposent des cherts lenticulaires qui, par leur aspect, ont fait penser à une base de nappe. Cette hypothèse n'a pas été retenue en raison du manque d'informations, mais dans l'état actuel des connaissances elle ne peut être écartée. La partie orientale du Black Stuart montre de nombreux accidents dus à la mise en place de granite.
- Au Nord de Kimball Creek, le style se fait plus lourd, avec de larges plis déjetés ou déversés.

CONCLUSIONS GENERALES :

La révision de la série stratigraphique dite du Cariboo a permis de séparer deux formations carbonatées distinctes là où une seule était reconnue primitivement. La première, azoïque, Cunningham est surmontée d'une puissante masse schisto-gréseuse décomposable

en unités élémentaires à signification paléogéographique (Yankee Belle) Les éléments détritiques s'épaississent, pour former un horizon quartzeux : Yanks Peak, bref épisode plus grossier qui va laisser la place aux phyllites (Midas) et bientôt à la seconde formation carbonatée (Mural).

Il a pu être établi l'importance de la succession de ces apports, une esquisse paléogéographique a été tentée.

Il est remarquable que ce groupe du Cariboo dans son ensemble soit proche du cycle géochimique décrit par V. Goldschmidt, débutant par les résidus insolubles, suivis d'hydrolysats, parfois de réducteurs et terminés par des carbonates, on peut constater une évolution des sédiments détritiques vers les sédiments chimiques. Les causes de cette évolution sont le résultat de l'interférence de nombreux facteurs (cf. p. 82), sans oublier l'importance du lieu d'alimentation. Ainsi G. Millot (1964) montre que la nature de la sédimentation est fonction de l'évolution morphologique du paysage continental et H. Erhart (1955) a pu écrire "La pédogenèse apparaît comme un phénomène dont la connaissance est essentielle pour la compréhension de la genèse des roches sédimentaires. S'ajoutant aux autres phénomènes par lesquels on a pu expliquer jusqu'à présent l'origine des différentes roches, les conceptions pédogénétiques nous permettent surtout de mieux comprendre les causes originelles de la concentration d'éléments chimiques définis"⁽¹⁾.

Le groupe du Cariboo a été plissé, et il est par conséquent séparé par une discordance des formations postérieures. Cette discordance a été mise en évidence, on trouve à sa base une formation bréchique d'étrange allure sur le terrain qui ne peut nous faire écarter l'idée d'une nappe. Cette formation lenticulaire est surmontée par un ensemble de schistes siliceux et de grès (Black Stuart) qui, par leur analyse morphologique, se rapprochent du type plage. Cette formation dans laquelle aucun fossile n'a pu être découvert a été rattachée par sa lithologie au groupe du Slide Mountain d'âge Carbonifère.

(1) Erhart H. (1955) "Biostasie" et "Rhoxistasie". Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène géologique. C.R. Acad. Sc. Paris T. 241, p. 1218-1220.

L'analyse structurale de cette région a été effectuée à partir de l'étude de 5 domaines qui se sont révélés être homoaxiaux. Ces domaines possèdent des axes E , β et π quasiment confondus leur histoire tectonique peut se résumer ainsi : une longue période de quiescence a pris fin au Cambrien inférieur terminal pour laisser la place à un régime de contraintes qui a plissé les couches selon une certaine direction. La formation du Black Stuart se dépose ensuite en discordance, l'ensemble étant repris par un nouveau régime de contrainte homoaxial.

L'étude morphologique des plis nous a permis de mieux comprendre les observations recueillies sur le terrain, ces dernières ont été reportées dans le commentaire de coupes. L'alternance de couches de compétence différente, la mise en place du "stock" granitique, le métamorphisme des régions voisines et enfin les glaciations ont donné à cette région la morphologie que nous lui connaissons aujourd'hui.

B I B L I O G R A P H I E

=====

- AITKEN, J.D., 1966 - Middle Cambrian to middle Ordovician cyclic sédimentation Southern Rocky Mountains of Alberta. Bull. Can. Petrol. Geol., vol. 14, n° 4, pp. 405-441.
- AITKEN, J.D., 1969 - Documentation of the Sub Cambrian unconformity Rocky Mountains Main Range Alberta. Can.S. of Earth Sc., vol. 6, pp. 192-200.
- AUBOUIN, J., 1965 - Geosynclines. Elsevier - Amsterdam, 335 p.
- AUBOUIN, J., BROUSSE, R., LEHMAN, J.P., 1968 - Précis de géologie. Dunod ed. Paris, T. I, II, III.
- BADGLEY, P., 1960 - Structural methods for the exploration geologist and a series of problems for structural geology students. Harper and Brothers - New York -, 280 p.
- BADGLEY, P., 1965 - Structural and tectonic principles. Harper and Row Publishers - New York -, 521 p.
- BALK, R., 1937 - Structural behaviour of igneous rocks. Geol. Societ. Am., Mem. 5.
- BELL, R.T., 1968, - Proterozoic stratigraphy of Northeastern British Columbia. Geol. Surv. of Canada, Paper 67-68.
- BENEDICT, P.C., 1945 - Structure at Island Mountain Mine, Wells, British Columbia. Can Inst. Min. Trans., vol. 48, pp. 755-770
- BILLINGS, M.P., 1954 - Structural geology. 2ème édition, Prentice hall 514 p.
- BLACK, M., 1933 - The algal sediments of Andros Island Bahamas. Roy. Soc. London Phil. Trans., ser. B, vol. 222, pp. 165-192.
- BONTE, A., 1969 - Introduction à la lecture des cartes géologiques. 4ème édition, Masson ed., 277 p.
- BOWEN, N.L., 1928 - The evolution of igneous rocks. Princeton University Press. 332 p.
- BOWMAN, A., 1889 - Report on the geology of the mining district of Cariboo. British Columbia. Geol. Surv. Can. Ann., Report 1887-88, vol. III.
- BREW, D.A., LONEY, R.A., et MUFFLER, L.J.P., 1966 - Tectonic history of Southeastern Alaska. Can. Mining. Met. Bull., spec., vol. 8, pp. 149-170.
- BROWN, A.S., 1957 - Geology of the Antler Creek Area Cariboo district. British Columbia. B.C. Dept of mines, Bull. 38.
- BROWN, A.S., 1963 - Geology of the Cariboo River Area. British Columbia. B.C. Dept of mines, Bull. 47.
- BROWN, A., 1969 - Report of activities. Paper 68-1. Geol. Surv. of can.
- BUDDINGTON, A.F., 1959 - Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. Am., 70, pp. 671-747.
- CAMPBELL, R.B., 1963 - Quesnel Lake East half. Geol. Surv. of Can. Map 1.

- CAMPBELL, R.B., 1968 - Canoe River. British Columbia. Geol. Surv. of Can., 15, 1967
- CAMPBELL, R.B., 1968 - Mac Bride (93 H) map Area. British Columbia. Report of activities. Geol. Surv. of Can., paper 68-1, pp. 14-19.
- CAMPBELL, R.B., 1969 - Mac Bride Map Area. British. Report of activities. Geol. Surv. of Can., paper 69-1.
- CAMPBELL, K.V., et CAMPBELL, R.B., 1970 - Quesnel Lake Map Area. British Columbia (93 A). Report of activities. Geol. Surv. of Can., paper 70-1.
- CAREY, S.W., 1962 - Folding. J. Alberta Soc. Pet. Geol., 10, pp. 95-144.
- CHARLESWORTH, H.K., 1967 - Precambrian geology of the jasper région Alberta. Research Council of Alberta. Bull. 23.
- Classification of Carbonate Rocks (a Symposium) 1962. Edité par W.E. Ham. Amer. Ass. Petr. Geol., Mem. 1.
- DAHLSTROM, C.D., 1954 - Statistical analysis of cylindrical folds Trans. Can. Min. Inst., 57, pp. 140-145.
- DAHLSTROM, C.D., 1969 - Balanced cross sections. Can. Jour. Earth Sc., pp. 743-757.
- Depositional environments in carbonate Rocks (1959). Edité par G. Friedman. Soc. of eco. Pal. and Min., spec. pub. n° 14.
- DERCOURT, J., 1970 - L'expansion océanique actuelle et fossile : 1ère partie, Les Hellenides et les chaînes périméditerranéennes. B.S.G.F., 7ème série, T. XII, sous presse.
- DE SITTER, L.U., 1952 - Plissement croisé dans le Haut Atlas. Geol. en Mijnbouw, 14, pp. 277-282.
- DE SITTER, L.U., 1958 - Structural geology. Mc Graw Hill Book company New-York.
- DE VRIES KLEIN, G., 1963 - Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature. 1940-1960. Geol. Societ. Amer. Bull., vol. 74, pp. 555-576.
- DUNBAR, C.O.; et RODGERS, J., 1957 - Principles of stratigraphy. New-York. John Wiley and sons, 356 p.
- EARDLEY, , 1962 - Structural geology of North America. Harper and Row. New-York. 2ème édition, 743 p.
- ERHART, H., 1955 - "Biostasie" et "Rhexistasie". Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène géologique. C.R. Acad. Sc. Paris, T. 241, pp. 1218-1220.

- ERNART, H., 1967 - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. 2ème édition. Masson ed. Paris. 177 p.
- FOLK, R.L. 1951 - Stages of textural maturity in sedimentary rocks. Jour. Sed. Petrol., Vol. 21, n° 3, pp. 127-130.
- FOLK, R.L., 1954 - The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Jour. Geol., vol. 62, pp. 344-359.
- FOLK, R.L., 1956 - The role of texture and composition in sandstone classification. Journ. Sed. Petrol., vol. 26, n° 2, pp. 166-171.
- FOLK, R.L., 1959 - Practical petrographic classification of limestones Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 43, n° 1, pp. 1-38.
- FOLK, R.L., 1965 - Recrystallisation in ancient limestones in classification of carbonates rocks. Soc. of Eco. Paleont. and Min. Spec. pub, n° 13, pp. 14-48.
- FOLK, R.L., 1968 - Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphill's 154 p.
- FRIEDMAN, G.M., 1958 - Determination of sieve size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. Jour. Geol., vol. 66, pp. 394-416.
- FRIEDMAN, G.M., 1961 - Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Jour. Sed. Petrol., vol. 31, pp. 514-529.
- FRIEDMAN, G.M., 1962 - On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of sandstones. Jour of Geol., vol. 70, pp. 737-753.
- FRIEDMAN, G.M., 1967 - Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands. Jour. of Sedim. Petro., vol. 37, n° 2, pp. 327-354.
- FYLES, J.T., et EASTWOOD, G.E.P., 1962 - Geology of the Ferguson Area Lardeau district. British Columbia. B.C. Dept. Of Mines Bull. 45.
- GABRIELSE, H., 1963 - Mac Dame Map Area. Cassiar District - British Columbia. Geol. Survey of Can., Mem. 319, 138 p.
- GABRIELSE, H., et REESOR, J.R., 1964 - Geochronology of plutonic rocks in two areas of the Canadian Cordillera. Roy. Soc. Can., Spec. Pub. 8, pp. 96-138.
- GABRIELSE, H., RODDICK, J.A., BLUSSON, S.L., 1965 - Flat river, glacier Lake and Wrigley Lake, district of Mackenzie and Yukon territory. Geol. Survey of Canada, Paper 64-52.
- GILULY, J., 1963 - The tectonic evolution of the Western United States. Quart. J. Geol. Soc. London, 119, pp. 133-174.

- GOGUEL, J., 1952 - Traité de tectonique. Masson Ed. Paris.
- GREEN, L.H., 1966 - Yukon territory age determinations in R.K. Wanless R.D. Stevens, G.R. Lachance and J.Y.H. Rimsaite (Editors) Age determinations and geological studies. Geol. Surv. Can. Paper 65-17, 22-25.
- GRIFFITHS, J.C. (1966). Scientific Method in the analysis of sediments. Mc Graw-Hill - New-York.
- HAMAN, P.J., 1961 - Manual of the stereographic projection of geology and related sciences. West Canadian Research Publications Calgary, 67 p.
- HOFFMANN, H.J., 1969 - Attributes of stromatolites. Geol. Surv. Can. paper 69-39.
- HOLLAND, S.S., 1954 - Yanks Peak - Roundtop Mountain Area. B.C., B.C. Dept. of Mines, Bull. 34.
- JOHNSON, M.R., 1963 - Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish highlands. Geol. en Mijnbouw, pp. 121-142.
- JOHNSON W.A., et UGLOW, W.L., 1926 - Placer and vein gold deposits of Barkerville. B.C., Geol. Surv. Can., Mem. 149.
- JUNG, J., 1963 - Précis de pétrographie. Masson ed. Paris.
- LANG, A.H., 1938 - Keithley Creek Map Area. B.C. Geol. Surv. Can. paper 38-16.
- LANG, A.H., 1940 - Little River and Keithley Creek B.C., Geol. Surv. Canada Maps 56/A - 562 A.
- LANG, A.H., 1947 - On the age of the Cariboo series of British Columbia. Roy. Soc. Can. Trans., vol. XLI, ser. III, Sec. 4, pp. 29-35.
- LITTLE, H.W., 1960 - Nelson Map Area (West half) British Columbia. Geol. Survey of Can., Mem. 308, . 205 p.
- Mac BRIDE, E.F., 1963 - A classification of common sandstones. Jour. Sed. Petr., vol. 33 n° 3, pp. 664-669.
- MANSY, J.L., et CAMPBELL, R.B., 1970 - Stratigraphy and structure of the Black Stuart Synclinorium. Report of activities. Geol. Surv. of Canada. paper 70-1, pp. 38-41.
- MILLOT, G., 1964, - Géologie des Argiles. Masson ed. Paris.
- MOIOLA, R.J. et WEISER, D., 1968 - An evaluation textural parameters. Jour. Sed. Pet., p. 45.
- MONGER, J.W.H., 1966 - Stratigraphy and structure of the type Area of the Chilliwack group. British Columbia. Thesis Univ. Brit. Columbia., 170 p. non publié.

- MOORHOUSE, W.W. - 1959, The study of rocks in thin section. Harper and Row. Publishers incorporated. New York, 514 p.
- NOBLE, J.A., 1952 - Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma. Jour. Geol., 60, pp. 34-37.
- NORFORD, B.S., 1964 - Reconnaissance of the Ordovician and Silurian rocks of Northern Yukon territory. Geol. Surv. of Can., Paper 63-39.
- PATERSON, M.S., et WEISS, L.E., 1961 - Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 72, pp. 841-882.
- PETTIJOHN, F.J., 1957 - Sedimentary rocks. 2ème édition. New York - Harper and Bros, 718 p.
- PRICE, N.J., 1966 - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Oxford, 176 p.
- Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation -1965) edité par G.V. Middleton. Soc. of Eco. Paleont. and Miner. Spec. Pub.n n° 12.
- RAGUIN, E., 1957 - Géologie du granite. Masson ed. Paris.
- RAMBERT, H., 1963 - Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 42, pp. 1-96.
- RAMBERG, H., 1964 - Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. Tectonophysics, pp. 307-341.
- RAMSAY, J.G., 1960 - The deformation of early linear structures in Areas of repeated folding. Jour. Geol., 68, pp. 75-93.
- RAMSAY, J.G., 1962 - The geometry of conjugate fold systems. Geol. Mag. 99, pp. 516-526.
- RAMSAY, J.G., 1962 - Interference patterns produced by the superposition of folds of "similar" type. Jour. Geol., 60, pp. 466-481.
- RAMSAY, J.G., 1962 - The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. Jour. Geol., 70, pp. 308-327.
- RAMSAY, J.G., 1964 - The uses and limitations of beta and pi-diagrams in the geometrical analysis of folds. Quart. Jour. Geol. Soc. 120, pp. 435-454.
- RAMSAY, J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks, Mc Graw hill New-York, 568 p.

- RAST, H., et PLATT, J.I., 1957 - Cross folds. Geol. Mag., 94, pp. 159-167.
- REESOR, J.E., 1967 - The Proterozoic of the Cordillera in Southeastern British Columbia and Southwestern Alberta. Roy. Soc. Can. Spec. Pub. n° 2.
- REESOR, J.E., 1958 - Dewar Creek Map Area with spécial emphasis on the White Creek Batholith. British Columbia. Geol. Surv. of Can., Mem. 292.
- Regional aspects of Carbonate deposition, 1965. Edité par R.J. Le Blanc et J.G. Breeding. Soc. of Eco. Paleont. and Min. Spec. Pub. n° 5.
- RODDICK, J.A., Wheeler, J.O., GABRIELSE, H. and SOUTHER, J.G., 1967 - Age and nature of the canadian part of the circum-Pacific orogenic belt. Tectonophysics, pp. 319-337.
- ROSENFELD, M.A., JACOBSEN, L. et FERM, J.C., - 1953 - A comparaisn of sieve and thin section technique for size analysis. Jour. Geol., 61, pp. 114-132.
- SAHU, B.K., 1964 - Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Jour. Sedim. Petr., vol. 34, n° 1, pp. 73-83.
- SHINN, E., GINSBURG, N., LLOYD, R.M., 1965 - Recent supratidal dolomite from Andros Island Bahamas. Soc. of Econ. Paleont. and Miner. Spec. Pub. n° 13, pp. 112-123.
- SLIND, O.L., et PERKINS, G.D., 1966 - Lower Paleozoic and Proterozoic sediments of the Rocky Mountains between Jasper, Alberta and Pine River. British Columbia. Bull. Can. Petr. Geol. vol. 14, n° 4.
- SPRY, A., 1969 - Metamorphic textures. Pergamon Press. 350p.
- STOCKWELL, C.H., 1964 - Age determinations and geological studies. Part II : geological studies. Geol. Surv. of Canada. Paper 64-17.
- TIPPER, W.H., 1959 - Quesnel - Cariboo district. British Columbia. Geol. Surv. Can. Map 12.
- TIPPER, H.W., 1959 - Revision of the Hazelton and Takla groups of central British Columbia. Geol. Surv. Can. Bull. 47.
- TIPPER, H.W., 1963 - Nechako River Map Area. British Columbia. Geol. Surv. Can. Mem. 324, 59 p.
- TURNER, F.J., et VERHOOGEN, J., 1960 - Igneous and metamorphic petrology. 2ème édition. Mac Graw Hill. Book Company. New York 694 p.
- TURNER, F.J., et WEISS, L.E., 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. Mac Graw Hill Book Company. New York.

- VATAN, A., 1967 - Manuel de sédimentologie. Technip Editions, Paris 397 p.
- VISHNER, G.S., 1963 - Use of the vertical profile in environmental reconstruction (Abstract) Am. Ass. Petr. Geol. Bull., vol. 47, p. 374.
- VISHNER, G.S., 1965 - Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits, in Primate sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. of Eco. Paleont. and Miner. Spec. Pub n° 12, pp. 116-132.
- WEISS, L.E., 1959 - Geometry of surimposed folding. Geol. Soc. Am. Bull. 70, pp. 91-106.
- WHEELER, J.O., 1961 - Whitehorse map Area Yukon territory. Geol. Surv of Canada, Mem. 312, 156 p.
- WHEELER, J.O., 1966 - Eastern tectonic belt of western Cordillera in British Columbia. Can. Inst. of Min. and Metall. Spec paper, vol. 8, pp. 27-46.
- WHEELER, J.O., 1970 - Structure of the Southern Canadian Cordillera. Geol. Ass. of Can. Sp. Pub. n° 6, 166 p.
- WHITE, W.H., 1959 - Cordilleran tectonics in British Columbia. Am. Ass. of Pet. Geol. Bull., vol. 43, pp. 60-100.
- WHITTEN, E.H., 1966 - Structural geology of folded rocks. Rand Mc Nally and Company. Chicago, 663 p.
- YOUNG, F.G., 1967 - Lower Cambrian stratigraphic studies in the Mac Bride Area. Report of activities. Geol. Surv. of Can. Paper 68-1, pp. 22-24
- YOUNG, F.G., 1968 - Lower Cambrian stratigraphic studies in the Mac Bride Area, British Columbia (93H). Report of activities. Geol. Surv. of Canada. paper 69-1, pp. 41-42.
- YOUNG, F.G., 1969 - Stratigraphy of lower Cambrian Mac Gill University. Thèse, non publiée.
- ZWART, H.J., 1962 - Determinations of polymorphic mineral association. Geologische Rundschau., vol. 52, pp. 38-65.
- ZWART, H.J., 1963 - Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the central Pyrenees. Geol en Mijnbouw, pp. 143-154.



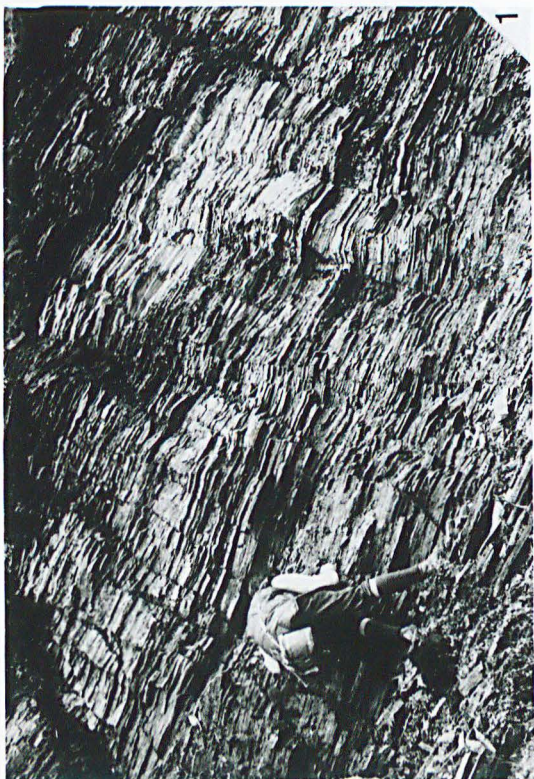
I - Phyllites calcaro-gréseuses de la formation Isaac dans Comet Creek cf. p. 37.

II - Clivage (Strain Slip Cleavage) observé dans la formation Isaac (X 80) cf. p. 37.

III - Cunningham sur le flanc Ouest de Comet Creek cf. p. 38.

IV - Intrapseudosparite (X 80) cf. p. 38.

PLANCHE I



1



2



3



4

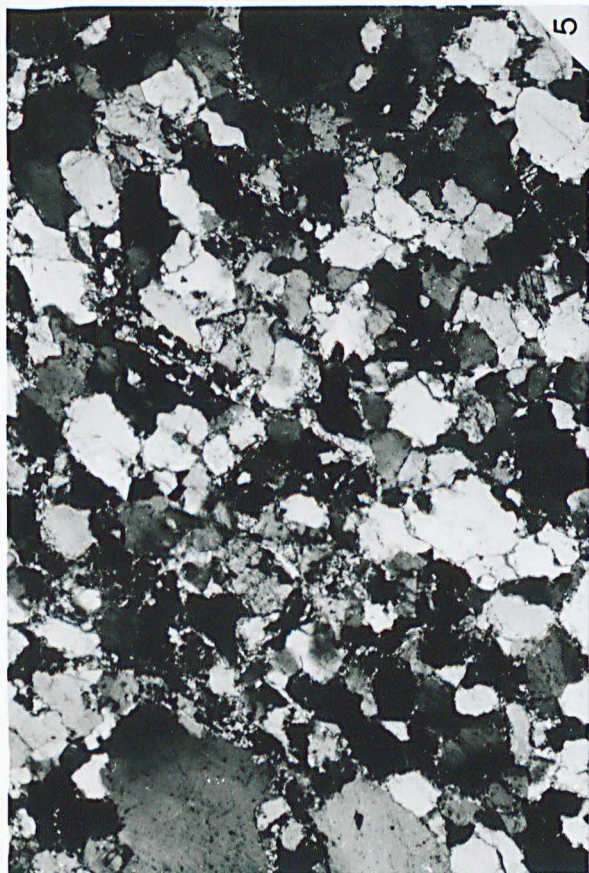
V-"Subarkose immature" dans Yankee Belle
(X 38) cf. p. 47.

VI - Alternance de lits phyllitiques et
gréseux à l'intérieur de Yanks Peak
cf. p. 55.

VII - Passage de lits phyllito-gréseux
à un banc gréseux dans Yanks
Peak. cf. p. 55.

VIII - Orthoquartzite - Yanks Peak (X 28)
cf. p. 55.

PLANCHE II



5



6



7



8



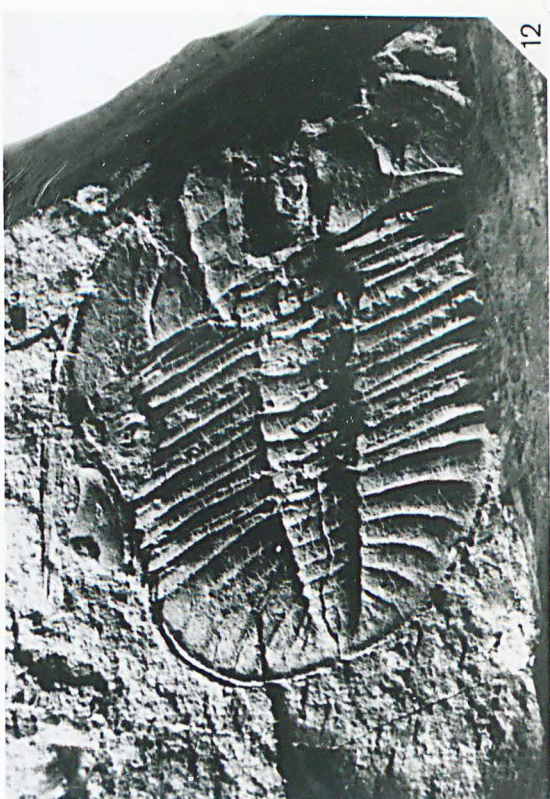
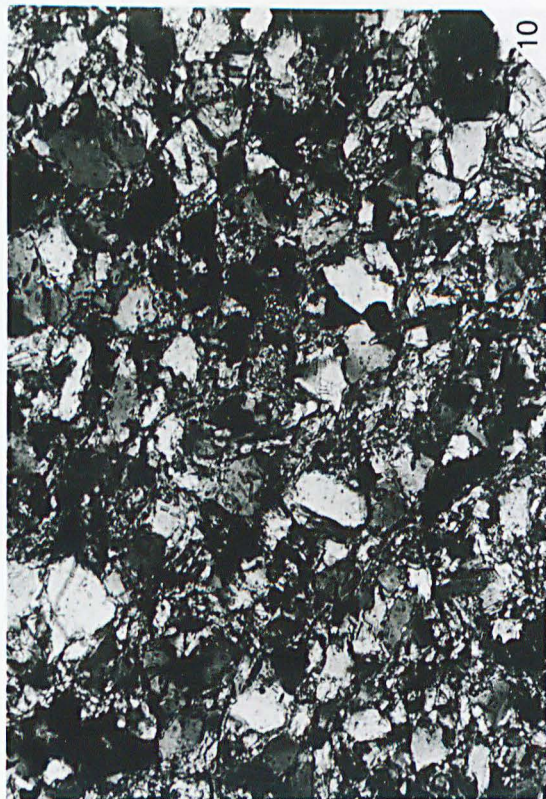
IX - Phyllites fracturées - Midas
cf. p. 57.

X - Phyllites gréseuses - Midas (X 28)
cf. p. 57.

XI - Calcaire oolithique (oosparite)
Mural (X 28). cf. p. 62.

XII - Matériel en cours d'étude
cf. p. 66.

PLANCHE III

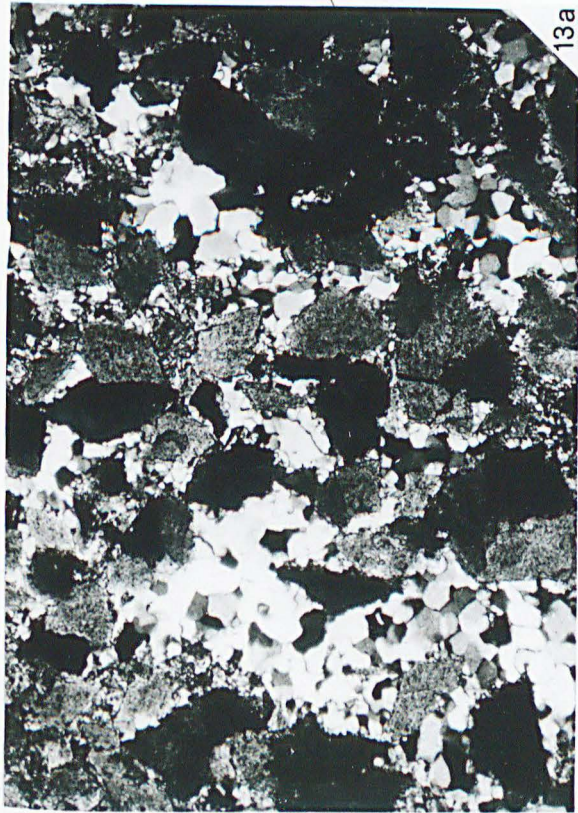


XIII a - Dolomie calcaire (X 28) -
formation du Black Stuart
cf. p. 67.

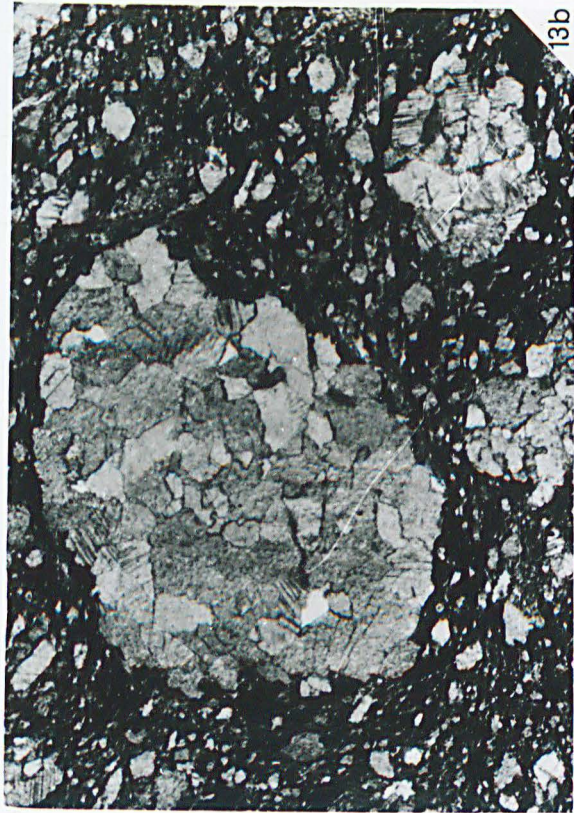
XIII b - Calcilithite (X 28) formation du
Black Stuart. cf. p. 67.

XIV - Dismicrite (X 28) formation du Black Stuart. Cf. p. 68.

PLANCHE IV



13a



13b



14

XV a - Subarkose engrenée très recristallisée (X 80). Formation du Black Stuart. cf. p. 71

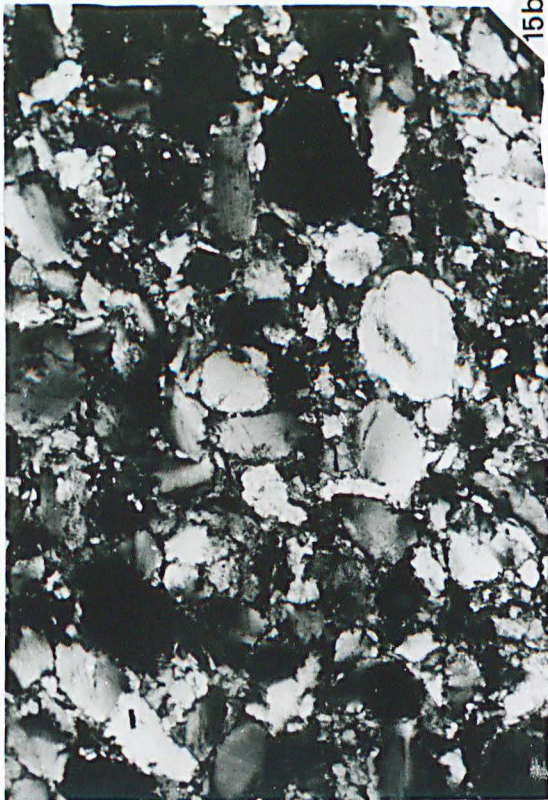
XV b - Grès à matrice importante (X 28) Formation du Black Stuart. cf. p. 71

XVI - Plissotement des calcaires au contact du "stock" cf. p. 75

XVII - Granodiorite (X 28) cf. p. 76.



15a



15b



16



17



XVIII - Microplis dans les calcaires
cf. p. 77.

XIX - Plis en chevrons dans Midas
cf. p. 77.

XX - "Kink Bands" (X 28)
cf. p. 77.

XXI - Détail de la photo précédente
(X 80). cf. p. 77.

PLANCHE VI



18



19



20



21



XXII a - Porphyroblaste de grenat
sur la gauche présentant
une schistosité interne (Si).
La schistosité externe (Se)
entoure le porphyroblaste
(X 28) cf. p. 78.

XXII b - Dét

XXIII - Comportement de niveaux de com-
pétence différente. Une figure
explicative se situe p. 112.

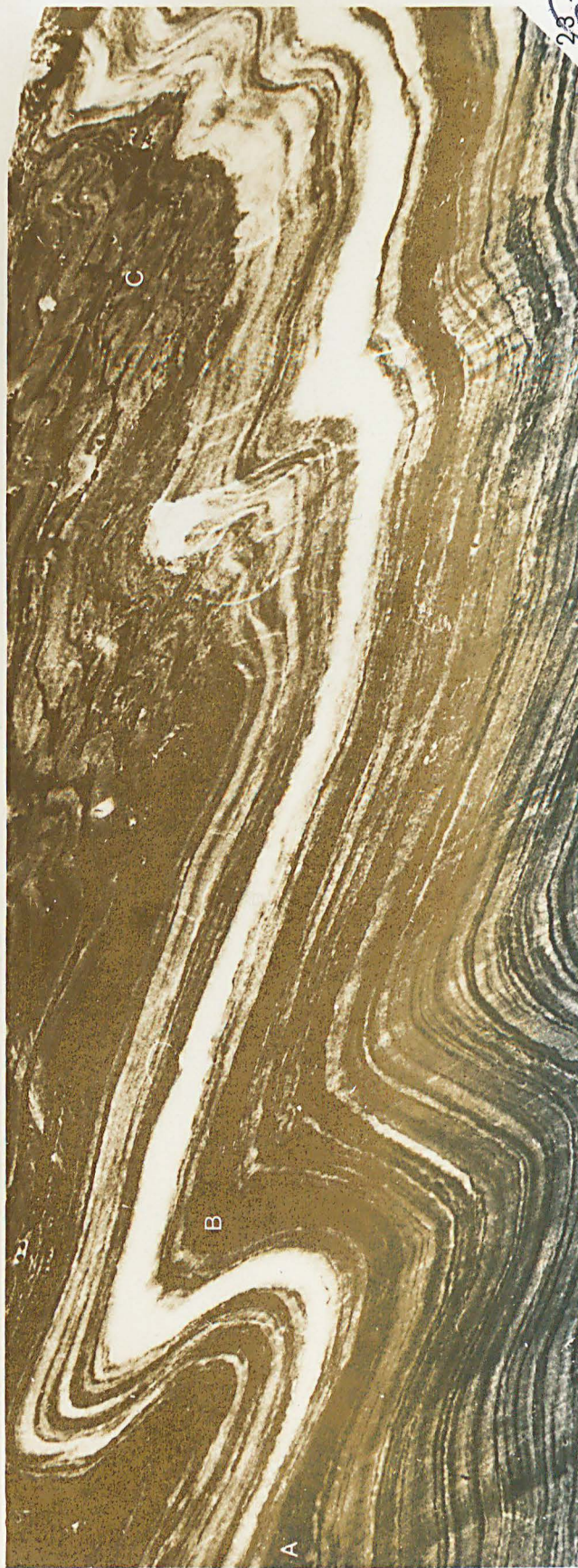
PLANCHE VII



22a



22b



23
BU
III



Panorama pris du "stock" granitique en direction du Nord Ouest montrant la terminaison périsynclinale du Black Stuart.

Panorama pris du Domaine 5 vers le Nord Ouest. On peut voir l'endroit de prise de vue du panorama précédent (granite).

PLANCHE VIII

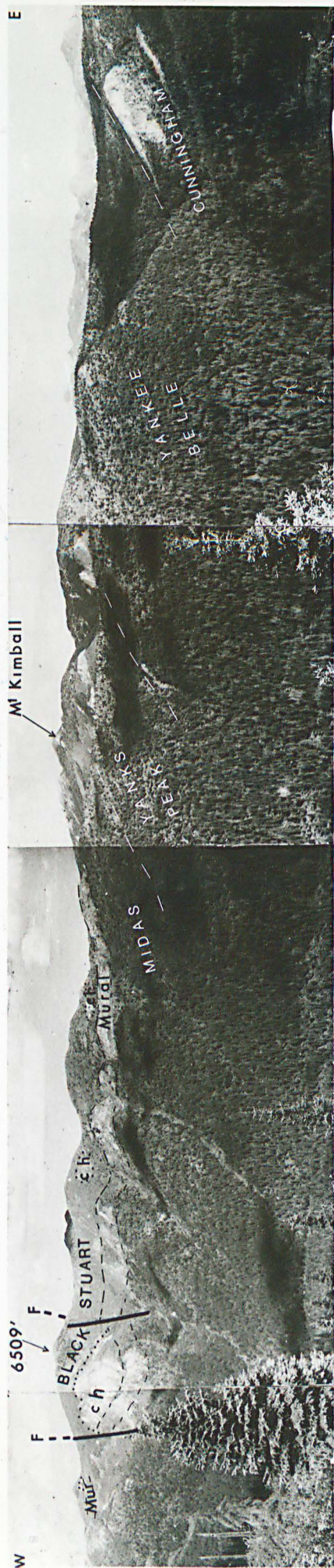


PLANCHE 8