

50376
1984
163

50376
1984
163

LILLE 1984 - n° d'ordre 1140

THESE présentée à l'Université des Sciences et
Techniques de Lille pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE
(mention géologie appliquée)

par Pierre de HEDOUVILLE

**ETUDE GEOLOGIQUE DES
"MALLACOOTA BEDS"
(Ordovicien) Victoria , Australie**



soutenu le 20 février 1984 devant la Commission d'examen

**MM. M. WATERLOT
J. LOVERING
P. CARPENTER
A. BEUGNIES
J.F. RAOULT
C.J.L. WILSON**

Président Rapporteur

Examineurs

Rapporteur

Travail effectué au Département de Géologie de l'UNIVERSITE de MELBOURNE
(AUSTRALIE) et à l'UER des Sciences de la Terre de l'UNIVERSITE de LILLE I (FRANCE)
avec l'aide du GOUVERNEMENT AUSTRALIEN

AVANT - PROPOS

Avant d'aborder l'aspect scientifique de ce travail, je tiens à remercier sincèrement les nombreuses personnes qui ont participé d'une façon ou d'une autre à sa réalisation.

Je suis tout spécialement reconnaissant envers Monsieur le Professeur WATERLOT. Après m'avoir accueilli dans son laboratoire lors de mon DEA, il m'a très largement conseillé et aidé pour l'obtention d'une bourse d'étude du gouvernement australien (*Australian European Awards Program*). Il m'a de nouveau accueilli dans ses locaux dès mon retour et m'a fait bénéficier de son expérience et de ses conseils avisés. Qu'il reçoive ici l'expression de ma vive reconnaissance.

Je tiens à remercier le gouvernement australien de m'avoir accordé cette bourse qui m'a permis de connaître l'Australie et ses habitants et m'a donné tous les moyens de continuer mon travail de recherche. Je le remercie principalement en la personne de l'un de ses principaux représentants en France, Monsieur Paul CARPENTER, Conseiller Culturel auprès de l'Ambassade d'Australie en France. Par ses conseils et ses encouragements, il a largement contribué à la réalisation de mon projet scientifique. Je le remercie, de même, d'avoir bien voulu faire partie de mon jury.

Ce travail de thèse n'aurait pas été possible sans l'étroite collaboration du Docteur C.J.L. WILSON qui m'a accueilli dans son laboratoire de Géologie structurale à l'Université de Melbourne. Après m'avoir proposé ce sujet de thèse, il m'a très abondamment conseillé sur le terrain et en laboratoire d'abord, puis par sa nombreuse et efficace correspondance. De cela, de son amitié et de sa participation, hélas lointaine, à mon jury je tiens à le remercier tout spécialement.

Je remercie également le Doyen J. LOVERING qui, après m'avoir accueilli dans le Département de Géologie de Melbourne dont il est le Directeur, me fait l'honneur de s'intéresser à mon travail et de venir jusqu'à Lille afin de nous faire le plaisir de sa présence à la soutenance de ce mémoire.

Je suis très reconnaissant envers le Professeur A. BEUGNIES, Doyen Honoraire de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) qui, après m'avoir encadré dans la réalisation de mon D.E.A., a bien voulu consacrer une partie de son temps à discuter des différents éléments de cette thèse et a accepté de la juger.

Monsieur le Professeur J.F. RAOULT en acceptant de relire d'importantes parties de mon manuscrit, a, par ses critiques constructives, contribué à l'achèvement de ce mémoire. Je lui exprime ici ma vive reconnaissance et lui sais gré d'avoir accepté d'être membre de mon jury.

Je suis aussi très reconnaissant envers J. TERRY qui, avec patience, compétence et disponibilité, m'a aidé et conseillé dans mon étude des roches cristallines. Je le remercie encore de sa persévérance et de sa confiance.

De très nombreux camarades m'ont soutenu de bien des manières durant toutes ces années d'études. Je remercie plus spécialement . L.DORCHIES, de son inlassable compagnie car en tant que voisin de bureau, il a eu mainte fois à me rendre service,

. J.L. BERT, de sa persévérance dans la critique constructive, de très nombreuses discussions et de sa solidarité dans les heures tardives,

. E. MERCIER, de ses discussions, de ses critiques et de son enthousiasme communicatif pour la géologie.

J'ai également bénéficié de nombreuses aides, souvent indispensables à la réalisation de cet ouvrage :

- en Paléontologie, M. WEYANT, de l'Université de Caen, M. J.M. DEGARDIN, pour l'identification des conodontes;
- dans l'étude de la matière organique dispersée : Mme BERQUER et Monsieur le Professeur C. DELATTRE;
- dans l'étude des argiles : Monsieur le Professeur H. CHAMLEY et M. T.HOLTZAPFFEL;
- sur le plan photographique : le soin et le goût de M. J.CARPENTIER,
- pour la relecture, Mlle M. DE HEDOUVILLE, et bien d'autres!
- pour la dactylographie, Mme MASSINON,
- pour les techniques de laboratoire, la reliure et autres besoins quotidiennes, M. PLUQUIN,
- pour l'impression offset, Mme BREBION dont la conscience professionnelle n'est plus à souligner.

La vie quotidienne ne donne pas souvent l'occasion de remercier son entourage, aussi je suis heureux de témoigner ici à mes parents et à ma famille l'affection que je leur porte. Ils sont bien en effet les premiers artisans de cette thèse.

A tous, MERCI.

ACKNOWLEDGEMENTS

As this research was done under the Australian European Awards Program, I wish to thank the Australian Government and especially the Commonwealth Department of Education, represented by Miss BELL and M. COLLINS.

I wish to thank Professor WATERLOT for his help to get that scholarship and for taking me back in his department after my return in France.

I am particularly indebted to Doctor C.J.L. WILSON who has welcomed and supervised me by introducing me to the problems of Gippsland geology, by assisting in the field at Mallacoota, by showing many other famous Australian geological aspects (particularly in Central Australia). I thank him for his help in writing up two short papers on my work, and for sending a written report on this thesis.

I am grateful to Professor J. LOVERING who has welcomed me in the Earth School at Melbourne University, and let me use all the Department facilities. I wish to thank him for taking part in my jury.

I thank very much Mike and Bridget Sandiford for their welcome, their help and their friendship. I thank their families too and all their friend geologists. P. McGoldrick and Katy, J. Webb, R. Keays, T. Crawford, A. Griffin and Megan, M. Fenton, C. Corrigan, M. Lindsay, the postgraduate and Honour students and no geologists : Katrina, Graham, Doug, Sue, Mary, Howard and Noëlle, Andy, Christian et Sophie, Catherine, Paul, Jane, John, Marc, Stuart, Sylvano. All of them have been my friends for one excellent year.

Many staff and technical persons as : N. Archbolds, Bob Krummel, J. Singleton, M. Vandenberg, M. Marsden, H. Legrand, P. Kelly, Dom Campbell, Maunnu Haukka, have been of a great help in the different technical aspects of the Australian life, I thank them very much.

NOTE POUR LE LECTEUR FRANCOPHONE

Comme le terrain étudié est situé en Australie, et qu'une partie du travail de laboratoire a été effectuée à l'université de Melbourne, j'ai essayé de faciliter la lecture de cette thèse aux lecteurs de langue anglaise. J'ai donc placé en tête de chaque chapitre un résumé en anglais qui renvoie le lecteur aux différentes figures du texte dont la légende a été rédigée dans les deux langues. Occasionnellement, certains mots du texte sont également traduits.

Dans tous ces cas l'écriture en *italique* est utilisée.

NOTE TO ENGLISH READERS

Although field work and lot of laboratory work were completed in Australia, the text had to be written in french. Nevertheless, I had tried to make easier the understanding to the english reader : each chapter is summarized in english, the figures captions are in both languages. In each case the english text and words are written in *italic*.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

-Les grands traits de la géologie de l'Australie

-Cadre de l'étude

Chapter 1 - GENERAL INTRODUCTION

The aim of this chapter is to introduce Australia to the French reader. It is firstly a quick presentation of the Australian country with its fauna and flora. Secondly, it is a summary of the palaeogeographic evolution of Australia since the Archaean time (fig. I.1) until the present (fig. I.3) and a reminder of the Gondwanian context of Australia (fig. I.2.4.). Thirdly, it is the geographical situation and some aspects of the geological context of the Croajingolong National Park (fig. I.5).

The study area is a coastal section within Croajingolong National Park, in far East Gippsland (Victoria). The section of coast investigated extends some thirty kilometers south of the Mallacoota township (fig. I.5). This area, between Shipwreck Creek and Little Rame Head contains well exposed outcrops of deformed Late Ordovician.

To begin with, I will review the previous works concerning East Gippsland geology and will detail all previous work along the coast between Mallacoota and Orbost (fig. I.5).

As a continuation of previous work, I will be investigating three aspects: a detailed study of the area between Shipwreck creek and Little Rame Head, a revision of Clark (1979), Frew (1979) and Richards (1979)'s works for a global understanding of the Mallacoota Beds, an analysis of the East Gippsland geological problems.

I-1. **L'AUSTRALIE EN QUELQUES CHIFFRES**

Situé entre les 12° et 42° degrés de latitude Sud, le continent australien sépare les eaux des océans Indien et Pacifique. Traversé en son milieu par le tropique du Capricorne, près de 40% du pays se trouve en zone tropicale. Avec une surface de 7 704 165 km², l'Australie représente 14 fois la France, soit presque la surface des Etats-Unis (Alaska exclus). Le littoral australien représente une longueur de 36 835 km; c'est une masse continentale relativement compacte et stable. Les 3/4 du pays sont constitués par un plateau dont l'altitude moyenne ne dépasse pas 300 m. Les seuls reliefs notables sont une longue cordillère le long de la côte Est, dont l'altitude moyenne n'excède pas 1000 m. Le point culminant du continent, le Mont KOSCIUSKO 2228 mètres, y est situé.

En raison de son énorme étendue, de ses faibles reliefs et de sa situation tropicale, l'Australie ne dispose que de faibles ressources hydrauliques; le débit moyen annuel de l'ensemble des fleuves australiens n'est estimé qu'à 345 milliards de m³ (Mississippi : 575 milliards de m³). La pluviosité est très faible, 40 % du territoire reçoit moins de 250 mm d'eau par an, avec, sur les 3/4 du continent, un taux d'évaporation dépassant celui des précipitations. Le climat évolue du tropical soumis aux moussons au Nord, jusqu'au climat tempéré en Tasmanie.

L'isolement de l'Australie lui vaut une flore originale et extrêmement diversifiée, mais deux familles dominent plus spécialement :

- les eucalyptus: sur les 90 espèces (soit environ 3000 essences répertoriées), 45 espèces, c'est-à-dire près de 1200 essences sont présentes en Australie, adaptées à toutes les niches écologiques;
- les acacias "wattle" sont représentés par plus de 600 essences, soit la moitié des essences connues au monde.

Comme pour la flore, la faune australienne est originale tant par l'existence d'espèces inconnues ailleurs, que par l'absence de nombreux ordres communs (ongulés, primates ...). Près de la moitié des 230 espèces de mammifères d'Australie sont des marsupiaux. Ils sont adaptés à la plupart des régimes alimentaires et des milieux. En plus des marsupiaux, des célèbres koalas, ornithorynques (*platypus*), échidnés, dingos, l'Australie est le pays des oiseaux. On y dénombre 700 espèces, dont 50 de perroquets, 70 de suceurs de nectar, l'émeu, le casoar et l'oiseau lyre. Les reptiles sont représentés par 360 espèces de lézards, 140 de serpents, 2 de crocodiles et 21 de tortues auxquels s'ajoutent 130 espèces de grenouilles, 2200 espèces de poissons

On estime à 40000 ans av. J.-C., la date d'arrivée des premiers hommes. Ils ne sont plus aujourd'hui que 161.000 aborigènes, soit 1,2 % de la population. Puis, vers 1602 après J.-C. un navire néerlandais explore la côte Nord du pays austral et le nomme Nouvelle-Hollande. Ce n'est guère qu'en 1770 que le Capitaine COOK débarque sur la côte Sud-Est et prend possession de tout le territoire au nom de la Couronne Britannique. Le continent devient le bague anglais où 160 000 personnes seront envoyées. Puis aux environs de 1852, la ruée vers l'or fait passer la population de 400 000 à 1 150 000 habitants. Aujourd'hui, l'Australie compte 13 millions d'habitants soit 2 habitants au km² (France : 96 h/km²). Près des 2/3 de la population vivent dans les capitales des Etats; Sydney et Melbourne représentent 42 % de la population totale. La nation est subdivisée en 7 états, plus le territoire de la capitale australienne, Canberra.

Le pays est membre du Commonwealth et à ce titre, bien que nation indépendante, il reconnaît la reine Elizabeth comme sa souveraine. L'Australie s'aligne dans ses institutions sur la tradition démocratique libérale britannique et américaine.

L'économie nationale est largement soutenue par l'abondance des ressources naturelles en matières premières et énergie et par une première place mondiale dans la production de laine, 75 % des exportations sont des produits agricoles ou miniers.

I.2. LES GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DE L'AUSTRALIE

I.2.1. Introduction

L'histoire du continent australien est en majeure partie précambrienne. Ce craton est le résultat de la soudure de nucléi archéens par des géosynclinaux plissés. FAIRBRIDGE (1953) l'appelle l'*Eo-Australia*. Au cours du Paléozoïque, le craton précambrien est bordé sur sa côte orientale par deux géosynclinaux successifs orientés Nord-Sud; ce sont les *Paleo-Australia* et *Meso-Australia* de FAIRBRIDGE. Depuis le Mésozoïque et jusqu'à l'Actuel, l'histoire tectono-sédimentaire est relativement stable.

I.2.2. Le Précambrien

Il est subdivisé par DUNN, PLUMB et ROBERTS (1966) en Archéen et Protérozoïque de manière classique

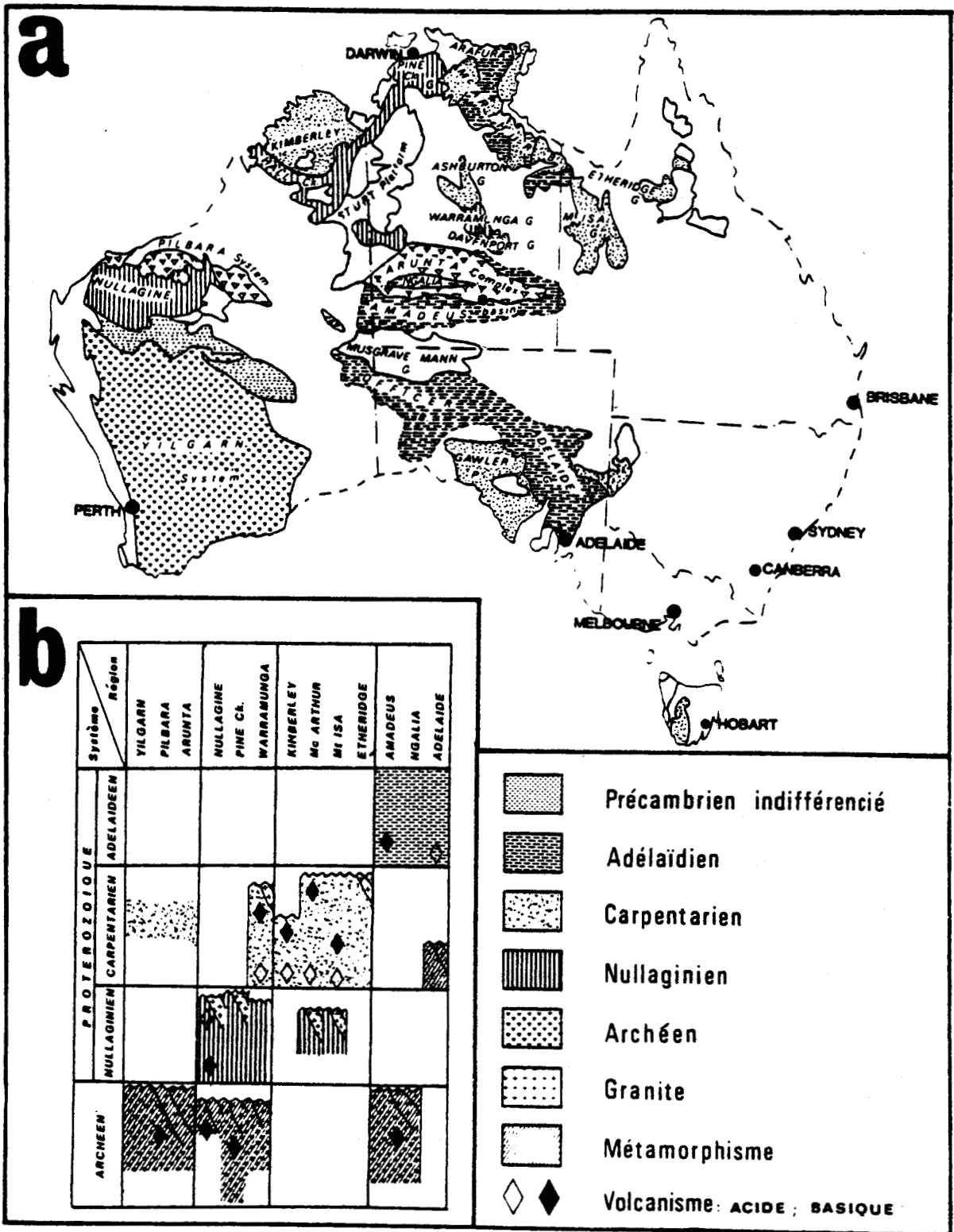


Fig. I-1 • L'Australie précambrienne

a) Carte simplifiée des cratons précambriens

b) Tableau récapitulatif des événements sédimentaires, intrusifs et tectoniques au Précambrien en Australie

• The precambrian Australia

a) Simplified map of the precambrian cratons

b) Table of the sedimentary, intrusives and tectonic events during the precambrian period in Australia

I.2.2.1. L'Archéen

Plusieurs complexes de roches gneissiques avec des intrusions granitiques parfois postarchéennes, de charnockites, granulites et aussi de roches vertes fortement métamorphisées, occupent le S.W. et le centre du continent. Ce sont les systèmes de YILGARN-PILBARA et ARUNTA (fig.I.1). Les datations dépassent 2,5 milliards d'années.

I.2.2.2. Le Protérozoïque

Les auteurs australiens le subdivisent en trois systèmes (DUNN *et al.*, 1966) repris ultérieurement par BROWN, CAMPBELL et CROOK (1968)

- *Nullaginian System*
- *Carpentarian System*
- *Adelaidian System*

a) Le système nullaginen a été plus spécialement étudié dans le bassin de Nullagine entre Yilgarn et Pilbara (fig. I-1). La série est subdivisée en trois groupes :

- *Fortescue Group* : 4200 m, de *pillows lavas* basiques et pyroclastiques avec des grès et des arkoses à la base, des schistes et jaspilites au sommet;
- *Hamersley Group* : 2400 m de sédimentation chimique (jaspilite, chert, dolomie ...) avec intercalés, trois niveaux de fer d'un grand intérêt économique;
- *Wyloo Group* : 3200 m de sédiments essentiellement terrigènes avec des niveaux conglomératiques semblant témoigner d'une période d'instabilité tectonique.

Par analogie, on identifie le Nullaginen dans le cordon *Halls Creek Trough - Pine Creek Geosyncline* où il représente un intéressant dispositif de rides et bassins, occasionnant de nombreux passages latéraux de faciès et d'épaisseurs. Enfin, dans le *Warramunga Geosyncline*, le Nullaginen est fortement déformé et métamorphisé.

b) Le système carpentarien : après une sédimentation volcano-sédimentaire complexe dans les géosynclinaux de Ashburton, Davenport, Mt Isa, Etheridge et dans les bassins McArthur et Kimberley (fig. I.1), le système est terminé par une orogénèse tardi-carpentarienne soudant les cratons archéens.

c) Le système adélaïdien : le même processus de bassins et de géosynclinaux se répète pour la troisième fois. Les séries types sont spécialement étudiées dans le géosynclinal d'Adélaïde.

La série y atteint 15000 mètres. Les turbidites sont absentes et le volcanisme y est très limité. Ce précambrien terminal est remarquable par sa richesse en faune primordiale (annélidés, méduses) mais aussi par ses niveaux de tillites glaciaires.

Le géosynclinal d'Adélaïde semble être la continuation en Australie de la "Ross Orogeny" d'Antarctique (fig. I.2).

I-2.3. Le Paléozoïque

Période essentielle de l'histoire de la partie orientale du continent, l'orogénèse d'Adélaïde se termine, relayée par l'évolution tectono-sédimentaire de l'orogénèse tasmane au Paléozoïque moyen et supérieur. L'orogénèse tasmane aurait une prolongation en Antarctique, nommée orogénèse de Borchgrevink (fig. I.2).

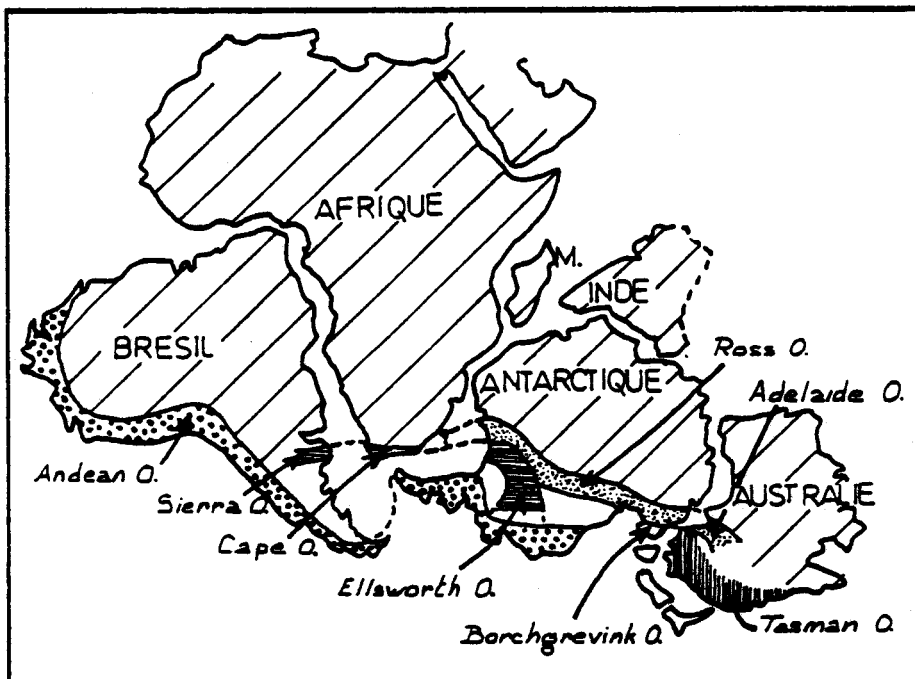


Fig. I-2 ● Reconstitution du Gondwana avant sa fracturation avec présentation hypothétique des bandes orogéniques transgondwaniennes (modifié de CRADDOCK, 1970)

- Reconstitution of the Gondwana land before its break up with a hypothetical presentation of the transgondwanian orogenic bands (modified from CRADDOCK, 1970).

Sur le craton occidental précambrien, on assiste durant le Paléozoïque à un cycle transgression-régression comblant les bassins sédimentaires péri-cratoniques.

I.2.3.1. Le Cambrien (fig. I.3a)

Une langue de mer d'obédience Est traverse le craton. Les traces de cette transgression se retrouvent avec la classique structure en "pile d'assiettes" de type Bassin Parisien dans les *Georgina, Amadeus et Ngalia basins*.

Au Sud, des dépôts terrigènes et carbonatés s'accumulent dans le géosynclinal d'Adélaïde. Cette sédimentation s'achève au Cambrien moyen et les dépôts seront tectonisés au Cambrien supérieur.

A l'Est, le géosynclinal tasman commence à s'individualiser alors que l'histoire précambrienne de cette zone reste très méconnue. Schistes et grauwackes s'y déposent. Dans le Victoria, CRAWFORD et KEAYS (1978) mettent en évidence trois bandes Nord-Sud de roches vertes cambriennes. Le Cambrien moyen de Victoria et de Tasmanie est formé de conglomérats, schistes et tuffs qui témoignent des mouvements épigéniques d'Adélaïde.

I.2.3.2. L'Ordovicien (fig. I-3b)

Il est représenté en Australie par deux faciès faunistiques distincts :

- un faciès coquillier à céphalopodes se développe dans les dépôts épicontinentaux de la fosse d'Amadeus, (zone centrale du continent)
- un faciès très riche et complet à graptolites se dépose dans le géosynclinal Tasman. Cette région témoigne d'une relative stabilité tectonique, le volcanisme y est rare; seulement à la fin de l'Ordovicien la "Benambran Orogeny" réorganise le géosynclinal en : (fig.VIII.2)

. KANMANTOO FOLD BELT

. LACHLAN FOLD BELT (+THOMSON FOLD BELT au Nord)

. NEW ENGLAND FOLD BELT (+HODKINSON FOLD BELT au Nord)

I.2.3.2. Le Silurien (fig. I.3c)

Sur le continent, la régression amorcée à l'Ordovicien se poursuit. Le *Carnarvon Basin* sur la côte Ouest, présente des calcaires, des dolomies et des grès marins épicontinentaux, alors que le bassin d'Amadeus est isolé de l'océan, il est donc réduit à un grand lac où les dépôts sont continentaux et de type lacustre.

Dans le géosynclinal Tasman, le Silurien est déposé sur les rides (*Vass shelf, Molong-Canberra high, Capertee high*) et dans les sillons (*Melbourne, Cobar, Trundle, Cowra et Hill End troughs*). Dans les sillons, il est le plus souvent concordant sur l'Ordovicien.

A la fin du Silurien, le géosynclinal Lachlan est déformé par une nouvelle phase orogénique "*Bowing Orogeny*" qui se poursuivra jusqu'à l'Eodévonien. Cette phase est à l'origine d'intrusions granodioritiques importantes.

I.2.3.4. Le Dévonien (fig. I-3d)

Les sédiments dévoniens sont originaux par la variété des faciès déposés. Tous les types d'environnement sont représentés, depuis les dépôts arides continentaux jusqu'aux fosses océaniques, en passant par les plates-formes récifales. Les faunes et flores fossiles y sont très variées.

Dans le géosynclinal Tasman, le Dévonien inférieur est marqué par une activité tectonique prenant la suite de "*Bowing Orogeny*" et accompagné d'importantes intrusions plutoniques.

A la fin du Dévonien, une nouvelle et importante phase orogénique "*Tabberabberan Orogeny*" plisse le géosynclinal Lachlan. Au Dévonien supérieur, les dépôts marins francs ne subsistent plus que dans la *Varrol trough* du géosynclinal de *New England*.

I.2.3.5. Le Carbonifère (fig. I-3e)

Il est en continuité sur le Dévonien supérieur, l'étage est mal individualisé. Les lieux de sédimentation marine sont de plus en plus limités (*Varrol, Hodgkinson et East Coast troughs*) de même que les bassins épicontinentaux (*Bonaparte, Canning et Carnarvon basins*). Au Carbonifère moyen, la "*Kanimblan Orogeny*" affecte violemment la partie orientale du continent.

Le Carbonifère supérieur voit le début de la grande histoire glaciaire du continent (CROWELL, 1977). La calotte glaciaire recouvre le Sud et gagne vers le Nord. Les puissants niveaux (1500 m) de tillites, grès et schistes à *Gangamopteris* et *Glossopteris* qui en résultent, marquent la base de la série gondwanienne.

I.2.3.6. Le Permien (fig. I-3f)

Très répandus sur le continent, les dépôts permien sont bien connus grâce à la présence de charbon, de pétrole, des phénomènes glaciaires et d'une abondante faune et flore typiquement gondwanienne.

Le début du Permien est marqué par la phase tectonique "*Hunter Bowen Orogeny*" qui provoqua d'importantes intrusions granitiques dans le *New england Geosyncline*". Alors qu'à l'Ouest, la tectonique se limita à des mouvements verticaux de fracture et parfois de subsidence.

I.2.4. Le Mésozoïque

Les événements mésozoïques sont d'une importance très relative quant à la constitution du continent. La continuation du jeu des régressions et transgressions marines complète, jusqu'au Jurassique moyen, la série gondwanienne.

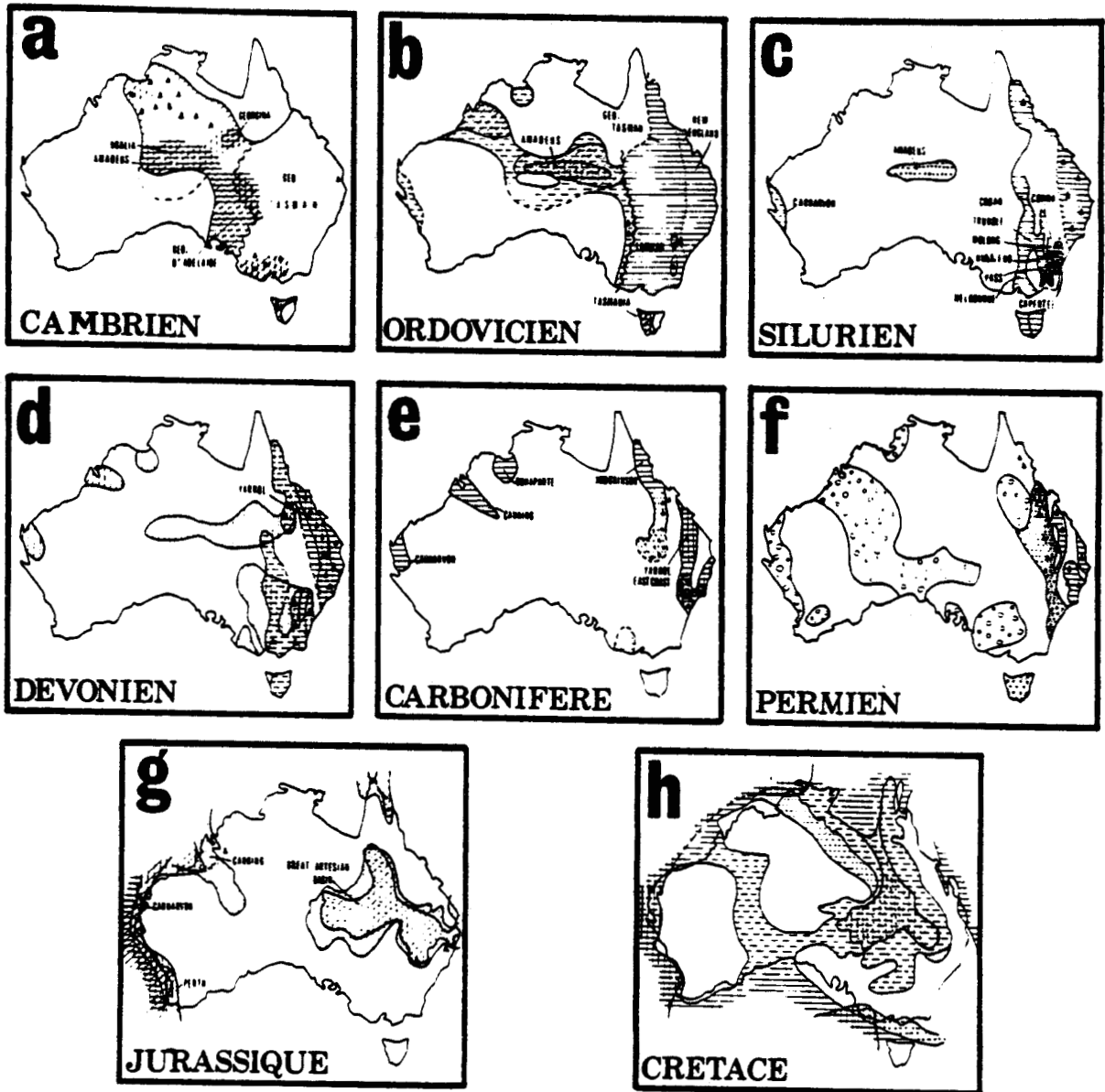
Les transgressions marines timides disparaissent complètement au Trias supérieur. Dans les niveaux charbonneux qui subsistent, la flore à *Glossopteris* est remplacée par celle à *Colontopteris*, *Ginko*... Les sédiments fluvio-lacustres présentent une faune à Amphibiens *Mastodonsaurus*.

Les dépôts jurassiques (fig. I-3g) à l'Est sont essentiellement continentaux, alors qu'à l'Ouest, on trouve de faibles incursions marines (*Canning*, *Carnarvon* et *Perth basins*). Le Jurassique est une période tectoniquement stable durant laquelle débute l'histoire sédimentaire du "*Great Artesian Basin*". Le bassin de Tasmanie est injecté de dolérites tholéitiques.

La tendance transgressive du Jurassique supérieur prend une grande ampleur au Crétacé inférieur (fig. I-3h). Les mers épicontinentales recouvrent en grande partie le continent ne laissant émerger que trois îles. La régression est brutale et presque totale au Crétacé supérieur. Les marsupiaux, venant vraisemblablement d'Amérique du Sud, envahissent le continent au Crétacé terminal.

I.2.5. Le Cénozoïque

Le Tertiaire marin est souvent limité aux côtes du continent. Les dépôts continentaux sont néanmoins très importants. Vers l'Oligocène, le centre est occupé par un grand bassin dont ne subsiste aujourd'hui que le lac Eyre dont la superficie actuelle représente toutefois 20 000 km².



Période		Milieu		
		inférieur	moyen	supérieur
marin		[diagonal lines]	[horizontal lines]	[vertical lines]
épicontinental		[stippled]	[diagonal lines]	[vertical lines]
continental		[stippled]	[diagonal lines]	[vertical lines]

- ▲▲▲ Volcanisme
- Charbon
- Tillites

Fig. I-3 • Paléogéographies successives de l'Australie au cours du Paléozoïque et Mésozoïque. (modifié de BROWN et al, 1968)
 • Successive paleogeography of Australia during the Paleozoic and Mesozoic periods.

A la fin du Tertiaire a lieu un grand mouvement épirogénique, le *KOSCIUSKO Uplift* qui soulève l'ensemble de l'Australie, s'accompagnant de grands épanchements basaltiques et andésitiques dans l'Est et le Sud-Est.

Au Quaternaire, l'Australie reçoit essentiellement des dépôts fluviaux et éoliens. Le retour des glaciers n'affecte que l'extrême Sud de la Tasmanie. La partie méridionale du continent connaît une importante activité volcanique basaltique.

N.B. Le paragraphe I.2 LES GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DE L'AUSTRALIE a pour sources essentielles : BROWN *et al.* (1968), LECLERCQ ('976) et de HEDOUVILLE (1982).

I.3. L'HISTOIRE GONDWANIENNE DE L'AUSTRALIE

I.3.1. La fragmentation du Gondwana (CRADDOCK, 1977)

Jusqu'au Trias, l'Australie fait partie intégrante de la Pangée, super masse continentale réunissant le Continent Nord Atlantique (Amérique du Nord, Groenland, Eurasia) et le Gondwana (Amérique du Sud, Afrique, Inde, Antarctique, Australie).

A la fin du Trias, par ouverture de l'Atlantique Nord et de la Thétys, les deux masses continentales Nord et Sud se séparent. Rapidement, l'Inde s'individualise. A la fin du Jurassique, la remontée vers le Nord de l'Inde se poursuit. En même temps, le bloc Antarctique-Australie se sépare du bloc Amérique du Sud-Afrique, au travers duquel l'Atlantique Sud commence à s'ouvrir. Au début du Cénomanién, l'Atlantique Sud entre en communication avec l'Atlantique Nord; l'Inde continue sa montée vers le Nord, Madagascar se détache de l'Afrique, laquelle subit une remontée vers le Nord la rapprochant de l'Europe.

Enfin, l'Amérique du Sud se détache de l'Antarctique en continuant son chemin vers le Nord-Ouest alors que l'Australie se détache de l'Antarctique pour remonter vers le Nord-Est. L'Inde entre en collision avec l'Asie et pénètre sous ce continent.

I.3.2. Individualisation de l'Australie

Au Crétacé supérieur, la mer Tasmane s'ouvre, séparant ainsi la Nouvelle Zélande de l'Australie; mais cette ouverture avorte rapidement au Paléocène (fig. I.4). Parallèlement, la date de séparation Antarctique-Australie fut longtemps considérée comme étant Eocène. Récemment, l'équipe de J. LOVERING et GLADOW de l'Université de Melbourne (comm. pers.), par datation des traces de fission dans l'apatite sur la bordure méridionale de l'Australie, avance la date de séparation au Crétacé supérieur (fig. I.4). Cela est confirmé par CANDE et MUTTER (1982) par une révision des anomalies magnétiques.

I.4. CONCLUSIONS

Les faits généraux rapidement exposés dans les paragraphes I.2 et I.3 permettent au lecteur de connaître le contexte géologique australien. Deux points doivent être soulignés :

- l'Australie est un vieux continent dont l'histoire orogénique encore mal connue se termine au Paléozoïque supérieur;

- l'Australie n'est pas une entité en soi et, jusqu'au Crétacé supérieur, elle doit toujours être considérée comme étroitement associée à l'Antarctique.

Au cours du travail qui suit, certains points effleurés ci-dessus devront être repris et détaillés pour une bonne compréhension des problèmes posés et des éléments de réponse proposés.

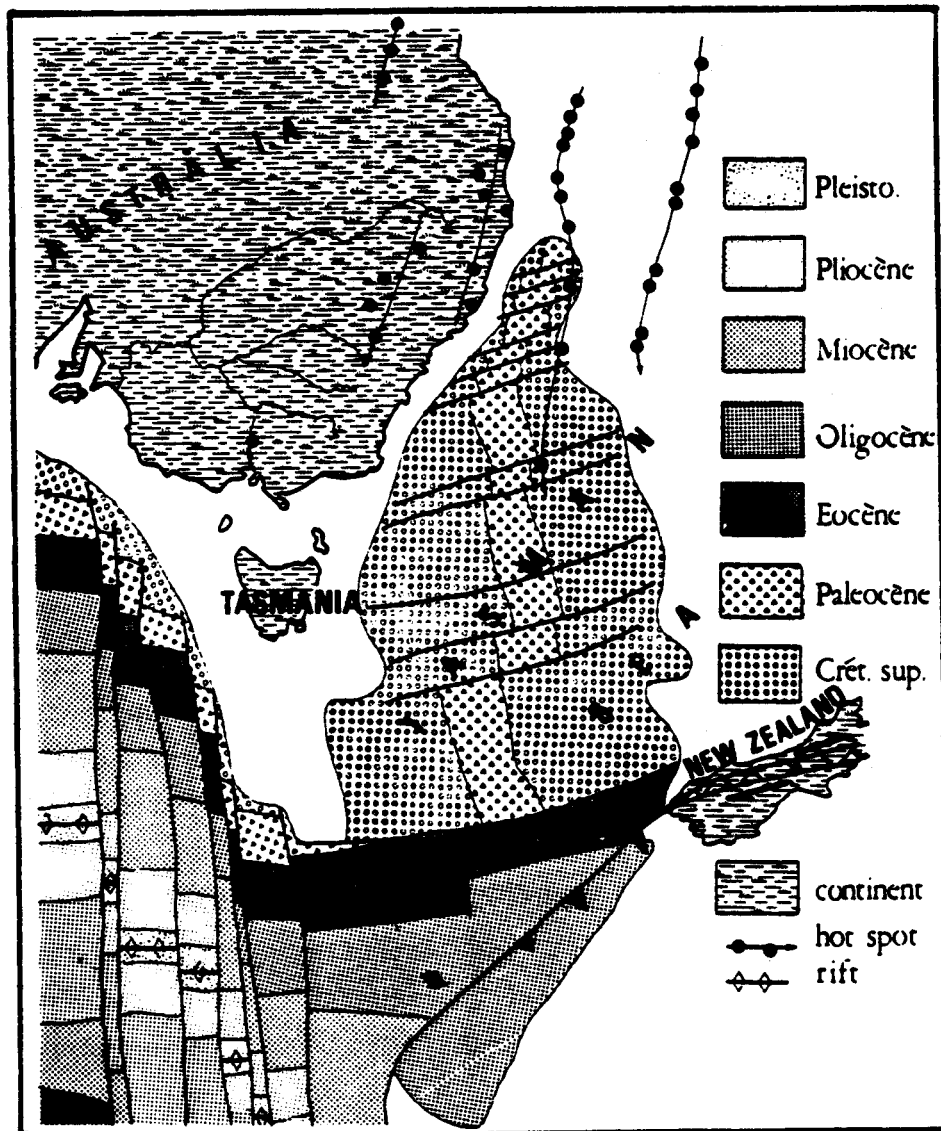


Fig.I-4 : Individualisation du continent australien
(modifié de: Bureau of Mineral Resources
Earth Science-Atlas of Australia-Canberra 1979)

-Separation of the Australian continent

I.5. CADRE DE L'ETUDE

Après une revue succincte et rapide de la géologie de l'Australie, une approche du domaine d'étude semble s'imposer. Le lecteur en connaîtra ainsi la localisation, les grandes données de l'environnement géologique et les conditions d'affleurement. Cette familiarisation permettra dans un premier temps de survoler les travaux déjà faits sur cette province.

I.5.1. Localisation et environnement géologique

A 500 km de Melbourne et de Sydney, la zone d'étude se situe à l'extrémité Sud-Est du continent, dans la province de l'*East Gippsland*, à la frontière entre les états du *Victoria* et du *New South Wales*, près de la localité de Mallacoota (fig. I.5).

Les terrains qui affleurent dans cette région sont pour l'essentiel de l'Ordovicien très déformé, recouvert en discordance par du Dévonien et, plus rarement, par du Silurien. Plusieurs générations de granites intrusifs et spécialement le grand batholite de BEGA recourent les terrains. (p. 73) Enfin, au Sud, la plaine côtière est largement recouverte de sédiments récents et de dunes.

Comme pour l'ensemble paléogéographique du géosynclinal Lachlan décrit au paragraphe I.2.3.2., les structures tectoniques, les intrusions granitiques et les terrains dévoniens conservés à la faveur des grabbens sont orientés NNE-SSW.

I.5.2. Les conditions d'affleurement

Elles sont généralement assez pauvres dans l'arrière pays. Les reliefs très arrondis y culminent à 1372 m au Mont Bowen et sont presque intégralement recouverts d'une épaisse forêt d'eucalyptus. La faible densité de population fait que les accès sont rares et difficiles, nécessitant le plus souvent un véhicule adapté aux conditions tous terrains. Les rares affleurements se trouvent à la faveur de la *Princes Highway*, grande route reliant Melbourne à Sydney via Orbost, Cann River, Genoa, Eden ... ainsi que le long d'un certain nombre de petits ruisseaux encaissés favorisant une végétation luxuriante de fougères arborescentes.

Sur la côte, par contre, à Narooma, Bermagui, Eden, puis de manière continue dans le *Croajingolong National Park* entre Mallacoota et Sandpatch Point, enfin aux différents endroits tels que Rame Head, Cape Everard, Pearl Point et Cape Conran, les affleurements sont d'une rare qualité. La côte rocheuse est observable presque sans interruption sur une largeur de 10 à 200 mètres, constamment nettoyée et rajeunie par les rouleaux du Pacifique.

I.5.3. Les travaux antérieurs

Jusqu'à la parution de la carte géologique de Mallacoota à 1/250 000 par DOUGLAS J.G. (1974), il n'y a eu que peu de travaux réalisés dans cette région du Gippsland oriental. En raison des difficultés d'accès et d'affleurement vus ci-dessus, les premiers travaux dans le Gippsland s'arrêtent à l'Ouest de la *Snowy River* à plus de 150 km à l'Ouest de Mallacoota. Cependant GREGORY (1907) a publié une liste de possibilités minières. THOMAS (1949) présente un petit article sur les calcaires d'Errinundra. SPENCER-JONES (1967) se limite à une étude détaillée des dépôts du Dévonien supérieur. Enfin, TALENT (1969) publie sur la géologie de l'Est du Gippsland, mais sans aucune donnée sur *Croajingolong*. Parallèlement, les cartes géologiques se succèdent (1863, 1880, 1902, 1910, 1959, 1967, 1972, et enfin 1974) et se complètent.

A partir de 1976, une étude détaillée de la côte entre Mallacoota et Orboost est commencée. Essentiellement sous le patronage du Docteur C.J.L. WILSON de l'Université de Melbourne, une dizaine d'étudiants ont fait leurs "Honours Project" sur des zones et des problèmes précis de la côte (fig. I-5):

- HARRIS L.B. (1976), RICHARDS A.L. (1977), C. CLARK R.G. (1979), FENTON M.W. (1979) ont travaillé entre *Bastion Point* et *Shipwreck Creek*;
- RICHARDS M.N. (1979) voit le problème du métamorphisme de contact entre *Benedore River* et *Sandpatch Point*;
- EATON P.C. (1980) étudie la géologie de *Cape Conran* et de *Point Ricardo*;
- FRY M. (1981) se penche sur l'aspect sédimentologique des roches de *Cape Everard*,
- DUKOCVIC T. (1982) étudie entre *Rame Head* et *Petrel Point*;
- THWAITES R. (1982) commence l'étude des affleurements de *Pearl Point*.

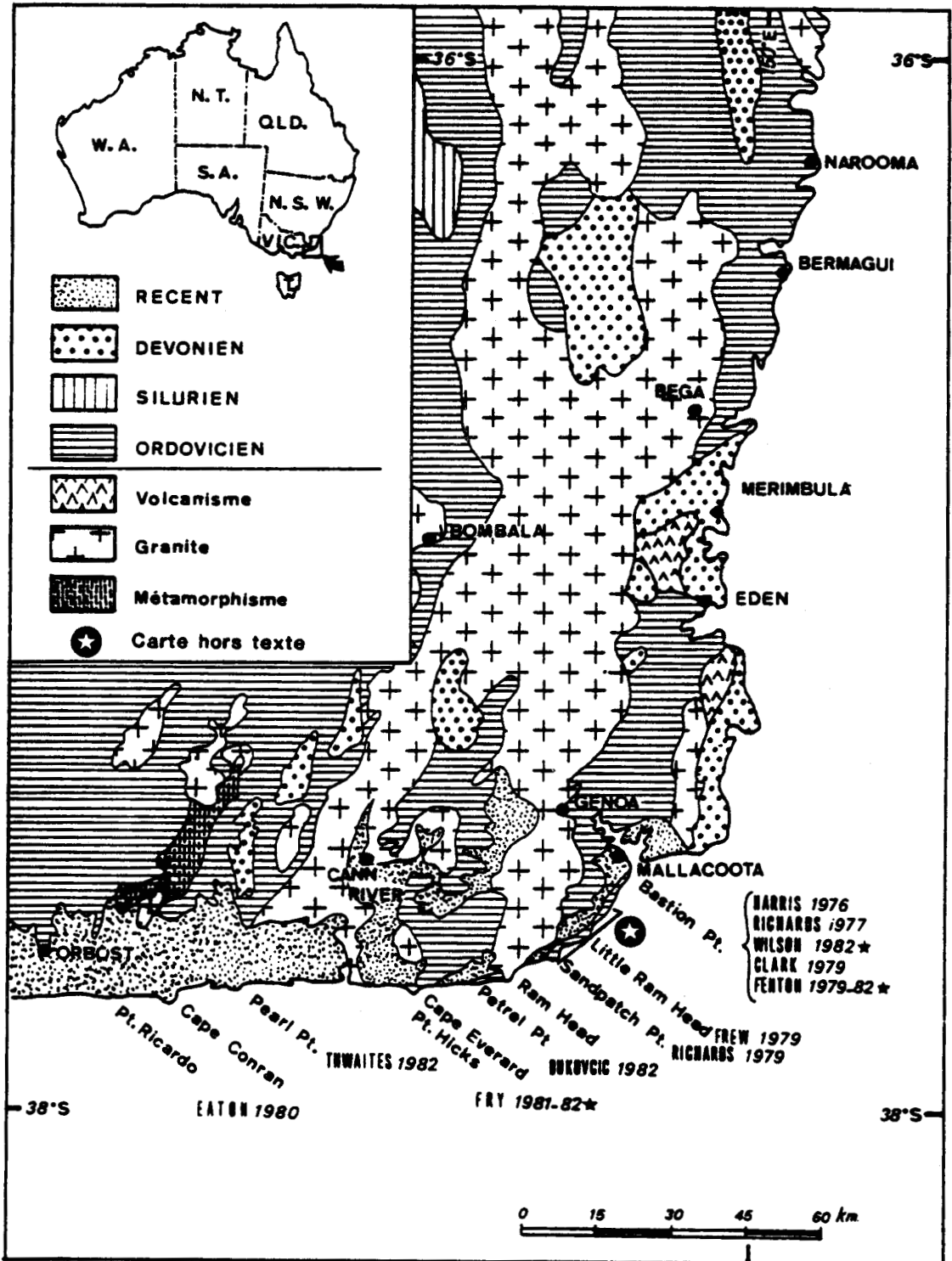


Fig. I-5 • Carte de localisation géographique et géologique avec les références bibliographiques des différents travaux effectués dans le Croajingolong National Park

• Locality map, with the references about the different works in the Corajingolong National Park

L'ensemble de ces travaux internes, non publiés, débouche sur quelques articles :

- WILSON C.J.L., HARRIS L.B. et RICHARDS A.L. (1982) exposent les déformations subies par l'Ordovicien, entre *Bastion Point* et l'aérodrome de Mallacoota;
- FENTON M.W., KEENE J.B. et WILSON C.J.L. (1982) dégagent de la même zone quelques considérations d'ordre sédimentologique;
- FRY M.C. et WILSON C.J.L. (1982) exposent la géologie structurale mais surtout la sédimentologie de *Cape Everard*.

I.5.4. Buts du travail

Dans la continuation du programme de recherche du Dr. C.J.L. WILSON, le présent travail se veut à plusieurs volets. Dans un premier temps, je termine l'étude détaillée de la côte entre *Shipwreck Creek* et *Little Rame Head*. Dans un deuxième temps, il s'agit de reprendre et de revoir les études précédemment faites entre Mallacoota et *Sandpatch Point* (et plus spécialement les zones d'études de R. CLARK, M. FREW et M. RICHARDS) afin d'en tirer les questions et les conclusions qui se dégagent d'une vue plus large du terrain. Dans un troisième volet, je tenterai un survol rapide du maximum des problèmes du Gippsland oriental, ceci en vue d'orienter un nouveau programme de recherches. Ces trois aspects vont évidemment se trouver étroitement mêlés dans le déroulement du texte, celui-ci étant plus simplement basé sur une revue des problèmes et des faits d'ordre pétrographique (sédimentaire et cristallin), paléontologique, métamorphique et structural. Retracer l'histoire géologique de la région reste, bien sûr, le but essentiel.

CHAPITRE II

PALEONTOLOGIE

-Les graptolites

-Les conodontes

CHAPTER TWO

PALEONTOLOGY

The introduction reviews the previous paleontological knowledge in East Gippsland, with a special reference to the Mallacoota beds. Figure II.1 presents the correlation between European and Australian stratigraphic columns.

II.3. The GRAPTOLITES

Graptolite faunas have been discovered in slates at Seal Creek near Mallacoota township (fig. II.2). The sedimentology and the structure of the outcrop is briefly described.

Two biostratigraphically important species have been definitely identified, these are:

- *Climacograptus bicornis bicornis*. J. Hall (fig. II.3 A,B,C. and II.4 Aac-C)
- *Dicranograptus ramosus* J. Hall (fig. II.3 G,H. and II.4 Ab-B)

Two other poorly preserved species have been identified :

- *Climacograptus bicornis tridentatus* (Lapworth) (fig. II.3 D,E,F. and II.4. D)
- *Orthograptus calcaratus* (fig. II.3 I,J. and II.4 E)

Figure II.5 gives the temporal extension of the four species. It suggests a late Gisbornian age for the Mallacoota beds.

II.4 RADIOLARIA

These have been extracted but they are too poorly preserved to be identified and are therefore of no use for stratigraphic purpose.

II.5. CONODONTS

These have been extracted of cherts from Cape Everard and Seal Creek.

II.5.2. Cape Everard Stewart's conodonts are nominated in Webby et al (1981). They give Llandeilian (upper Darriwilian) age (fig. II.6) to cape Everard sediments.

II.5.3. The Mallacoota samples come from the 4th Ridge at Seal Creek (fig. II.2). The conodonts list is given, and they are illustrated (fig. II.7- fig. II.8). The age is upper Darrivillian (Llandeilian).

The age is different from graptolites age because of the variation of the fossils.

II.5.3. Conodonts colour is used as an index to Organic Metamorphism (EPSTEIN et al. 1977). The dark brown color of the Mallacoota conodonts suggests the 4st class (CAI system) which is for a temperature of about 190 to 300°C.

PALEONTOLOGIE

II.1. INTRODUCTION

Les roches sédimentaires affleurant entre Eden (N.S.W.) et Mallacoota (Victoria) (fig. I.5) ont longtemps été considérées comme azoïques. Elles sont nommées "Mallacoota Bed" par STEINER (1966). Un âge ordovicien indéfini leur est attribué sur la base des comparaisons lithologiques avec d'autres affleurements du Gippsland oriental et du Sud du *New South Wales* renfermant une faune de graptolites. Par exemple, les graptolites de *Cape Conran* et de *Nowa-Nowa* (localité située à 40 km à l'Ouest d'Orbost) ont été mentionnés par HALL (1899) dans les termes suivants:

"from Eastern Gippsland, a few forms, also belonging to the Upper Ordovician, have been doubtfully recorded, the condition of the specimens rendering specific identification impossible although I consider the generic character of the fossils sufficiently clear".

EATON (1980), lors d'une étude de la série intensément schistosée et métamorphisée de *Cape Conran*, n'y a trouvé aucune faune. VANDENBERG (1979a,b) reprend la liste des graptolites de l'Ordovicien supérieur identifiés dans l'Est du Victoria.

Cependant la datation des *Mallacoota beds* restait incertaine jusqu'à la découverte récente de graptolites (de HEDOUVILLE P. et WILSON, 1983) et de conodontes. Mais les problèmes d'une datation demandent en premier lieu de rappeler les corrélations entre les étages européens et australiens.

II.2. CORRELATIONS DES ECHELLES STRATIGRAPHIQUES EUROPEENNE ET AUSTRALIENNE

Dans un premier temps, afin de supprimer toute ambiguïté, une recherche bibliographique résumée dans la figure (II.1.A) met en parallèle les âges absolus (en millions d'années) des limites des systèmes de l'échelle stratigraphique internationale, publiés par différents auteurs.

Dans un second temps, est établie sur la base des travaux de ARMSTRONG (1978), l'échelle des âges absolus des étages européens du Paléozoïque inférieur et moyen (fig. II.1.B).

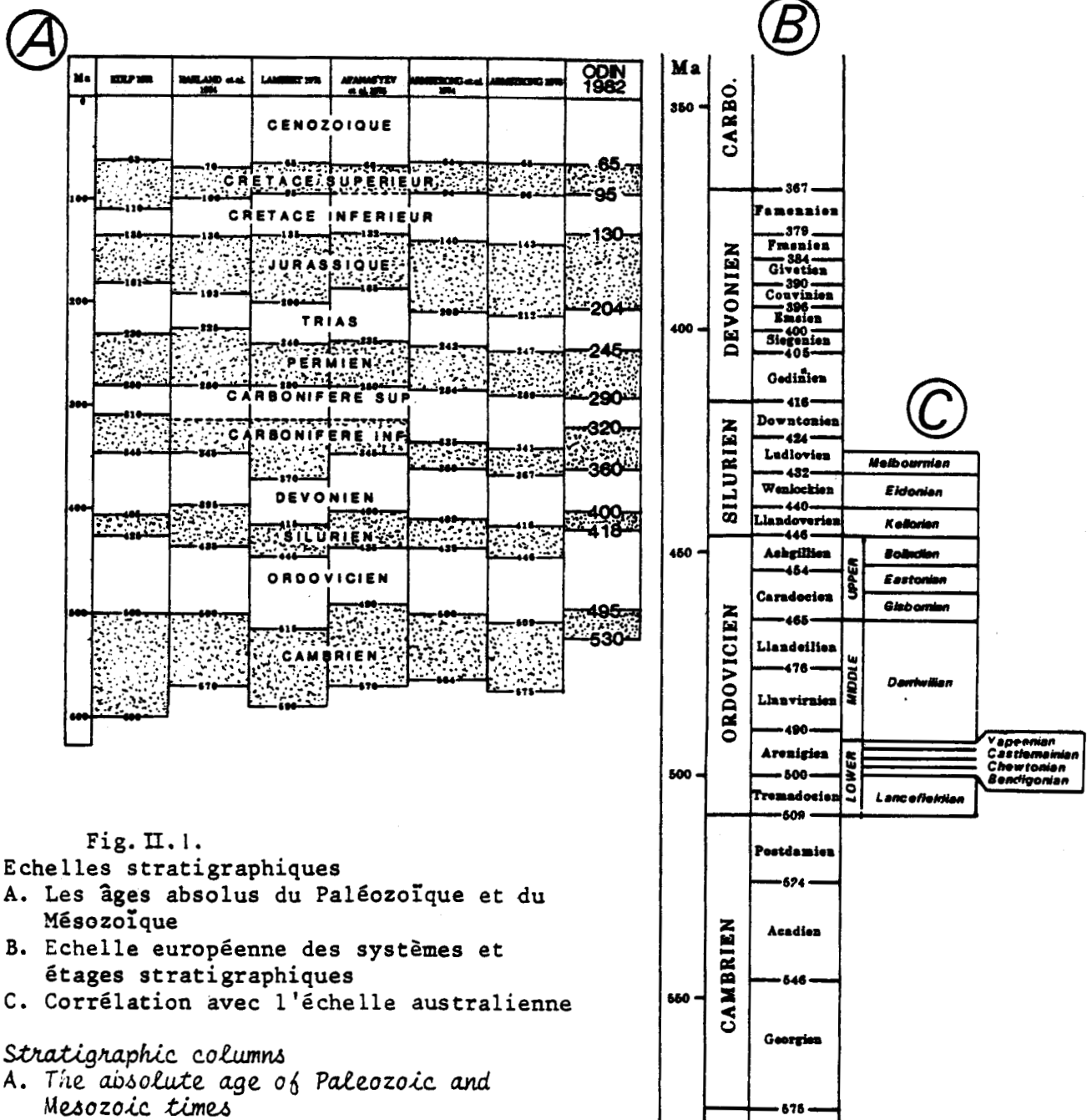


Fig. II.1.

- Echelles stratigraphiques
 - A. Les âges absolus du Paléozoïque et du Mésozoïque
 - B. Echelle européenne des systèmes et étages stratigraphiques
 - C. Corrélation avec l'échelle australienne
- Stratigraphic columns
 - A. The absolute age of Paleozoic and Mesozoic times
 - B. European stratigraphic column
 - C. Australian stratigraphic column

La subdivision de l'Ordovicien et du Silurien australien, étant établie à partir de la répartition biostratigraphique fine des graptolites, elle est adaptée et propre à ce continent (VANDENBERG, 1981). Enfin, la corrélation délicate entre les échelles stratigraphiques de l'Europe et de l'Australie a été donnée par THOMAS (1960) (fig. II.1.C).

II.3. **ETUDE DES GRAPTOLITES**

A ce jour, un seul gisement de graptolites a été trouvé dans les *Mallacoota beds* (de HEDOUVILLE et WILSON, 1983), dans les schistes gris, au nord de *Seal Creek* (149°41' 7"E; 37°39'16"S, grille référence 365278 Mallacoota; 1 : 100 000^e feuille 8822) (cf. zone 6-carte hors texte et fig. II.2).

II.3.1. Description du gisement

La série lithologique ayant livré les fossiles, est illustrée par la figure (II.2). Ce sont des grès, des schistes et des jaspes plissés (cf. Chapitre III). Les structures à *Seal Creek* sont dominées par des plis droits

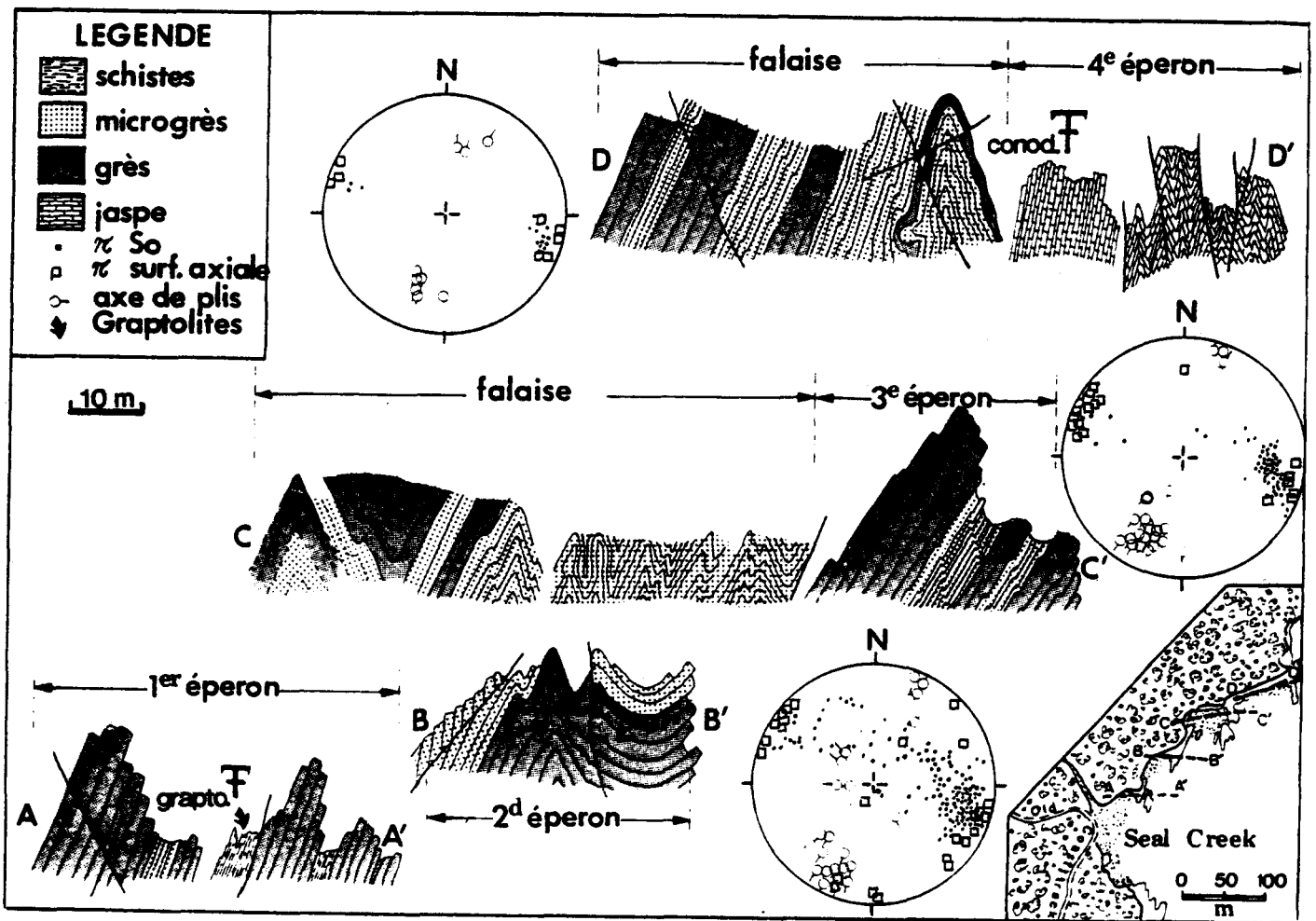


Fig. II.2. • Coupes montrant les relations entre le gisement de graptolites: la séquence sédimentaire et les structures majeures (sur les stéréogrammes sont reportés les pôles de stratification et des surfaces axiales des plis et les axes des plis relatifs à chaque coupe). Cartouche: carte de localisation des coupes, (zone 6)

- Geological sections looking north showing the relationships of the graptolite locality to the sedimentary sequence and folding (the stereographic data are poles to bedding, axial surfaces of folds and fold axes, they are positioned adjacent to the section) insert shows location of sections.

à surfaces axiales subverticales. La schistosité ardoisière est subparallèle à la stratification. Le gisement fossilifère du 1^{er} éperon (section AA, fig. II.2) se trouve dans le flanc d'un pli majeur asymétrique. Les graptolites ne sont observables que dans un banc de schistes gris noir épais de 30 cm et long de 80 cm, le reste du banc étant broyé par des joints, des failles et des veines de quartz.

II.3.2. La faune de graptolites

On a découvert environ 80 empreintes. Les graptolites présents à la surface des lits schisteux sont épigénisés, et ils sont donc constitués de fines paillettes micacées écailleuses et blanchâtres. Ces empreintes fragiles sont généralement dans un état de conservation assez médiocre. La forme précise des thèques n'est souvent plus apparente.

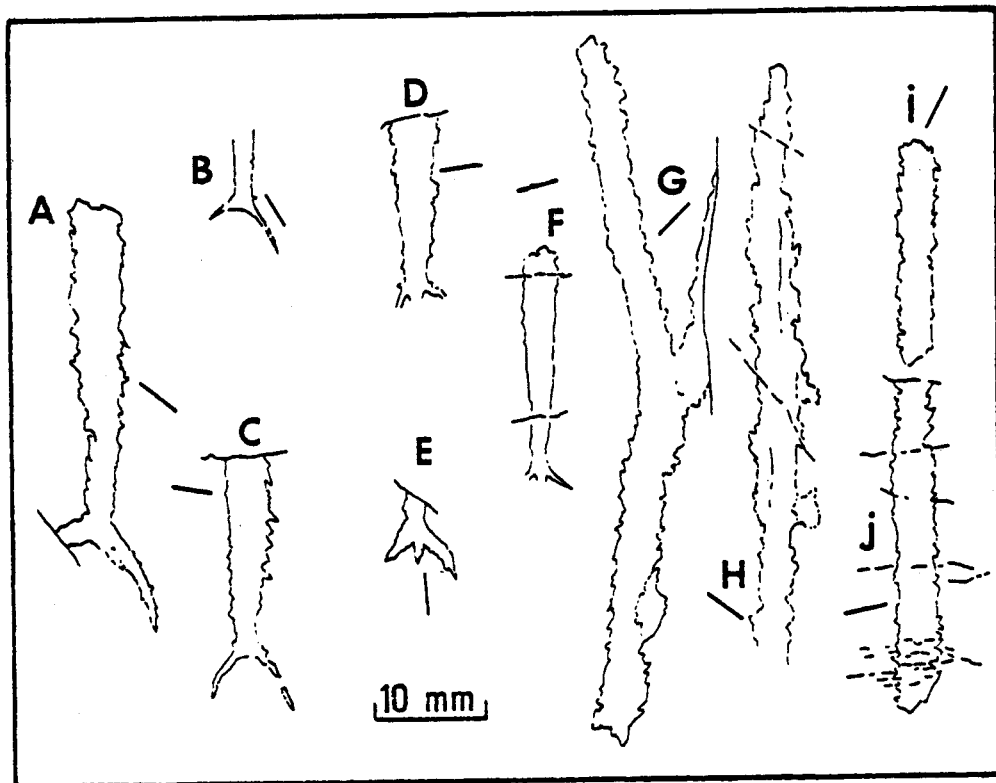


Fig. II.3. • Graptolites de Seal Creek au Sud de Mallacoota (VIC.)

A.B.C. *Climacograptus bicornis bicornis* J. Hall (A, MUGDF 6129a; B, MUGDF 6133; C, MUGDF 6143)

D.E.F. : *Climacograptus bicornis tridentatus* Lapworth (D, MUGDF 6140; E, MUGDF 6144a; F, MUGDF 6141)

G.H. : *Dicranograptus ramosus* J. Hall (G, MUGDF 6148a; H, MUGDF 6131a)

I.J. : *Orthograptus calcaratus* (s.l.) (Lapworth) (I, MUGDF 6154; J, MUGDF 6134).

Les directions de linéations des échantillons sont indiquées par un petit trait gras (So x S1)

• Graptolites from Seal Creek, south of Mallacoota (VIC.). Lineations direction on samples shown by short lines.

Cependant deux espèces biostratigraphiquement importantes ont pu être identifiées par O.P. SINGLETON (Université de Melbourne) et A.H.M. VANDENBERG (du Geological Survey of Victoria) :

- *Climacograptus bicornis bicornis* J. Hall (fig. II.3 A.B.C. et II.4 Aa.C),
- *Dicranograptus ramosus* J. Hall (fig. II.3 G.H. et II.4 Ab,B).

Deux autres espèces mal préservées ont pourtant été reconnues :

- *Climacograptus bicornis tridentatus* (Lapworth) (fig. II.3 D.E.F. et II.4.D);
- *Orthograptus calcaratus* (la sous espèce ne pouvant être précisée) (fig. II.3.I,J et II.4.E).

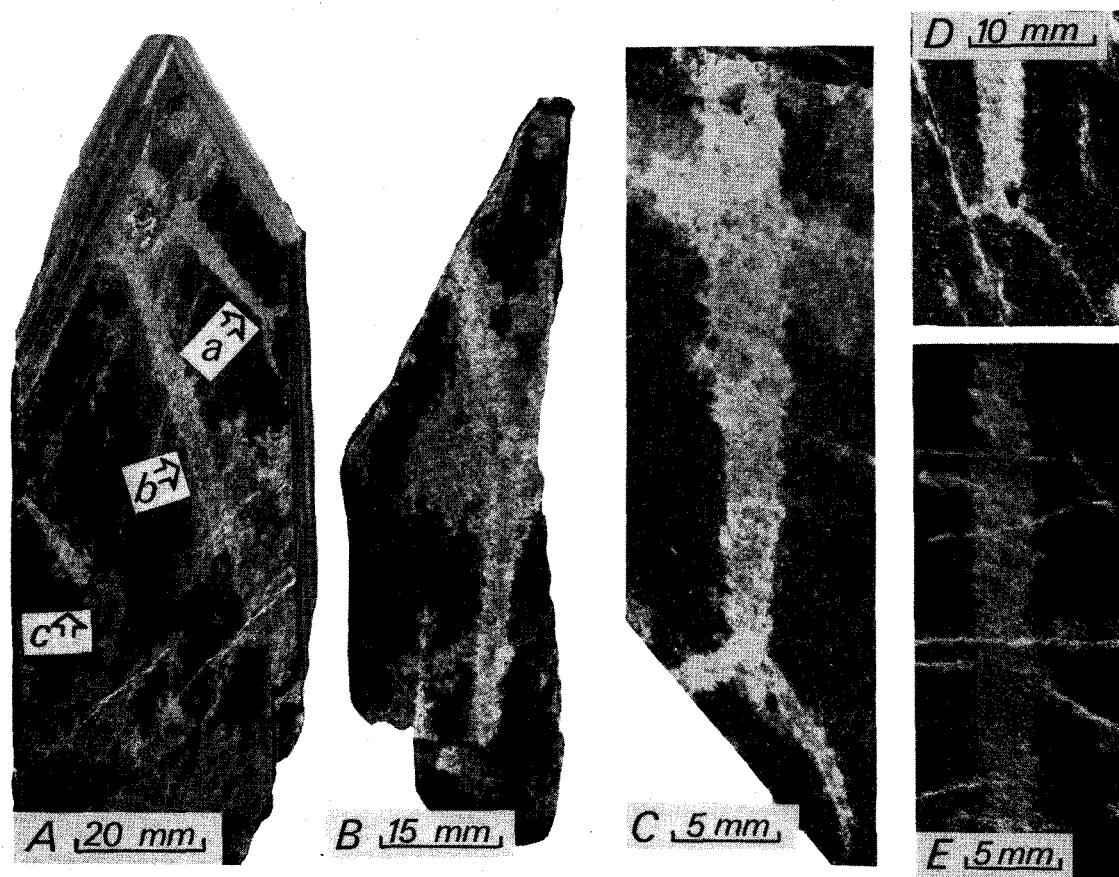


Fig. II.4.- Clichés photographiques de graptolites de Seal Creek

Aa-Ac-C : *Climacograptus bicornis bicornis* J. Hall (Aa, MUGDF 6129b; Ac, MUGDF 6132b; C, MUGDF 6129a).

Ab-B : *Dicranograptus ramosus* J. Hall (Ab, MUGDF 6131b; B, MUGDF 6148a)

D : *Climacograptus bicornis tridentatus* Lapworth (D, MUGDF 6133)

E : *Orthograptus calcaratus* (s.l.) Lapworth (E, MUGDF 6145)

- Graptolites from Seal Creek

Trois des espèces identifiées sont plus spécifiques de l'Ordovicien supérieur (fig. II.5) et indiquent un âge Gisbornien moyen à supérieur (VANDENBERG, 1981; THOMAS, 1960). La limite supérieure de l'âge attribuable à la faune est clairement définie par la disparition de *C. bicornis bicornis* (ou *C. bicornis peltifer*) (RIVA, (1974) WEBBY et al, 1981) et de *C. bicornis tridentatus* à la limite Gisbornien-Eastonien. La limite inférieure peut être placée au passage Gisbornien inférieur et moyen par l'apparition de *C. bicornis bicornis*, de *D. ramosus* et même de *O. calcaratus* (VANDENBERG, 1981). Mais cette limite inférieure pourrait être remontée de façon plus précise au passage Gisbornien moyen-supérieur par l'apparition plus tardive de *C. bicornis tridentatus* et de *O. calcaratus* selon THOMAS (1960) mais leur médiocre état de conservation peut avoir entraîné une erreur d'identification spécifique.

(N.B. : Les spécimens récoltés sont conservés dans le Musée F.A. Singleton du Département de Géologie de l'Université de Melbourne (Australie) sous les numéros MUGD-F6126a jusqu'à F6188.).

Fig.II.5 • Age probable des Mallacoota beds par l'utilisation de l'expansion temporelle des espèces de graptolite identifiées.

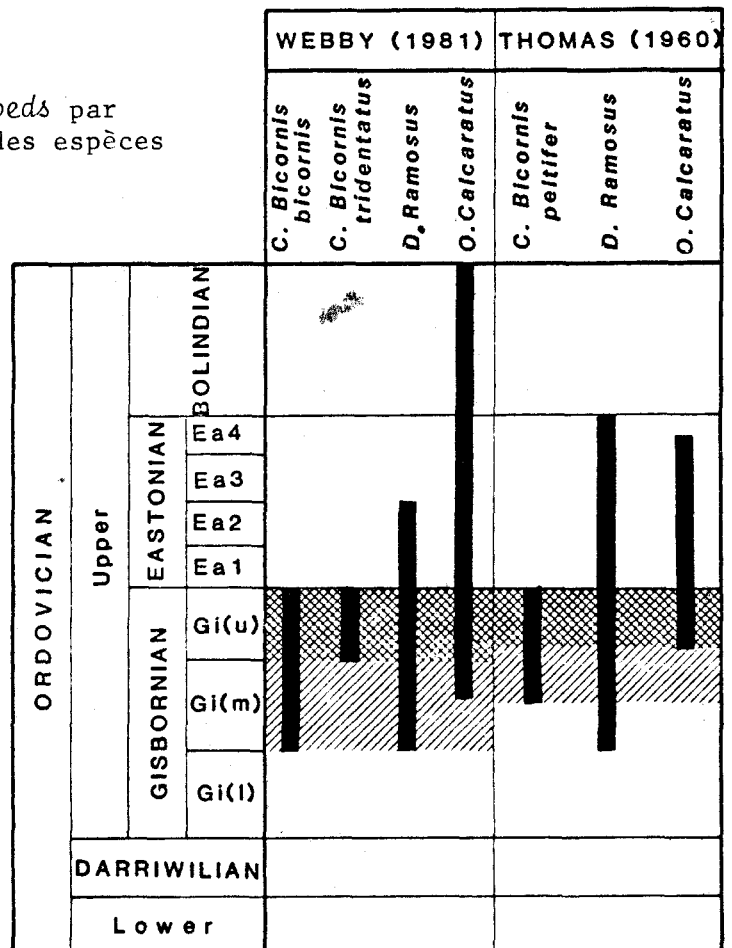
- Hachuré simple: période donnée par *C.bicornis bicornis* et *D.ramosus* déterminés avec certitude.

- Hachuré double: période donnée par la coexistence des quatre espèces

• Age of the Mallacoota beds by using the age range of identified graptolites.

- Simple hatching is the age given by *C.bicornis bicornis* and *D.ramosus* surely identified

- Double hatching is the age given by the four species.



II.4. LES RADIOLAIRES

Les radiolaires sont des protozoaires à test siliceux. Ils sont très fréquents dans les jaspes de Mallacoota. On les observe de préférence dans les jaspes noduleux où ils peuvent être en grand nombre, plutôt que dans les bancs décimétriques réguliers (fig. III.2.C). Les nodules (fig. III.2h.) sont le résultat du vannage par les courants de fond des tests siliceux, qui sont alors piégés dans les ondulations du fond vaseux.

Un essai d'extraction des radiolaires a été tenté par attaque progressive du jaspe à l'acide fluorhydrique. Le résultat est très médiocre. Nous ne sommes parvenus qu'à dégager des sphérules très recristallisées, présentant parfois une ou deux fines épines, alors que toute l'ornementation du test est oblitérée. L'identification se révéla donc impossible.

Les attaques à l'acide ont permis de dégager des spicules d'éponges hexa-ou triradiés (fig. II.8d) sans aucun intérêt stratigraphique.

II. 5. LES CONODONTES

II. 5.1. Introduction

Les conodontes sont des corps denticulés dont l'origine est encore inconnue. Ils sont ordinairement constitués de phosphate de calcium. Des conodontes ont été trouvés à *cape Everard* par I. STEWART puis dans des jaspes de Mallacoota à la faveur des attaques à l'acide fluorhydrique. (à 30 km à l'WSW du secteur étudié)

II.5.2. Datation de la série de Cape Everard

STEWART (comm. pers.) donne la liste de sept espèces de conodontes (WEBBY *et al*, 1981) qu'il a trouvées à *Cape Everard* :

- Periodon flabellum* (Lindström, 1955a)
- Periodon aculeatus* (Hadding, 1913)
- Prioniodina macrodentata* (Graves et Ellison, 1941)
- Cordylodus spinatus* (Hadding, 1913)
- Oistodus lanceolatus* (Pander, 1856)
- Foladus prodentatus* (Graves et Ellison, 1941)
- Belodina*

STEWART indique la liste des espèces identifiées sans préciser aucun âge. Le tableau (fig. II,6) présente dans une première partie les âges attribués par différents auteurs à des faunes de conodontes incluant une ou plusieurs

SYSTEM SUB-SYSTEM		REFERENCES		PHILIP 1966	LAMONT-LINDSTROM 1967				SWEET 1966	WINDER 1966	SWEET 1962	WRIGHT 1966	ZIEMER 1973	LINDSTROM 1971	CAPS EVERARD	
		LOCALITY		North N.S.W. Australia	Morocco Bay	Bavangli	Normangli	Ruddeby	Girvan Dumfri.	Melno U.S.A.	Ostato	Alabama	New Zealand	"antelope" Belts		
		STAGE	Specimens jointly with caps	Belodina sp. Coryloctus sp. Prioniodina sp.	Coryloctus spinatus Periodon aculeatus	Ostobus lanceolatus	Falodus sp.	Periodon aculeatus Coryloctus spinatus Falodus sp.	Periodon aculeatus Prioniodina macrodentata	Falodus prodentatus Ostobus sp. Periodon aculeatus Prioniodina macrodentata	Belodina	Belodina Coryloctus spinatus Falodus prodentatus Periodon aculeatus Prioniodina macrodentata	Periodon aculeatus Prioniodina macrodentata	Ostobus lanceolatus Periodon flabellum Periodon aculeatus		Periodon flabellum Periodon aculeatus Prioniodina macrodentata Coryloctus spinatus Ostobus lanceolatus Falodus prodentatus Belodina
AUSTRALIAN	EUROPE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE	EUROPEAN STAGE			
ORDOVICIAN	UPPER	Beludian	Ashgillian													
		Saetonian														
		Gisbornian	Caradocian													
	MIDDLE	Darriwilian	Llandeilian													
			Llanvirnian													
	LOWER	Yapequian														
		Chelonician	Arenigian													
		Chewtonian														
		Bendigoian														
		Lancefieldian	Tremadocian													

Fig. II.6. • Tableau des âges attribués aux Conodontes de Cape Everard (trouvés et identifiés par I. STEWART)

- Age Range of Conodontes identified at Cape Everard (found and identified by I. STEWART).

espèces déterminées par STEWART. Certains auteurs proposent une extension temporelle des espèces. L'association des espèces permet parfois de préciser un âge plus restrictif (en gris foncé) et un âge plus large (en gris clair). La seconde partie du tableau compile toutes ces données pour attribuer à chaque espèce son extension temporelle maximale (l'épaisseur du trait est fonction du nombre de fois où est citée l'espèce pour une période de temps donnée, par les différents auteurs).

La limite inférieure (large) d'existence de la population est la limite Arenigien-Llanvirnien. Cet âge est donné par les apparitions de *P. macrodentata*, *F. prodentatus* et *Belodina*. Un âge inférieur plus restrictif peut être placé à la limite Llanvirnien-Llandeilien (Darriwilien moyen); il est donné par la plus grande abondance à partir de cette date de *C. spinatus* et *P. aculeatus*. La limite supérieure est située au passage Llandeilien-Caradocien (Darriwilien-Gisbornien); elle est donnée par la disparition au-dessus de cet âge des espèces *F. prodentata*, *O. lanceolatus* et *P. flabellum*.

II.5.3. Datation de la série de Mallacoota

Sur la vingtaine d'échantillons de jaspes attaqués à l'acide fluorhydrique afin d'en dégager des radiolaires, quatre (1) ont donné des conodontes. Les échantillons provenaient du quatrième éperon de *Seal Creek* (fig. II.2). Leur état de conservation étant honorable, les identifications ont été faites par Monsieur WEYANT du Département de Géologie de l'Université de Caen (France).

- *Pygodus* aff. *anserinus* LAMONT et LINDSTRÖM 1957 (fig. II.7a). Typiquement, cette espèce comporte trois côtes tuberculées issues de l'apex, plus une quatrième qui ne s'individualise que dans la partie plus élargie de la plate-forme. Cette quatrième côte est peu visible sur ce matériel sauf de façon rudimentaire sur les clichés 1, 2 et 5. *P. anserinus* est typique du Llandeilien.
- *Haddingodus serra* (Hadding, 1913) (fig. II.7b). D'après BERGSTRÖM (1971), *Pygodus anserinus* et *H. serra* appartiennent à la même espèce biologique : *Pygodus anserinus*; *H. serra* est donc aussi du Llandeilien.
- *Periodon aculeatus* (Hadding, 1913) (fig. II.7c). Son extension temporelle est présentée dans la figure (II.6).
- *Oistodus lanceolatus* (Pander, 1856) (fig. II.7d, 1). Son extension temporelle est présentée dans la figure (II.6).
- *Oistodus venustus* (Stauffer, 1935) (fig. II.7d, 2 et 3) donne un âge Ordovicien moyen et supérieur.
- *Oistodus* sp. aff. *O. nevadensis* (Ethington et Schumacher, 1969 (?)) (fig. II.7d, 4). Il a été trouvé dans la *Copenhagen Formation*, au Nevada, datée de l'Ordovicien moyen.
- *Prioniodina macrodonta* (Graves et Ellison, 1941) (fig. II.7c). Son extension temporelle est présentée dans la figure (II.6).
- *Panderodus* ? sp. (fig. II.7f)
- *Roundya pyramidalis* (Sweet et Bergström, 1962) (fig. II.8a). Il a été décrit dans les *Pratt Ferry Formation* de l'Alabama, datées de l'Ordovicien moyen (figuré dans la figure II.6)
- *Belodina* sp. 1 (fig. II.8b, 1 et 2)
- *Belodina* sp. 2 (fig. II.8b, 3)
- *Belodina* sp. 3 (fig. II.8, 4)

(1) Les échantillons et spécimens sont répertoriés au F.A. Singleton Museum, Geology Department, University of Melbourne sous les numéros MUGD-R. 23668 à 23671.

Un certain nombre d'individus n' a pu être identifié ; ils apparaissent néanmoins dans la figure (II.8c).

L'âge Llandeilien (Darriwillien supérieur) fourni par cette faune de conodontes correspond à celui déterminé à *Cape Everard*. La conclusion est que les jaspes sont plus anciens que les niveaux datés par les graptolites. Cette déduction n'a rien d'aberrant vu le contexte structural, mais demande à être vérifiée.

II.5.4. Conodontes indicateurs de métamorphisme

EPSTEIN *et al* (1977) ont étudié la corrélation entre la couleur des conodontes et le métamorphisme enduré. L'étude a été faite en deux parties :

- une étude en laboratoire qui consiste en une cuisson des échantillons prélevés dans des terrains non métamorphisés. L'élévation de température a été faite dans des conditions expérimentales variées. Il en résulte un changement de couleur passant du jaune clair au marron presque noir, dû à une carbonification des individus.
- une étude de la couleur des conodontes prélevés au travers d'une zone de métamorphisme croissant de l'Ouest vers l'Est (Tennessee). Les résultats sont comparables à ceux obtenus en laboratoire, compte tenu des variations d'échelles.

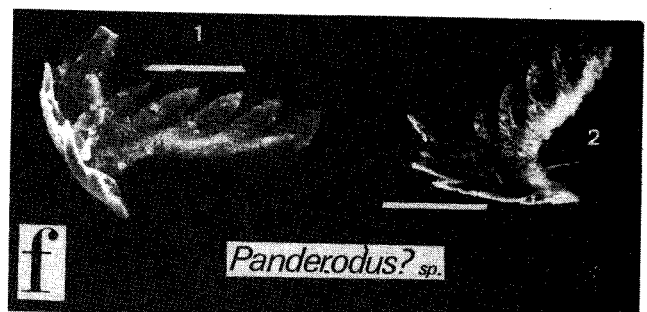
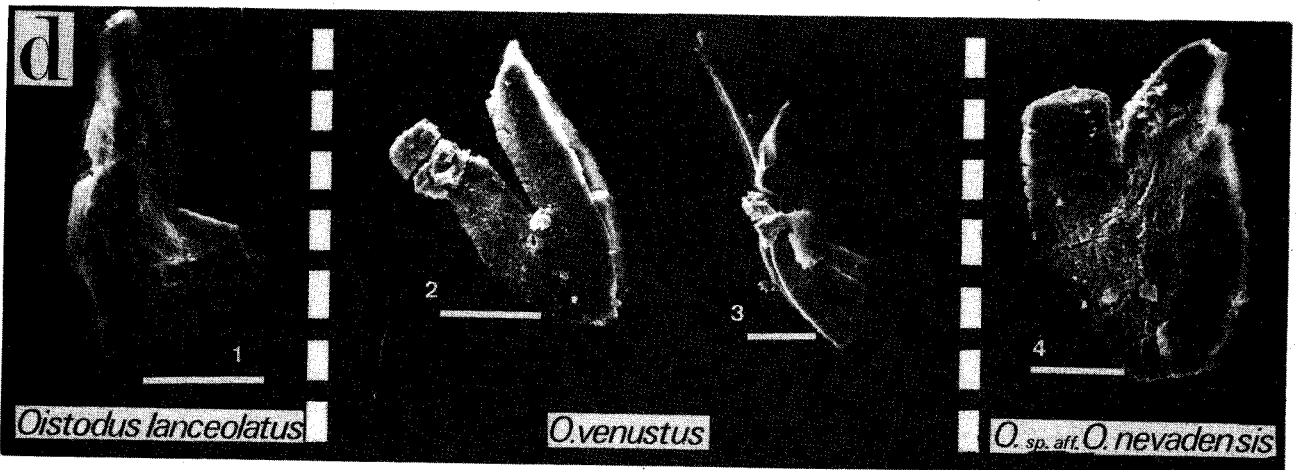
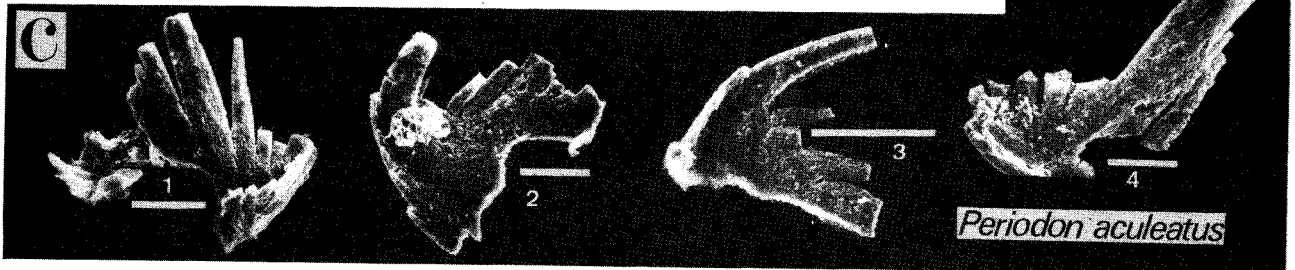
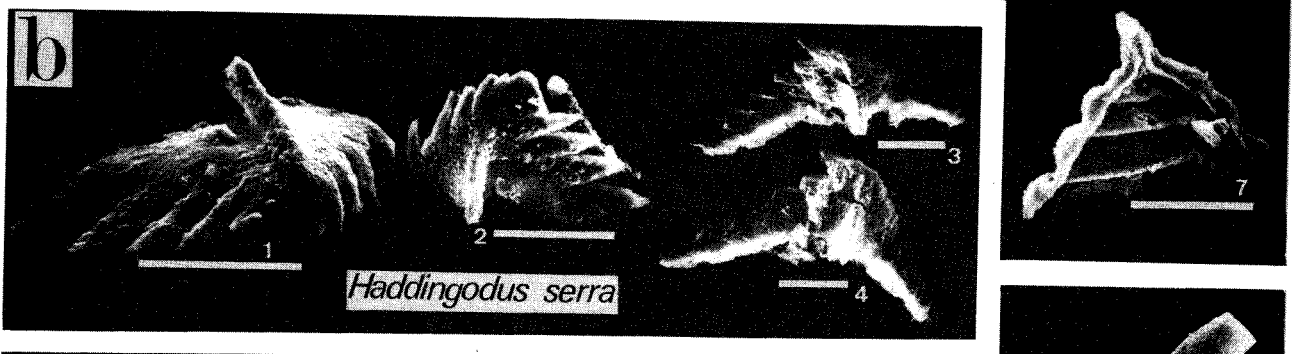
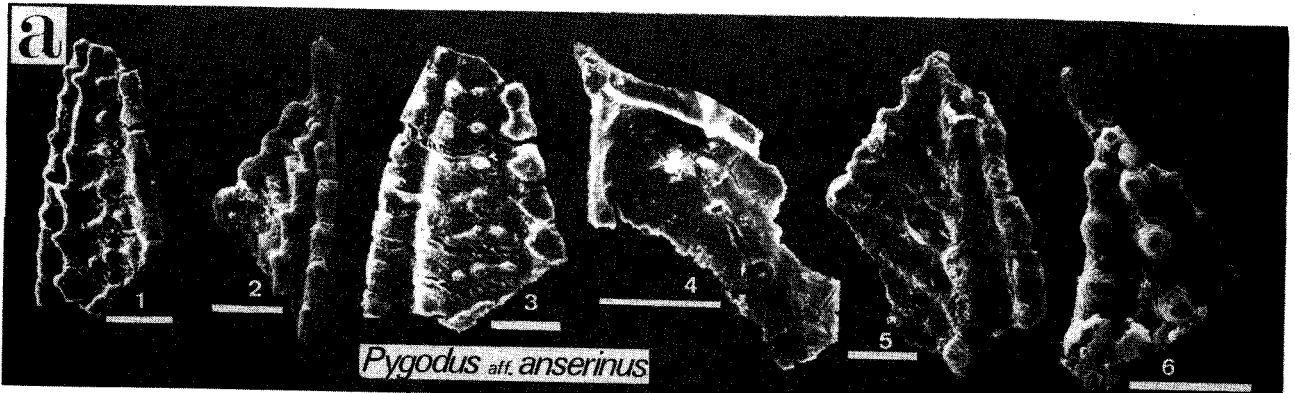
EPSTEIN *et al* (1977) complètent l'étude en établissant des équivalences entre :

- la couleur des conodontes (dans un système CAI = *Color Alteration Index*),

Fig. II.7.- Conodontes identifiés à Mallacoota. Photos prises au microscope électronique à balayage : la barre blanche représente 100 μm . Les spécimens figurés sont extraits des échantillons : MUGD. R. 23668 à R. 23671.

- a - *Pygodus* aff. *anscrinus* Lamont et Lindström, 1957
- b - *Haddingodus serra* Hadding, 1913
- c - *Periodon aculeatus* Hadding, 1913
- d - *Oistodus*, (1) *O. lanceolatus*, Pander, 1856; (2 et 3) *O. venustus*, Stauffer, 1935; (4) *O. sp. aff. O. nevadensis* Ethington et Schumacher 1969 (?)
- e - *Prioniodina macrodonta* Graves et Ellison, 1941.
- f - *Panderodus* (?) sp.

- Conodonts from Mallacoota. Scanning electron Micrographie : White bar scale is 100 μm . Fossils from samples MUGD R. 23668 to R. 23671.



- la température,
- la transparence des pollens et leurs taux de carbone,
- la réflectance de la vitrinite et son taux de carbone.

Les échantillons recueillis à Mallacoota ont une teinte brun foncé pouvant tirer sur le noir; les dents des conodontes peuvent conserver une apparence plus pâle. Ils sont donc situés dans les termes supérieurs de la classe 4 (système CAI de EPSTEIN *et al*), ce qui indique qu'ils ont subi une température oscillant entre 200 et 300°C. La réflectance de la vitrinite devrait être comprise entre 1,95 et 3,6 (cf. § V.2).

II.6- CONCLUSIONS.

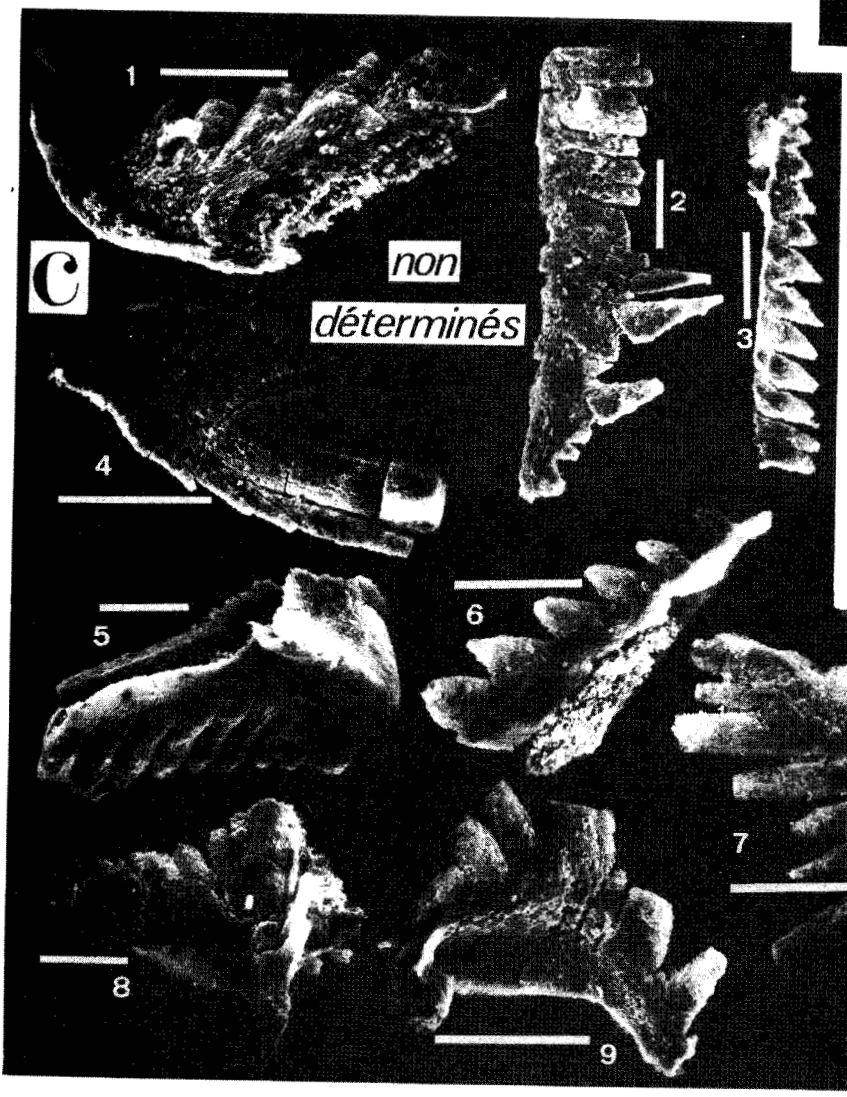
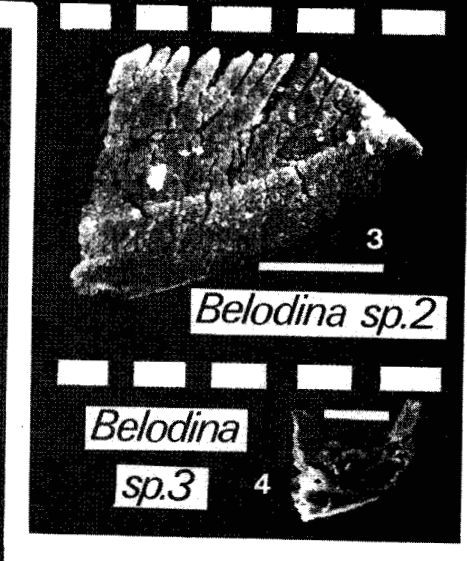
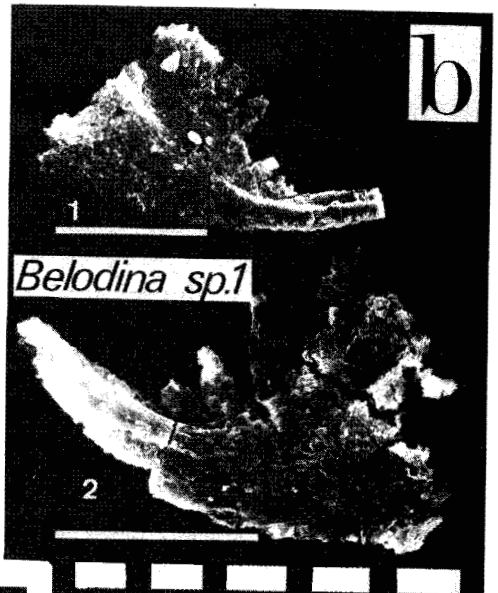
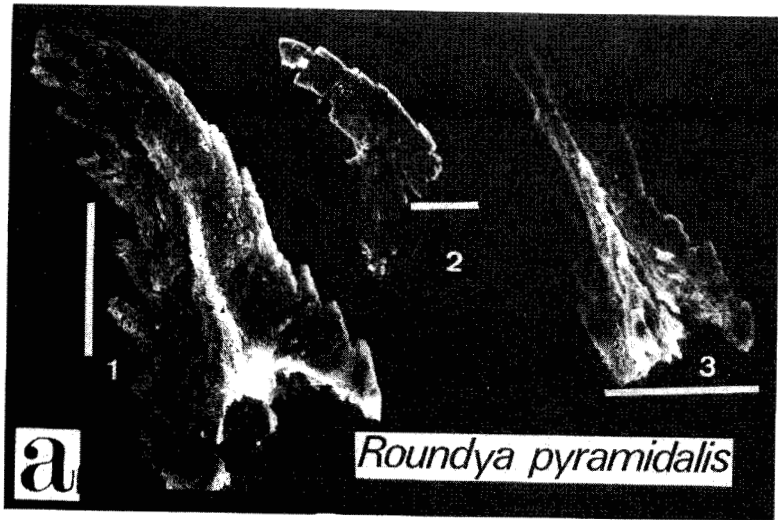
Une faune de graptolites suggère que le dépôt de cette partie des *Mallacoota beds* a eu lieu durant l'Ordovicien supérieur (Gisbornien sup.). D'autres secteurs du Gippsland oriental ont été datés de l'Eastonien (VANDENBERG, 1979a, 1979b, 1981). Par ailleurs les roches de Mallacoota sont contemporaines des *Wagonga beds* et de quelques unités de grauwackes et de schistes de la Nouvelle Galles du Sud (JENKINS *et al.* 1982). Les datations restent néanmoins trop rares pour aider à une cartographie détaillée de la région.

La découverte de conodontes à *Cape Everard* (I. STEWART dans WEBBY *et al.* 1981) et à *Seal creek* (ce mémoire) montre que les sédiments des deux secteurs ont le même âge Ordovicien moyen (Darriwilien sup. = Llandeilien). Cette conclusion pose le problème des corrélations des datations faites avec des fossiles différents. Elle souligne que les jaspes sont plus anciens.

Vu la pauvreté en quantité et en qualité des graptolites, il semblerait bon d'investir plus de travail dans la recherche des conodontes, qui sont plus abondants et mieux conservés, et qui ne nécessitent pas des affleurements d'une très grande "fraîcheur". Ils pourraient devenir la base d'une cartographie du Gippsland.

Fig. II.8. • Suite de la figure II.7 ►►

- a - *Roundya Pyramidalis*, Sweet et Bergström, 1962
- b - *Belodina* (1-2) B. sp. 1 (3) B. sp. 2 (4) B. sp. 3.
- Continuation of Fig. II.7.



CHAPITRE III

SEDIMENTOLOGIE et ENVIRONNEMENT

- Les roches sédimentaires
- Les figures de sédimentation
- Facès turbiditiques
- Paléoenvironnement
- Stratigraphie

CHAPTER THREE

SEDIMENTOLOGY AND ENVIRONMENT

After an introduction I expose in the first part (§ III.2) the different rock types that crop out in the Mallacoota beds. A short description of the sandstone and greywackes (fig. III.1, III.2d, III.3), siltstone (fig. III.2 e, f) and shales is given. The cherts are described (fig. III.2; c, g, h) and the depositional environments are as well proposed. Bioturbation features in the cherts suggest a primary sedimentation. There is no evidence of any relationship between the cherts and a volcanic material. The chert deposits are the result of an increasing biogenic activity and a decreasing detrital supply.

Section § III.3 reviews of the different sedimentary features occurring in the Mallacoota beds, ripple and flute marks (fig. III.2j), load casts (fig. III.2n, III.4) and flame structures (fig. III.2k, III.5). A description of the clastic dykes (fig. III.6) is given. I note the abundance of well crystallised muscovite and biotite with a S_1 parallel orientation. The clays in the dyke are composed of 43% illite and 57% chlorite. This ratio is the direct opposite to the enclosing beds which have a composition of 70% illite and 30% chlorite.

A review is also undertaken of graded bedding, laminations (fig. III.2e, i, l, m) slumps (fig. III.2m) and disrupted laminated sandstone (fig. III.2i, l).

Section § III.5, the terms turbidite and Bouma sequence are defined according to the bibliography (fig. 7). The environment of a turbidity current is explained (fig. III.8). Then the sequential analysis of three lithological columns (fig. III.10) suggest microcycles (the Bouma sequence about 1 m thick), megacycles (about 10m thick) and hypercycles (about 100m thick) (fig. III.7).

The proportions of sandstone, siltstone and claystone in each column (from Fenton et. al., 1982; Fry and Wilson 1982 and myself) are introduced in a triangular plot, for the recognition of three different provinces, more or less proximal. Seal Creek is similar to Bastion Point, in that it is a mid fan type turbidite with shale and chert developed during pelagic periods.

The environment of deposition is not clear with only the currentological data, but quartz grain exoscopia is not possible, and the clay X-ray analysis depend of diagenesis and metamorphism.

In § III.6., I propose a synthetic stratigraphical column. (Fig. III.12)

SEDIMENTOLOGIE ET ENVIRONNEMENT

III.1. INTRODUCTION

Après avoir daté la série et avant d'en étudier les déformations (intrusions, tectonique et métamorphisme), il semble indispensable de se pencher sur le paléoenvironnement des dépôts. Pour ce faire, nous disposons de différents types de roches sédimentaires renfermant de nombreuses figures de sédimentation et offrant une alternance caractéristique. L'étude combinée de ces trois faits de terrain amène à définir des faciès permettant d'évaluer l'environnement lors du dépôt de la série.

Récemment plusieurs travaux ont été publiés sur ce thème : FENTON, KEENE et WILSON (1982) font l'étude détaillée d'environ 240 mètres de colonnes lithologiques aux environs de Mallacoota; FRY et WILSON (1982) les comparent avec les 170 mètres de série de Cape Everard. POWELL (1983) se cantonne à la côte méridionale de la Nouvelle Galles du Sud (N.S.W.).

Une analyse des faits sédimentologiques de la zone étudiée permettra d'une part de mieux préciser les conditions générales de dépôt et, d'autre part, d'établir à titre d'hypothèse une colonne lithostratigraphique générale.

III.2. LES TYPES DE ROCHES

Les sédiments détritiques marins présentent une continuité entre les grès grossiers et les argiles pélagiques. Cependant d'après quelques critères granulométriques, une classification est envisageable.

III.2.1. Grès et grauwackes.

Ce sont les plus grossiers des sédiments clastiques rencontrés à Mallacoota. Mais le passage depuis le micropoudingue (*microconglomerate*) jusqu'au microgrès (*siltstone*) en passant par le grès est continu. La nature, la taille, l'aspect des grains détritiques varient d'un banc au suivant comme varie le pourcentage relatif grain-matrice. Aussi DOTT (1964) propose une frontière: si la roche contient moins de 10 % de matrice elle est appelée grès, sinon elle prend le nom de grauwacke. Cette définition semble la plus historique, (LASIUS, 1789), la plus simple et la mieux adaptée à la classification des grès parmi celles proposées par BOSWELL (1960), CUMMINS (1962), KRYNINE (1941), McBRIDE (1962), McELROY (1954), PETTLJOHN (1960), SHIKI et MIZUTANI (1965), WEISENER (1961). De plus, elle néglige les déviations ayant voulu faire des grauwackes des roches

contenant des débris lithiques et souvent plus précisément volcaniques. PETTIJOHN *et al.* (1972) proposent les termes de "grès lithiques" (litharénite) et de "subgrauwackes". Etant donné le flou régnant autour du préfixe "sub", l'appellation de "grauwacke lithique" devrait plutôt être adoptée.

III.2.1.1. Les grès (sandstones) (fig. III.1a, fig. III.2a)

Ils sont très riches en quartz (50 à 90 %). Les grains sont de taille variable d'un banc à l'autre mais restent relativement constants dans un même niveau (10 mm à 1 mm), leurs formes sont subarrondies. L'extinction des quartz entre polariseurs croisés est le plus souvent onduleuse, mais cela n'est pas systématique. Cela pourrait donc signifier que certains grains gardent la mémoire des déformations enregistrées par leurs lieux d'origine. De même la texture des grains (composites, métamorphiques, plutoniques) (FOLK, 1968) laisse sous-entendre des sources diverses. Les plagioclases sont rares et de petite taille, ainsi que les débris lithiques. Dans certains cas, les grains sont recristallisés pour former un quartzite; leurs sections engrenées refoulent alors la matrice argileuse.

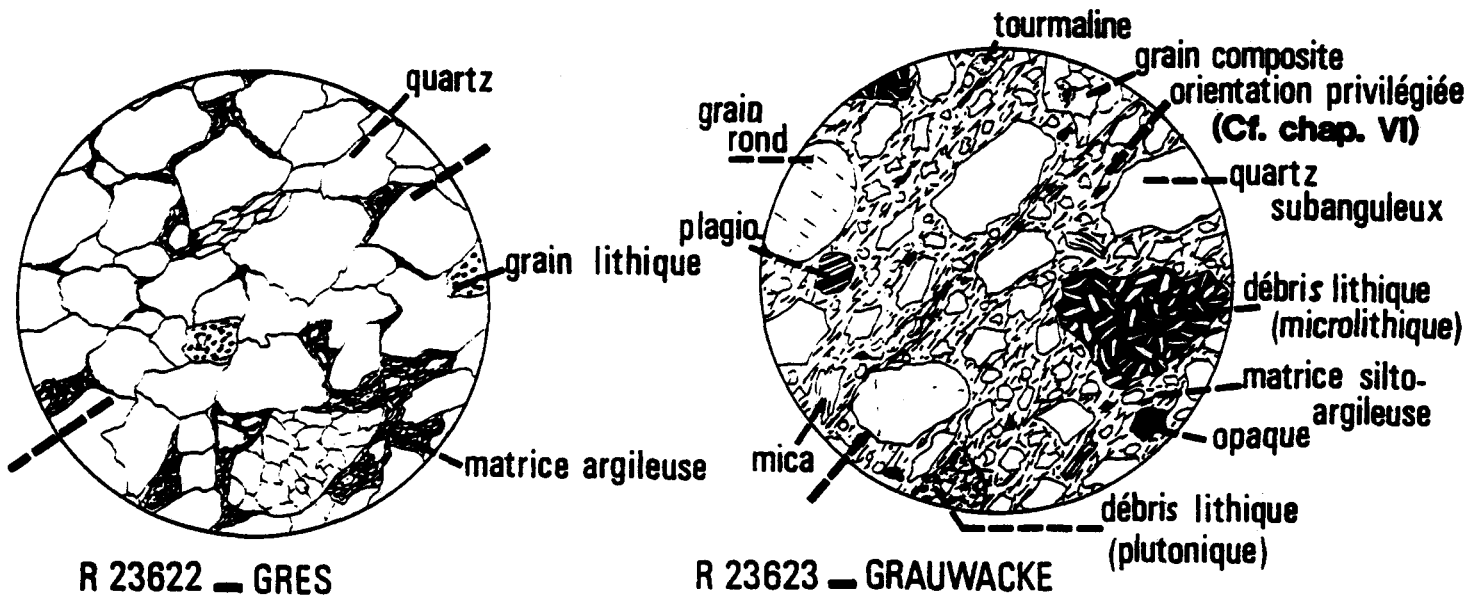


Fig. III.1. • Les roches détritiques clastiques

A. un grès d'après une lame mince de l'échantillon R. 23622; grossissement 3,5.

B. une grauwacke d'après une lame mince de l'échantillon R. 23623; grossissement 3,5

• The clastic detrital rocks

A. sandstone : thin section R. 23622. Magnif x 3,5

B. Graywacke : thin section R. 23623. Magnif x 3,5

L'orientation des grains allongés dans la matrice n'est pas quelconque. A Mallacoota, une orientation privilégiée subparallèle à la stratification est en général observable (cf. Chapitre VI). L'épaisseur des bancs gréseux varie entre quelques centimètres et un mètre.

III.2.1.1. Les grauwackes (*graywackes*) (fig. III.1b; III.2d)

Elles sont le type de roche le plus abondant dans la série de Mallacoota, 35 % d'après FENTON *et al.* (1982). Les grains ont une granulométrie très variable d'un banc à l'autre ainsi que dans un même niveau. Le granoclasement vertical y est commun (§ III.3.3.1). Les débris lithiques peuvent être très abondants, ils sont aussi bien d'origine volcanique (microlithique) que plutonique (microgrenue). Les plagioclases détritiques y sont un peu plus communs que dans les grès. La forme des grains varie du subarrondi à l'arrondi, quand la taille croît, La matrice (au moins 10 % de la roche) est riche en pélites, fins grains de quartz, muscovites, chlorites, ainsi que quelques traces de zircon, tourmaline, hornblende et "d'opaque", certains niveaux contiennent de la biotite très altérée en chlorite. Ce sont des grauwackes riches en éléments lithiques.

III.2.2. Les microgrès (aleurolite = *siltstone*) (fig. III.2e,f).

Cette classe de roche dont les plus grosses particules ne dépassent pas 62,5 μm (selon la classification de WENTWORTH (1933) (cf. fig. III.3), est d'une très grande importance dans la série de Mallacoota. Le rapport matrice sur grains peut énormément varier. Aussi pourrait-on parler de micro-grauwackes puis de quartzophyllades et enfin de phyllades, dans le sens d'une augmentation du pourcentage de matrice. En l'occurrence, une classification excessive entraînant une nomenclature lourde n'est pas justifiée; alors que, comme nous l'avons vu précédemment, la distinction entre grès et grauwacke est importante eu égard au nombre d'observations variant dans chaque classe. En effet, la quantité de particules ne semble pas influencer sur la forme, la taille, ou la nature de celles-ci. Par contre, les bancs de microgrès seront le lieu d'observation privilégié de multiples figures sédimentaires (cf. § III.3).

En ce qui concerne l'analyse des argiles constituant la matrice, une analyse aux rayons X a été faite. Les résultats ainsi que les discussions qui en découlent sont reportés au chapitre V.

III.2.3. Les schistes (= *shales*)

De même, l'analyse aux rayons X des minéraux argileux est faite au chapitre V. De couleur variant entre un gris-vert et le noir intense, les niveaux schisteux sont très importants. Les niveaux les plus foncés sont souvent au voisinage des jaspes (§ III.2.4). Ils sont alors très fréquemment silicifiés, ce qui leur donne un éclat brillant. Les schistes contiennent parfois des fossiles de graptolites (§ II.3). Les niveaux schisteux peuvent atteindre une puissance de plusieurs mètres, ou se trouver en fins lits alternant avec des microlits gréseux ou silteux (fig. III.2e).

III.2.4. Les jaspes (= *cherts*)

Les niveaux à jaspes sont des "accidents" communs dans la série de Mallacoota. L'épaisseur de ces horizons peut varier de 50 cm à plusieurs dizaines de mètres (fig. III.2c). Macroscopiquement, les jaspes se présentent : - soit en une succession de lits de 5 à 20 cm d'épaisseur, - soit en nodules répartis dans une matrice argileuse.

Les jaspes en lits (fig. III.2g) : ce sont des sédiments siliceux à grains très fins, de couleur verdâtre à noir (parfois ocre). Ils ne contiennent pas de grains détritiques. Ces lits denses ont une cassure lisse à conchoïdale, opaque et terne. L'examen microscopique montre une matrice homogène formée presque exclusivement de microquartz (le développement de mégaquartz et de calcédonite fibreuse n'a pas été observé ici), incluant des fantômes de tests de radiolaires, des spicules d'éponges et des conodontes (Chapitre II). Les radiolaires dont le test est formé d'opale A métastable ont rapidement été transformés en opale C.T. (cristobalite +

Fig. III.2. • Sédimentologie des *Mallacoota beds* ►►

de a-h : les roches sédimentaires : a. série turbiditique de *basic dyke bay* (zone 9); b. vue aérienne du nord de *Seal creek beach* (zone 5-6); c. affleurement de jaspe au 4^e éperon (zone 5); d. microphotographie d'une grauwacke (R.23623); e. alternance de microgrès et de schistes (*Jules' cave*); f. microphotographie d'un microgrès (R.23624); g. affleurement de jaspes en lits et en nodules (*Little Rame Head*); h. microphotographie d'un nodule de jaspe à radiolaires (R. 23625).

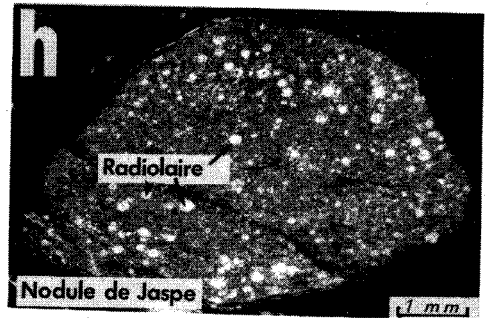
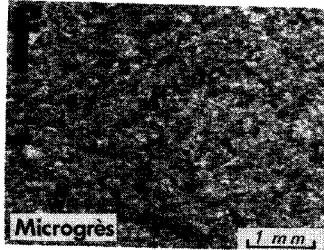
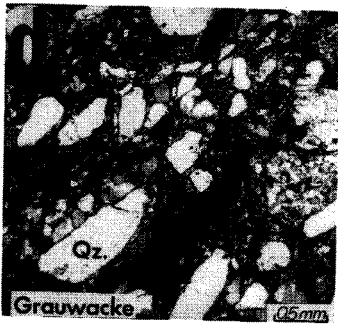
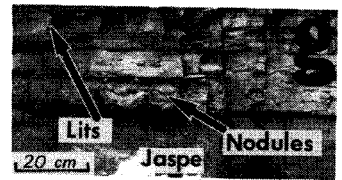
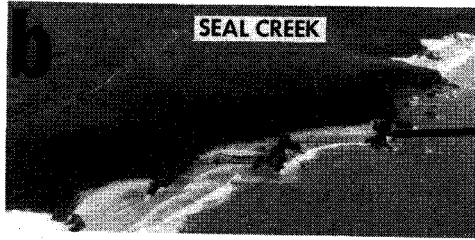
de i-n : Les figures sédimentaires : i. grès laminé puis charrié (photo en série renversée); j. *glute marks* (*copper creek cove* : zone 1); k. microphotographie d'une structure en flamme dans une grauwacke (R.23623); l. grès laminé charrié avec stratifications obliques au sommet; m. slump (*Little Rame Head* : zone 9); n. figure de charge en pseudo nodule (*Little Rame Head* : zone 10).

• *Sedimentology of the Mallacoota beds.*

a-h : *The sedimentary rocks*

i-n : *The sedimentary features*

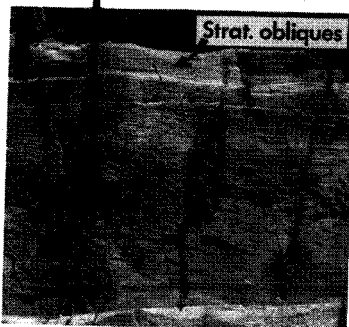
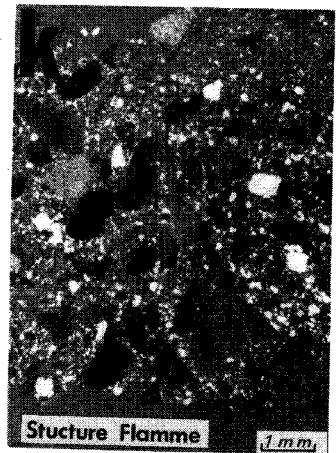
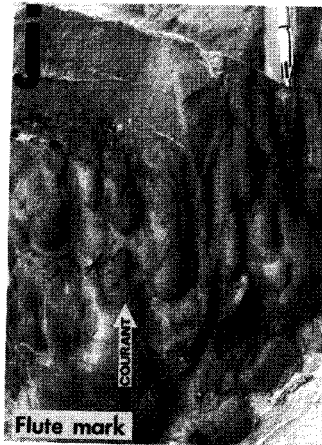
ROCHES SEDIMENTAIRES



FIGURES SEDIMENTAIRES



Grès laminé charrié



tridymite) elle-même recristallisée en microcristaux de quartz. Ces recristallisations successives oblitèrent les structures et l'ornementation des fossiles (TUCKER, 1982).

Aucune figure de sédimentation n'a été observée (granoclassement, de stratifications obliques, de slump, de brèches etc.). En revanche, des traces de bioturbations sont relativement communes (FREW, 1979). Cela sous-entend que le banc siliceux à radiolaires n'a pas été remanié par des courants de turbidité comme cela semble pouvoir exister (BARRETT, 1982).

Il n'existe à Mallacoota aucune évidence de liaison entre les jaspes et le matériel volcanique avec lequel ils sont souvent associés (pillow-lavas, sédiments volcanoclastiques, roches ultra-mafiques ou ensemble de dykes). Rien ne permet de relier la formation de ces sédiments siliceux au voisinage immédiat de la croûte océanique (COLEMAN, 1977).

Les jaspes sont souvent interprétés comme des dépôts très profonds. La raison en est la nécessité d'une profondeur supérieure à celle du Niveau de Compensation des Carbonates (N.C.C.). De récentes études (MAILLOT, comm. pers.) montrent que la N.C.C. peut varier considérablement au cours des âges et en fonction de la topographie sous-marine, du climat, des courants marins etc... Des jaspes à diatomées ont été trouvés à faible profondeur dans la mer du Japon (MICONNET, comm. pers.). On peut donc de moins en moins utiliser l'existence de jaspes comme un critère bathymétrique. Il reste cependant que la plupart des jaspes ont été décrits dans un environnement de bassin océanique au pied des marges continentales. Dans ce cas,

9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	Unités Φ
PÉLITES		ALEURITES 10 μ m		SABLES 100 μ m		GRAVIERS 1 mm		GALETS 10 mm		GALETS 100 mm		BLOCS							N.M. STRAKHOV
COLLOIDES 2 μ m		LIMONS 20 μ m		SABLONS 200 μ m		SABLES 2 mm		GRAVILLONS 20 mm		GALETS OU CAILLOUX 200 mm		BLOCS							A. CAILLEUX
CLAYS (ARGILES) 1/256 mm -39 μ m		SILTS 1/16 mm -62,5 μ m		SANDS (SABLES) 2 mm		GRANULES 4 mm		PEBBLES (GRAVIERS, PETITS CAILLOUX) 64 mm		COBBLES (GROS CAILLOUX) 256 mm		BOULDERS (BLOCS)							C.K. WENTWORTH
LUTITES				ARÉNITES				RUDITES											

Fig. III.3. • Tableau des classes granulométriques
(in FOUCAULT et RAOULT, 1980)

- Table of the granulometric class
(in FOUCAULT and RAOULT, 1980)

ils sont souvent associés à des calcaires pélagiques ou à des turbidites carbonatées (TUCKER, 1982), ce qui n'est absolument pas le cas dans l'Ordovicien supérieur du Gippsland où aucun banc carbonaté n'a été découvert.

L'alternance régulière entre jaspes et argiles noires met en évidence des petites pulsations cycliques au cours desquelles la boue organique siliceuse s'enrichit en détritique terrigène et en matière organique jusqu'à être complètement masquée. Ces rythmes restent encore d'origine très mal connue.

Le dépôt d'un passée de jaspes fait appel à la combinaison de deux événements ; soit un arrêt de la sédimentation détritique, pouvant être causé par une absence de mouvement tectonique ou par un simple changement dans la morphologie ou le tracé des fleuves, des canyons, des talus etc, soit une recrudescence de l'activité biologique par la création d'une zone d'*upwelling* ou de variations climatiques etc... favorisant le pullulement d'organismes à test siliceux et intensifiant alors la "pluie" des squelettes de radiolaires. La sédimentation biochimique est alors intensifiée d'une part, et n'est pas oblitérée par les apports détritiques d'autre part.

Les jaspes noduleux (fig. III.2g) : les nodules de jaspes, plus rares que les jaspes lités, se présentent sous forme d'ovoïdes allongés dans le sens de la stratification. Leurs longueurs varient de 5 mm à 5 cm. D'une texture microscopique comparable aux jaspes lités, ils sont en revanche plus riches en fantômes de radiolaires (fig. II.2h). Leur formation serait due au vannage des organismes siliceux par les courants de fond. Ils se retrouveraient piégés dans de petites poches ou des ondulations du fond vaseux (FENTON *et al.*, 1982).

III.3. LES FIGURES DE SEDIMENTATION

Après la description sommaire des types de roches sédimentaires rencontrés dans la série, un passage en revue des figures de sédimentation permettra une plus grande précision dans la compréhension de la dynamique du bassin du Gippsland à l'Ordovicien supérieur.

III.3.1. Les figures externes

Ce sont toutes les traces observables sur les surfaces externes d'une couche (mur et toit). Leur nombre est assez limité. Elles sont de deux natures à Mallacoota et sont liées à l'action des courants.

III.3.1.1. Les ripple marks sont assez rares et mal individualisés (ou mal conservés) si bien qu'ils ne permettent pas une étude statistique de leurs orientations, en vue de déterminer les directions locales des courants de fond. L'existence de telles marques à tous les niveaux bathymétriques (FRIEDMAN et SANDERS, 1978, p.391) empêche de les utiliser comme critère de profondeur.

III.3.1.2. Les flute marks (fig. III.2j). De très beaux exemplaires ont été découverts sur la côte (Zone 1; CLARK, 1979). Aucun affleurement supplémentaire n'a été trouvé entre *Shipwreck Creek* et *Little Rame Head*. FENTON *et al.* (1982) recueillent sur deux rosaces les 26 mesures effectuées et concluent à une direction générale des courants dans le bassin allant du Sud au Nord. Les directions des courants étant une chose et les sources de matériel détritique en étant une autre, ce problème des directions des paléocourants ouvre une polémique quant au paléoenvironnement de l'Australie du Sud-Est au Paléozoïque inférieur. (cf. § III.5)

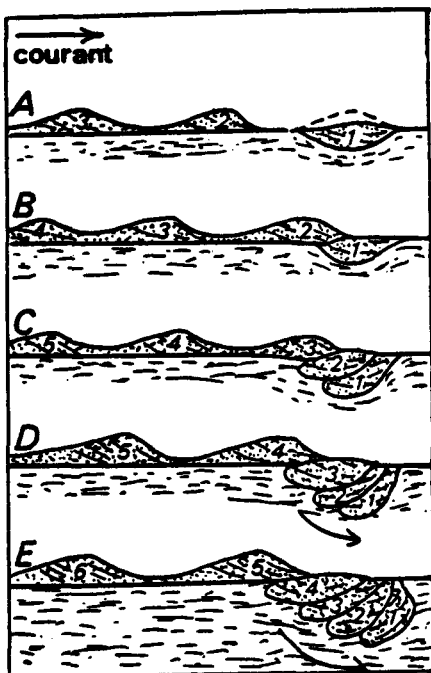


fig.III.4

- Mode présumé de formations des empilements et des marques d'enfoncements des rides
(d'après DŻULYŃSKI et KOTLARCZYK, 1962)
- Presumed mode of formation of pilet and board-casted ripples
(after DŻULYŃSKI and KOTLARCZYK, 1962)

III.3.2. Les figures de charges.

Deux processus entrent en cause dans l'élaboration de telles figures (i) le réajustement vertical d'une masse sédimentaire lourde reposant sur un horizon très meuble, voire fluide; ce sont les figures de charges au sens strict (ii) des petits déplacements horizontaux d'un banc sur l'autre; ce sont des figures de flux.

III.3.2.1. Les figures de charges s.s. (*load cast*) (fig. III.2n)

Une très grande variété est observable dans la série (pseudo-nodules, rides de circonvolutions diverses...). Elles sont le plus souvent dues à un excès de poids d'un niveau gréseux sur un lit de boue argileuse meuble. L'existence de rides de surface est parfois à l'origine de cet excès de charge (cf. fig. III.4) (DŹULYŃOKI et KOTLAREZYK, 1962). Les courants en seraient donc encore à l'origine.

III.3.2.2. Les figures de flux (*flow structures*) (fig. III.2k).

Les plus courantes à Mallacoota sont les structures en flammes (*flame structure*). L'excès de poids d'un banc gréseux fait que celui-ci pèse sur les sédiments argileux sous-jacents; lesquels sont alors injectés dans les fissures du toit. L'orientation homogène de ces flammes fait que par ailleurs, il y a eu un mouvement relatif horizontal entre les deux couches, soit la masse gréseuse glisse du fait d'une légère pente, soit la "soupe" argileuse flue (fig. III.5).

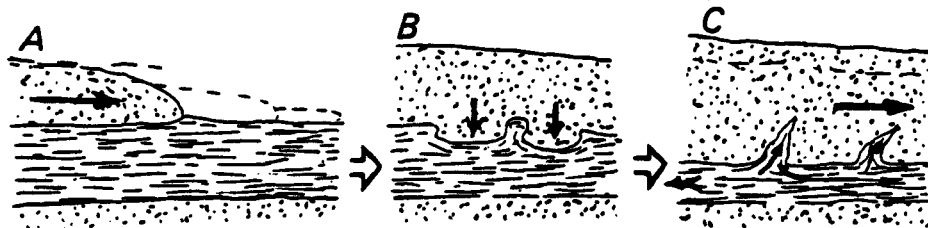


Fig. III.5. • Mode présumé de formation des structures en flammes.

• Presumed mode of formation of flame structures.

L'observation de tels phénomènes rend compte d'une sédimentation rapide à la limite du "catastrophique". Ils nécessitent l'arrivée brutale d'une masse importante de matériel sur un niveau ayant gardé une grande fluidité.

III.3.2.3. Les filons clastiques (*clastic dykes*) (fig. III.6)

C'est un phénomène très rarement observé dans la série de Mallacoota. Leur formation est le plus souvent péné-contemporaine de la sédimentation. Ils résultent du remplissage de fissures ouvertes par intrusions montantes (WATERSON, 1950) ou descendantes (VITANAGE, 1954) ou mixtes. D'après les coefficients de compaction, DŹULYŃSKI et WALTON (1965) estiment à une centaine de mètres l'enfouissement sous lequel prirent naissance ces "dykes".

POWELL (1969) relève que, dans la bibliographie, des dykes ont été attribués à des intrusions doléritiques (WALTON et O'SULLIVAN, 1950), à des réseaux de fractures (SMITH, 1952), à des plis (DUNCAN, 1964) ou à des failles (PETERSON, 1966). De même, de nombreux auteurs les ont décrits parallèles à une schistosité ardoisière (JONES, 1937; MOENCH, 1966). POWELL (1969) lui-même, ainsi que BATES (1975), décrivent cette association entre une schistosité et les intrusions.

Dans l'unique affleurement (limite entre les zones 8 et 9 -carte hors texte) présentant des injections de filons clastiques on distingue: (fig. III.6)

- des filons injectés en "sills" qui sont subparallèles à la stratification So, et à la schistosité Sl. (chap. VI)

- des filons en dykes qui recouperont la stratification So et la schistosité Sl. Les "dykes" montrent des microplis dont les plans axiaux sont parallèles à Sl.

Le matériel constituant ces intrusions est étudié premièrement en lames minces; il est constitué d'une accumulation de grains de quartz subarrondis à extinction franche et quelques grains de plagioclases. L'abondance de muscovite et de biotite bien cristallisées en longs et fins cristaux, généralement orientés selon Sl, est remarquable. Les bords des micas sont parfois un peu épigénisés en chlorite. Dans un second temps j'ai étudié en diffraction X la fraction argileuse des dykes d'une part et du microgrès encaissant d'autre part (chap. V.-fig.V.7, analyses 7 et 7'). L'encaissant phylliteux montre un pourcentage de 70% d'illite pour 30% de chlorite. la fraction fine des intrusions se distingue de façon significative avec seulement 43% d'illite et 57% de chlorite (La biotite n'apparaît pas dans ce type d'analyse.)

Ces proportions inversées des minéraux argileux ainsi que l'abondance des micas très bien développés soulignent l'originalité de ce matériel. Les circonstances de l'injection de ces filons restent une inconnue, on peut néanmoins penser que le matériel provient d'un banc sousjacent lui aussi très riche en biotites détritiques.

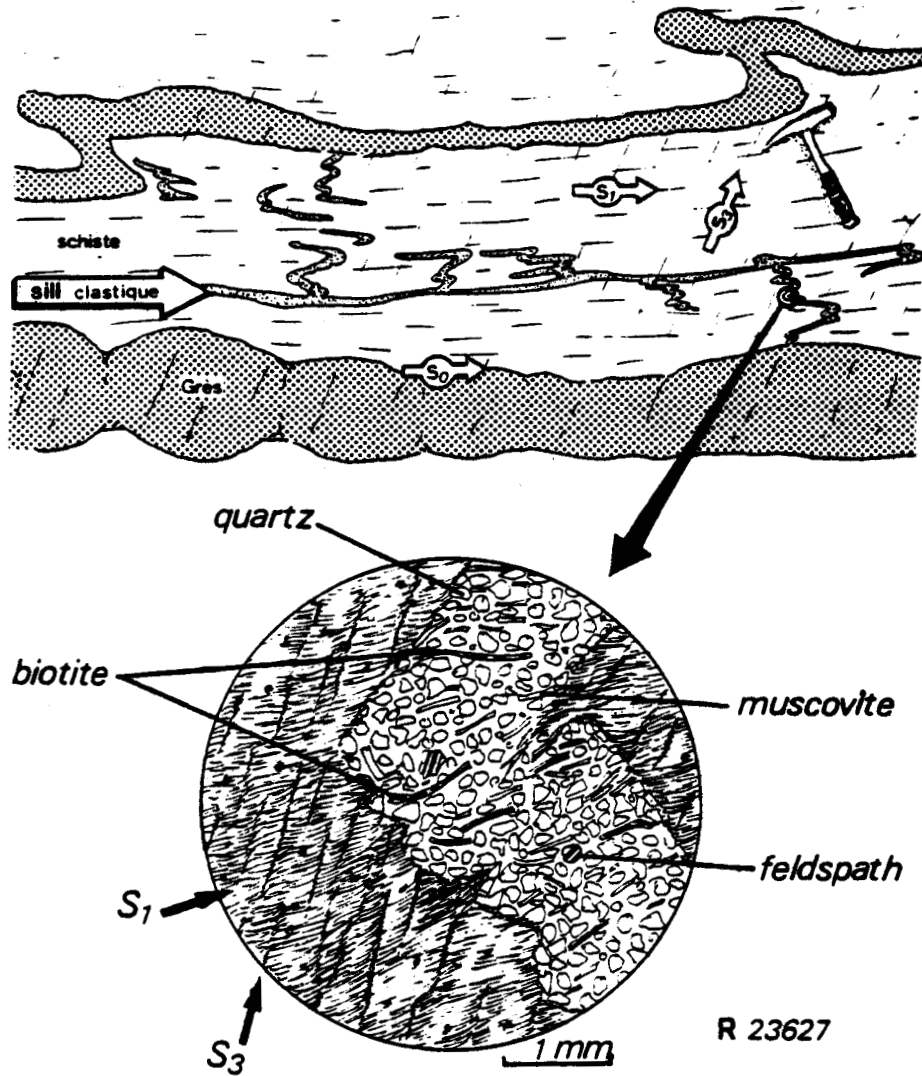


Fig. III.6 • Affleurement de dykes (obliques sur S_0) et sills (parallèles à S_0) sédimentaires clastiques

• Outcrop of sedimentary clastic dykes and sills.

III.3.3. Les figures internes (internal structures).

Elles regroupent toutes les structures développées au sein du banc. Elles ne sont par définition visibles qu'en section de celui-ci. Les plus typiques étant le granoclassement, les laminations parallèles ou obliques mais peuvent être étendues aux laminations de circonvolutions et aux slumps.

III.3.3.1. Le granoclassement (= *graded bedding*).

Les bancs de grès granoclassés sont très courants dans la région de Mallacoota. La disposition des grains grossiers (jusqu'à 2 mm de diamètre) et même souvent de débris lithiques (microconglomérats) à la base d'un lit et la granulométrie décroissante vers le toit du banc est un caractère interne très employé comme critère de polarité.

Allant plus loin, KUENEN et MIGLIERINI (1950) s'appuient sur des expériences *in vitro* et des observations *in situ* pour attribuer ces granoclassements à des courants de turbidités de haute densité. Dans le même sens, la base de ces lits ne montre généralement pas de surface d'érosion par les courants (*ripple-flute marks*) mais souvent un contact très net et plan avec parfois des figures de charge. On est en présence d'une arrivée massive de matériel ayant raboté le "substratum"; celui-ci, étant encore très visqueux, a réagi à la surcharge. Ceci ajoute un élément à la dynamique du lieu de sédimentation nous intéressant.

III.3.3.2. Les laminations

Elles se présentent comme une alternance cyclique de sédiments de granulométrie contrastée. La figure III.2e présente une succession de micro-lits schisteux et silteux ne dépassant guère 5 cm d'épaisseur. Chaque micro-lit a les bords inférieur et supérieur nets. Les niveaux silteux présentent couramment de fines laminations parallèles ou obliques, mais ne sont jamais granoclassés. Les conditions de dépôt de telles successions requièrent la conjugaison de nombreuses circonstances. STOW (1979) y voit des petits courants de turbidités de faible vitesse et faible densité, associés à l'action des courants de contours vannant les particules fines et formant des rides de courant (REINECK-SINGH, 1973, p. 388).

D'autres laminations sont beaucoup plus fines (2 mm) et moins contrastées dans la granulométrie. Alternent simplement des horizons gréseux et silteux. DŻULYŃSKI et WALTON (1965) soulignent l'opposition entre les auteurs qui tentent d'expliquer ces formations. Eux-mêmes les rattachent au processus relatif à la sédimentation des queues de courants de turbidité.

Ces laminations peuvent être obliques (*crossbedding*) ; elles sont alors dues à la turbulence des courants de fonds. Elles servent couramment de critères de polarité (fig. III.2.i).

III.3.3.3. Les slumps

Ce sont des bancs d'épaisseur constante largement déformés, compris entre deux niveaux continus et indéformés (fig. III.2m). Les plis internes sont de formes anarchiques, mais généralement couchés dans le sens de l'écoulement de la masse déplacée. Leur formation est due à l'instabilité des sédiments déposés sur les pentes du talus continental, qui s'écoulent alors vers le bassin lors d'une surcharge ou d'un choc séismique. Les slumps de Mallacoota sont de faible importance avec une puissance n'excédant guère 1 mètre, ce qui fait penser qu'ils ne proviennent que de la base du talus.

D'autres bancs gréseux (fig. III.2.i.1) présentent, à la faveur de l'érosion atmosphérique, des inclusions gréseuses de granulométrie plus forte. Ces inclusions peuvent être réparties de manière anarchique (au centre de la photo III.2.1), ou alignées et orientées parallèlement ou obliquement à la surface de stratification. Et même, l'alignement peut dessiner des plis internes (photo III.2.i, en haut). Il semble donc possible de voir dans ces formations le résultat du charriage par slump, de grès finement laminés. De telles figures peuvent montrer comme dans le bas de la photo III.2.1 des stratifications qui s'entrecoupent contrairement à la polarité vraie.

III.4. FACIES TURBIDITIQUES

On utilise le terme de turbidite pour désigner des séries détritiques épaisses et cycliques, déposées par des courants de turbidité. C'est un phénomène complexe désignant des transports sous-marins de haute densité. Il convient de reprendre cette notion de turbidité et ensuite de comprendre la dynamique des courants qui les déposent dans les bassins.

III.4.1. Les turbidites

KUENEN et MIGLIORINI (1950) ont montré que même les particules sableuses peuvent être transportées en suspension dans des courants de haute densité et de grande vitesse. Puis elles se redéposent souvent de façon granoclassée. KUENEN (1957) crée le terme de turbidite pour désigner le résultat des courants de turbidité. BOUMA (1962) étudie ces turbidites et fait ressortir de son étude qu'il s'agit d'un empilement de "séquences" types.

La séquence élémentaire de BOUMA (fig. III.7.a) est subdivisée en cinq divisions notées de A à E, du bas vers le haut. En descendant grossièrement l'échelle granulométrique nous avons :

- le terme A qui est constitué de grès (ou grauwackes) soit granoclassé avec systématiquement les éléments grossiers à la base, soit massif, c'est-à-dire sans arrangement granulométrique, ni laminations, ni figures de sédimentation interne. Ce terme fortement sableux aura généralement un contact basal franc, dû à la grande vitesse de son dépôt, ce qui le distingue des niveaux plus argileux qui sont de plus faible vitesse. Il est typique des écoulements fluides sans cohésion intergranulaire;
- le terme B comporte des grès à laminations parallèles. Il représente encore les conditions de transport à haut régime et à grande vitesse;

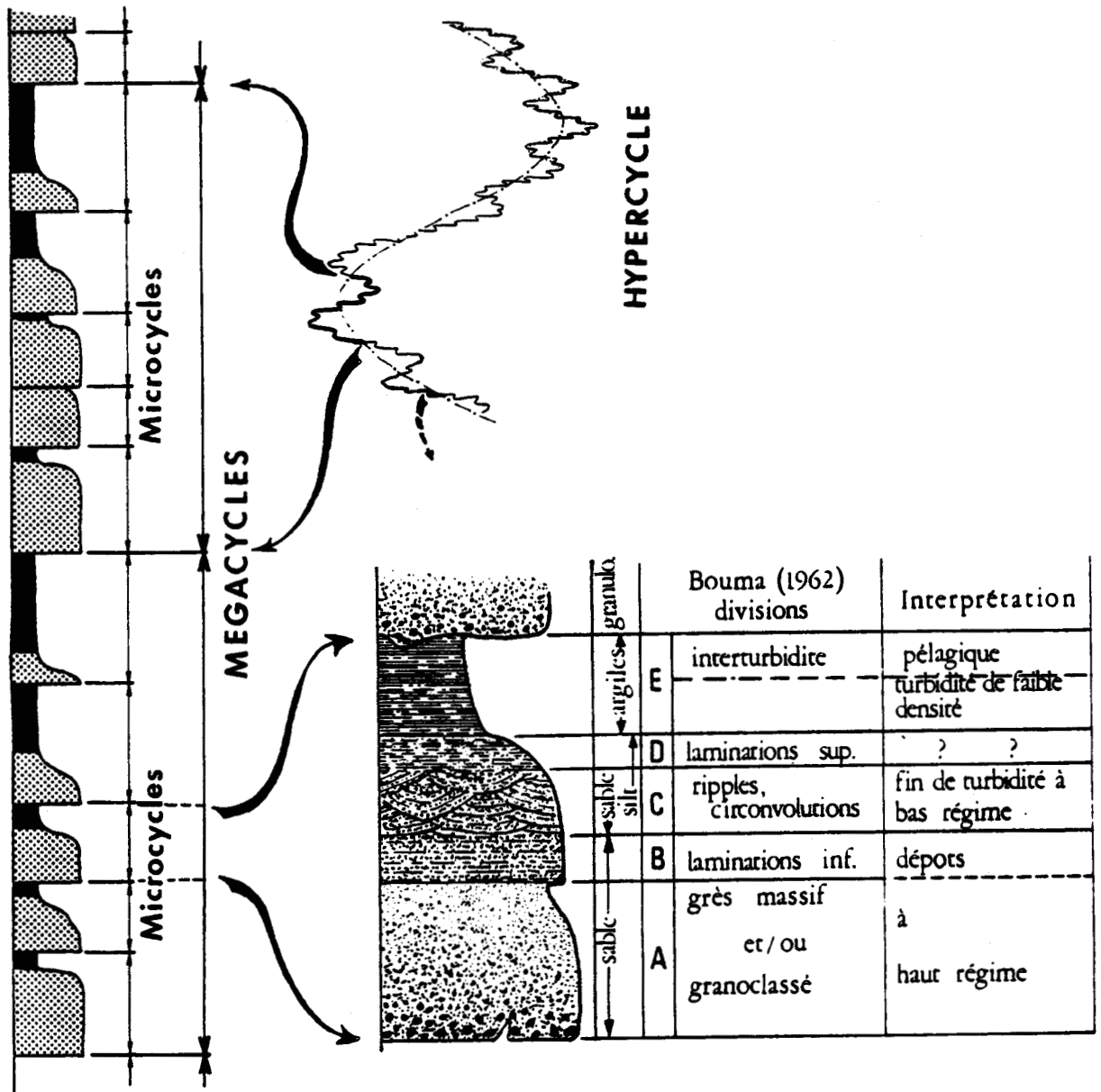


Fig. III.7. • Les cycles et séquences turbiditiques

• Cycle and turbiditic sequences

- le terme C : ce sont des microgrès à laminations obliques entrecroisées. Il résulte de dépôts de bas régime. C'est une structure de faible vitesse;
- le terme D : siltstone argileux à laminations parallèles.
- le terme E se situe au sommet de la séquence. Il passe insensiblement des sédiments de queue de turbidité à la sédimentation argileuse pélagique nommée "interturbidite".

Cette séquence, dite de BOUMA, est parfaitement théorique. Un ou plusieurs termes peuvent être absents ou simplement rares dans une série. Ceci permet de préciser localement la dynamique du bassin de sédimentation par une fine analyse séquentielle.

III.4.2. Les courants de turbidité

Ce sont des courants sous-marins de haute densité, car contenant une grande masse de particules détritiques terrigènes en suspension. Du fait de cette haute densité, ces courants dévalent les pentes du talus continental, souvent à la faveur des canyons sous-marins (fig. III.8) et viennent s'étaler sur le fond plat du bassin. La vitesse diminuant alors, les particules se sédimentent plus ou moins près de la source d'apport, suivant leur poids et donc avec leur granulométrie. Ce granoclassement horizontal se

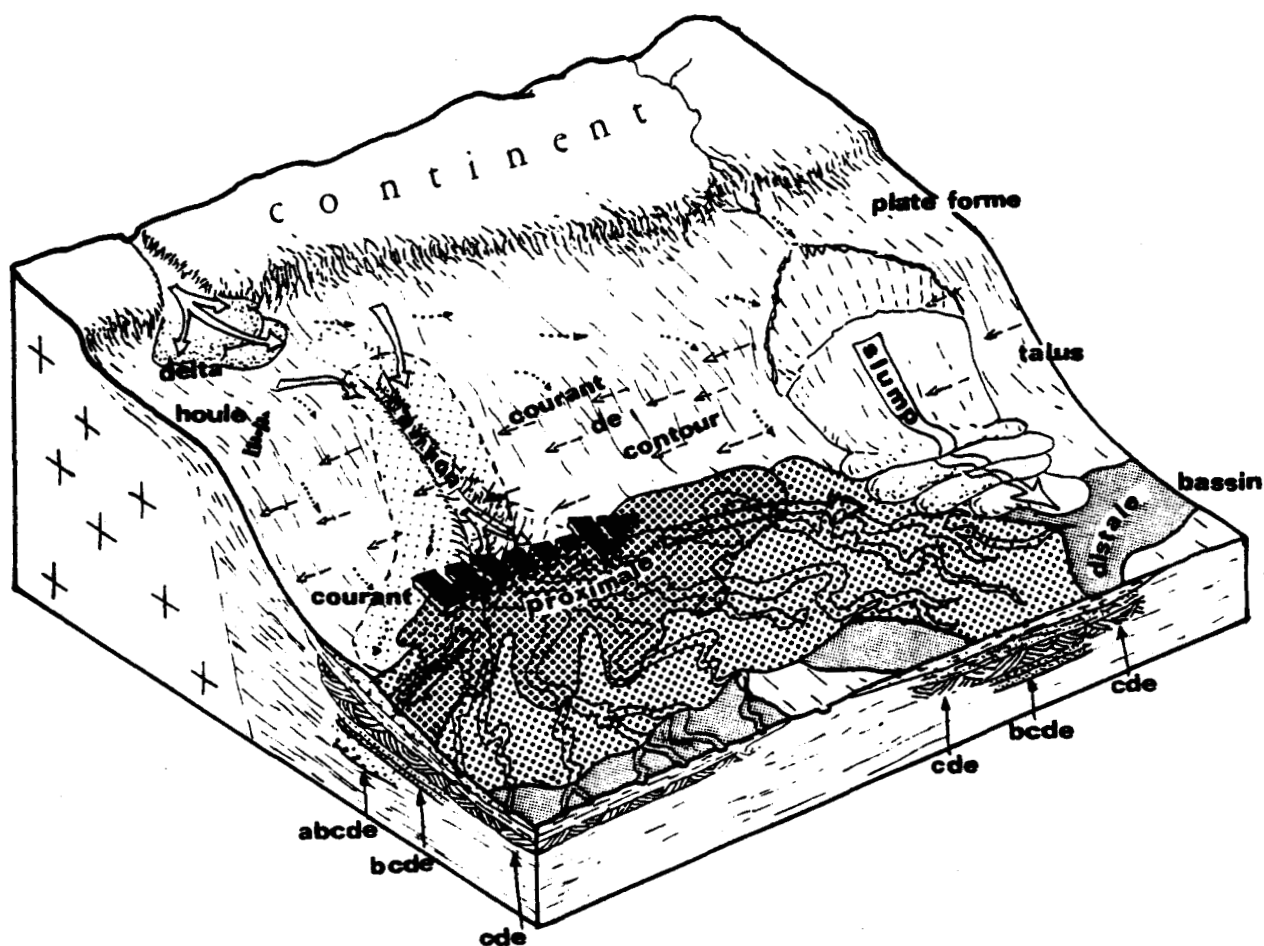


Fig.III.8. • Bloc diagramme schématisant les dépôts desturbidites, slumps et contourites, en fonction de la topographie sous-marine et de la courantologie.

- *schematic block diagram of the turbidites, slumps and contourite deposits, showing the submarine topography and the relationship to the current directions*

superpose au granoclassement vertical. On peut comparer la zone d'épanchement à un delta. Les analyses séquentielles en accord avec ces observations varient entre: (i), la zone d'apport proximal où les séquences seront complètes (A.B.C.D.E) avec toutefois une dominance des termes de base (A.2)

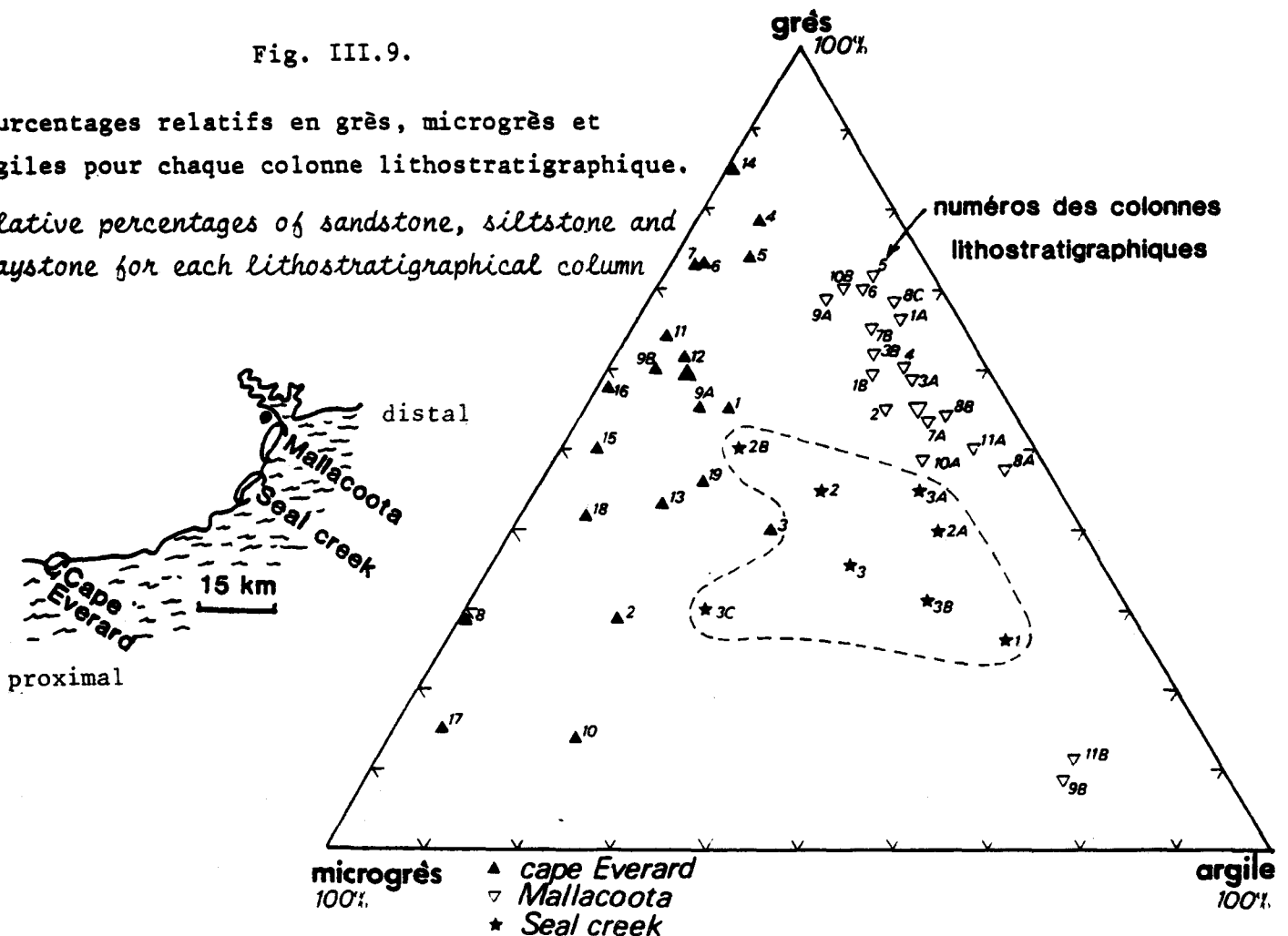
à éléments grossiers, (ii), les zones intermédiaires ou médianes où le terme(A) est rare, voire absent, (iii), les zones plus éloignées dites distales où les séquences sont très incomplètes (C,D,E ou même D,E). Toutes les autres combinaisons entre les termes de la séquence peuvent aussi se rencontrer, cela dépend du rythme des pulsations turbiditiques et de leurs intensités, mais aussi de la variabilité des chenaux d'écoulement. Un arrêt prolongé d'arrivée de matériel détritique peut permettre des dépôts pélagiques, le sommet du terme(E) pouvant être de fait, de plus en plus dominant. Un arrêt total de la sédimentation terrigène autorise une sédimentation biochimique avec dépôt de jaspes à radiolaires ou de "black shales". La sédimentation des turbidites peut aussi être interrompue par l'arrivée de slumps, événements accidentels.

III.4.3. Analyses séquentielles

Les variations séquentielles peuvent s'observer à différentes échelles: soit à celle du mètre et je les appellerai microcycles (fig. III.7), c'est la séquence de BOUMA avec toutes ses variations; soit à l'échelle de dix à cinquante mètres, ce seront alors des mégacycles, enfin des variations d'ordre kilométrique peuvent être appelées hypercycles.

Fig. III.9.

- Pourcentages relatifs en grès, microgrès et argiles pour chaque colonne lithostratigraphique.
- Relative percentages of sandstone, siltstone and claystone for each lithostratigraphical column



L'étude détaillée des séquences a été faite à Mallacoota par FENTON *et al.* (1982) ainsi qu'à Cape Everard par FRY et WILSON (1982). L'étude comparative des deux lieux, permet aux auteurs de démontrer que Cape Everard présente une sédimentation de type plus proximal, ceci au vu de l'abondance d'éléments plus grossiers. La même analyse est présentée différemment dans la figure (III.9). Pour chaque colonne d'étude séquentielle présentée par les auteurs cités ci-dessus, j'ai mesuré les hauteurs cumulées des trois éléments constitutifs principaux que sont grès, microgrès et schistes. De ces hauteurs sont tirés des pourcentages d'abondance dans une colonne, qui peuvent alors être positionnés sur un diagramme triangulaire. Ce diagramme ne tenant pas compte des hauteurs sédimentées, mais compactées, permet cependant de bien distinguer les provinces. Les colonnes de Mallacoota très pauvres en microgrès, varient entre 75 et 50 % de grès avec le complément en argile d'où des termes très contrastés dans les séries. Les colonnes de Cape Everard, par contre, sont pauvres en argile et varient entre 85 et 15 % de grès avec le complément en microgrès, c'est une série moins contrastée. Enfin, à Seal Creek, les colonnes qui seront présentées à la figure (III.10) ont une position intermédiaire aux deux précédentes.

L'étude séquentielle à Seal Creek a été beaucoup moins approfondie que celles sus-citées. Résumées dans la figure (III.10), trois coupes ont été levées pour préciser au lecteur le type de séries rencontrées, pour apprécier les parallélismes avec les travaux antérieurs et aussi pour préciser les conditions locales de la sédimentation.

La première colonne du sud de Seal Creek (zone 7 de la carte en pochette) est à caractère distal. Débutant sur un horizon de jaspe, trois masses à dominante schisteuse (terme E) sont séparées par des passées plus gréseuses (termes B.C.D) de bas régime qui déterminent les bases des mégacycles. L'intercalation de nombreux petits bancs gréseux (A et B) dans les épisodes schisteux montre la succession de microcycles, écho de phénomènes plus importants en zone proximale.

La deuxième section au Nord de Seal Creek (zone 6 de la carte en pochette) serait à caractère intermédiaire avec abondance des termes A.C.E. Puis survient un accident franchement pélagique (*black shales* à graptolites: § II.3). Ensuite se succèdent des faciès A.C.E. qui en remontant la série passent à A.B.C. pour arriver en haut de la colonne à des faciès franchement proximaux où le faciès A est largement dominant. La plus grande importance des bancs gréseux dans la 2^e coupe témoigne d'une affinité plus proximale

que la 1ère section qui était à dominante plus argileuse. La proximité des deux coupes permet d'élargir encore l'échelle d'observation. Au Sud d'affinité distale et au Nord d'affinité proximale, on peut voir dans la différenciation des deux provinces, l'existence d'un hypercycle (Fig. III.7).

Le moteur de ces cycles d'échelles variables peut être de nature très diverse :

- pulsations sismiques déstabilisant le matériel accumulé sur la plateforme et les pentes;
- phases tectoniques qui en rajeunissant les reliefs du continent voisin favorisent une érosion active;
- variations climatiques qui peuvent favoriser ou défavoriser l'érosion et le transport dans les fleuves continentaux;
- variations de la courantologie ;
- poussées isostasiques;
- etc

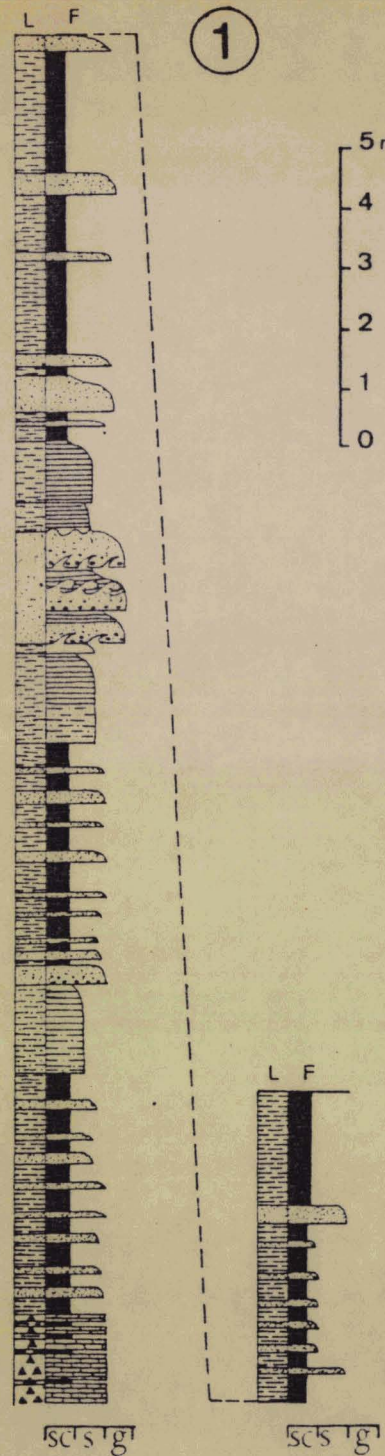
Il ne semble pas falloir chercher une seule raison à la complexité des cycles turbiditiques, mais plutôt la combinaison d'un ensemble de facteurs. Cette rythmicité verticale doit aussi être regardée à la lumière des variations latérales de faciès, qui peuvent être dues à des changements locaux de la topographie, ou du réseau des canaux sous-marins serpentant sur un fond plat.

Ainsi, à trois kilomètres au Sud de *Seal Creek*, à *Little Rame Head* (zone 10, Carte hors texte), la 3ème section présente des aspects différents des deux premières. Bien que l'on y retrouve l'alternance entre les passées gréseux et schisteux, le changement réside surtout dans l'abondance des faciès B.C.D., dans la variété et l'abondance des figures sédimentaires internes, des slumps et des laminations grossières. Cette zone très localisée dans l'espace peut être interprétée comme un chenal d'écoulement privilégié, avec une variation perpétuelle des méandres des canaux faisant passer un lieu fixe d'une sédimentation grossière de chenal, à une sédimentation fine de plaine abyssale.

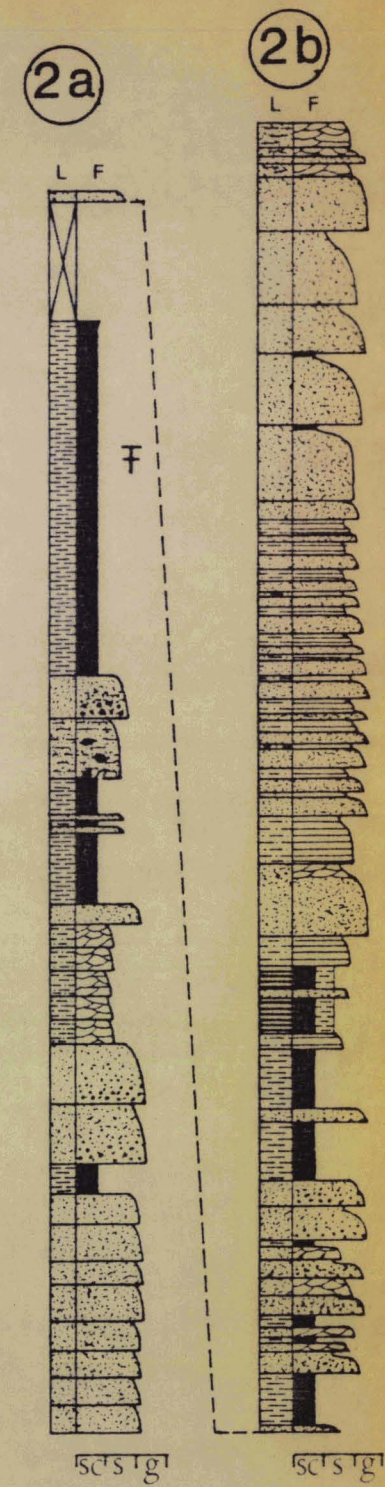
Fig. III.10. Colonne lithostratigraphique ►►

• *Lithostratigraphical column.*

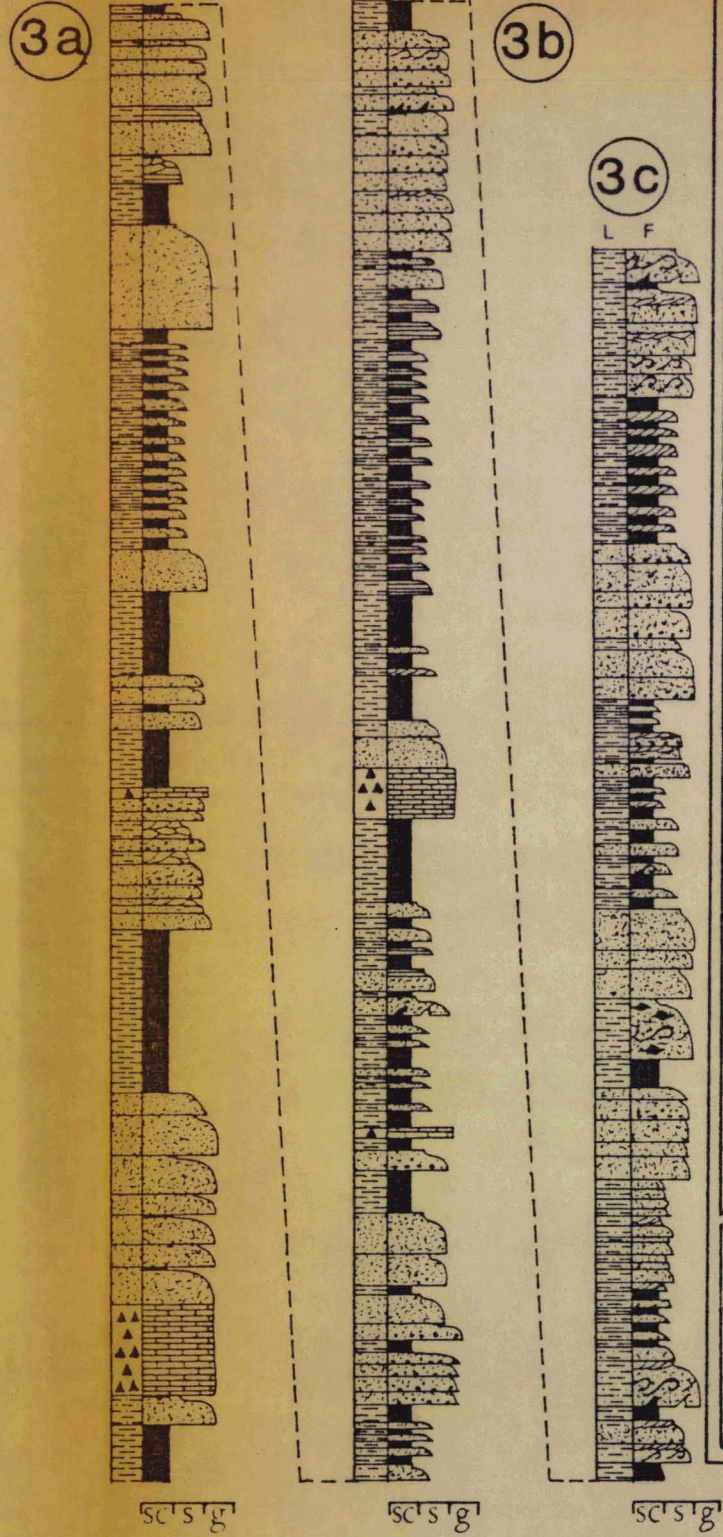
1^{er} SECTION:
Sud de Seal creek



2^e SECTION:
Nord de Seal creek



3^e SECTION: Little Rame Head



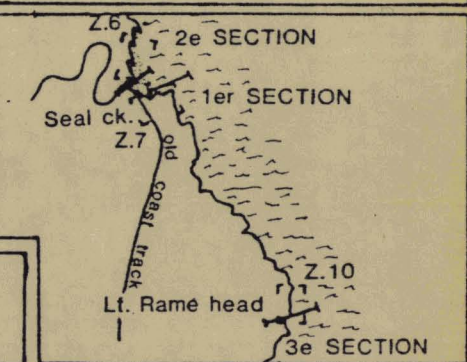
LEGENDE

Lithologie (L)

- (g) -Gres
- (s) -Microgres
- (sc) -Schistes
- Jaspes
- Lacunes d'observation

Figures Sédimentaires (F)

- Schistes indifférentes
 - Litage massif
 - Slump
 - Stratifications obliques
 - Structures en flammes et en convolutes
 - Galets mous schisteux
 - Jaspes
 - Granoclassement Vertical
 - Fines laminations
 - Laminations grossières
- (grés-schistes)



III.4.4. Le milieu de sédimentation

Les dépôts entre Mallacoota et *Sandpatch Point* sont, comme le montre FENTON *et al.* (1982), attribuables à un cône d'épanchement turbiditique de type intermédiaire. La présence de jaspes à radiolaires, de graptolites témoigne de la situation en domaine océanique franc de grande profondeur. Mais ces conclusions, bien qu'indiquant un milieu précis auquel sont imputées des conditions strictes, ne renseignent aucunement sur la vergence de la dynamique. En effet, nous ne pouvons avoir aucune idée de la direction des courants marins, ni de l'origine des apports détritiques, dans l'état actuel des connaissances.

III.5. LE PALEOENVIRONNEMENT

Au vu des études courantologiques données par la bibliographie, puis en revoyant l'ensemble des données de terrain et de laboratoire, nous devrions être en mesure d'approcher le paléoenvironnement du Sud-Est de l'Australie à l'Ordovicien supérieur.

III.5.1. La courantologie

Après la direction Sud-Nord déduite des *flute marks* par Fenton *et al.* (1982) et FRY et WILSON (1982) (§ III.3.1.2.), POWELL (1983) donne les résultats d'une analyse approfondie des figures de sédimentations indicatrices du sens des courants. Son étude porte essentiellement sur les terrains ordoviciens de la côte Sud-Est de la Nouvelle Galles du Sud. Il en ressort que les directions mesurées dans les termes D de la séquence de BOUMA (fig. III.7) sont conformes aux observations déjà mentionnées, grossièrement orientées du Sud vers le Nord, avec cependant à NAROOMA et à *Mossy Point* des sens contraires (Nord-Sud). En revanche, dans le terme C plus proximal, les laminations entrecroisées indiquent un sens de courant allant d'Ouest en Est. POWELL interprète les faits comme une arrivée de matériaux venant de l'Ouest et repris au pied des canyons et du talus par un système de courants longitudinaux Sud-Nord pouvant être des courants de contour.

III.5.2. Conclusions

Tous ces renseignements sont précieux quant aux mouvements des masses d'eaux; aussi sont-ils souvent extrapolés aux mouvements des masses détritiques. Deux théories s'affrontent: * FENTON et al. pensent que comme les masses d'eaux, le matériel détritique provient du Sud, c'est-à-dire du craton antarctique. Pour étayer l'hypothèse, ils s'appuient sur les paléodirections de courants fournies par CAS et al. (1980). Selon eux, tout apport détritique venant du continent australien serait stoppé dans la fosse de Melbourne (fig. III.11.A.B.) * POWELL (1983) a tendance à faire venir la plus grande masse du matériel détritique de l'Ouest (fig. II.11.C.D.) * alors que CAS et al. (1980) font converger les apports du Sud et de l'Ouest (fig. III.11.B).

Ces hypothèses, sinon contradictoires, du moins divergentes, sont établies sur une géologie régionale et aussi sur les mouvements des masses d'eaux. J'ai tenté de considérer le problème sous un autre angle. Une étude de l'exoscopie des grains de quartz a été commencée sans résultat car le dégagement des grains nécessite des broyages et des attaques par les acides, détruisant les surfaces des grains sur lesquelles auraient pu être conservées les traces de leur histoire. De même, une analyse des argiles constituant la roche ou sa matrice a été faite. Ces analyses qui dans le cas de sédiments non indurés peuvent renseigner sur le milieu d'origine des pélites, doivent dans ce cas-ci, être entourées de précautions qui seront discutées dans le chapitre V. Donc, je n'apporte pas ici d'éléments de réponse suffisants, susceptibles d'étayer telle ou telle hypothèse.

Fig. III.11. • Reconstitutions paléogéographiques du Sud-Est de l'Australie à l'Ordovicien. ►►

A : de FENTON et WILSON (1983)

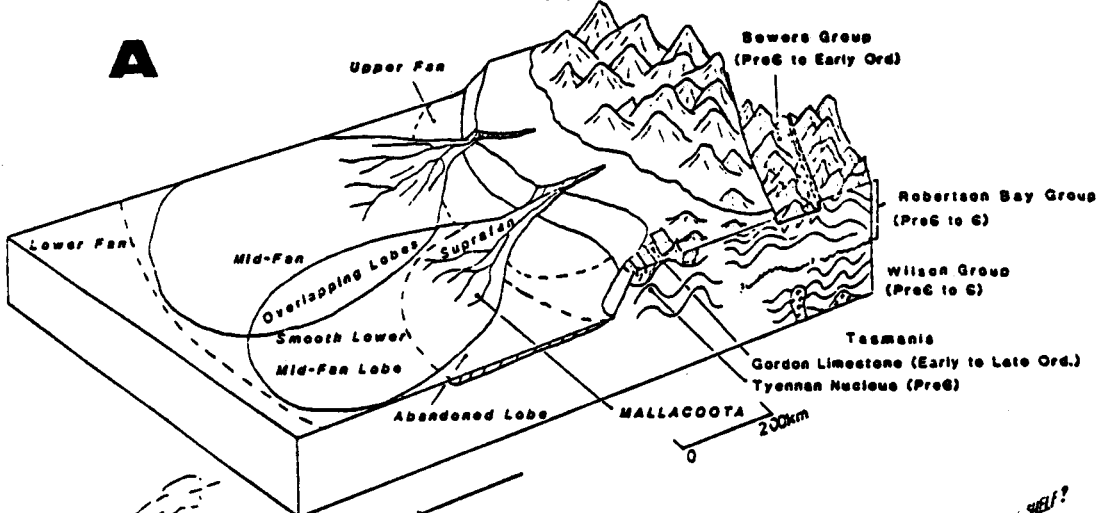
B : de CAS et al. (1980)

C-D : de POWELL (1983)

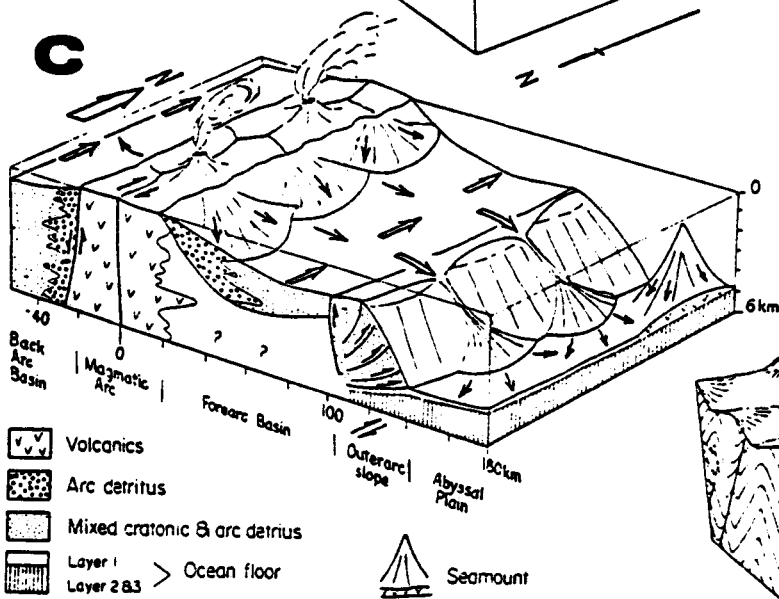
• *Paleogeographic reconstructions of South East Australia for the Ordovician period.*

Trans-Antarctic Mts

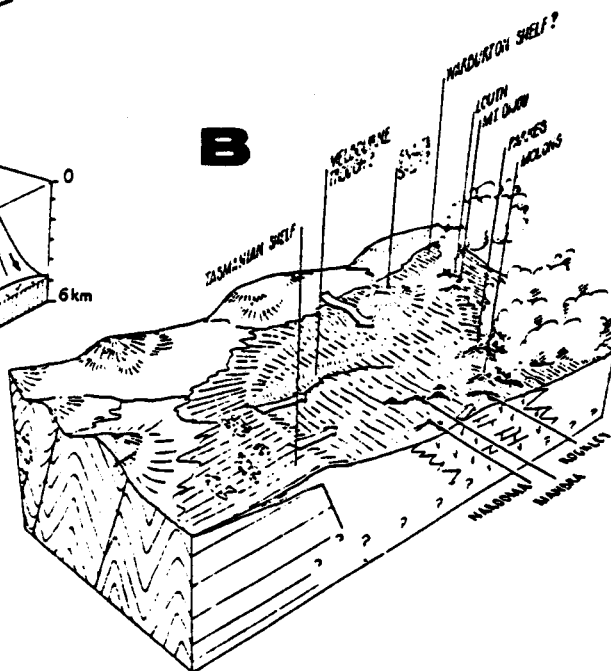
A



C

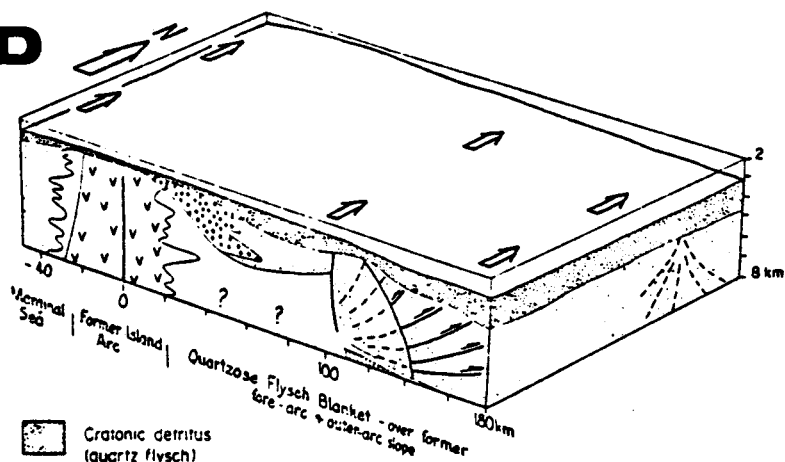


B



MIDDLE to LATE ORDOVICIAN GEOGRAPHY
(Darrivillian & Gisbornian) ≈ 460 Ma

D



Other symbols as for Middle to Late Ordovician

LATEST ORDOVICIAN to EARLIEST SILURIAN GEOGRAPHY
(Eastonian, Bolindian & early Llandoveryan) ≈ 440 Ma

III.6. COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE GÉNÉRALE.

L'établissement d'une colonne lithostratigraphique générale nécessite une simplification à l'extrême des données d'analyses: séquentielles, structurales et paléontologiques.

D'un point de vue structural, en avançant le chapitre qui est consacré à cette étude (chap. VII), j'estime que la zone étudiée se situe sur un grand pli anticlinal (P_2) (fig.VII.23). Les structures sont décalées par des failles décrochantes (F_3) qui rendent les corrélations difficiles. Les coupes successives de la plage de *Seal creek* (fig.II.2), peuvent être interprétées comme la coupe du flanc occidental de ce grand anticlinal. La série y est en position normale, plongeante vers l'Ouest. Le coeur de l'anticlinal est situé au niveau du 4° éperon (*4st Ridge*).

Si je replace les observations lithologiques dans un tel contexte structural, je peux estimer que le niveau stratigraphiquement le plus bas, est observé au coeur de l'anticlinal. Il est constitué d'environ 50m de jaspes. La datation de ce niveau repère par les conodontes est Darriwilien supérieur. A l'autre extrémité de la coupe, la colonne lithologique (fig. III.10,2a et 2b) présente des niveaux très riches en argile noire; ces mêmes niveaux sont datés du Gisbornien (plus récent) par les Graptolites (§II.3). Les datations concordant avec les structures, je peux déjà poser comme hypothèse ces termes extrêmes de la colonne. Entre ces extrémités, la série turbiditique est monotone, avec une alternance des faciès gréseux d'affinité proximale, et argileux d'affinité distale.

Afin de confirmer ces déductions, une autre coupe synthétique peut-être envisagée à *Little Rame Head* (zones 10 et 11, carte hors texte). Les couches sont en série inverse sur le flanc oriental d'un grand anticlinal. La colonne lithologique de la zone 10 (fig.III. 10.-3° section) montre, outre des faciès turbiditiques de type intermédiaire, deux récurrences de jaspes (épaisseur 1m et 2m). De telles récurrences sont couramment observables dans l'ensemble de la série. A l'Ouest de la zone 11, affleure une passée plus importante de jaspes (20 m). Cette passée est située dans un coeur anticlinal; sans que je puisse certifier qu'il s'agisse d'un anticlinal de 1^{er} ou même de 2^e ordre, il est intéressant de constater que les principaux niveaux de jaspes sont présents plutôt à la base de la série, comme nous l'avions remarqué à *Seal creek*. En recoupant le flanc anticlinal vers les niveaux les plus récents (vers la zone 10) on peut observer que les niveaux argileux se multiplient (bien que d'importants bancs de grès subsistent).

En me basant sur ces observations synthétiques, je propose une colonne lithostratigraphique hypothétique (Fig. III.12) . La recherche de conodontes pourrait être le moyen de confirmer, mais surtout d'affiner cette stratigraphie de base.

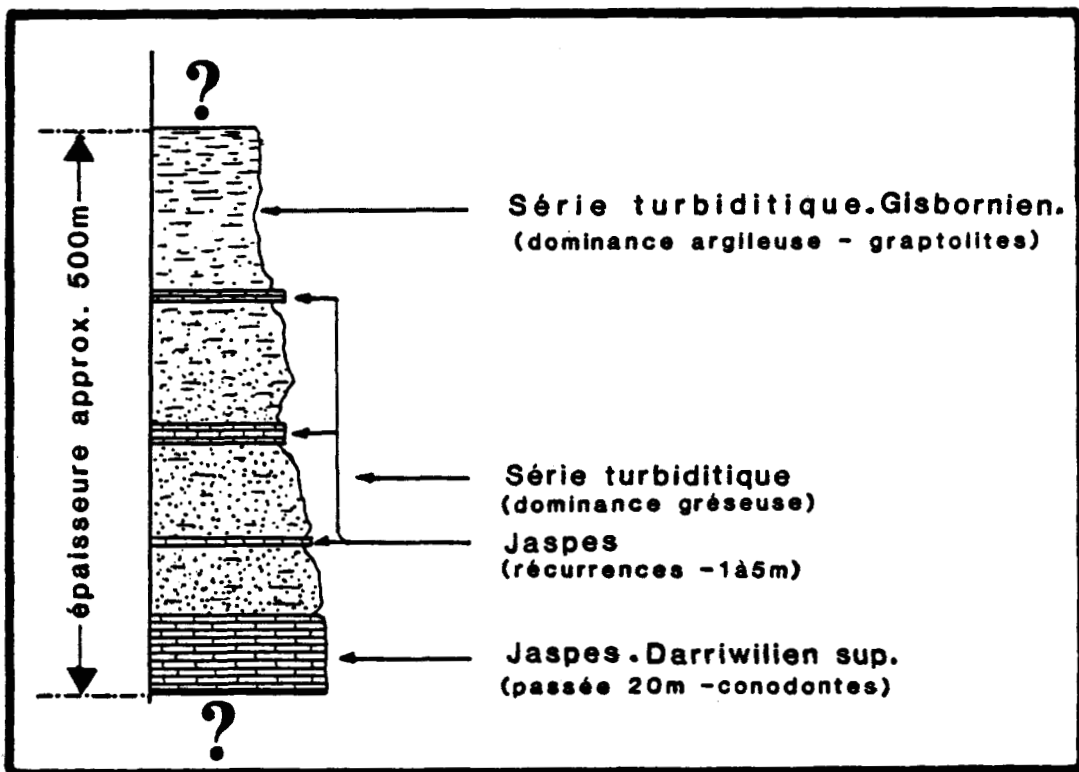


Fig. III.12. • Colonne lithostratigraphique générale. La série est épaisse d'environ 500 m.

- *General lithostratigraphical column . Established mainly at Seal creek. At the base, it is Darrivilian cherts and at the top it is Gisbornian black shales.*



CHAPITRE IV

ROCHES IGNEES

- Les granites

- Les dykes

Chapter IV - Igneous rocks.

I review the granites location in Gippsland (fig.IV.1), and their characterisation (fig.IV.2) in the bibliography. I illustrate two granitoid types: a granodiorite from Murrungowar (fig.IV.3) and a granite from the Bega batholite (fig.IV.4). Granite at Cape Conran had intruded after the (P₂) deformational event, and before the (P₃) event (fig.IV.5).

The sequence is also cut by many dykes (fig.IV.6). There is mesocratic basic dykes (fig.IV.7). The clinopyroxenes of that kind of dyke are Augite (fig.IV.8 and IV.9A) with a non alkaline affinity (fig.IV.9B). By X.R.F. analysis (fig.IV.11 and IV.12) I deduce the norms (fig.IV.13). A Ne', Q', Ol' diagram (fig.IV.14) shows an olivine tholeiitic basalt affinity. The dyke n° 2 is different because of Calcium leaching by alteration (fig.IV.15). Because of the alteration plotting of the analyzed samples on IRVING and BARAGAR 's diagram (fig.IV.16) is scattered. The acid dykes (n° 7 and 8) are rhyolitic.

IV-1. INTRODUCTION

Le Gippsland oriental présente plusieurs types de roches cristallines. De nombreuses intrusions granitiques affleurent, ainsi que de très abondants dykes.

Le but de ce chapitre est de faire rapidement le point des connaissances que l'on a des granites et de préciser la nature des dykes intrusifs dans les *Mallacoota beds*.

Le Sud-Est de l'état de Victoria a subi, durant le Paléozoïque, cinq montées granitiques d'importance régionale. Ces massifs ont été l'objet de datations radiométriques, spécialement par BOWEN (1974, 1975) par la méthode K/Ar et RICHARDS et SINGLETON (1981). J'observe que ces derniers introduisent un vieillissement presque systématique de sept millions d'années. HARRINGTON *et al.* (1974) puis TATTAM *et al.* (1976) répertorient les affleurements granitiques du Victoria. Ces travaux sont repris dans la figure IV-1 a et b. La carte (fig. IV-1a) nous donne la répartition géographique des intrusions avec les numéros attribués par HARRINGTON *et al.* (1974) et les datations effectuées par les différents auteurs. Le tableau (fig. IV-1b) présente les mêmes événements de façon plus schématique. Il synthétise la chronologie des différentes montées, leurs âges absolus et relatifs, leurs dispositions d'Ouest en Est ; les phases orogéniques régionales sont également indiquées (Cf. fig. VII-25).

IV-2. LES PLUTONS GRANITIQUES

D'après leur âge et leur répartition, huit plutons sont distingués dans le Gippsland. Leur mise en place s'effectue entre le Silurien et le Carbonifère. La différenciation et la classification des granites ont été abordées par BROWN (1929), en fonction des textures et des styles du métamorphisme de contact ; il distingue trois types qui se seraient développés durant les trois phases orogéniques⁽⁺⁾ : *Benambran*, *Bowing* et *Tabberabberan*.

(+) Les auteurs de langue anglaise parlent par exemple de *Benambran orogeny*. La traduction par "phase orogénique" ou plus simplement par "phase de Benambran" semble plus correcte que la traduction littérale : orogénèse de Benambran.

Puis JOPLIN (1962) reconnaît les subdivisions de BROWN, mais pense que les variations entre les trois groupes de granitoïdes ont été produites par :

- des différences de profondeur du magma originel ;
- des étapes séparées dans l'histoire du géosynclinal.

KOLBE et TAYLOR (1966) proposent une classification géochimique. LEGGO (1968) présente comme origine des granites de Victoria, une anatexie des sédiments ordoviciens avec addition de quelques roches basiques d'âge probablement cambrien qui comblerait le déficit, en calcium et en sodium, des sédiments. VALLANCE (1969) propose une classification basée sur la ressemblance à trois modèles type (fig. IV-2). BROOKS et LEGGO (1972) appuient la théorie de l'anatexie sur les mesures isotopiques du strontium. ROSSITER (1973) élargit à toutes les roches plutoniques du Sud-Est australien cette origine anatectique, et il confirme la théorie en basant les subdivisions régionales sur les différences de chimisme des sédiments du Paléozoïque inférieur et des roches vertes cambriennes. CHAPPEL et WHITE (1974) pensent que les différences chimiques entre les suites granitiques (ensemble des plutons issus d'une source identique, voire commune) sont le résultat des différences chimiques des roches mères. Ils introduisent ainsi deux grands types de granites :

- Type I : comme Igné, roche n'ayant pas atteint l'affleurement, c'est-à-dire ignée *sensu stricto* ;
- Type S : comme Sédimentaire, roche ayant été à l'affleurement, c'est-à-dire métasédimentaire.

Ces travaux sont résumés dans la figure IV-2 proposée par CROOK et POWELL (1976).

VALLANCE 1969	WHITE, CHAPPELL et CLEARY 1974	CHAPPELL et WHITE 1974
-----	sub-volcanique	Type I
Bathurst-type	auréole de contact	
Murrumbidgee type		Type S
Cooma type	Auréole régionale	

Fig. IV-2 • Caractérisation des granitoïdes. (d'après CROOK et POWELL -1976)

• Characterisation of the granitoïds.

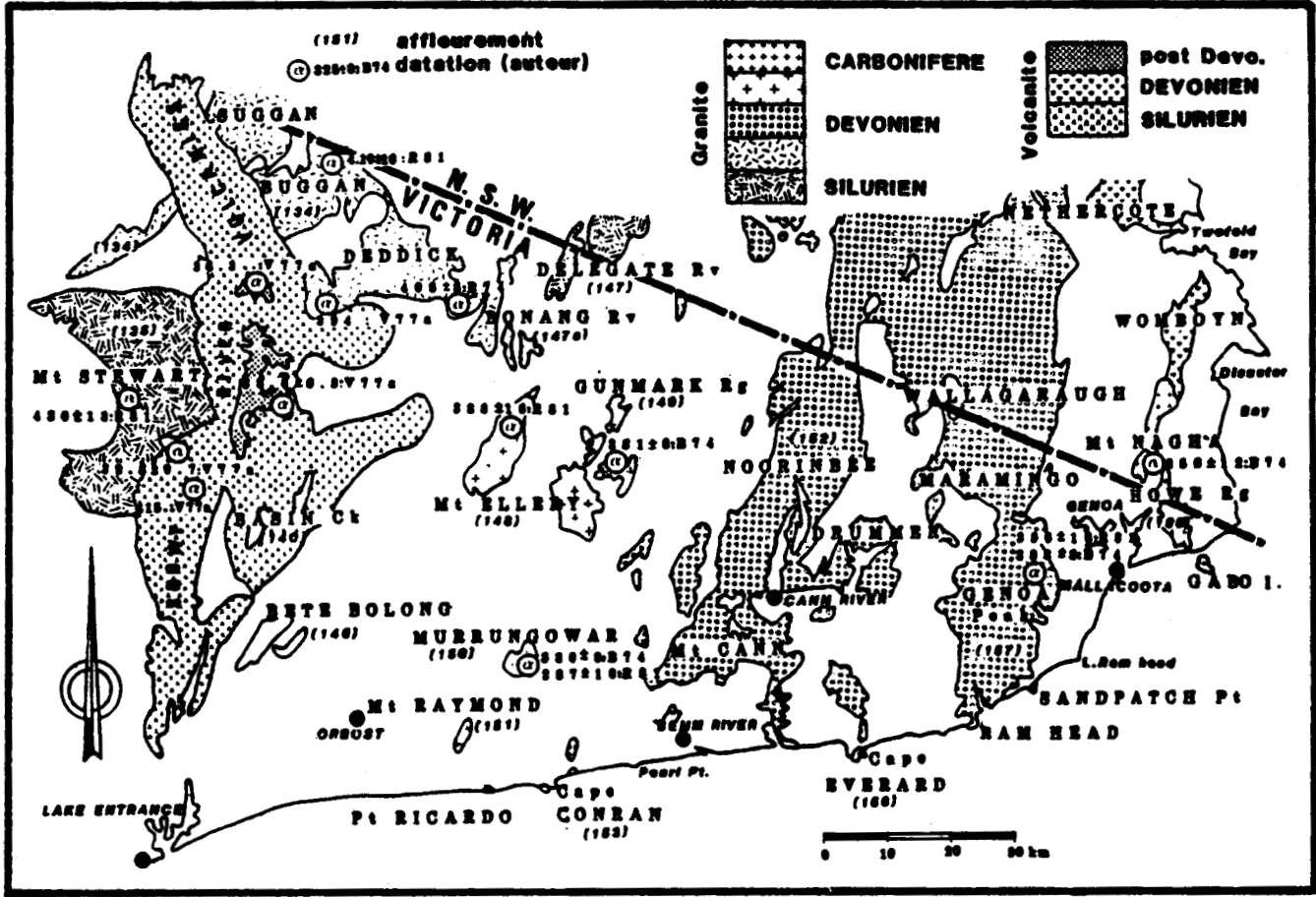


Fig. IV.1.

● Les roches ignées du Gippsland.

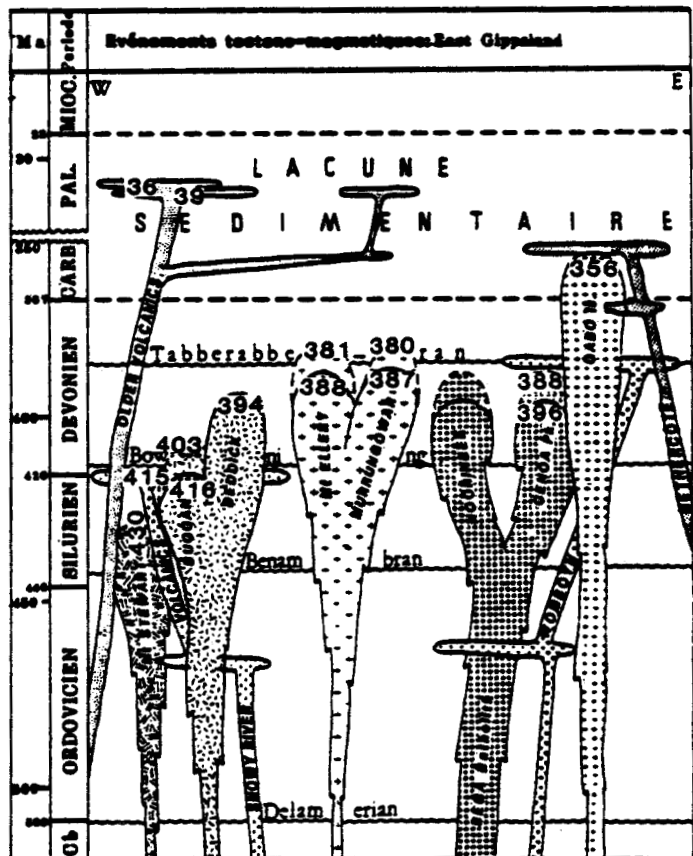
A- Carte des affleurements (avec le numéro des affleurements d'après HARRINGTON et al., 1974). Les points de datation K/Ar par les auteurs : B 74 = BOWEN (1974); R 81 = RICHARDS et SINGLETON (1981); V 77a = VANDENBERG (1977 a).

B- Les évènements tectono-magmatiques du Gippsland oriental.

● Igneous rocks of East Gippsland.

A- Outcrop map, numbering of outcrop follows HARRINGTON et al. (1974). K/Ar datations : B 74 = BOWEN (1974), R 81 = RICHARDS et SINGLETON (1981); V 77a = VANDENBERG (1977a).

B- Tectono-igneous events of East Gippsland.



IV-2.1. Les granites siluriens

Les deux massifs Silurien sont ceux de Mt Stewart et de Buggan (fig. IV-1) situés dans les montagnes de la *Snowy River*.

IV-2.2. Les granites dévoniens

Ils sont beaucoup plus nombreux et importants. D'Ouest et Est, nous avons : Deddick, Mt Ellery, Murrungowar, Mt Raymond et le grand batholite de Bega. Les trois derniers entrent plus directement dans le cadre de la présente étude.

- Les granites de Mt Ellery sont assez limités en extension. La composition montre de la biotite et une taille des grains réduite. Ils ressemblent aux granodiorites de Drummer (DOUGLAS, 1974).
- Murrungowar est aussi un petit massif de granodiorites ; il est associé à la zone métamorphique de Kuark. Riche en biotite, il présente des phénocristaux de feldspaths, de nombreuses pegmatites lui sont associées (fig. IV-3).

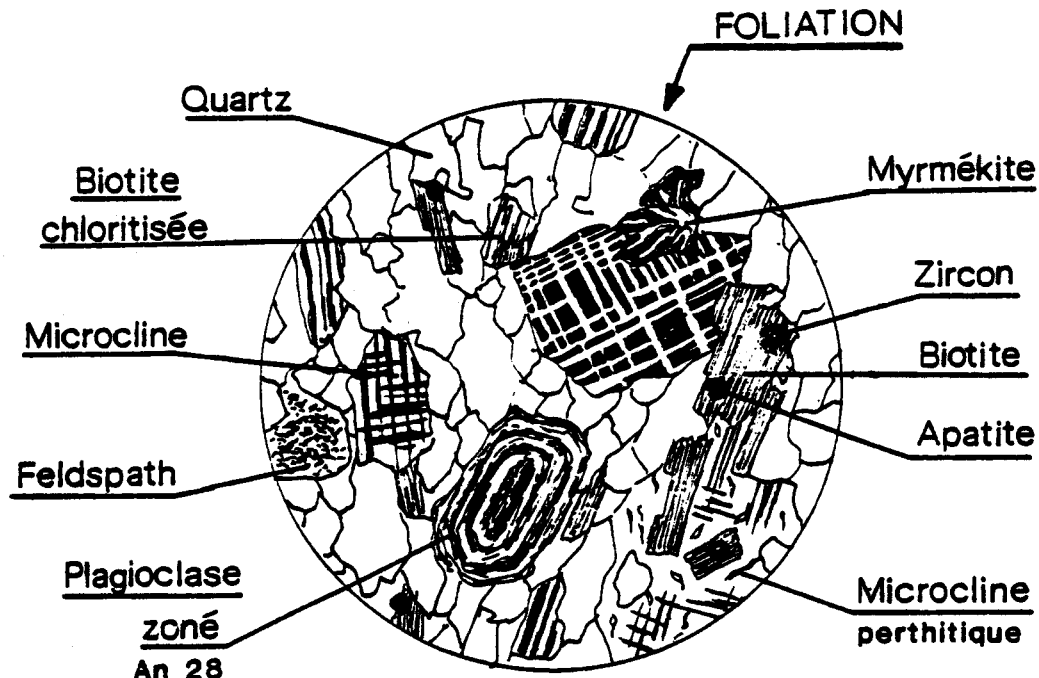


Fig. IV-3 • Granite de Murrungowar (lame mince n° R 23 655). On note l'existence d'une foliation, témoin de cisaillements liés à la phase orogénique de Benambran (BOWEN, 1975).

- *Murrungowar granite (thin section R 23 655) with a strong foliation due to cataclastic shearing characteristic of the Benambran Movement (BOWEN, 1975).*

- Le batholite de Bega : le terme de *Bega batholith* fut donné par BROWN (1933). Ce nom vient de la petite localité de Bega dans la Nouvelle Galles du Sud. Le massif granitique a une orientation générale NNE-SSW. Vers le Sud, il se dichotomise en deux branches :

- + une branche Ouest qui comprend les massifs de Noorinbee, Drummer et Mt Cann ; DOUGLAS (1974) y joint Murrungowar. La roche y est plutôt une granodiorite. Sur la côte, cette branche affleure à *Cape Conran* et *Cape Everard* où FRY et WILSON (1982) font la distinction entre deux faciès, l'un à grains fins et riche en muscovite situé en bordure du massif passant régulièrement à l'autre faciès plus grossier à phénocristaux d'orthose ;
- + une branche Est qui correspond aux massifs de *Maramingo*, *Genoa Peak*. Elle affleure sur la côte à *Sandpatch point*, *Wingan inlet* et *Rame Head*. La roche est de nature franchement granitique. Selon DOUGLAS (1974), le granite de Genoa est rose, riche en phénocristaux d'orthoclase et de quartz dont les contacts sont suturés mais montrent peu de myrmécite, des plagioclases altérés (oligoclase ou andésine) en séricite et kaolin. Accessoirement, le granite contient de la biotite et de la magnétite (fig. IV-4).

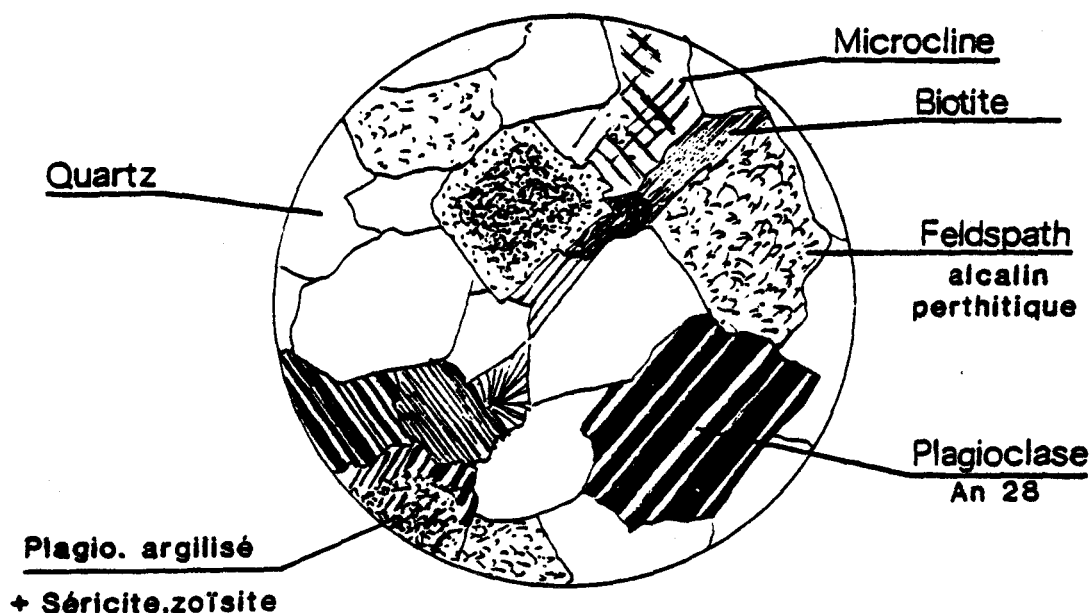


Fig. IV-4 • Granite de *Morgan Hill* (branche Est du batholite de Bega ; lame mince R 23 656). La teneur en anorthite peut passer de An 35 au coeur des plagioclases zonés à An 17 sur la périphérie.

• *Morgan Hill granite* (thin section R 23 656).

IV-2.3. Le granite carbonifère

Il affleure à l'extrême Est du continent, dans l'île de Gabo, au large de Mallacoota. D'âge beaucoup plus récent, il est tardi-tectonique. Riche en biotite, il est de couleur intensément rouge.

IV-3. LES CONTACTS GRANITES-SEDIMENTS

Sans rentrer dans l'étude du métamorphisme de contact, nous considérons ici les contacts structuraux observables entre les granites et les sédiments ordoviciens.

A *Sandpatch point* (zone 14, carte hors texte), on peut observer que le granite de la *Contact Bay* recoupe franchement les grandes structures orientées NNE-SSW ; il leur est donc postérieur, mais le détail du contact est difficilement observable. Par contre, à *Cape Conran* l'examen en est possible (fig. IV-5). Le granite, d'une part, recoupe les structures très redressées et d'autre part, est introduit en filons couches qui ont été replissés lors de la troisième phase de déformation (cf. chap. VII). La montée granitique est donc postérieure à la seconde déformation et antérieure, ou synchrone, à la troisième phase. L'âge du granite est connu comme étant 388 ± 8 MA (K/Ar ; BOWEN, 1974) ; on connaît ainsi l'âge de ces événements tectoniques.

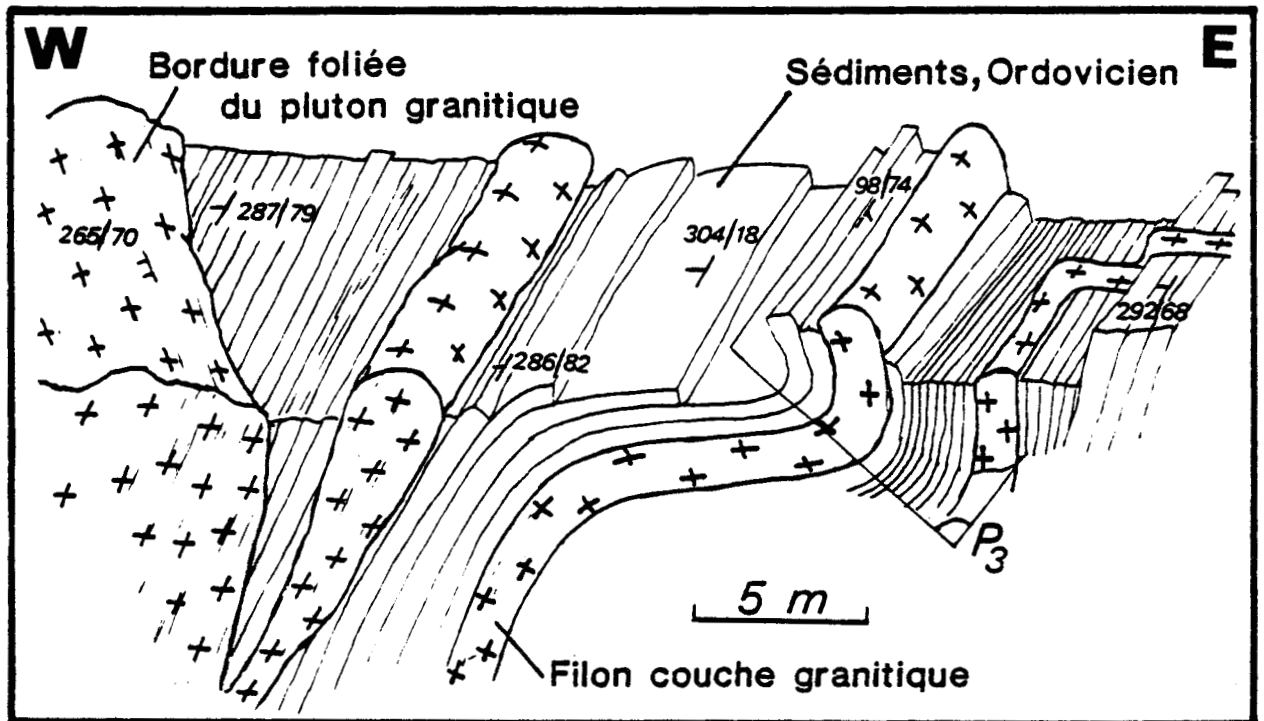


Fig. IV-5 • Contact granite-sédiment à Cape Conran.

• Contact between granite and sediments at Cape Conran.

IV-4. LES DYKES

L'étude des dykes a été abordée en deux temps. D'abord, un examen macroscopique des affleurements et des textures observées au microscope optique et ensuite, par une analyse géochimique de huit échantillons représentatifs.

IV-4.1. Etude pétrographique

Les dykes sont très nombreux (une quarantaine sur la zone étudiée). Ils recoupent les grandes structures (D_2) mais sont eux-mêmes parfois déformés par la phase orogénique D_3 . Il s'y développe alors des joints de cisaillement remplis d'actinote. Les dykes sont regroupés dans ce que j'appelle des "zones d'intrusions" séparées par des secteurs où l'on observe peu (ou pas) d'intrusions (fig. IV-6). Les épaisseurs des dykes varient entre 0,5 m et 20 m. C'est dans la presqu'île de *Little Rame Head* qu'ils sont les plus abondants (zone 9, carte hors texte).

On distingue deux grands types pétrographiques : des intrusions mésocrates, qui sont les plus abondantes, et quelques rares intrusions holo-leucocrates.

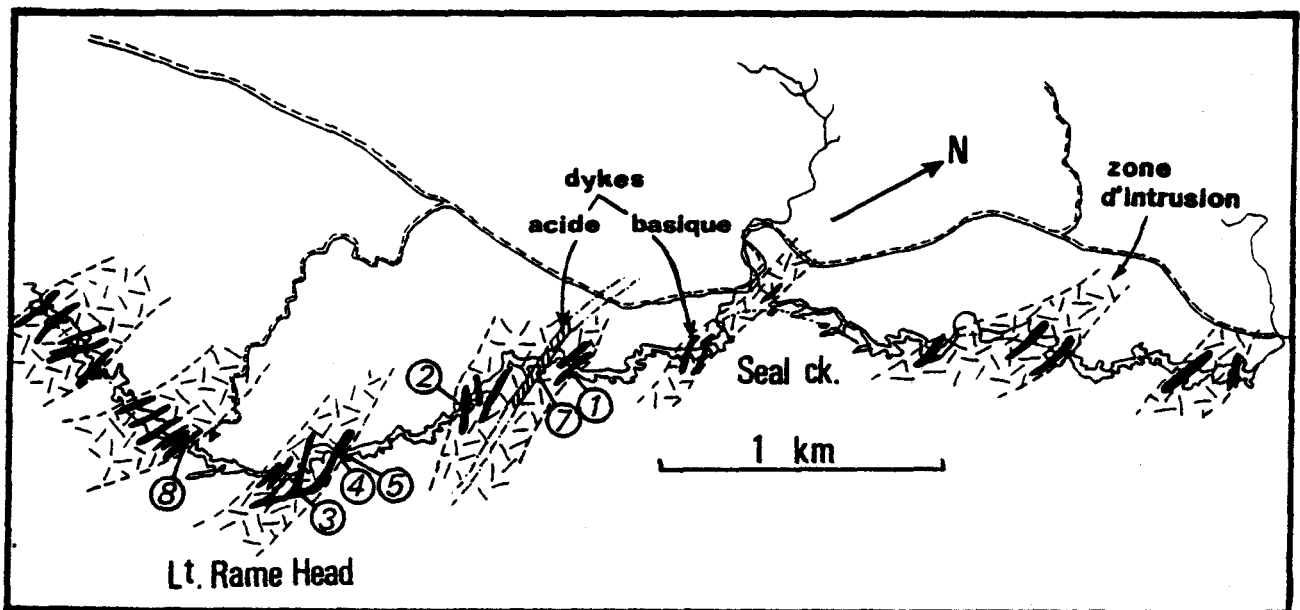


Fig. IV-6 • Carte des principaux dykes répartis dans des zones intrusives, et des échantillons analysés.

• Location of the main dykes and of the analysed samples.

IV-4.1.1. Les dykes mésocrates

Leurs textures sont très variables. Il existe une gradation entre les dykes à texture doléritique et ceux à texture microlithique fluidale (fig. IV-7). Il ne semble pas cependant qu'il y ait une importance fondamentale à attacher à ce critère de texture. Il n'y a en effet aucun élément structural ou pétrochimique permettant d'utiliser la chronologie des dykes à des fins structurales.

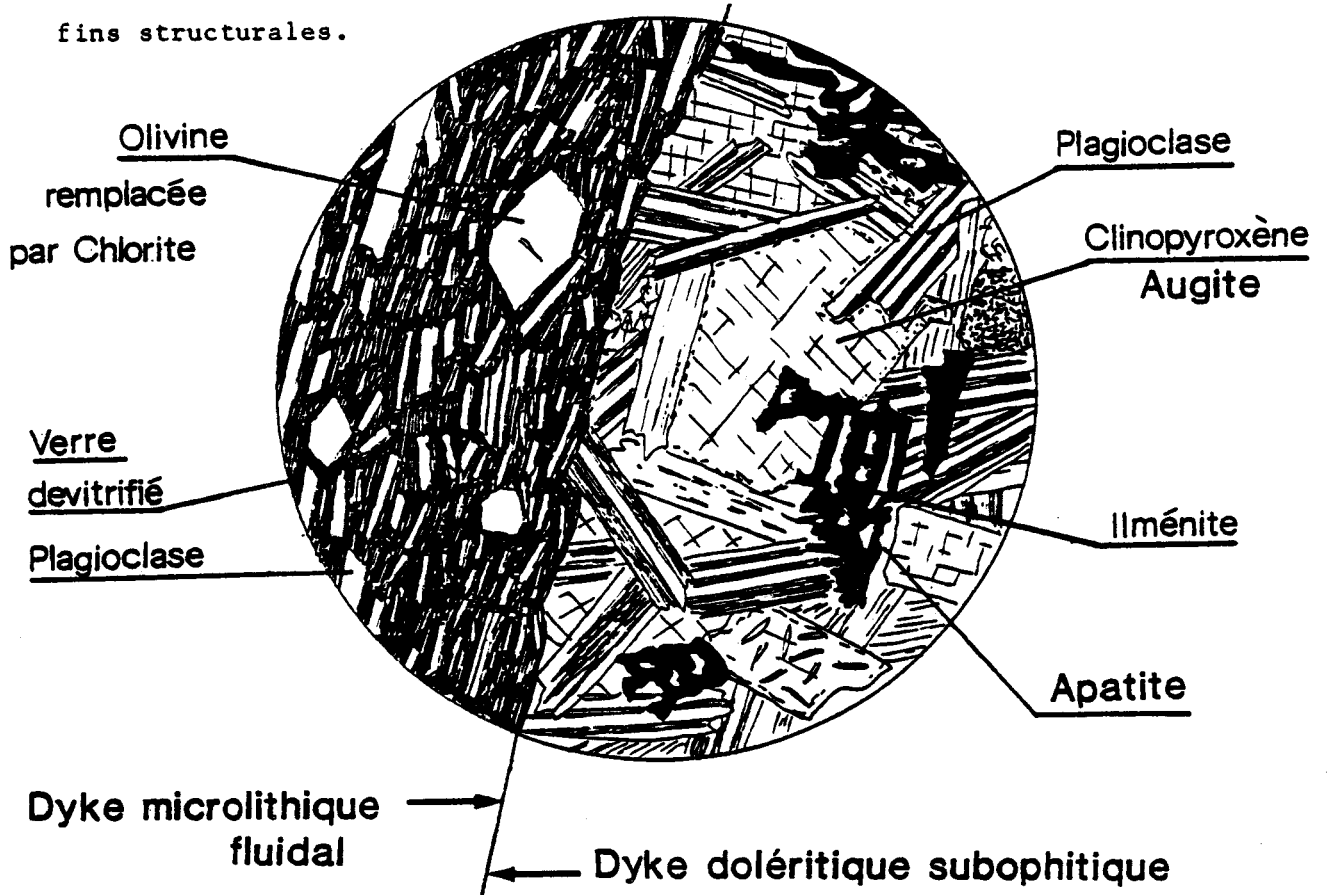


Fig. IV-7 • Dykes basiques (lame mince R 23 653). Un dyke à texture doléritique (à droite, n° 5 des analyses chimiques ; clinopyroxène : fig. IV-8 et 9) est recoupé par une lave de texture microlithique (à gauche, n° 4 des analyses chimiques).

- Basic dykes (thin section R 23 653). The dyke with a doleritic texture (on the right side, n° 5 of XRF analyses ; clinopyroxene : fig. IV-8 et 9) is cut by the other (on the left, n° 4 of XRF analysis).

L'étude du grand dyke de *basic dyke bay* (zone 9, carte hors texte) montre une venue tardive microlithique recoupant un dyke doléritique (fig. IV-7). Celui-ci est composé essentiellement de plagioclase, d'ilménite et de clinopyroxène, avec accessoirement de l'apatite. On note que le plan des axes optiques des clinopyroxènes est perpendiculaire à [100], ce qui

traduit une tendance calcique. Afin de préciser la nature exacte des clinopyroxènes, neuf analyses ont été effectuées à la microsonde CAMEBAX de l'Université de Lille I (conditions : 15 KV; nA ; temps de comptage : 5 s. ; Standards CAMECA du B. R. G. M.). Les proportions atomiques sont calculées sur la base de six oxygènes (fig. IV-8). Reportées sur un dia-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.09	50.43	49.9	50.31	49.73	50.57	49.95	51.72	50.01
TiO ₂	1.26	1.14	1.07	1.25	1.46	1.62	1.47	1.06	1.19
Al ₂ O ₃	2.26	3.0	2.12	2.69	3.87	3.56	2.82	2.24	2.58
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.04	-	0.03	0.04	0.47	0.24	-	-	0.02
FeO	10.41	10.31	11.05	10.48	8.55	8.82	9.85	11.54	10.93
MnO	0.26	0.31	0.26	0.31	0.19	0.12	0.17	0.38	0.29
MgO	15.10	14.59	14.4	15.05	15.51	15.39	14.64	14.6	14.49
CaO	19.91	19.82	20.07	20.37	20.05	20.59	20.22	19.59	19.83
Na ₂ O	0.43	0.37	0.39	0.45	0.44	0.41	0.48	0.44	0.43
K ₂ O	0.03	0.03	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.13	100.00	99.29	100.93	100.27	101.32	99.6	101.57	99.77

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	1.879	1.889	1.895	1.889	1.849	1.861	1.880	1.914	1.886
Ti	0.036	0.032	0.031	0.035	0.040	0.045	0.041	0.030	0.034
Al	0.115	0.132	0.095	0.117	0.170	0.154	0.125	0.097	0.115
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.001	-	-	0.001	0.014	0.007	-	-	-
Fe ²⁺	0.327	0.323	0.350	0.322	0.266	0.271	0.310	0.357	0.345
Mn	0.008	0.009	0.008	0.009	0.006	0.004	0.005	0.012	0.009
Mg	0.844	0.814	0.815	0.824	0.860	0.844	0.821	0.805	0.814
Ca	0.800	0.796	0.817	0.803	0.799	0.812	0.815	0.776	0.801
Na	0.031	0.027	0.029	0.032	0.032	0.029	0.035	0.032	0.031
K	0.001	0.001	-	-	-	-	-	-	-
Ca Z	40.43	40.94	41.02	40.98	41.38	42.04	41.77	39.81	40.68
Fe Z	16.92	17.13	18.05	16.95	14.08	14.25	16.16	18.91	17.97
Mg Z	42.65	41.92	40.93	42.06	44.53	43.71	42.06	41.27	41.34

Fig. IV-8 • Les clinopyroxènes de la lame R 23 653 B. Résultats bruts obtenus à la microsonde. Proportions atomiques calculées sur la base de six oxygènes.

• Clinopyroxenes of the thin section R 23 653 B. Microprobe results, and atomic proportions calculated on six oxygen.

gramme Ca, Fe, Mg, toutes les analyses effectuées se regroupent dans le domaine des augites, proches des diopsides (fig. IV-9 A). Les teneurs en SiO₂ (49,9 %) et en Al₂O₃ (3,00 %) montrent leur caractère non alcalin. Par ailleurs, sur le diagramme [Al₂O₃/SiO₂] de LE BAS (1962), ces pyroxènes se regroupent dans le domaine des suites non alcalines (fig. IV-9 B).

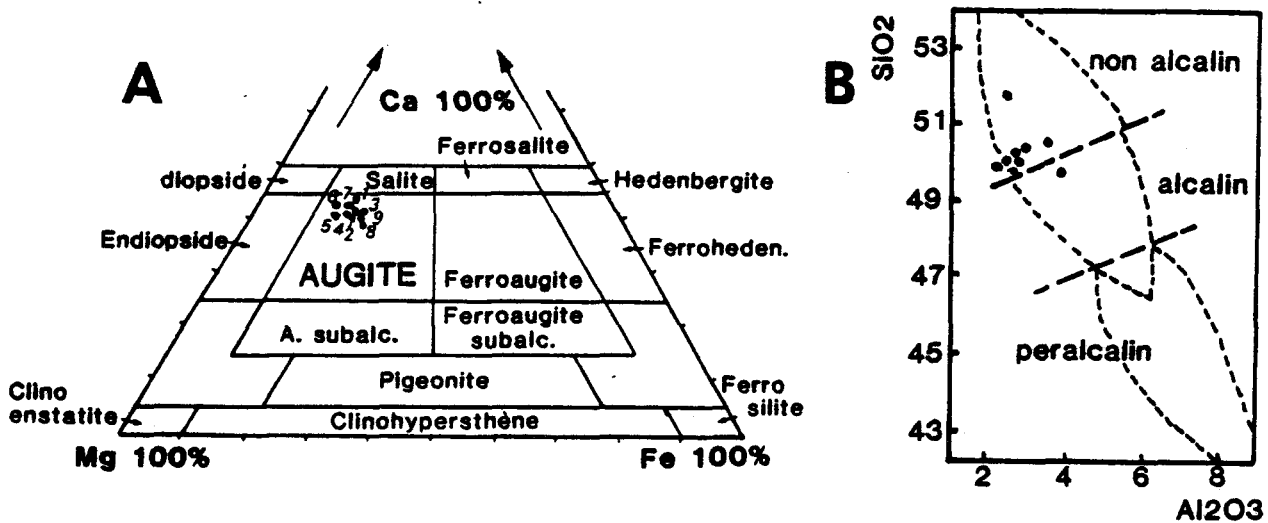


Fig. IV-9. A - Diagramme Ca, Fe, Mg des pyroxènes de la lame mince R 23 653 B montrant qu'il s'agit d'augite.

B - Diagramme de LE BAS (1962) des pyroxènes de la lame R 23 653 B.

- A - Ca, Fe, Mg diagram for the pyroxenes showing it is augite (section R 23 653 B).
- B - LE BAS's diagram for the pyroxenes.

IV-4.1.2. Les dykes hololeucocrates

Il n'y en a que deux qui affleurent sur la côte étudiée. L'un est associé à un dyke basique sans que l'on puisse en déterminer la chronologie (n° d'ordre = 8 ; zone 11, carte hors texte). L'autre, plus important, affleure à *acid dyke beach* ; il a une couleur jaune. Sa texture microscopique est sphérulitique avec des cristaux automorphes de quartz, feldspath et plagioclase (fig. IV-10). L'abondance de quartz dans ces dykes traduit un caractère nettement acide.

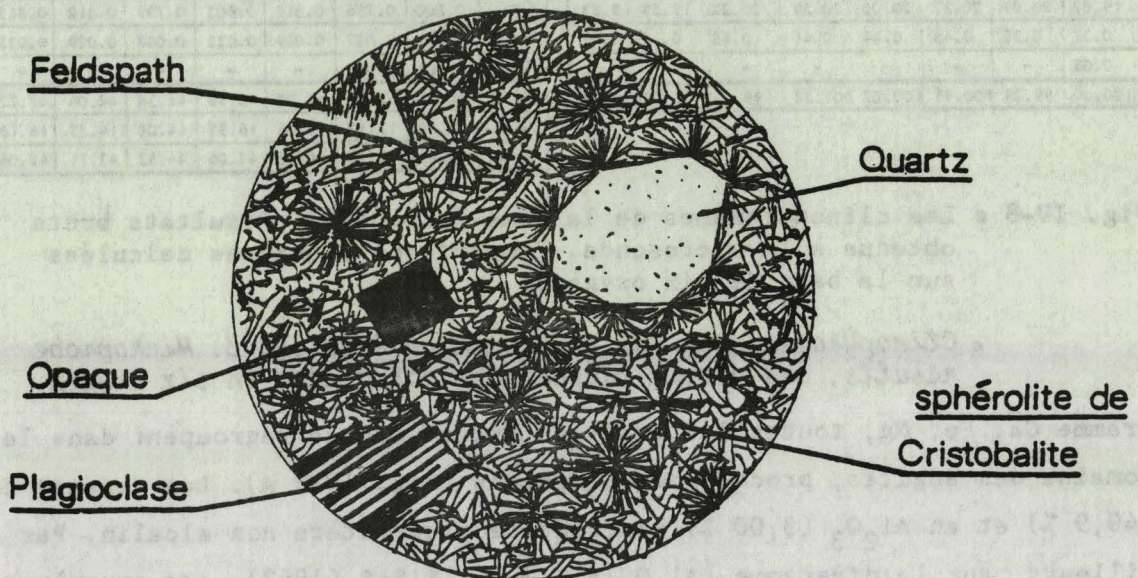


Fig. IV-10 • Dyke acide granophyrique (lame mince R 23 654) à texture sphérulitique (n° 7 des analyses chimiques).

- Acid dyke (thin section R 23 654) spherulitic texture (n° 7 XRF analysis).

IV-4.2. Etude pétrochimique

J'ai fait l'analyse géochimique de huit dykes en fluorescence X (X. R. F.) dans le laboratoire de l'Université de Melbourne. Un échantillon (n° 6) provient de *Cape Conran*, les sept autres ont été choisis à *Mallacoota*. Ils sont de textures variées et choisis parmi les roches les plus saines. Leur numéro d'ordre est rappelé sur la carte de situation (fig. IV-6) ainsi que dans les tableaux de mesures et les divers diagrammes.

n°ordre n° terrain n° museum	1 8252/49 R. 23672		2 8252/66 R. 23673		3 8252/76 R. 23674		4 8252/87A R. 23653A		5 8252/87B R. 23653B		6 8252/146 R. 23675		7 8252/54 R. 23654		8 8252/161 R. 23676	
	brut	Zanhy.	brut	Zanhy.	brut	Zanhy.	brut	Zanhy.	brut	Zanhy.	brut	Zanhy.	brut	Zanhy.	brut	Zanhy.
SiO ₂	47.943	49.9	44.846	48.37	46.548	48.59	45.091	47.47	45.082	47.68	50.545	52.47	72.429	74.18	71.628	73.39
Al ₂ O ₃	16.563	17.24	16.236	17.53	14.814	15.46	14.517	15.28	15.243	16.1	13.77	14.3	12.95	13.26	14.081	14.43
Fe ₂ O ₃	1.95	2.03	2.61	2.82	2.17	2.27	2.62	2.76	2.5	2.64	2.84	2.95	1.34	1.37	1.16	1.19
FeO	7.01	7.3	9.39	10.14	7.82	8.16	9.42	9.92	9.00	9.51	10.24	10.63	1.33	1.36	1.15	1.18
MnO	0.95	0.2	1.16	0.17	0.215	0.22	0.209	0.22	0.174	0.18	0.215	0.22	1.093	0.1	0.21	0.22
H ₂ O	8.211	8.55	8.982	9.7	7.728	8.07	7.535	7.93	7.639	8.07	8.344	4.51	0.469	0.48	0.995	1.02
CaO	9.045	9.41	3.021	3.26	9.063	9.46	7.819	8.23	8.81	9.31	6.426	6.67	3.304	0.31	1.034	0.03
Na ₂ O	2.272	2.47	1.613	1.74	3.305	3.45	3.416	3.6	2.852	3.01	3.414	3.54	4.194	4.3	5.203	5.33
K ₂ O	1.378	1.43	2.6	3.02	0.889	0.93	0.658	0.69	0.56	0.59	1.252	1.3	4.227	4.33	2.	2.05
TiO ₂	1.204	1.25	2.417	2.61	2.859	2.98	3.163	3.33	2.331	2.46	2.735	2.84	0.162	0.17	0.401	0.41
P ₂ O ₅	0.133	0.14	0.478	0.52	0.3	0.31	0.443	0.47	0.422	0.45	0.481	0.5	0.123	0.13	0.108	0.11
Cr ₂ O ₃	0.044	0.05	0.064	0.07	0.034	0.04	0.039	0.04	0.035	0.04	0.012	0.01	0.002	0.001	0.004	0.003
(BaO)	0.029	0.03	0.057	0.06	0.052	0.05	0.049	0.05	0.032	0.03	0.049	0.05	0.02	0.02	0.63	0.65
parte	2.184		4.954		2.310		2.851		2.612		1.426		1.464		1.148	
Total	99.264	99.97	98.399	99.95	99.501	99.99	99.114	99.99	98.488	100.00	99.591	99.99	99.362	100.	99.194	100.

Fig. IV-11 • Tableau des données brutes et corrigées de neuf dykes analysés en fluorescence X (exprimées en pourcentages pondéraux).

• Table of dykes XRF analysis.

Les éléments majeurs sont figurés dans la figure IV-11, alors que les éléments traces n'ont pas fait l'objet d'un examen particulier ; ils sont reportés en annexe III.

Pour établir la norme (catanorme de Barth-Nigli), étant donné que l'analyse n'indiquait ici que la quantité de fer total exprimée sous forme ferrique (Fe₂O₃), il convenait au préalable de répartir cette valeur entre Fe²⁺ et Fe³⁺. De manière à rapprocher ces valeurs de celles que l'on rencontre dans les volcanites non altérées, j'ai adopté ici un rapport Fe₂O₃ / Fe₂O₃ + FeO de 0,5 pour le groupe des roches acides (SiO₂ > 66 % ; n° 7 et 8) et de 0,2 pour celui des roches acides (45 < SiO₂ < 52 %). Ceci est conforme à la recommandation de HUGUES et HUSSEY (1976) (fig. IV-12). A titre de comparaison, j'ai également précisé dans cette même figure, le terme maximum acceptable en Fe₂O₃ selon IRVING et BARAGAR (1971). La norme

ECHANTILLON	1		2		3		4		5		6		7		8	
élément	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO
1- Analyse brute	9.753	-	3.056	-	0.856	-	13.089	-	12.481	-	14.226	-	2.82	-	2.439	-
2- IRVING et BARAGAR (1971) 2TiO ₂ + 1,5	2.704	6.343	3.917	8.223	4.359	5.856	4.663	7.582	3.831	7.783	4.235	8.989	1.662	1.04	1.901	0.457
3- Répartition adoptée (cf. texte)	1.95	7.01	2.61	9.39	2.17	7.82	2.62	9.42	2.50	9.00	2.84	10.24	1.34	1.33	1.16	1.15
4- Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0.217		0.217		0.217		0.218		0.217		0.217		0.216		0.219	

Fig. IV-12 • Tableau de la répartition de Fe₂O₃ entre Fe²⁺ et Fe³⁺ adoptée pour le calcul des normes.

• Repartition of Fe₂O₃ between Fe²⁺ and Fe³⁺.

étant établie (fig. IV-13), le pourcentage en quartz confirme évidemment la distinction entre les roches acides (n° 7 et 8, Q > 28 %) et les roches basiques (n° 1 à 6; 0 < Q < 3,6 %). En ce qui concerne les roches basiques, on note la présence d'hypersthène normatif dans tous les échantillons, à l'exception du numéro 3. Ces compositions traduisent donc pour ces dykes basiques, des affinités principalement tholéitiques.

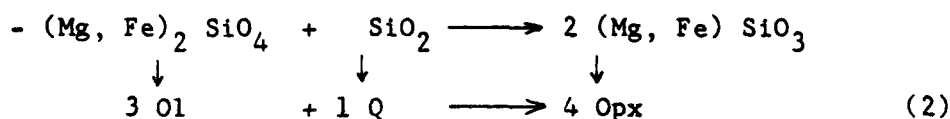
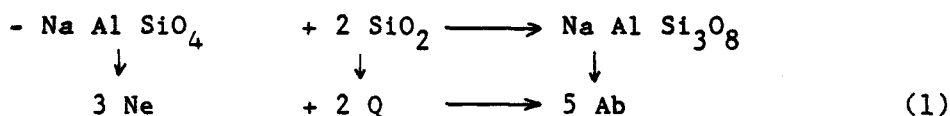
NORME	N°	1	2	3	4	5	6	7	8
Q-Quartz		-	1.07	-	-	-	3.59	28.95	30.62
Ab-Albite		22.0	15.7	30.68	32.4	27.15	32.55	38.80	48.1
Ne-Néphéline		-	-	0.13	-	-	-	-	-
Ac-Acmite		-	-	-	-	-	-	-	-
Na-metasilicate sodium		-	-	-	-	-	-	-	-
An-Anorthite		31.58	12.92	23.95	23.65	28.78	19.55	0.80	0.52
Or-Orthoclase		8.4	17.9	5.45	4.1	3.5	7.85	25.75	12.15
Lc-Laucite		-	-	-	-	-	-	-	-
Kp-Kaliophilite		-	-	-	-	-	-	-	-
Ks-metasilicate potassium		-	-	-	-	-	-	-	-
Di-Diopside		11.23	-	16.72	11.48	11.73	8.77	-	-
Wo-Wollastonite		-	-	-	-	-	-	-	-
Cs-orthosilicate sodium		-	-	-	-	-	-	-	-
Ol-Olivine		10.93	-	15.83	16.92	13.83	-	-	-
(Z Forstérite)		(73.7)	-	(75.5)	(71.0)	(70.0)	-	-	-
Hy-Hypersthène		11.66	37.28	-	2.86	7.81	19.37	2.4	3.57
(Z Enstatite)		(73.3)	(72.0)	-	(71.0)	(70.0)	(53.5)	(55.0)	(79.0)
Ru-Rutile		-	-	-	-	-	-	-	-
Sph-Sphène		-	-	-	-	-	-	-	-
Pf-Pérovskite		-	-	-	-	-	-	-	-
C-Corindon		-	7.34	-	-	-	-	1.35	3.99
Mt-Magnétite		2.1	2.95	2.36	2.9	2.76	3.15	1.44	1.24
Hm-Hématite		-	-	-	-	-	-	-	-
Cr-Chromite		0.05	0.08	0.03	0.05	0.03	-	-	-
Il-Ilménite		1.72	3.64	4.14	4.64	3.44	4.04	0.22	0.56
Cc-Calcite		-	-	-	-	-	-	-	-
Ap-Apatite		0.27	1.07	0.64	0.96	0.93	1.07	0.24	0.21
TOTAL		100.34	99.95	99.93	99.96	99.96	99.96	99.95	100.96

Fig. IV-13 • Catanorme standard de BARTH-NIGGLI.

• Norms.

Afin de mieux illustrer leur répartition dans le "clan", je les ai pointés sur le diagramme Ne', Q', Ol' proposé par IRVINE et BARAGAR (1971) (fig. IV-14). Ce diagramme ternaire est une projection à partir du pôle diopside d'un tétraèdre [diopside, néphéline, quartz et olivine] de YODER et TILLEY adapté à la norme moléculaire.

Ainsi, si l'on considère les réactions :



on peut situer le pôle de l'albite à une valeur de 2/5 de quartz pour 3/5 de néphéline ; de même la réaction (2) place le pôle de l'orthopyroxène à une valeur de 3/4 d'olivine pour 1/4 de quartz.

Les domaines ainsi délimités (fig. IV-14) sont ceux du :

- basalte tholéiitique à quartz (sur saturé) ;
- basalte tholéiitique ;
- basalte tholéiitique à olivine ;
- basalte alcalin à olivine ;
- basanite (sous saturé).

Afin de simplifier le report, on répartit la teneur en Albite et en orthopyroxène entre les pôles Ne', Q' et Ol' :

- $Ne' = Ne + 3/5 Ab$
- $Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 Opx$
- $Ol' = Ol + 3/4 Opx$

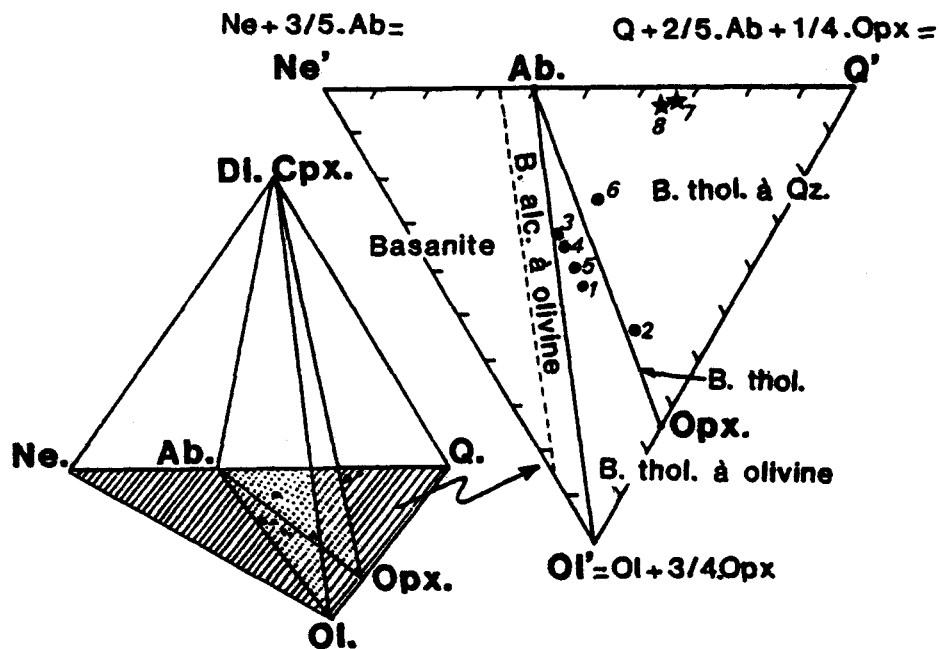


Fig. IV-14 • Classification des dykes d'après leur composition normative, sur un diagramme Ne, Q, Ol. (d'après YODER et TILLEY, 1962)

• Normative composition of the dykes plotted on the Ne, Q, Ol diagram.

Les analyses des dykes 1, 3, 4 et 5 se répartissent dans le domaine des tholéiites à olivine ; celles des dykes 2 et 6 sont dans le domaine des tholéiites à quartz. Quant aux roches acides, un report sur ce même diagramme les situe bien évidemment beaucoup plus près du pôle Q.

Les compositions normatives traduisent ainsi, que la plupart des dykes basiques ont des affinités avec le groupe des roches tholéitiques. L'échantillon n° 2 se distingue des autres dykes basiques par la présence de corindon normatif et une faible teneur en An du plagioclase. Je vois comme raison à cette différence, un lessivage probable du calcium lié à l'altération plus intense que montre déjà l'examen microscopique. Son taux de CaO (fig. IV-11) est anormalement bas (3,02 contre 9,04 dans les autres dykes basiques). Afin de procéder à une vérification, j'ai comparé ses teneurs en Al_2O_3 , MgO et $Fe_{tot.}$, éléments réputés stables (FONTEILLES, 1976) à celles des autres dykes et à diverses analyses chimiques moyennes (fig. IV-15) :

- a : moyenne des rhyolites)
- b : moyenne des trachytes) DALY (1933)
- c : moyenne des phonolites)
- d : moyenne des andésites (1 775 analyses) (CHAYES, 1969) ;
- e : basaltes au sens large (1 966 analyses, p. 236 ; HESS et POLDERVAART, 1967) ;
- f : basaltes tholéitiques (897 analyses, p. 227 ; HESS et POLDERVAART, 1967) ;
- g : basaltes alcalins (661 analyses, p. 227 ; HESS et POLDERVAART, 1967).

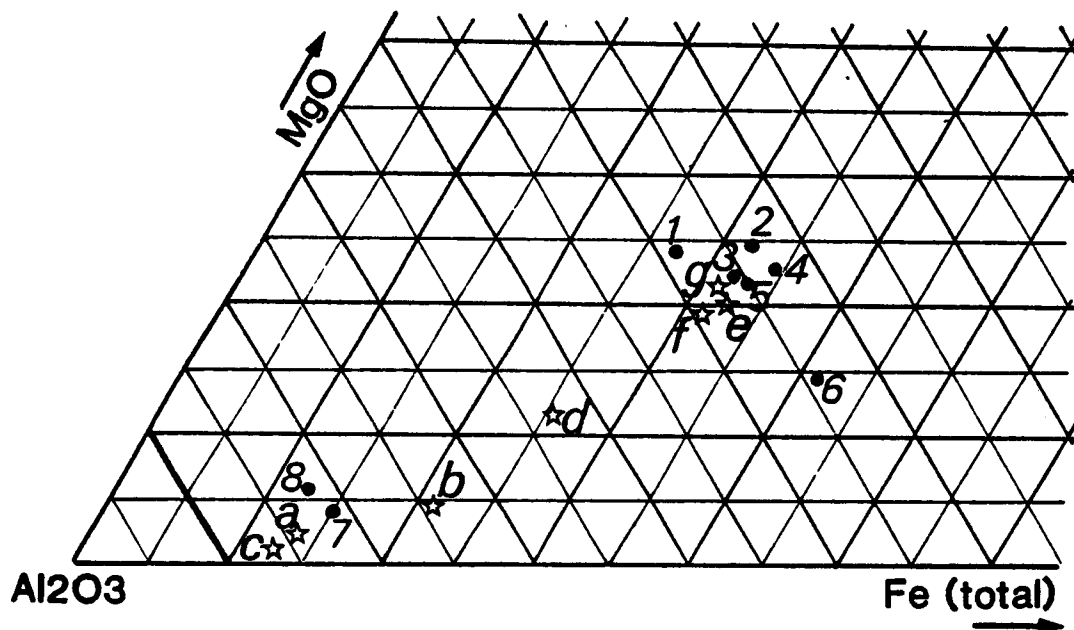


Fig. IV-15 • Diagramme MgO, Al_2O_3 , Fe_{total} montrant l'homogénéité des éléments stables du dyke n° 2 (comparaison avec les autres dykes, et avec des valeurs moyennes de laves a → f).

• MgO, Al_2O_3 , Fe_{total} diagram showing the stability of the dyke n° 2.

Dans ce cas, il s'avère que l'échantillon n° 2 reste, pour ces trois éléments majeurs, comparable aux autres dykes basiques ainsi qu'aux basaltes de la bibliographie. En revanche, les teneurs en CaO sont franchement inférieures. Il me semble donc que ces différences normatives sont dues à l'altération.

Cet exemple attire l'attention sur la prudence que requiert l'application des diagrammes à des roches plus ou moins altérées. En effet, étant donné que la population des roches considérées montre des traces d'altération, son report sur la succession de diagrammes proposée par IRVINE et BARAGAR (1971) (fig. IV-16) indique une dispersion des analyses dans le domaine alcalin pour les échantillons 2, 3 et 4 et dans le domaine des roches subalcalines pour les échantillons 1, 5, 6, 7 et 8. On constate que conformément aux remarques déjà faites, l'échantillon n° 2 est séparé des autres analyses. Par ailleurs, les échantillons 7 et 8 sont dans le domaine des rhyolites.

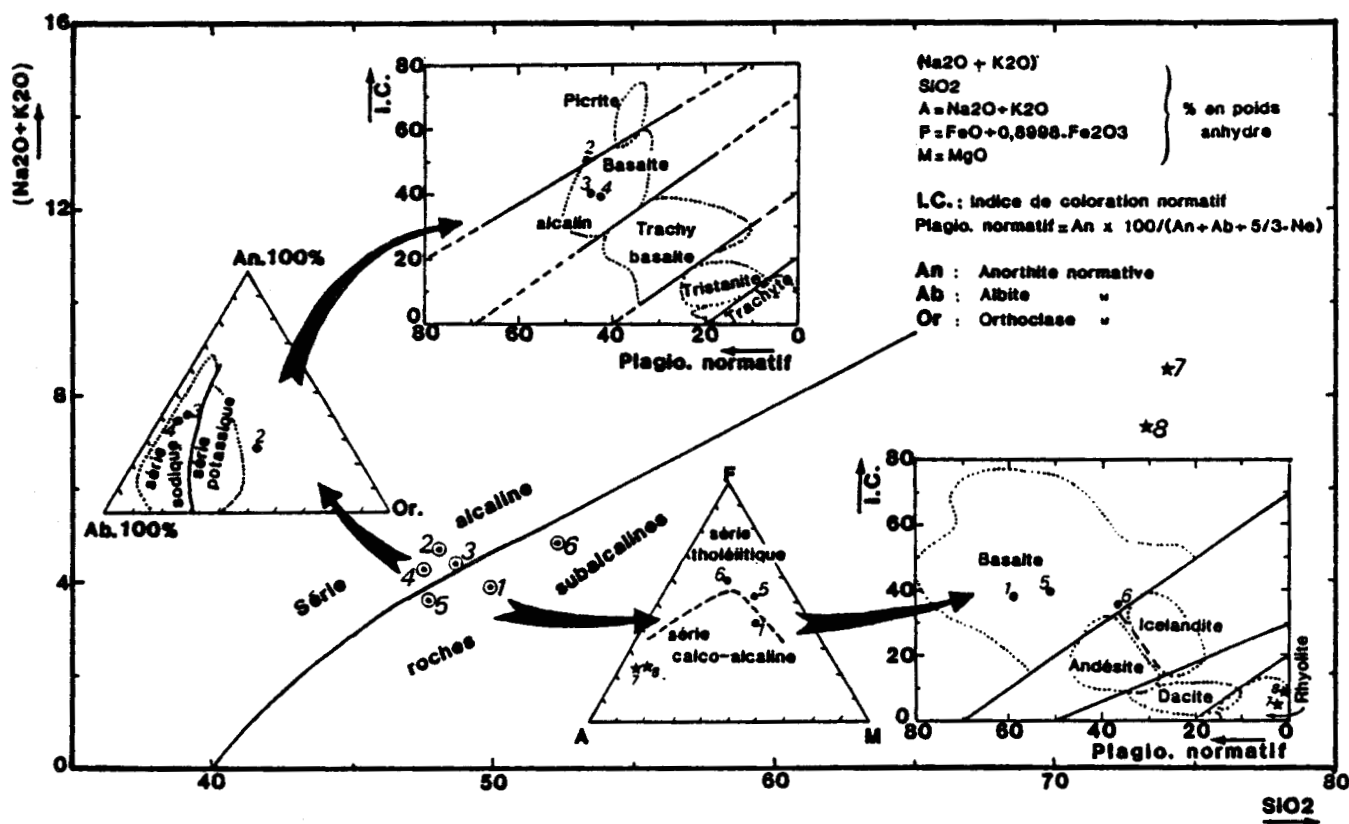


Fig. IV-16 • Localisation des échantillons analysés sur les diagrammes de classification proposés par IRVING et BARAGAR (1971).

- Plotting of the analyzed samples on the diagrams proposed par IRVING and BARAGAR (1971).

IV-4.3. Conclusion

En résumé, il y a deux exemples de dykes :

- les uns plus nombreux, mésocrates, de textures variables, basiques, à affinité tholéiitique, mais présentant des traces d'altération ;
- les autres hololeucocrates, acides, proches des rhyolites.

Rien n'indique si les rhyolites sont issues d'une différenciation du magma tholéiitique, ou si elles sont à rapprocher des intrusions granitiques avoisinantes, ou s'il s'agit d'un autre magma individualisé.



CHAPITRE V

LE METAMORPHISME

-La matière organique dispersée

-La cristallinité de l'illite

-Les minéraux argileux

-Les auréoles

CHAPTER FIVE

METAMORPHISM

V.1. INTRODUCTION

The regional metamorphism is a very low grade. So I used : the reflectance of dispersed organic matter, the illite cristallinity, the clay assembling and conodonts colors. Then, the contact metamorphism is clarified.

V.2. DISPERSED ORGANIC MATTER

During burial diagenesis and metamorphism the process of coalification corresponding to the amount of heating increases the carbon content and decreases the volatiles. The rocks from Mallacoota contain some vitrinite microbeds in shales beds and subfusinite dispersed in the shaly or sandy matrix (fig. V.1). Seven samples gave enough reflectance measurement (fig. V.2). Vitrinite coalification gives better results. Its reflectance ($2 \leq R \leq 3$) points out a rank just below anthracite (fig. V.3). The figure V.4 shows carbon content (C %) and volatiles (MV %) of vitrinite and subfusinite. WASSOJEWITSCH's diagram (fig. V.5) give a temperature around 200°C.

V.3. ILLITE CRISTALLINITY

The result of the clay minerals X Ray analysis is summarized in figures V.6 and V.7. The figure V.8 gives the illites cristallinity and the Al content. Illites are well cristallised and they are quite Al-rich so we are in the epizone.

V.4. CLAY MINERALS ASSEMBLAGE

- illite and chlorite are common in all Mallacoota sediments but curiously more the sample is pick up close to the granite more the illite percentage is low and chlorite is abundant (fig. V.9).
- Vermiculite occured only in a black shale from Vincente's beach.
- Smectite occured in many samples at Cape Conran (fig. V.10) at Sandpatch point and between Little Rame Head and Seal creek (fig. V.6). But smectite is unusuel in old metamorphised sediments. Its stability field is usually just the early diagenesis. Anyway, the bibliography

gives some example of smectite occurring in metamorphised rocks (fig.V.12). The smectite cannot be inherited because of a too high metamorphism. It cannot be of a recent neoformation because it comes from unaltered rocks. They could have metamorphism origin (hydrothermal or any other reaction).

- The kaolinite (fig. V.13) is in fact dickite or nacrite.
- Phengites are common in the sediments and they are not inherited because their presence is not the only argument about metamorphism

V.5. CONODONTS COLOR

The dark brown color of the conodonts gives a temperature ($200 \leq T^{\circ}\text{C} \leq 300$) (EPSTEIN et al. 1977).

V.6. CONTACT METAMORPHISM

The main point of that section is the presence of Cordierite at Rame Head (and no Andalousite; DUKOVIC, 1982) (fig. V.14).

V.7 PEARL POINT

I introduce the problem of Peal Point metamorphism.

L E M E T A M O R P H I S M E

V.1. **INTRODUCTION**

Après avoir précédemment décrit les roches sédimentaires et ignées, je considérerai dans ce chapitre les transformations physico-chimiques subies par les roches au cours des variations de pression et/ou de température. Les phénomènes se superposent; les sédiments, en effet, subissent la diagenèse au cours de leur enfouissement. Le degré de transformation devra être précisé pour savoir si l'on dépasse les processus de diagenèse pour entrer dans le domaine du métamorphisme régional. De plus, les terrains qui ont été recoupés par des plutons granitiques, ont subi localement des élévations de température qu'il faudra préciser.

Il s'agit ici d'étudier la part des transformations attribuables à chacun des trois phénomènes que sont la diagenèse, le métamorphisme régional et le métamorphisme de contact.

Dans l'approche du métamorphisme régional, l'étude des lames minces n'offre pas de renseignements complémentaires à ceux exposés dans le chapitre "sédimentologie et environnement". Ce n'est donc pas par la voie classique que j'ai abordé ce problème. Je me suis attaché à suivre l'évolution de deux éléments. D'une part, la matière organique qui est dispersée dans les sédiments et, d'autre part, les minéraux argileux, lesquels sont sensibles aux modifications diagénétiques et métamorphiques de bas degré.

V.2. **ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSÉE**

Nous l'avons vu dans le chapitre III, la série turbiditique est classiquement interrompue par des niveaux de schistes noirs, spécialement riches en matière organique dispersée. Cette matière organique peut aussi se rencontrer en moindre proportion dans les autres faciès. Une trentaine d'échantillons répartis entre *Shipwreck Creek* et *Little Rame Head* a été choisie dans toute la gamme des faciès (allant des schistes noirs jusqu'aux jaspes noirs en passant par les grauwackes, les schistes noirs silicifiés et les intraclastes schisteux). Ils ont fait l'objet de cette étude.

V.2.1. Principe de l'étude

En termes de pétrographie du charbon (I.C.C.P., 1963), la carbonification de la matière organique s'effectue selon deux processus qui sont :

- la carbonification biochimique dans des conditions de température et de pression proches de la normale. Elle conduit, par transformation bactérienne en milieu anaérobie, la matière organique jusqu'au rang de lignite tendre. C'est la diagenèse précoce ou biochimique;
- la carbonification géochimique est due à des conditions de pression et de température plus élevées, soit du fait de l'enfouissement selon un gradient géothermique, soit d'une augmentation exceptionnelle de la pression ou de la température, due à une autre cause. La matière organique subit alors une diminution de sa teneur en oxygène, hydrogène et matières volatiles et parallèlement, une augmentation de son taux de carbone. Le rang du charbon augmente jusqu'au stade ultime de l'antracite, voire du graphite. De cette évolution découle, sur le plan des propriétés optiques, une augmentation du pouvoir réflecteur et une variation de la fluorescence (cette dernière qui n'est valable que pour les charbons de bas rang n'a pas été envisagée dans cette étude). La réflectance R est fonction des indices de réfraction n et d'absorption k de la matière organique. L'équation de FRESNEL-BEER donne la relation :

$$R = \frac{(n - N)^2 + n^2 k^2}{(n + N)^2 + n^2 k^2} \quad (1)$$

R = Réflectance

n = indice de réfraction de l'échantillon

k = indice d'absorption de l'échantillon

N = indice du milieu d'immersion (huile)

Cette relation (1) entre la réflectance et le pourcentage de matières volatiles est bien connue des pétrographes du charbon. ALPERN *et al.* (1972) ALPERN (1969, 1970, 1976) établit les courbes de variation d'un paramètre en fonction de l'autre (cf. fig. V.3, V.4). WASSOJEWITSCH *et al.* (1970) présentent une relation entre la réflectance de la vitrinite et les températures subies par les roches (cf. fig. V.5). BOSTICK et FOSTER (1973) tempèrent de tels propos en soulignant que :

- la durée de l'enfouissement fait augmenter la réflectance sans qu'apparemment une température élevée ait à intervenir,
- l'intrusion d'un dyke peut aussi faire considérablement varier les résultats, mais de manière très localisée.

Donc, la réflectance peut varier avec la durée de l'enfouissement et les températures, mais elle varie aussi en fonction de la nature de la matière organique.

V.2.2. La matière organique

La matière organique provient de débris en général d'origine végétale, mais la variabilité reste grande entre les tissus végétaux fusinitisés (milieu aérobie) ou gélifiés (milieu anaérobie) et les gels, les spores, les algues et les bitumes (ALPERN, 1976). La transformation de ces différents débris végétaux entraîne la formation des différents groupes de macéraux (fig. V.1). Comme le montre la figure V.4, la réflectance de la vitrinite évolue régulièrement au cours de la carbonification et donc avec la diagenèse alors que le pouvoir réflecteur de la fusinite reste quasi constant. C'est pourquoi les pétrographes des charbons ne font de mesures de réflectance que sur les macéraux du groupe de la vitrinite.

Groupes de macéraux	Macéraux
Vitrinite (V)	Collinite (Co) Télinite (Te) Vitrodétrinite (Vd)
Exinite ou Liptinite (E)	Sporinite (Sp) Cutinite (Ct) Alginite (At) Résinite (Re) Liptodétrinite (Ed)
Inertinite (I)	Sclérotinite (Sc) Fusinite (F) Semifusinite (Sf) Micrinite { fine (Mf) / massive (Mm) Macrinite (Ma) Inertodétrinite (Id)

Fig. V.1. • Les macéraux et groupes de macéraux. Système STOPEs-HEERLEN (1935)

• *The macerals.*

V.2.3. Techniques d'étude

La réflectance de la matière organique dispersée s'observe et se mesure à l'aide d'un microscope à réflexion sur lequel est monté un réflectomètre. Pour la préparation des échantillons, deux techniques sont envisageables :

- soit une extraction des grains après broyage et passage dans une cellule de flottation (BLANQUART, 1974),

- soit simplement sur des surfaces de blocs polis (MERIAUX, 1969).

Ce procédé a l'avantage de montrer la position *in situ* de la matière organique, il est donc préférable de l'utiliser lorsque la teneur est suffisante, c'est le cas pour un certain nombre d'échantillons étudiés ici.

Néanmoins, les grains sont de petite taille et pour cela les mesures de réflectance ont dû être effectuées sous un fort grossissement. Usuellement les géologues du charbon mesurent les réflectances maxima et minima d'un grand nombre de plages de collinite. Cette pratique n'a pu être rigoureusement respectée en raison de la petitesse des grains et de leur nombre relativement restreint, les mesures ont donc été faites "at random".

V.2.4. Résultats

Sur la trentaine d'échantillons choisis, une dizaine seulement a présenté assez de matière organique pour permettre un nombre de mesures statistiquement suffisant (fig. V.2). Deux macéraux sont essentiellement présents :

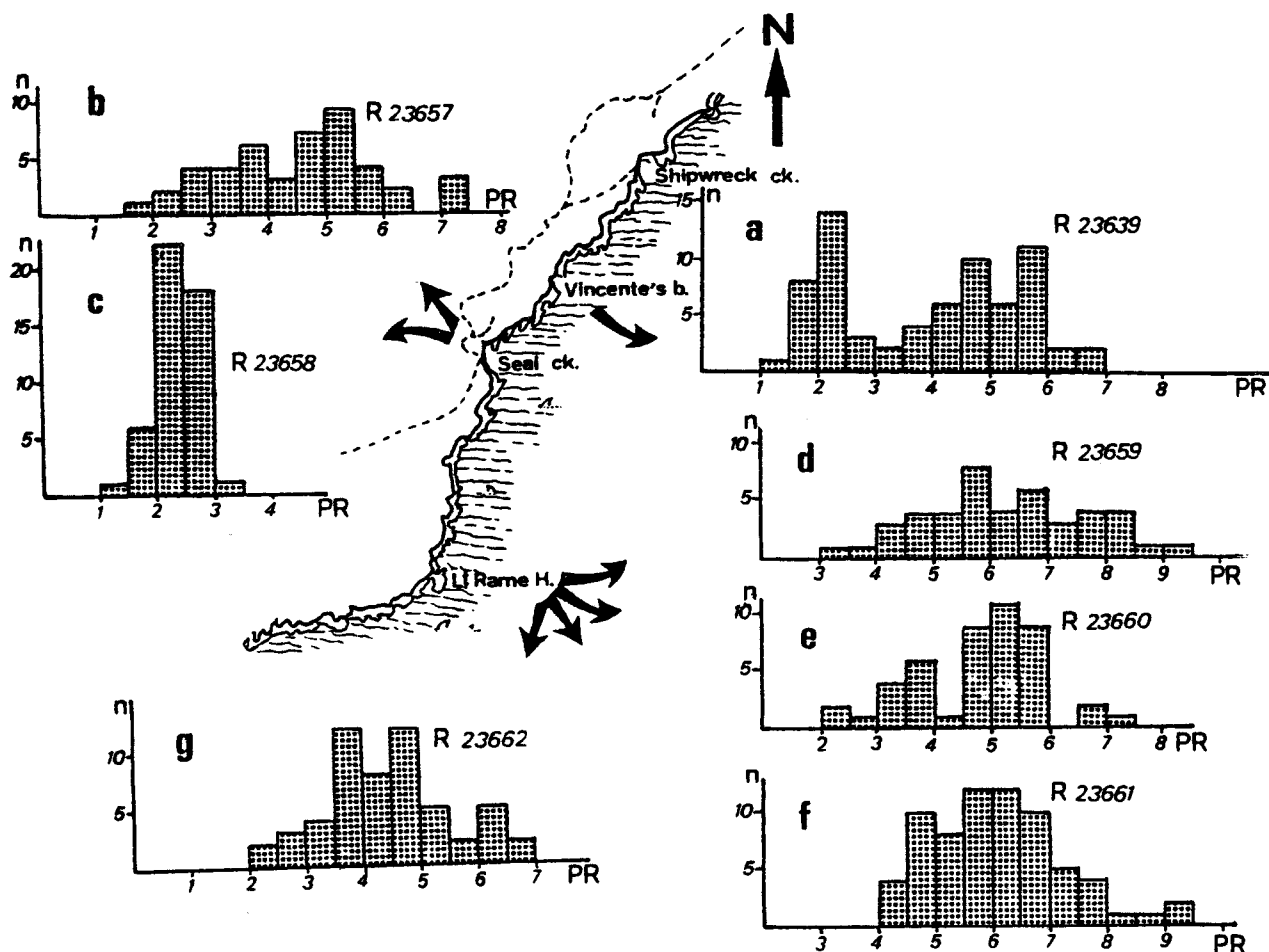


Fig. V.2. • Etude de la matière organique dispersée. Localisation des échantillons et histogrammes de la fréquence (n) des mesures du Pouvoir Réflecteur (PR).
• Study of dispersed organic matter. Samples localisation and reflectance histogram (PR).

- la semifusinite du groupe des inertinites. Elle est la plus abondante et se présente sous forme de petits grains dispersés dans la matrice rocheuse. Elle est bien reconnaissable en raison de sa réflectance assez élevée et de sa structure alvéolaire caractéristique du bois ou du sclérenchyme dont elle dérive (I.C.C.P., 1963). Comme son nom l'indique, la semifusinite est un terme intermédiaire entre la fusinite (inerte, à l'action de la diagenèse) et la télinite (du groupe de la vitrinite); elle a une réaction à l'enfouissement bien connue .
- la vitrinite et plus particulièrement la collinite, dérivant de gels celluloses, sont des constituants sans structure botanique visible. De teinte plus grisâtre, elles sont parfaitement adaptées à la réflectométrie. Elles apparaissent non pas en grains dispersés, mais en petits lits carbonneux noirs.

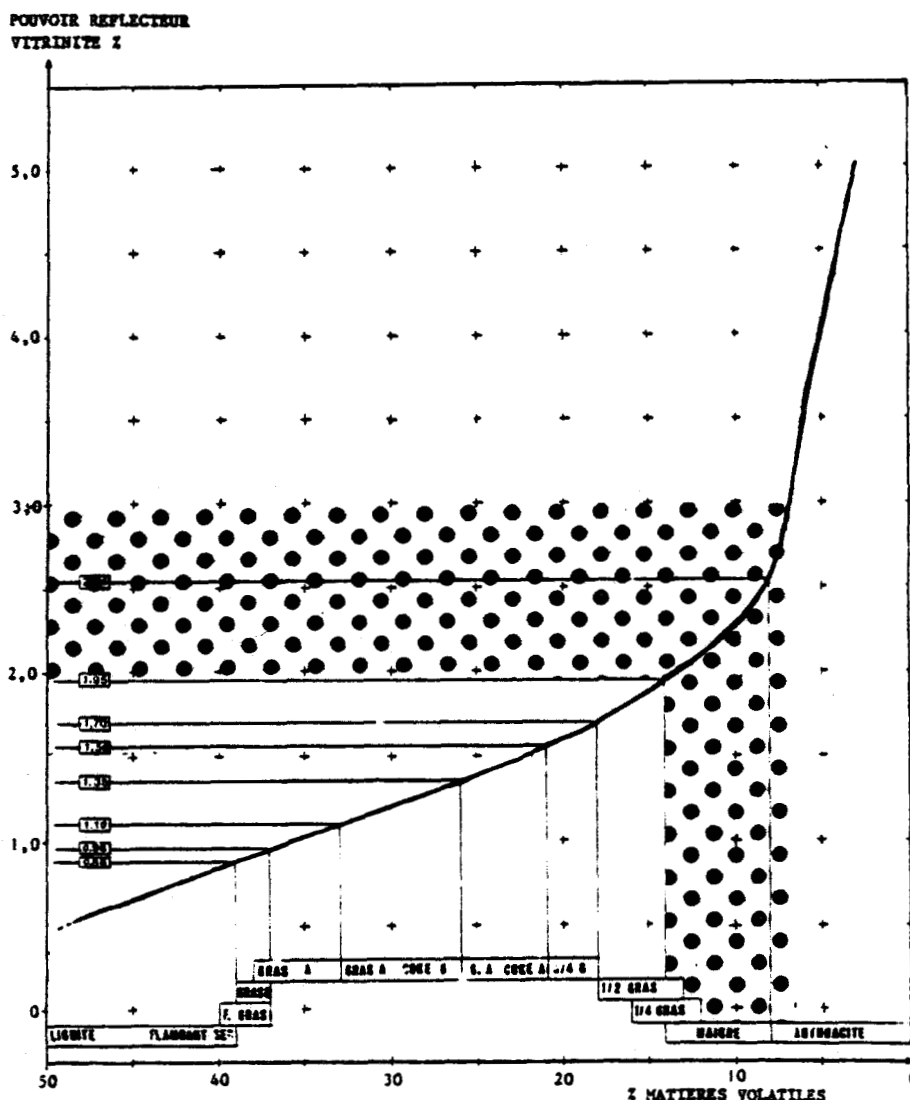


Fig. V.3. • Pouvoir réflecteur des charbons français (ALPERN, 1969), la zone en pointillé correspond au domaine de la vitrinite étudiée.
• Reflectance of french coals (ALPERN, 1969). The dotted area is the field of the analysed Vitrinite.

Les résultats quantitatifs sont présentés dans la figure (V.2) sous forme d'un histogramme relatif à chaque échantillon ayant fourni un nombre de mesures suffisant. Pour chaque classe de réflectance d'une valeur de 0,5 %, est porté le nombre de mesures cadrant dans cette classe.

On observe, en général, la prédominance de la semifusinite sur la vitrinite, cependant la collinite est très abondante dans certains échantillons. A *Vincent's beach* et à *Seal creek*, la vitrinite est abondante dans les échantillons R23639 et R23658 (fig. V.2 a et c); son pouvoir

réflecteur est compris entre 2 et 2,5 % c'est-à-dire que selon la courbe d'ALPERN (fig. V.3), la matière organique a évolué jusqu'au rang de charbon maigre, ayant pu atteindre le degré d'évolution de l'anthracite mais jamais celui du graphite. Ensuite, la courbe de WASSOJEWITSCH (fig. V.5) permet de constater que la température a pu varier entre 170°C et 210°C.

Nous abordons donc largement le stade de la carbonification biochimique (cf. § V.2.1) qui ne dépasse pas la lignite tendre, soit une température n'excédant pas 70°C, si l'on se réfère à WASSOJEWITSCH. Cette température

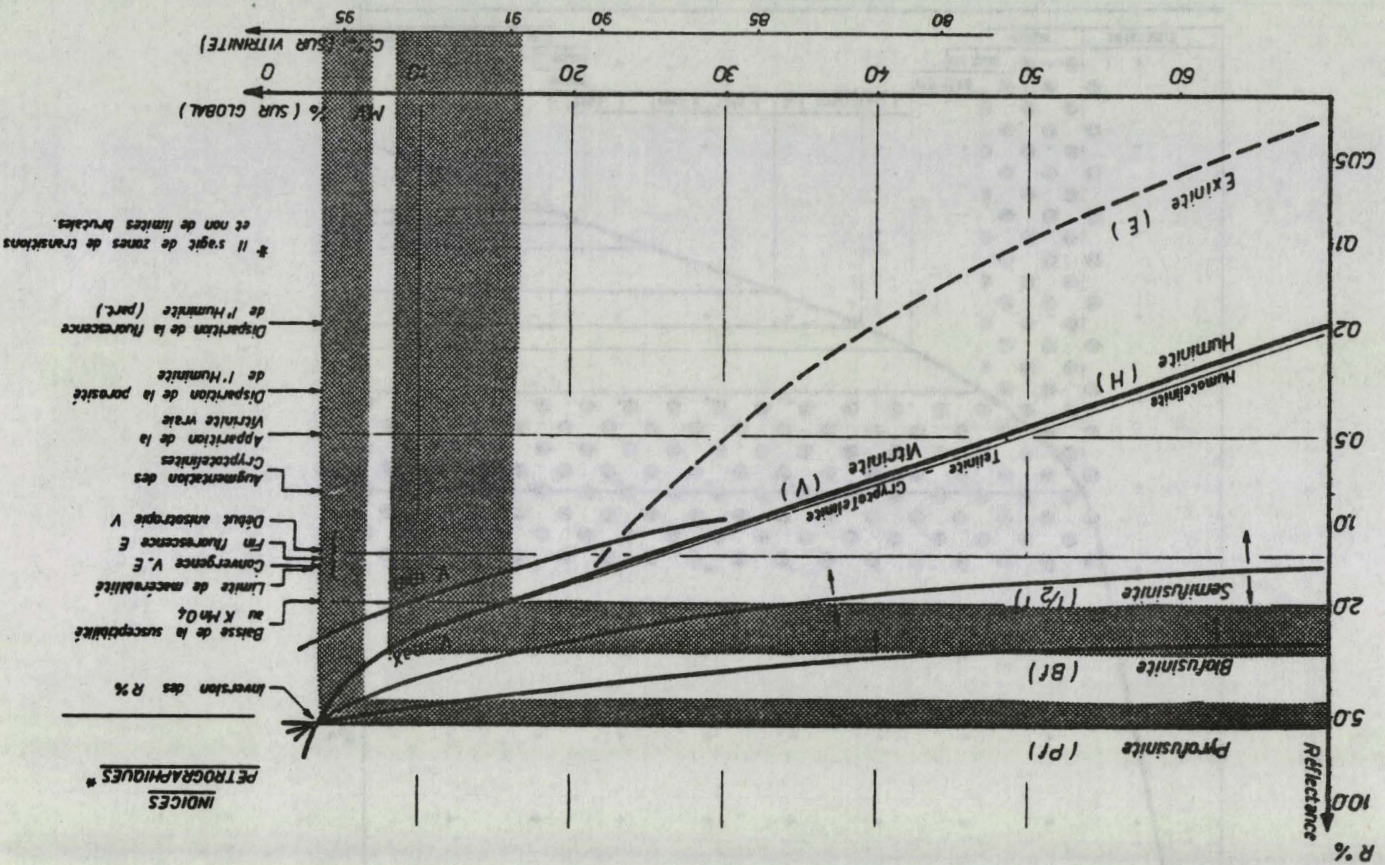


Fig. V.4. • Evolution diagenétique des macéraux (ALPERN, 1970). Les zones

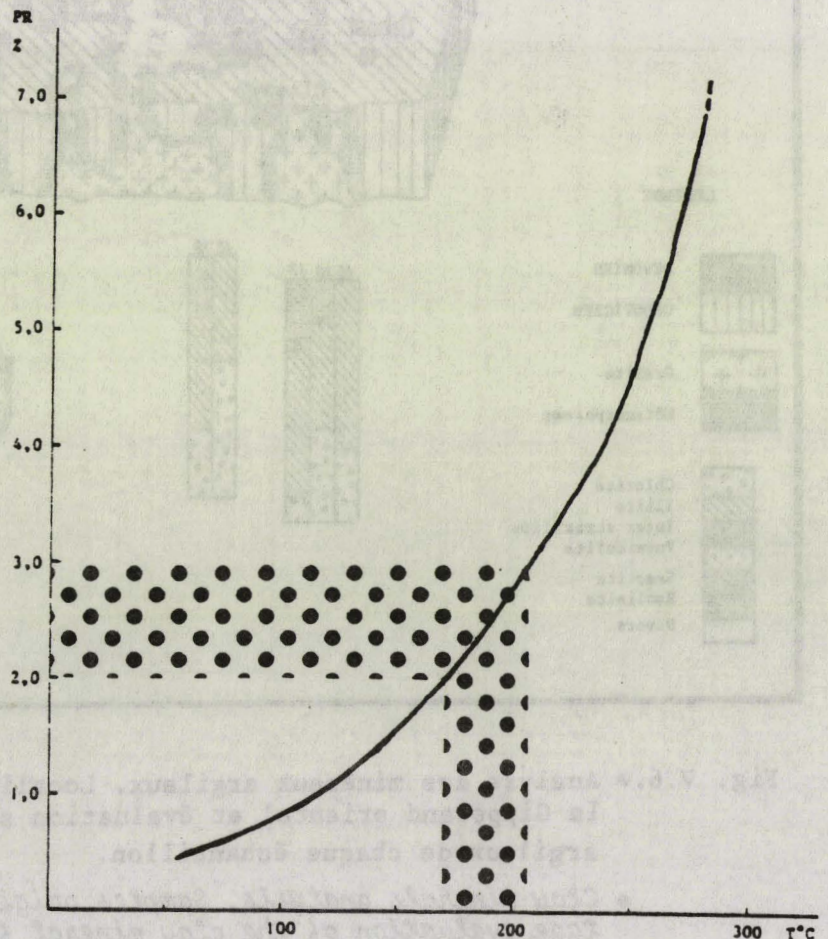
grisées correspondent aux domaines de la Vitrinite et de la semifusinite étudiée.
 • Diagenetic evolution of macerals (ALPERN, 1970). The grey areas are the fields of the analysed vitrinite and subbituminite.

signifie un enfouissement de 2000 m pour un gradient géothermique normal de 30°C/km. Dans le cas de la matière organique de Mallacoota, le rang d'anhracite peut être atteint, ce qui nécessite une température de 200°C, soit l'équivalent de 6 à 7 km d'enfouissement selon le même gradient géothermique. Le stade de la diagenèse est passé, l'épizone et le faciès des bas schistes verts sont atteints.

En ce qui concerne la semifusinite, les valeurs recueillies sur les histogrammes (fig. V.2) sont plus dispersées. L'évolution peu marquée de ce macéral en fonction de la température fait que son interprétation est d'autant plus imprécise et difficile. On constate que sa réflectance élevée (comprise entre 4,5 et 6) témoigne d'une matière très évoluée (fig. V.4) pauvre en matière volatile (10 %) voisine de l'anhracite. Mais je n'ai trouvé aucun auteur qui, comme WASSOJEWITSCH pour la vitrinite, donne une courbe de corrélation entre la réflectance de la semifusinite et les températures susceptibles d'avoir régné. On doit se limiter à des considérations d'ordre qualificatif soulignant la haute évolution ayant été atteinte dans des conditions dépassant le cadre de la diagenèse.

Fig. V.5. ● Evolution du pouvoir réflecteur de la Vitrinite en fonction de la température (WASSOJEWITSCH et al. 1970). La zone en pointillée correspond au domaine de la Vitrinite étudiée.

● Evolution of vitrinite reflectance with the temperature (after WASSOJEWITSCH et al. 1970). The dotted area is the field of the analysed Vitrinite.



V.3. **ETUDE DE LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE**

On peut envisager deux approches de la quantification de la diagenèse et du métamorphisme de bas degré grâce à l'étude des minéraux argileux. La première approche est basée sur l'analyse de la cristallinité de l'illite alors que la seconde est la considération du cortège argileux.

J'ai choisi vingt six échantillons dont quinze sur le terrain d'étude et onze dans des formations plus éloignées. L'auréole de métamorphisme de Cape Conran, les affleurements de l'arrière-pays et les sédiments dévoniens (fig. V.6 et V.7).

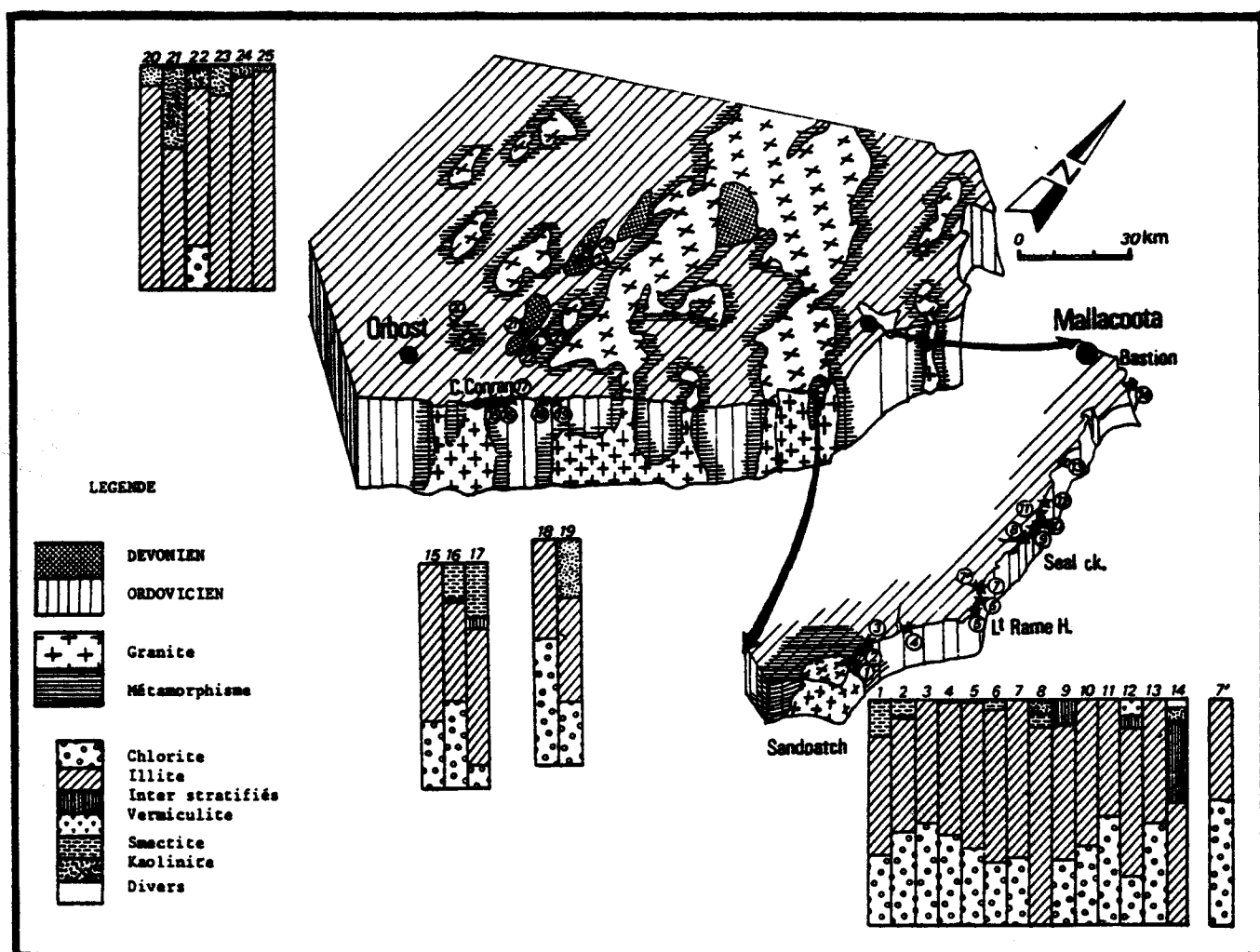


Fig. V.6. ● Analyse des minéraux argileux. Localisation des prélèvements dans le Gippsland oriental et évaluation semiquantitative des minéraux argileux de chaque échantillon.

- Clay minerals analysis. Samples origin in East Gippsland and percentage evaluation of the clay mineral for each sample.

n° ordre	n° ref. MUGD	n° terrain	LOCALITE	Zone	LITHOLOGIE	AGE	CHLO.	ILL.	Inter STRA.	VERM.	SMEC.	KAOL.	DIVERS	Crist. Illite	I 002 I 001
1	R 23628	267	Contact Bay	14		Ordo	31 Z	52 Z			17 Z		Qz., F., Ph.	2,5	0,54
2	R 23629	263	3 Fold Cove	13		--	42 Z	50 Z			8 Z		Qz., F., Ph.	2	0,4
3	R 23630	241	Sandpatch bk.	12	schistes gris	--	47 Z	53 Z					Qz., F., Ph.	2	0,44
4	R 23631	168	Benedora Rv.		schistes gris	--	40 Z	60 Z	I-C,				Qz., F., Ph.	2,5	0,39
5	R 23632	163	Lt Rame Head	10	schistes	--	34 Z	66 Z					Qz., F.	3	0,4
6	R 23633	238	Basic dyke B.	9	schistes	--	28 Z	68 Z	I-S,		4 Z		Qz., F.	2,5	0,4
7	R 23634	278	Acid dyke B.	8	microgrès	--	30 Z	70 Z					Qz.	3	0,38
7'	"	"	"	"	Clastic dyke	?	57 Z	43 Z					Qz., F., Ph.	2	0,4
8	R 23635	18	Seal creek	6	schiste graptol.	Ordo		89 Z			6 Z	5 Z	" " "	3	0,4
9	R 23636	19	2° Eperon	6	schistes	--	30 Z	60 Z	10 Z:C-V				" " "	2,5	0,4
10	R 23637	114	4° Eperon	5	schistes silisif	--	36 Z	64 Z			traces		Qz., F;	2,5	0,4
11	R 23638	43	"	"	jaupes à radiol.	--	49 Z	51 Z						2	0,3
12	R 23639	164	Vincente bea.	5	schistes noirs	--	21 Z	67 Z	6 Z/CV,CS.	6 Z	traces		Qz., F., Ph.	2,5	0,45
13	R 23640	239	Jule's Cave		schistes gris	--	45 Z	55 Z	I-V,				Goethite 3 Z	2,5	0,42
14	R 23641	174	Basarion Point		schistes verts	--		54 Z	43 Z: I.C.V. C.V.			traces		2,5	0,41
15	R 23642	260	C. Conran			--	30 Z	70 Z					F.	3,5	0,3
16	R 23643	255	C. Conran		schistes	--	39 Z	52 Z	I-C, C-S		9 Z		Qz., F.	2	0,35
17	R 23644	147	C. Conran		schistes	--	10 Z	60 Z	5 Z: IS, IV, SV		25 Z		Goethite, F. Qz.	4	0,2
18	R 23645	156	Pearl point		schistes	--	56 Z	44 Z					Qz., F.,	1,5	0,34
19	R 23646	155	Pearl point		schistes	--	29 Z	46 Z	I-V			25 Z	Qz., F.,	3	0,07
20	R 23647	214	Rocky River		sch. métam.	--		91 Z			traces	9 Z	Qz.,	2,5	0,38
21	R 23648	220 E	Princes Hw.		grauwackes	Devo.		63 Z				37 Z	Ph.	4	0,51
22	R 23649	232	Combienbar tk.		schistes	Ordo	20 Z	70 Z	C-V, K-V?			8 Z	Qz.	2,5	0,4
23	R 23650	231	"		schistes	--		87 Z				13 Z	Qz.	2,5	0,4
24	R 23651	246	Errinundra		schistes	Dévo.		95 Z				5 Z	Qz., Ph.,	2	0,29
25	R 23652	244	Errinundra		schistes	--		98 Z				2 Z	Qz., Ph.,	2	0,23

Fig. V.7. • Tableau des minéraux argileux
• Table of clay minerals



V.3.1. Les techniques d'étude

Les techniques de broyage, d'extraction de la fraction fine (< 2 µm), de préparation en pâtes orientées (ou agrégats) ne seront pas reprises dans cet ouvrage (Cf. HOLTZAPFFEL, 1981). De même, le dépouillement des diagrammes n'est pas expliqué ici ni pour l'aspect qualitatif, ni pour l'évaluation semi-quantitative de chaque constituant. Une seule précision doit être fournie en vue d'une comparaison éventuelle avec d'autres analyses effectuées ailleurs que dans le laboratoire de sédimentologie de l'Université de Lille, ce sont les caractéristiques techniques du diffractomètre Philips P.W. 1730. Les conditions d'analyses sont données dans le tableau 1 repris de l'ouvrage d'HOLTZAPFFEL (1983).

L'analyse diffractométrique a été faite sur la fraction inférieure à 2 µm, en plusieurs passages :

- l'échantillon naturel,

- après saturation à l'éthylène glycol,
- après chauffage à 490° durant 2 heures,
- après saturation à l'hydrazine, hydratée dans le cas de l'existence soupçonnée de kaolinite.

Anticathode	CUIVRE	
Tension sur la source	40 KV	
Intensité	25 MA	
Vitesse goniométrique	1°20/mm	2°0/mm
Vitesse d'enregistrement	1 cm/mn	2cm/mn
Tension sur le détecteur à scintillation	2 x 886,2 V	
Gain	16	
Inertie	2s	
Sensibilité	1000cps	400cps
	pâtes orient.	poudres désor.

Tableau 1.- Paramètres d'analyse en diffraction de routine du Laboratoire de Sédimentologie de l'Université de Lille I (France).

V.3.2. Principe de l'étude de la cristallinité des illites

L'illite s'avère être un minéral argileux très commun, présent dans tous les échantillons étudiés. Cela permet une étude statistique plus précise étant donné que la taille et l'abondance des particules d'illite influent sur sa cristallinité (WEBER *et al*, 1976). JUNOYER de SEGONZAC (1969) rappelle que les feuillets (T.O.T.) de l'illite ont la possibilité de se fermer par :

- évacuation de l'eau interfoliaire,
- adsorption et fixation de potassium entre les feuillets,
- réarrangement des ions au sein même des feuillets.

Cette fermeture peut facilement être quantifiée, en mesurant en millimètres la largeur (c) à mi-hauteur du pic à 10 Å de l'illite sur l'essai glycolé des diagrammes de diffraction X.

La cristallinité (c) de l'illite peut être fonction :

- de l'appareillage utilisé (rotation du goniomètre, étalement et type du diffractomètre, réglages ...),
- du paléoenvironnement lors du dépôt,
- de la nature de la roche contenant l'illite,
- de la porosité et donc de la granulométrie de la roche (un milieu poreux favorise une bonne cristallinité),

- de la circulation des fluides,
- de l'enfouissement,
- de la durée de l'enfouissement,
- du métamorphisme.

Pour exploiter et présenter ses résultats, DUNOYER utilise le diagramme d'ESQUEVIN (1969) mettant en liaison l'indice (c) de cristallinité de l'illite (en μm) et le rapport de l'intensité du pic 002 (I₀₀₂) de l'illite sur l'intensité du pic 001 (I₀₀₁). Le rapport croît avec le taux d'aluminium

$$\text{soit } c = f\left(\frac{I_{(002)}}{I_{(001)}}\right) = f\left(\frac{\text{Al}}{\text{Fe}+\text{Mg}}\right) \quad (2)$$

Mais selon MANSY (commun. personnelle), on doit éviter d'utiliser ce rapport des intensités de pics en raison des fluctuations auxquelles il est sujet.

Couramment, la cristallinité peut varier depuis un indice de 10 μm dans le cas d'une illite très ouverte provenant d'un bassin versant hydrolysant, jusqu'à une largeur de pic de 1 μm dans le cas d'illite ayant subi un épisode de métamorphisme accentué. DUNOYER (1969) fixe comme limite supérieure à la diagenèse les illites ayant passé une cristallinité de 3,5 atteignant alors le domaine de l'anchimétamorphisme, domaine intermédiaire entre diagenèse et métamorphisme vrai de bas degré ou épimétamorphisme.

Le problème des comparaisons inter-laboratoires se pose alors : la largeur des pics dessinés sur le papier, si elle est fonction de la fermeture des feuillets, est aussi fonction, par exemple, de la vitesse de déroulement du papier. Un coefficient de correction de 0,88 doit donc être appliqué aux mesures faites à Lille afin de trouver leurs équivalences strasbourgeoises (Laboratoire où DUNOYER DE SEGONZAC a fait ses analyses).

V.3.3. Résultats et discussions sur la cristallinité

En ce qui concerne les dépôts de Mallacoota, les mesures de cristallinité effectuées sur les illites sont reportées à titre indicatif sur un diagramme de type ESQUEVIN (1969) (fig. V.8). Mais en raison de la remarque de J.L. MANSY mentionnée ci-dessus, il ne sera tiré comme conclusion que l'existence d'une certaine homogénéité de la composition chimique des illites. Elles sont en moyenne alumineuses.

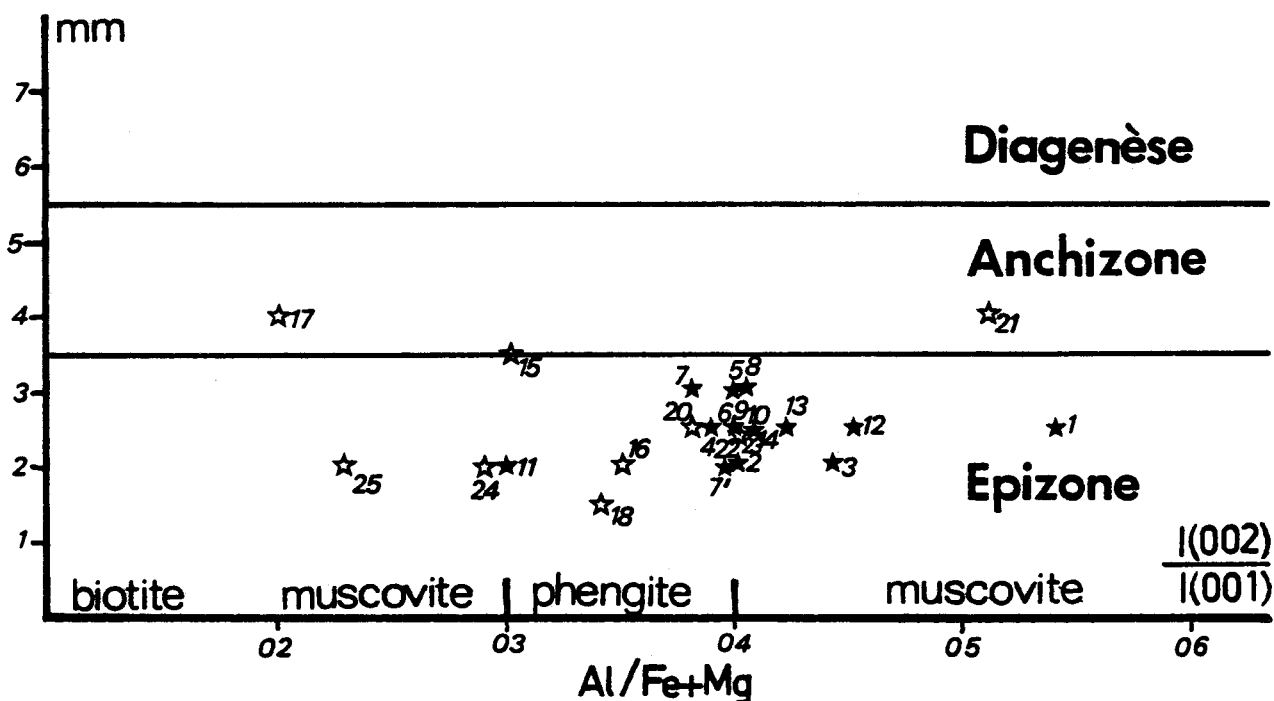


Fig. V.8. • Diagramme de la cristallinité des illites du Gippsland oriental en fonction du rapport de la hauteur de leurs pics 002 et 001 (ESQUEVIN, 1969)

- Graph of illite cristallinity (East Gippsland) with the ratio of illite peaks 002 and 001 (ESQUEVIN, 1969).

On note que pour les échantillons situés loin de l'influence du granite dont les numéros d'ordre varient de 4 à 14, la cristallinité est comprise entre 2,5 et 3, ce qui donne une valeur moyenne de 2,54 (2,25 si l'on corrige par le coefficient d'équivalence avec Strasbourg). Nous sommes donc dans l'épimétamorphisme ou métamorphisme de bas degré selon l'échelle établie par DUNOYER (1969) ou KUBLER (1969).

DUNOYER donne en effet à l'anchizone et à l'épizone des définitions portant sur des valeurs précises de cristallinité. Il complète pourtant ses définitions par des critères qualitatifs comme par exemple la persistance exclusive de la chlorite et de l'illite dans la fraction fine des roches ayant atteint le domaine de l'anchizone, qu'il va jusqu'à appeler faciès à illite-chlorite. Or comme le montrent les figures V.6 ou V.7, le cortège argileux des roches de Mallacoota est loin d'être automatiquement limité à ces deux constituants; on y trouve aussi bien des interstratifiés divers, de la vermiculite, de la smectite ou de la kaolinite en plus des éléments accessoires tels que le quartz, le feldspath, la phengite ou la goethite. Cela alors que la cristallinité indique bien une situation dans le domaine épizonal, d'où trois hypothèses peuvent être suggérées :

- A - Une défaillance technique pourrait entraîner un doute sur les diagrammes obtenus. De part l'expérience du laboratoire d'analyse des minéraux argileux de Lille, on peut envisager une certaine variabilité dans l'appréciation semi-quantitative mais aucunement dans l'analyse qualitative. De même, la lecture de la largeur des pics est sujette à une certaine erreur mais pas de façon telle que cela situe les échantillons dans l'épizone au lieu de la diagenèse. Une défaillance humaine aurait pu entraîner une erreur d'échantillon mais trop d'échantillons sont impliqués, pour ne pas rechercher la raison ailleurs.
- B - La définition donnée par DUNOYER quant aux limites fournies par la cristallinité est trop imprécise et peu probable étant donné qu'il s'agit presque d'un postulat découlant de l'observation.
- C - Les éléments complémentaires de la définition de l'anchizone fournis par DUNOYER, se révèlent ici être trop rigoureux. Cela doit donc entraîner une modification de la définition que l'auteur lui-même qualifiait de provisoire.

Pour choisir entre les deux derniers points, je m'oriente donc vers l'étude de la matière organique dispersée faite précédemment. Celle-ci signifiait que le domaine de métamorphisme avait été atteint, cela concordant avec les conclusions tirées de la cristallinité des illites. On est donc en droit de penser que bien que le stade d'évolution soit très avancé, il subsiste des argiles autres que illite et chlorite.

Ce résultat, obtenu avec prudence sur la moyenne de douze échantillons, peut être pris en considération afin d'avoir une idée qualitative de l'histoire des sédiments. Une étude plus détaillée montre très vite ses limites dans mon cadre d'étude.

D'après mes analyses, je ne pense pas raisonnablement discerner des variations de la cristallinité en fonction de la proximité des intrusions granitiques. Le résultat est à prendre dans son ensemble.

V.4. ETUDE DU CORTEGE ARGILEUX

La matière organique dispersée comme la cristallinité de l'illite montrent que les roches de Mallacoota ont atteint le stade du métamorphisme. Cependant, de nombreux minéraux argileux subsistent dans la fraction fine des roches. Cela incite à considérer chacun de ces minéraux afin d'en préciser les conditions de stabilité, donc d'existence.

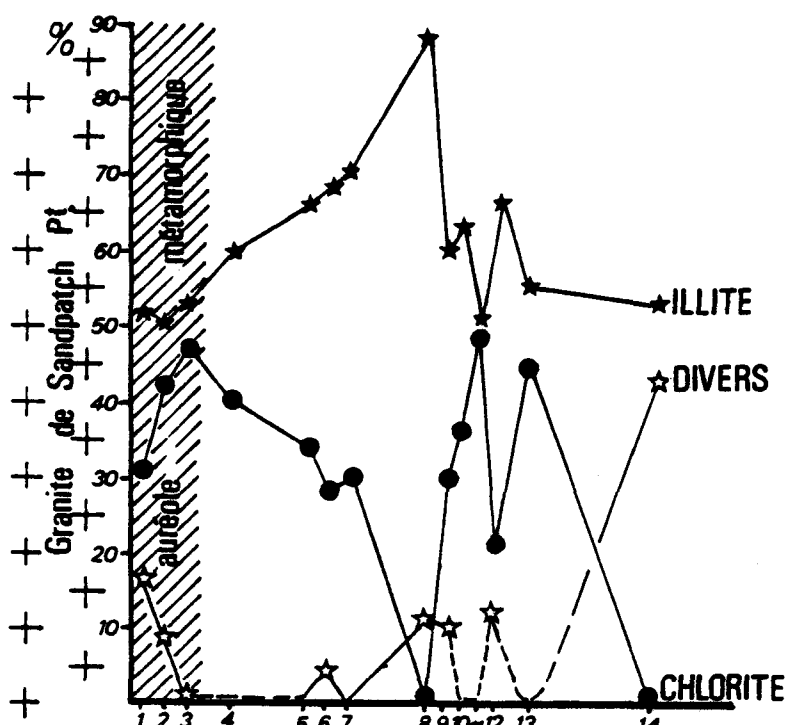
V.4.1. L'illite

Ce minéral est présent dans tous les échantillons analysés, et dans des proportions variant entre 49 % (échantillon 7' = dyke clastique) et 98 % dans les formations dévoniennes d'*Errinundra* (éch. 25). La cristallinité de l'illite a déjà fait l'objet de remarques au paragraphe précédent. L'illite est un minéral stable proche des micas par sa composition.

Mais curieusement, elle donne l'impression de croître en pourcentage lorsque les échantillons sont prélevés de plus en plus loin du granite. La figure V.9 rend compte de ce phénomène : les distances entre les lieux de prélèvement de chaque échantillon sont portées en abscisse, et en ordonnée sont indiqués les pourcentages des éléments illites-chlorite (la troisième courbe représenté la somme des argiles diverses). La croissance du taux d'illite en s'éloignant du granite de *Sandpatch point* semble régulière pour les huit premiers échantillons. Puis le taux fluctue toujours inversement au taux de chlorite car il s'agit de pourcentages relatifs, or l'illite et la chlorite sont les deux constituants essentiels de la fraction fine; il est donc logique qu'ils varient inversement. Plutôt qu'une destabilisation de l'illite en progressant vers le granite, il semble que l'aggradation des minéraux argileux en chlorite soit favorisée par une intrusion granitique. Cette hypothèse basée sur huit échantillons mériterait d'être vérifiée, en étudiant plusieurs auréoles de métamorphisme avec de plus grandes séries d'échantillons pris dans des niveaux lithologiques constants.

Fig. V.9

- Pourcentages relatifs en illite chlorite (+ divers) le long de la côte entre *Sandpatch point* et *Mallacoota*
- *Relatif percentage of illite, chlorite (+others) along the coast line between Sandpatch point and Mallacoota*



V.4.2. La chlorite

Commune aussi, elle n'est cependant pas présente dans tous les échantillons. Elle fait défaut dans les schistes de *Seal Creek* qui ont révélé des graptolites (échantillon 8) (Chapître II), ainsi que dans les sédiments dévoniens analysés (échantillons 21, 24, 25). Un des buts de l'analyse de la fraction argileuse était de savoir si les cortèges argileux et la cristallinité de l'illite variaient de façon significative entre les terrains dévoniens discordants et l'Ordovicien. Cette "discordance minéralogique" n'est pas évidente car les échantillons 21, 24 et 25 ne sont pas les seuls à ne présenter que de l'illite et de la kaolinite. Par ailleurs, les variations de cristallinité ne sont pas non plus significatives.

V.4.3. La vermiculite

Elle n'a été trouvée que dans les schistes noirs de *Vincente's beach* (fig. V.6, 4). L'échantillon 12 riche en matière organique présente par ailleurs des traces de smectite et des interstratifiés (chlorite, vermiculite) et (chlorite-smectite); ces derniers peuvent être interprétés comme des stades intermédiaires dans le processus de transformation diagénétique. La vermiculite elle-même peut être considérée comme la relique d'une smectite (CHAMLEY, comm. pers.) (voir discussions à propos de la smectite).

V.4.4. La smectite

V.4.4.1. Les smectites à Mallacoota

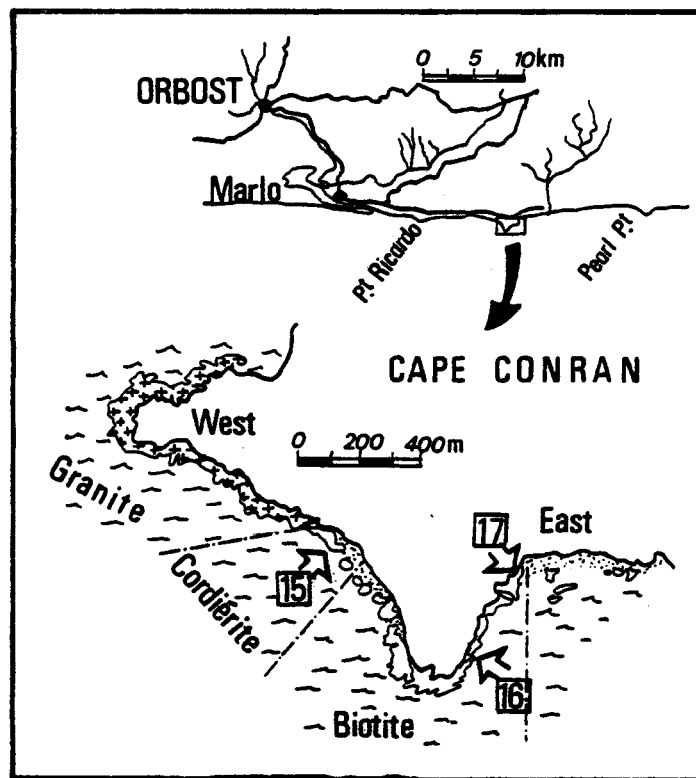
Sur les 26 échantillons analysés, 6 montrent des pourcentages en smectite non négligeables variant entre 4% et 25 %. Trois autres échantillons n'en possèdent que des traces. Mais il faut noter avec plus de précision les gisements de ces échantillons à smectite :

- à *Cape Conran* (fig. I-5) : la géologie du cap fut étudiée par EATON (1980) (fig. V.10). Il décrit le granite et son auréole de métamorphisme avec les limites d'apparition de la biotite et de la cordiérite. L'échantillon 15 provient de la zone de cordiérite. Sa fraction fine n'est composée que d'illite et de chlorite (fig. V.7) comme la logique du comportement des minéraux argileux pouvait le laisser présager. Les

échantillons 16 et 17 ont été collectés au centre de la zone à biotite pour le premier et sur la bordure externe de la zone (fig. V.10). Leurs assemblages minéralogiques présentent dans la fraction fine en plus d'illite et chlorite, des interstratifiés (fig. V.6) et surtout, des smectites dans des proportions de 9 et 24 %.

Fig. V.10

- Localisation des échantillons de Cape Conran
- Localisation of samples from Cape Conran



- à Sandpatch point : Etudiée par RICHARDS (1979) et révisée dans ce mémoire, la géologie est similaire à celle de Cape Conran. La limite de l'auréole de métamorphisme due à l'intrusion du batholite de BEGA, se manifeste jusqu'à Sandpatch track (carte hors texte) par l'existence de biotite qui disparaît complètement des sédiments au delà de cette limite et jusqu'à Mallacoota. Deux des trois échantillons (N°1 et 2) analysés dans cette auréole contiennent 17 et 8 % de smectite en plus de l'illite et de la chlorite.

- deux autres échantillons ont donné des smectites. L'un (n°6) de schistes gris, fins, provenant de *basic dyke bay* (zone 9, carte en pochette) contient 4 % de smectite. L'autre (N°8) est un schiste noir de Seal creek qui a présenté des graptolites. Il contient 6 % de smectite et 5 % de kaolinite, en plus de l'illite. Contrairement aux autres cas cités ci-dessus, ces deux schistes sont éloignés de tout métamorphisme de contact. En dehors de la zone d'influence du granite, ils n'ont subi qu'une diagenèse profonde et un bas métamorphisme régional épizonal

à schistes verts, déterminé par la réflectance de la matière organique dispersée et la cristallinité de l'illite.

En général, les diagrammes de diffraction X montrent que la smectite est bien cristallisée. Le pic à 14 Å est étroit pour sa hauteur (fig. V.11). Cette remarque descriptive est suffisante car une mesure de la cristallinité (telle que pour l'illite) ne pourrait servir à aucune comparaison.

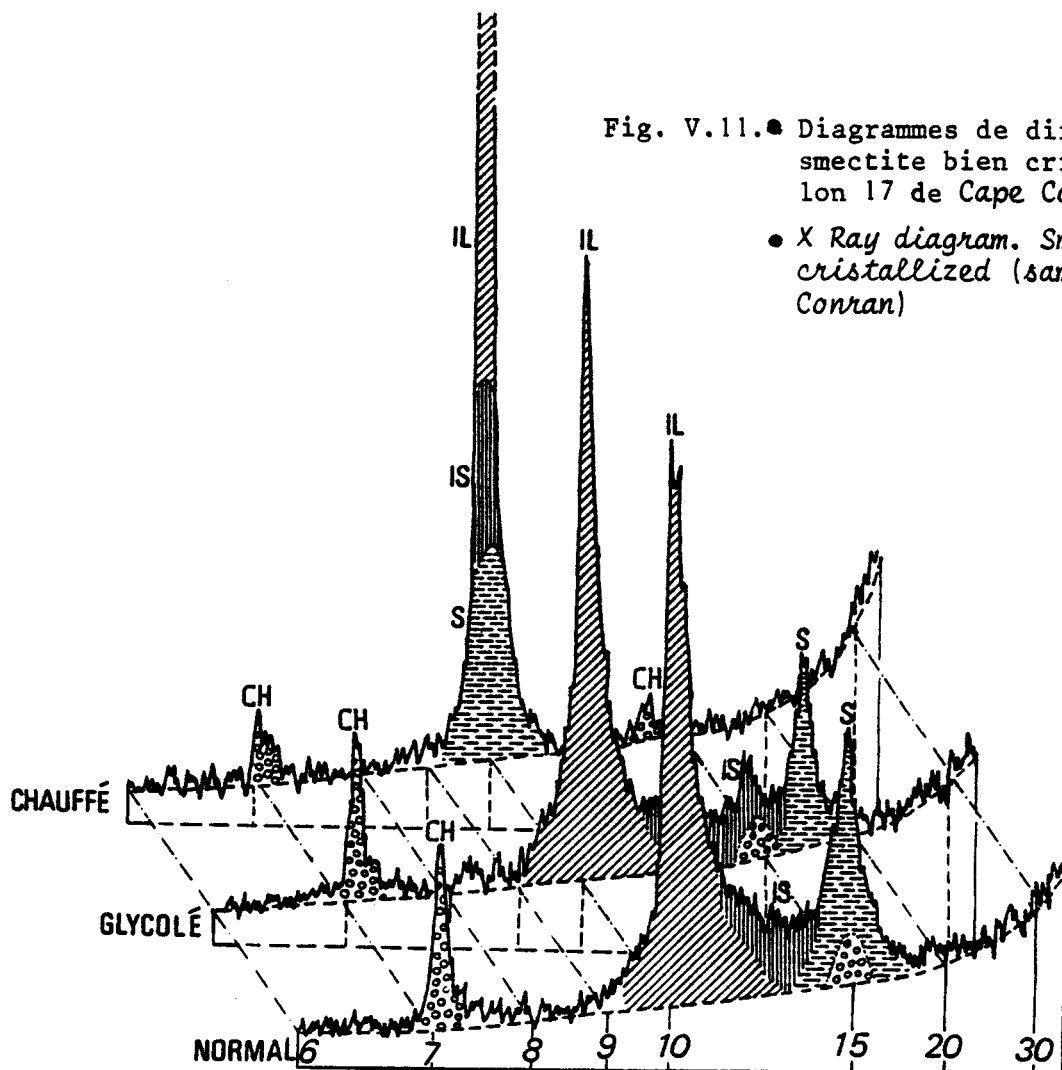


Fig. V.11. ● Diagrammes de diffraction X, de smectite bien cristallisée (échantillon 17 de Cape Conran)

● X Ray diagram. Smectite highly crystallized (sample 17 from Cape Conran)

L'existence de smectite dans de vieux sédiments ayant subi une diagenèse profonde, un métamorphisme régional, de nombreuses phases de déformation et parfois même de hautes montées de température dues à l'intrusion d'un magma granitique, est pour le moins inhabituelle. La smectite, contrairement à l'illite et la chlorite, est un minéral argileux qui a la réputation d'être "fragile".

V.4.4.2. Evolution diagénétique de la smectite

La smectite prend naissance (MILLOT, 1964) dans les sols tempérés lessivés ou tropicaux mal drainés. Elle résulte de la dégradation des illites et des chlorites. Elle peut aussi trouver des conditions de genèse favorables dans un milieu de sédimentation chimique basique ou encore dans les bentonites qui résultent de la transformation des cendres volcaniques (ROSS et SHANNON, 1926). Enfin, elle prend parfois naissance à la faveur de filons hydrothermaux (DUNOYER, 1969).

Si la formation des argiles a souvent lieu dans les sols, leur néo-formation en milieu marin ou diagénétique précoce reste courante. Très rapidement, dans les stades plus tardifs de l'enfouissement, la smectite est déstabilisée et se transforme en interstratifiés divers.

Une des premières causes d'instabilité de la smectite est la facilité qu'elle a de perdre son eau interfoliaire. La déshydratation est provoquée par toute élévation de la température. DUNOYER de SEGONZAC (1969, p.220) a réuni sur un diagramme quatre forages faits selon des gradients géothermiques connus. Le forage dans lequel la smectite fut trouvée le plus en profondeur et aussi à la température la plus élevée est celui de Gulf Coast décrit par BURST (1959-1969). La smectite y disparaît du cortège argileux après 2500 m de fouille, à une température de 95°C. Elle n'atteint donc même pas le seuil de déshydratation expérimentale situé entre 120° et 130°C (KHITAROV et PUGIN, 1966). Par ailleurs, WEAVER (1967) montre que plus les sédiments sont anciens, moins la smectite est abondante. L'auteur ne précise pas s'il s'agit d'une apparition progressive de la smectite au cours des temps géologiques, ou au contraire de sa disparition avec un enfouissement statistiquement plus important si le sédiment est ancien.

L'absence de smectite dans les sédiments anciens ou ayant subi enfouissement, diagenèse ou métamorphisme, semble une règle. Cependant, quelques auteurs ont décrit des cas exceptionnels.

V.4.4.3. Les smectites exceptionnelles dans la bibliographie

Plusieurs auteurs ont fait des descriptions de smectites dans des terrains qui ne cadrent pas avec la connaissance classique que l'on a de ces minéraux. La description de ces sites est résumée sous forme de tableau (fig. V.12).

AUTEURS	AFFLEUREMENT	AGE	TYPE MINERALO.	PARAGENESE	FACIES DE METAMORPHISME
YASHKIN (1967)	?	?	?	?	?
WILSON <i>et al.</i> (1968)	Ecosse Whitehills Boyne Portsay Sandend	PCh. à Cambrien	Saponite Mg	calc., Qz., dolomie, trémolite, biotite, kaolinite, smectite.	Schistes verts Andalousite
				calc., Qz., trémolite, diop., titanite, albite, epidote, clinozo., chlorite, musco., smectite.	Gneiss, biotite, sillimanite, cordiérite.
				calc., dolomie, calc, trémol., chlor., ox Fe, titan., apat., zirc., phlogop., biot., smect., antoph.	Schistes à disthène
				calc., phlogop., musco., Qz., Ox Fe, tremol., calc, chlo., tourm., apat., plagio., Fk., antophyl., smectite.	et staurotide
DUNOYER (1969)	France Montagne Noira	Cb.	?	?	Epizone
DUNOYER (1976) et ABBAS	Alpes Carbes Barles Maupas Ascension Charvie Cristillan	Rhétien	alumineuses	marnes, grés, dolomie, illite, inter.strat., kaol., chlo., Qz., felds., smectite.	Diagenétique
				calc., dolomie, schistes, illite, chlo., Qz., felds., albite.	Anchizonal
				grés, dolomie, marnes, calc., illite, Chlor., Qz., felds., albite.	Epizonal à Schistes Verts
				dolomie, marnes, schistes, calc., illite, chlor. felds., albite, smectite.	
				dolomie, marnes, illite, chlor., Qz., Fk., albite paragonite, smectite.	
				dolomie, marnes, calc., schistes, illite, chlor., paragonite, smectite.	
BLAISE (1983)	Yukon (Canada)	PCh.	Saponite	dolomie, quartz, calc, smectite.	Anchizonal Diagenèse profonde
MANSY (1984)	Mt. Omineca (Canada)	PCh.	?	(détritique): illite, chlor., kaol., inter.strat., phengite, pyroph., paragonite, smectite	Anchizonal à Epizonal
DE HEDOUVILLE (ce mémoire)	Australie Cape Conran Sandpatch Pt. Seal creek	Ordovician sup.	?	15 Qz., biot., musco., Chlor., plagio., opaque, apatite illite, felds., smectite.	métamorphisme de contact zone à biotite
				16 illite, chlor., inter.strat., Qz., felds., smectite	
				1 illite, chlor., Qz., felds., phengite, smectite	
				2 illite, chlor., Qz., felds., phengite, smectite	
				6 illite, chlor., Qz., felds., interstrat., smectite	Epizonal, schistes verts
				8 illite, Qz., felds., kaol., phengite, smectite.	

Fig. V.12. • Les smectites des roches métamorphisées dans la bibliographie.

• *Smectites of metamorphised rocks, from the bibliography*

- A- YASHKIN (1967) est cité sans précision par DUNOYER (1969) mais il ne m'a pas été possible de me procurer cet article, ni même d'avoir connaissance de son contenu si ce n'est qu'il s'agit de smectites magnésiennes.
- B- Par ailleurs WILSON *et al.* (1968) décrivent quatre groupes de méta-calcaires Dalradien (Précambrien à Cambrien) de la région de Banffshire en Ecosse (WHITEHILLS, BOYNE, PORTSAY et SANDEND GROUPS). Ces quatre groupes ont pour point commun de renfermer de la calcite, de la trémolite et de la smectite. Ils sont associés à des formations fortement métamorphisées ayant atteint les faciès de micaschistes à andalousite, ou des schistes à disthène (*kyanite*) et staurotide, allant

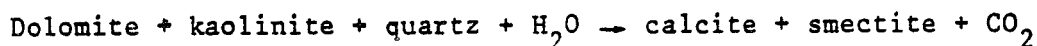
jusqu'à des gneiss à biotites pouvant contenir de la sillimanite et de la cordiérite (WILSON *et al*, 1968; READ, 1952). Cette paragenèse caractérise les conditions de haute température et basse pression pouvant être rattachées à un front supérieur de migmatite.

Les groupes en plus de ce "tronc commun" minéralogique peuvent contenir différents éléments tels que la dolomie, le talc, des chlorites, de la phlogopite, etc.

Les auteurs s'interrogent sur l'existence de smectite qui, dans un tel cadre thermodynamique, serait plus précisément de la saponite. Aussi passent-ils en revue les articles qui traitent des smectites de haute température.

- . ROSS et HENDRICKS (1945, p. 71) pensent que la smectite est fournie à partir de processus thermaux donc fini-paragénétiques aux alentours de 200°C.
- . ROY et ROY (1955) écrivent que dans un système $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ la smectite peut être stable jusqu'à 350°C. Elle peut même subsister jusqu'à 480°C par substitution du magnésium dans les structures.
- . AMES et SAND (1958) montrent que la présence de cations alcalins dans des saponites pourrait faire monter la température de décomposition de 300°C à 750°C.
- . KOIZUMI et ROY (1959) forment de la smectite à 550°C, elle résiste jusqu'à 850°C.
- . IIYAMA et ROY (1963a et b) synthétisent une smectite stable à plus de 850°C.
- . LEVINSON et VIAN (1966) démontrent que la smectite peut être créée à plus de 300°C, à partir de carbonates, quartz, kaolinite et de réactifs, c'est-à-dire dans des conditions plus naturelles.

De cette revue, WILSON *et al* (1968) concluent que la smectite peut être dans certains cas un minéral primaire créé dans des roches subissant un métamorphisme moyen à fort. Ils rattachent, dans le cadre de leur étude, la formation de smectite à la présence du talc, de la phlogopite et de la chlorite, postulant la réaction:



C- DUNOYER de SEGONZAC (1969) trouve des smectites dans la série cambrienne du versant sud de la Montagne Noire (Massif Central, France). Cette série a largement atteint l'épizone, au vu de la cristallinité de la chlorite et de l'illite.

Plus récemment, DUNOYER et SEGONZAC et ABBAS (1976) passent en revue des séries rhétiennes des Alpes sud-occidentales. Leurs échantillons proviennent de six séries comprenant en proportions variées : calcaires, dolomie, marnes, schistes et grès. Or, les séries étudiées de la zone briançonnaise contiennent de la smectite alumineuse que les auteurs considèrent comme un produit du métamorphisme, s'appuyant pour cela sur :

- la localisation géologique des échantillons,
- l'association de smectite avec des carbonates,
- la bonne cristallinité de la smectite

D- BLAISE (1983) étudie une série épaisse (5000 m plus 4000 m de couverture) datée du Protérozoïque supérieur au Cambrien, ayant subi une diagenèse profonde : l'anchimétamorphisme est donc atteint. Les seize échantillons étudiés en vue de connaître leurs composants argileux, montrent un cortège argileux composé d'illite, chlorite, interstratifiés et d'éléments traces (quartz, phengite, geothite) en proportions variables. Deux échantillons de dolomie noire sont pourtant remarquables car ils ne renferment aucun des éléments sus-cités, mais l'un contient 30 % de smectite et 70 % de talc et l'autre présente 100 % de talc. Aussi, l'auteur pousse-t-il l'étude de la smectite qui se révèle être magnésienne, plus concentrée dans la fraction granulométrique comprise entre 2 et 8 μm . La microscopie électronique montre que la formation de la smectite se fait aux dépens du talc (ce qui est l'opposé de ce que pense WHITNEY, 1983). L'auteur soumet donc la possibilité d'une genèse *in situ* en milieu de diagenèse profonde ou d'anchimétamorphisme.

E- MANSY (1984). C'est dans les Montagnes Omineca (Précambrien-Hydranien) de l'Ouest Canadien que l'auteur fait une étude de la cristallinité de l'illite. Les terrains ont, d'après cette technique, atteint le faciès anchizonal. Le cortège argileux est composé de : illite, chlorite, kaolinite, smectite, des interstratifiés (10-14V), (10-14S), (14C-14V), (14C-14S), de la phengite, de la pyrophyllite et de la paragonite. Il faut noter que la série est détritique dépourvue de calcaire ou de dolomie, de même les analyses ne montrent pas de traces de talc.

L'auteur propose trois explications :

- la smectite est originelle donc héritée d'un paléoenvironnement,
- l'illite, la chlorite et la phengite sont héritées,
- la smectite est secondaire, donc est un effet secondaire du métamorphisme épizonal.

L'ensemble des données de ces différentes découvertes est résumée dans un tableau (fig. V.12).

V.4.4.4. Discussions à propos des smectites

Le problème posé est clair. D'un côté, des auteurs affirment que la smectite est un minéral instable lors d'une augmentation de température. Citons à titre d'exemple :

- MILLOT (1964)
- MUFFLER et WHITE (1969) et DUNOYER de SEGONZAC (1969) pour qui la smectite se déstabilise progressivement entre 80 et 200°C pour donner des interstratifiés;
- PERRY et HOWER (1970) pensent que la smectite est complètement transformée en illite dès 60°C;
- BOLES et FRANKS (1979) remontent la température de déstabilisation à 80-90°C.

D'un autre côté, des chercheurs travaillent sur la stabilité de ce minéral et rivalisent dans les très hautes températures comme nous l'avons vu au paragraphe précédent. Mais ces recherches sont expérimentales, donc faites dans des situations si critiques qu'elles sont peu envisageables dans un environnement naturel.

Par ailleurs, six affleurements, soit six publications, auxquelles s'ajoutent maintenant les roches de Mallacoota et peut-être de nombreuses observations identiques inédites, qui ont un point commun : l'existence d'une smectite réputée fragile et instable, dans des sédiments ayant subi un métamorphisme au moins épizonal. La ressemblance entre tous ces affleurements est qu'il s'agit de sédiments anciens (Rhétien) à très vieux (Protérozoïque supérieur) qui sont parvenus à l'affleurement après avoir subi enfouissement, diagenèse, métamorphisme et une tectonisation plus ou moins intense. Pour ce qui est de la paragenèse, elle est très variée, le seul minéral qui semble commun est le quartz, ceci évidemment en plus de la smectite, qui elle-même n'est pas constante dans sa minéralogie, passant du pôle magnésien au pôle alumineux.

Mais d'autres éléments reviennent régulièrement dans les descriptions et ont par conséquent déjà attiré l'attention des chercheurs. Ce sont la calcite, la dolomie et le talc. Aucune véritable ressemblance minéralogique entre les différents cas ne permet de tirer un début d'hypothèse quant à la paragenèse de la smectite. Bien que le problème soit commun, la réponse doit diverger d'un cas à l'autre.

Un certain nombre d'hypothèses et de réflexions sont envisagées:

A - La smectite est héritée : provenant de la désagrégation d'illite et de chlorite dans des sols d'altérations tropicaux mal drainés (MILLOT, 1964), elle se sédimente en mer et supporte l'enfouissement et le métamorphisme sans se déstabiliser, elle acquiert uniquement une bonne cristallinité. En ce qui concerne Mallacoota, cette hypothèse pourrait être un argument en faveur de l'origine australienne (et non pas antarctique) des apports détritiques (Chapitre III). A l'Ordovicien, en effet, le climat australien était tropical propice à la fabrication de smectites (IRVING, 1964), alors que la genèse dans les sols antarctiques, sous un climat tempéré, est plus difficile à concevoir.

Par ailleurs, la vermiculite héritée pourrait s'avérer être le résultat de la dégradation de cendres volcaniques issues de l'arc volcanique qui a été mis en évidence dans la Nouvelle Galles du Sud (CAS *et al*, 1980). Rappelons que des débris de roche volcanique furent également décrits lors de l'étude des grauwackes (Chapitre III).

La théorie de l'héritage du cortège argileux est intéressante, mais rien ne permet encore de défendre une telle hypothèse. Les exemples de déstabilisation à moyenne température sont trop nombreux.

B - La smectite est de néoformation récente. Elle aurait pris naissance à la faveur de la mise à l'affleurement par l'altération de la roche contenant illite et chlorite. L'argument de cette possibilité est que la mise à l'affleurement est un des points communs à tous les cas sus-cités. Mais, du moins en ce qui concerne Mallacoota, les affleurements sont exposés au déferlement incessant de l'océan Pacifique, la roche subit une érosion mécanique beaucoup plus rapide que l'altération chimique envisagée dans cette théorie, si bien que la roche est "saine". De plus, la découverte de smectite dans des niveaux schisteux compacts (contrairement aux grès et grauwackes qui sont très poreux) ne permet pas de penser que ces smectites se seraient formées par rétro-diagenèse à la faveur des pores formant des microgéodes où, moyennant la circulation d'un fluide propice, les smectites peuvent cristalliser.

C- La smectite est née du métamorphisme : une montée magmatique ou un métamorphisme régional peuvent entraîner des conditions telles que la smectite prend naissance. Les arguments en faveur de cette théorie sont essentiellement les observations décrites ci-dessus sur la coexistence de ce minéral avec une roche métamorphisée. Mais aussi la quasi-certitude qu'une smectite héritée n'aurait pas pu supporter de telles conditions de température. D'autre part, rien ne semble indiquer une néoformation récente par dégradation de la roche. Il s'agit donc d'une hypothèse obtenue par élimination des autres cas a priori envisageables. Mais le processus en reste pour le moment absolument inconnu. Des hypothèses ont cependant été émises :

+ origines hydrothermales pour DUNOYER (1976), mais l'auteur ne donne aucun élément étayant sa théorie. Cependant, les smectites sont bien connues pour leur capacité à prendre naissance au niveau de sources ou filons hydrothermaux. A Mallacoota, aucune observation ne permet de dire s'il y a eu ou non des écoulements d'un tel type

+ WILSON *et al* (1968) comme il a été précédemment vu, évoquent la possibilité d'une formation du minéral à partir de dolomie, kaolinite, quartz et eau donnant de la calcite et de la smectite (+ CO₂). Cette possibilité ne peut pas être envisagée dans mon cas, étant donné l'absence totale de calcite et de dolomie dans les sédiments ordovi-ciens du Gippsland.

+ BLAISE (1983) suggère une transformation du talc en smectite. L'absence de talc dans tous les diagrammes de Mallacoota ne permet pas d'évoquer ce mécanisme hypothétique d'autant plus qu'il est en contradiction avec les études en laboratoire (WHITNEY, 1983).

La dernière hypothèse est que l'illite, la chlorite et la phengite sont elles-mêmes héritées et témoignent du métamorphisme qu'avaient subi leurs roches mères. Cette hypothèse est écartée dans notre cas car le faciès de métamorphisme n'a pas été déduit uniquement de la présence et de la cristallinité de ces minéraux.

Aucun des mécanismes invoqués ne concorde avec les conditions observées à Mallacoota. Cependant un point bien particulier se dégage de l'étude de notre secteur. En effet, mis à part les échantillons

6 et 8 (fig. V.6), les analyses où la smectite est la plus abondante proviennent de roches prélevées dans des auréoles de métamorphisme au contact de granites. Autant à Cape Conran qu'à Sandpatch point, les auréoles sont assez bien précisées (fig. V.10).

La smectite est d'autant plus importante en pourcentage qu'elle aurait dû être déstabilisée. Il doit donc y avoir une relation de cause à effet. Peut-être ce lien est-il d'origine hydrothermal ou dû à des conditions thermodynamiques syn- ou tardimigmatiques ?

Toujours est-il que comme pour WILSON *et al* un métamorphisme de basse pression et haute température semble avoir présidé à la formation de ces smectites.

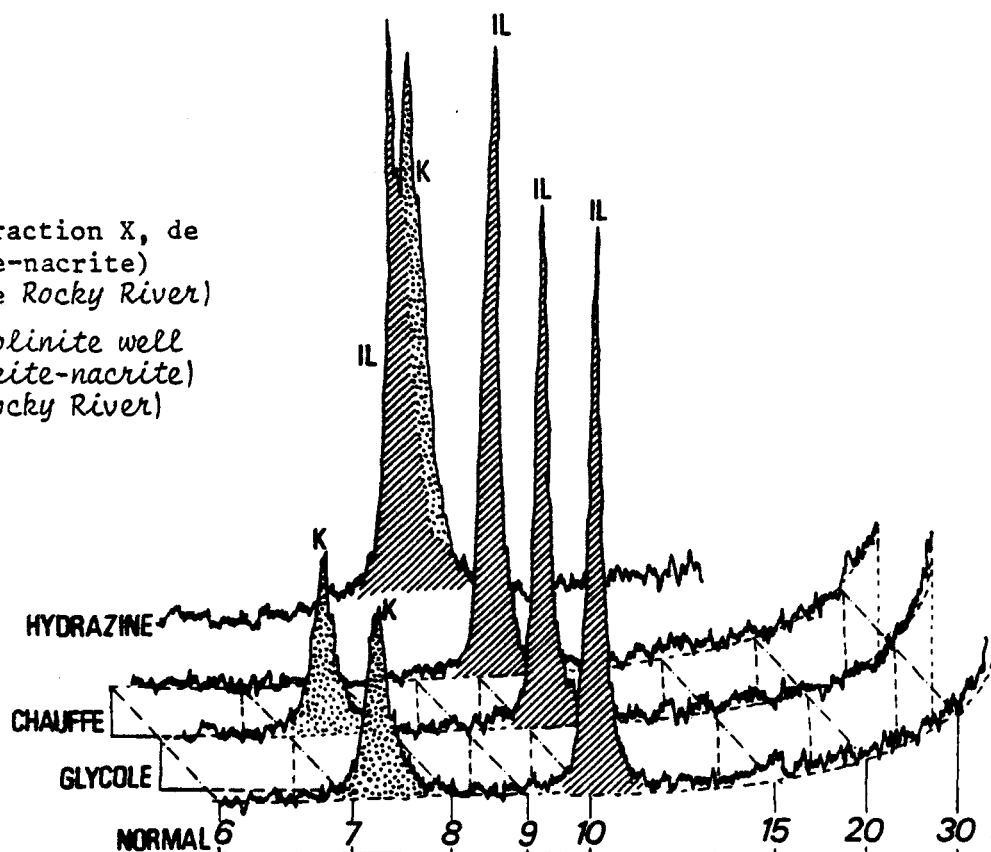
V.4.5. La kaolinite

La kaolinite est présente dans les échantillons 19 à 25 qui proviennent, du moins pour les six derniers, d'affleurements situés dans l'arrière-pays (fig. V.6, V.7). La kaolinite se distingue sur les diagrammes de diffraction X par une disparition après chauffage de son pic à $7,15\text{Å}$. Pour éviter toute ambiguïté avec le pic à 7Å de la chlorite, un traitement à l'hydrazine fait "passer" le pic à $10,4\text{Å}$, dédoublant ainsi celui de l'illite (fig. V.13). Si la présence de kaolinite (ou d'un minéral de sa famille) n'est pas courante dans les roches ayant subi une diagenèse profonde, elle est moins problématique que la présence de smectite. Sa température de déstabilisation est en effet plus floue et plus élevée. Il a pu se produire un phénomène d'épidiagenèse (FAIRBRIDGE, 1967) dû à une percolation d'eaux acides lors de la remontée des roches vers l'affleurement.

Cet aspect des choses est masqué par le fait que nous ne sommes vraisemblablement pas en présence de kaolinite vraie. De fait, le pic à $7,15\text{Å}$ de la kaolinite est décalé jusqu'à environ $7,25\text{Å}$. Ce qui est caractéristique de la nacrite (pics à $3,59$ et $7,23$) ou peut-être de la dickite (pics à $3,58$ et $7,15$). Ce sont des formes évoluées de la kaolinite obtenues par agradation lors de l'épigenèse profonde (kaolinite → kaolinite-dickite → dickite) puis lors de la métagenèse (dickite nacrite) par augmentation de la pression (DUNOYER, 1969).

Fig. V.13

- Diagramme de diffraction X, de kaolinite (dickite-nacrite) (échantillon 20 de Rocky River)
- X-Ray diagram, kaolinite well crystallized (dickite-nacrite) (sample 20 from Rocky River)



V.4.6. La phengite

Sa présence sur les diagrammes se manifeste par un dédoublement du pic à 3,35 Å de l'illite. La phengite est un mica blanc connu dans les roches détritiques métamorphosées par une haute pression et une basse température, ce qui montre son caractère régional. L'hypothèse faisant des phengites des minéraux hérités peut raisonnablement être écartée car leur présence n'est pas notre seul argument en faveur d'un métamorphisme régional du faciès bas schistes verts.

V.4.7. Les interstratifiés

Ils sont variés et courants dans les analyses effectuées. Leur interprétation étant un travail de spécialiste, elle n'est pas développée dans ce mémoire. Je n'en donne que la liste : (10-14c), (14C-14S), (10-14V), (14c-14V), 10-14C-14C, (14C-14V), (K-V).

V.4.8. Conclusions

L'étude des cortèges argileux suscite quelques faits nouveaux. La présence de minéraux argileux autres qu'illite et chlorite n'était de

fait pas envisageable a priori, au simple vu des études préliminaires de la matière organique dispersée et de la cristallinité de l'illite. Aussi, à propos des smectites situées dans notre contexte thermodynamique, une étude bibliographique nous permet de penser qu'il s'agit d'une manifestation du métamorphisme ayant affecté le Gippsland.

La kaolinite s'avère avoir atteint les stades évolués de la dickite et nacrite, ce qui éloigne l'hypothèse d'une épidiagenèse .

La phengite témoigne d'un métamorphisme subi par les roches.

V.5. CARBONIFICATION DES CONODONTES

Nous avons utilisé au paragraphe II.5.3., la couleur des conodontes qui selon EPSTEIN *et al*(1977)est fonction du stade de carbonification de ces organismes. Sans rechercher la précision(l'appréciation d'une couleur étant trop subjective), ce type d'étude nous donne une fourchette de température entre 200°C et 300°C. L'intérêt de la méthode est essentiellement de confirmer les estimations de température faites à partir de la matière organique dispersée et de l'analyse des minéraux argileux,

V.6. METAMORPHISME DE CONTACT

De nombreux plutons granitiques (Chapitre IV) recourent la série ordovicienne. Les montées de granite ont fait subir aux terrains encaissants une forte élévation de température. Il en résulte des modifications physico-chimiques dans un certain périmètre autour des plutons WINKLER (1979), TURNER et VERHOOGEN,(1960 , p. 508). De telles auréoles sont observables à : Cape Conran, Cape Everard, Rame Head, Petrel Point et enfin à Sandpatch Point. Ces différents affleurements ont été décrits respectivement par EATON (1980), FRY-WILSON(1982), DUKOVIC (1982) et RICHARDS (1979).

- à Cape Conran, EATON subdivise l'auréole en deux : une zone proximale à cordiérite et une zone distale à biotite uniquement (fig.V.10).

L'examen des lames minces confirme les observations macroscopiques du contact granite-sédiments (§ IV.3). Les cristaux de cordiérite et de biotite sont franchement tectonisés par la troisième phase de déformation. Des muscovites par contre, plus tardives (tardi-intrusion), recourent indifféremment les structures, la cordiérite et la biotite. De l'andalousite apparaît comme précoce dans les sédiments affleurant près du contact.

- à *Cape Everard*, l'affleurement n'est pas aussi propice à l'étude du métamorphisme de contact.
- à *Rame Head* et *Petrel Point* : DUKOVIC (1982) a étudié le métamorphisme. L'originalité du secteur est le développement de grands porphyroblastes de cordiérite. DUKOVIC les avait déterminés comme étant de l'andalousite. L'analyse d'un porphyroblaste au diffractomètre (Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Lille) révèle qu'il s'agit en fait de cordiérite (fig. V.14). Le diffractogramme montre, outre la présence de cordiérite et de quartz, l'existence d'indialite ($Mg_2 Al_4 Si_5 O_{18}$ - fiche n° 12.245), de biotite et probablement de pridérite ($(K, Ba, 33) (TiFe) =$ fiche 6.296); mais surtout il souligne l'absence d'andalousite. On note que S_2 est préservé dans les porphyroblastes, le métamorphisme est post S_2 à post S_3 .

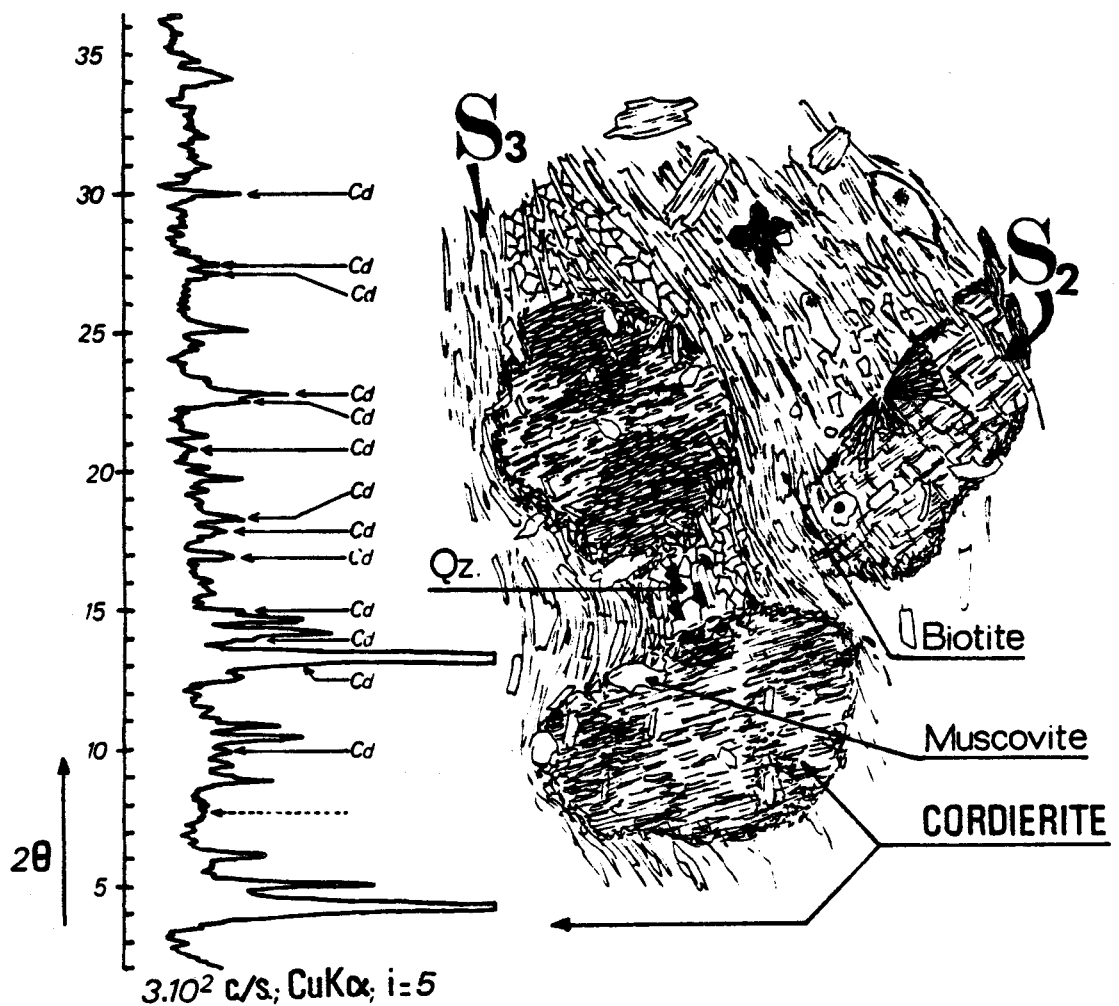


Fig V.14 • Dessin d'après une lame mince des schistes de *Petrel Point* affectés par le métamorphisme de contact (lame n° R.23677). Joint le diagramme de rayon X relatif à la roche.
• Sketch of a thin section, metamorphosed schistes from *Petrel Point*. Included the X.R. diagram of that rock. (sample n° R.23677)

- à *Sandpatch Point*, RICHARDS (1979) détermine comme à *Cape Conran* une zone à cordiérite et une zone à biotite. La limite externe d'apparition de la biotite se situe à *Sandpatch track* au centre de la zone 12. (carte hors texte)

V.7. PEARL POINT

En dehors de ces auréoles, aucun minéral de métamorphisme n'est développé dans la série entre *Sandpatch Point* et *Mallacoota*. Alors qu'à *Pearl point* (près de *Bemm River*) la série est beaucoup plus fortement déformée et métamorphisée (THWAITES, 1982). Aucun granite n'affleure dans un rayon de huit kilomètres. Et pourtant ce secteur se situe dans l'alignement Nord-Sud de la branche orientale du batholite de BEGA (fig. IV.1). Cependant THWAITES signale que la géochimie (en roche totale) est favorable à la nucléation du grenat. Il situe donc le métamorphisme de *Pearl Point* dans le faciès des schistes verts (moyen) ; selon l'auteur, le métamorphisme en ce lieu est de type régional. Il écarte l'hypothèse d'un pluton granitique sous-jacent par différentes observations :

- une tectonisation plus intense que partout ailleurs avec des axes de plis très redressés,
- l'absence de dyke acide, et de tout autre témoin de la proximité d'un pluton,
- aucune variation systématique du degré de métamorphisme au travers de la zone.

Aussi THWAITES assimile *Pearl Point* à la zone du Mont Kuark qui s'étend entre la bourgade d'Orbost et les massifs granitiques du Mont Ellery (TALENT, 1969) (cf. fig. I.5 et IV.1). Cette zone est composée de schistes et de gneiss. D'après TALENT, elle est probablement, mais non certainement, liée au métamorphisme régional.

V.8. **CONCLUSIONS**

Les différentes techniques utilisées permettent de préciser que le métamorphisme régional, lié essentiellement à l'enfouissement, a atteint environ une température de 250°C dans les zones les moins affectées. En considérant un gradient géothermique normal de 30°C/km, cette température représente environ 8500 mètres d'enfouissement, soit une pression de l'ordre de 2,5 kbar. C'est le faciès métamorphique des bas schistes verts.

Localement, les intrusions granitiques occasionnent de fortes montées de la température. Les paragenèses décrites indiquent un domaine de stabilité variant entre 550°C et 650°C.



CHAPITRE VI

PHASE DE DEFORMATION PRECOCE

- Observations

- Discussions (modèle)

CHAPTER VI

EARLIER DEFORMATION

The § VI.1 is an introduction about WILSON et al. (1982)'s work in structural geology on the Mallacoota beds.

The § VI.2 is about an early cleavage (WILSON et de HEDOUVILLE, 1984). It has been suggested first by the crenulation cleavage observation. WILLIAMS (1972) suggested it is an inherited sedimentary feature. POWELL (1983) recognized that there may be an earlier cleavage crosscutting the bedding. But both of them are using a confusing nomenclature, so I distinguish (§ VI.2.1.) the sedimentary features ($S_0, S_{0s.s.}, S_{0s.l.}$) and the features of deformational origin ($S_1, S_2, \dots, P_1, P_2, \dots$, etc.)⁽¹⁾. Then, I suggest (fig.VI.1) a modification to POWELL(1983)'s nomenclature scheme, where indexes would be associated with a chronological event (e.g. D_1, D_2, D_3, \dots) of regional significance.

After I begin a description of S_1 , its morphology: (§ VI.2.2.1) (fig. VI.2.a, b, c), it is a discrete mica preferred orientation but which is generally a bedding parallel fabric (§ VI.2.2.2., fig. VI.2a). I mention the rare cross cutting relationship (fig. VI.2.c and fig. VI.3) then observe the relationship between S_1 and S_0 (sensu lato) (§VI.2.2.3), in a crossbedding (fig.VI.2d,e), and in slump folds (§VI.2f,g).

I observe that S_1 severs radiolaria in a chert bed (§ VI.2.2.4.-fig. VI.2h-g). In the § VI.2.3., I describe some P_1 folds : a thin isoclinally folded quartz vein (fig. VI.4) with S_1 for P_1 axial surface and S_2 for P_2 axial cleavage; and microfolds in a thin bedded siltstone; and in clastic dykes (fig. VI.5).

Then I begin discussions (§ VI.2.4.) about the nature of S_1 (§VI.2.4.1.). Can S_1 be only a compaction event? my answer is "no" because S_1 is stronger than the natural and experimental compaction fabrics, and compaction cannot increase after eight meters of burial. S_1 severs S_0 (sensu stricto), S_0 (sensu lato) and the radiolarians; so S_1 is penetrative and S_1 is associated with microfolds. My first conclusion is that S_1 is a cleavage of deformational origin.

(1) ATTENTION: The french translation of fold is "Pli", so its symbol will be "P". We call P the axial surface (or Plan and A the fold Axis. The letter [F] is reserved to Fault designation.

The timing of S_7 (§VI.2.4.2) must be the Benambran orogeny between Gisbornian (Chapter II) and the Bowring orogeny of the D_2 event.

Many origins for the S_7 foliation (§ VI.2.4.3) could be suggested: firstly a large scale isoclinal recumbent fold, but I did not observed any hinge fold associated with S_7 . Secondly, an accretionary prism (POWELL, 1983) but we have no arguments. So I try to discover which stress could be the origin of a foliation mainly parallel to bedding whithout associated mesoscopic folds (fig. VI.7). Tensile stress cannot produce a cleavage, compressive stress must induce mesoscopic folds and vertical cleavage; therefore only a shearing stress can be the origin of such a deformation.

So I review the different reasons able to produce such a stress (§ VI.2.4.4): the compaction (fig. VI.8.a) large isoclinal recumbent folds (§VI.8.b) and an accretionary prism, but we do not have any evidence. A sediments general flow by gravity, which is a nappe (fig. VI.10) but there is not such a description in the Tasman geosyncline. At least it could be an horizontal movement between the australian continental plate and the pacific oceanic plate (fig. VI.11).

C H A P I T R E V I

PHASE DE DEFORMATION PRECOCE

(WILSON et de HEDOUVILLE, 1984)

VI.1. INTRODUCTION

L'étude structurale des *Mallacoota beds* a été commencée par WILSON et al. (1982). Cette étude consistait essentiellement en une description détaillée des déformations majeures. Les auteurs distinguaient deux phases de déformation qu'ils nommaient D1 et D2. Ils décrivaient la forme et la géométrie des familles de plis F_1 et F_2 .

Cette étude porte sur des affleurements continus et bénéficie des observations déjà effectuées. Ce chapitre est réservé à la mise en évidence d'une phase de déformation précoce et aux discussions la concernant.

La plupart des travaux publiés sur l'étude structurale de la série ordovicienne de la Nouvelle-Galles du Sud méridionale (WILLIAMS, 1953, 1971 ; POWELL, 1983) et du Gippsland oriental du Victoria (WILSON et al., 1982; FRY et WILSON, 1982) font état d'une première phase de plissement à laquelle est associée une schistosité (*cleavage*) de plan axial. Cette schistosité est liée à une crénulation et est bien développée dans les niveaux schisteux, mais elle se manifeste aussi dans les bancs gréseux (WILLIAMS, 1972). La remarque a aussi été faite dans des *Honours reports* (1) non publiés d'étudiants des Universités de Canberra, La Trobe, Macquarie, Melbourne et Sydney. Ces observations suggèrent de façon parfaitement intuitive, l'existence d'une schistosité antérieure moins fruste, reprise par la schistosité de crénulation. Cet a priori a déjà fait l'objet de nombreuses remarques et publications. Ainsi HOBBS et al. (1976, p. 152) sans se référer à aucun cas particulier, soulignent très justement que l'existence d'une crénulation n'implique pas nécessairement qu'ils s'agisse d'une seconde phase de déformation.

Dans le cas plus précis des flyschs ordoviciens, WILLIAMS (1972) fut le premier à soulever ce problème et à publier sur ce sujet. Il attribue

(1) Un *Honours report* est un mémoire de recherche effectué par les étudiants de quatrième année. Son équivalent français serait situé entre la maîtrise et le DEA.

cette fabrique précoce, reprise par la schistosité de crénulation, à une structure héritée de la stratification S_0 . Il nomme " S_1 " cette texture interne au banc. De ce fait, il est amené à désigner par S_2 la schistosité de crénulation associée aux plis qu'il attribue à la première génération de déformation D_1 .

Par la suite, POWELL (1983) reconnaît qu'il pourrait y avoir une schistosité précoce recoupant même la stratification S_0 ; elle serait reprise ultérieurement par les plis F_1 et la schistosité de crénulation associée S_1 . Il est donc conduit à appeler cette fabrique $S_{1/2}$, tout en la considérant comme le résultat d'une première phase de déformation D_1 , qui est reprise par la schistosité S_1 des plis F_1 , eux même élaborés par une phase de déformation D_2 .

Cette confusion dans la nomenclature des fabriques, des éléments structuraux et des phases qu'elles engendrent m'entraîne donc à établir les bases d'une nomenclature plus facile d'emploi.

VI.2. PROBLEME DE NOMENCLATURE DES DEFORMATIONS

Afin de proposer un système simple, souple et cohérent de nomenclature, précisons ce qu'on entend par déformation. Sans trop schématiser, on peut distinguer plusieurs familles de processus dans l'élaboration des roches d'origine sédimentaire que l'on observe à la surface du globe.

• Une première partie, que je regroupe dans l'histoire sédimentaire, comprend l'érosion, le transport des particules, leur dépôt et leur éventuelle redépôt puis l'enfouissement, la compaction et même la diagenèse; toutes ces étapes font intervenir la pesanteur comme un des moteurs dominants, mais que l'on peut qualifier de statique. Elles appartiennent donc à l'histoire sédimentaire.

Classiquement, on note S_0 les surfaces de stratification (*bedding*). Ces surfaces sont par définition horizontales au moment du dépôt (ou subhorizontales dans le cas de sédimentation sur des pentes). Les nombreuses figures de sédimentation (slump, stratifications entrecroisées, structures en flammes, etc.) sont constituées de microlits obliques sur le mur et le toit du banc. Toutes ces surfaces ont néanmoins une origine sédimentaire ne nécessitant pas obligatoirement l'intervention d'événement tectonique. Je propose donc de faire la distinction entre la stratification *sensu stricto* (S_0 s.s.) qui constitue l'enveloppe du banc (elle fut généralement

horizontale) et la stratification *sensu lato* (So s.l.) qui est oblique sur So s.l. J'aurai personnellement recours à cette nomenclature dans les paragraphes suivants.

• L'éventuel deuxième volet de l'histoire des roches d'origine sédimentaire est à regrouper sous le terme de Métamorphisme. Il apporte un ensemble de modifications physico-chimiques sous l'influence des variations de pression et/ou de température. Alors que les variations chimiques et cristallographiques sont spécifiques au métamorphisme, les variations structurales sont souvent communes à l'histoire tectonique des roches.

• La troisième partie envisageable de l'histoire des roches est donc la tectonique qui se manifeste par des déformations dues à des contraintes autres que l'application de la pesanteur sur les sédiments. L'histoire des déformations est souvent intimement mêlée à l'histoire métamorphique. Dans l'histoire tectonique du globe, on reconnaît des orogènes qui sont des ensembles de processus dont l'action est limitée dans le temps et qui entraînent la formation d'orogènes limités dans l'espace. Chacune de ces orogènes peut être subdivisée en phases orogéniques de plus courte durée et affectant souvent une zone plus restreinte.

Les éléments structuraux témoins de telles périodes de déformation forment une vaste gamme (cisaillements, plis, schistosités, failles, fractures, etc.). Les structuralistes ont pris l'habitude de noter chacun de ces éléments par la première lettre du mot, indicée par un numéro d'ordre. Mais encore serait-il bon que cette indexation soit cohérente, par exemple qu'une schistosité nommée S_3 n'ait pas été façonnée lors d'une phase de déformation D_4 , mais bien D_3 .

Je propose donc de modifier le mode d'indexation proposé par POWELL (1983) reproduit dans la figure (VI.1.A). On constate en effet que dans un tel système, aucun des plis observé dans les différents sites (A,B,C,D) et reconnus comme étant de deuxième génération (D_2), n'est en fait le résultat de la deuxième période de déformation. Le modèle proposé (fig. VI.1B) à partir d'un exemple calqué sur celui de POWELL, ne fait que changer l'indexation, afin de la rendre homogène. Il offre une plus grande souplesse dans les problèmes de corrélation au sein d'un secteur orogénique supposé cohérent.

Un tableau récapitulatif établi sur le mode de fonctionnement de la figure (VI.1B) permet une chronologie absolue des déformations dans un secteur donné, mais il fait surtout apparaître la propagation des événements tectoniques dans l'espace et dans le temps.

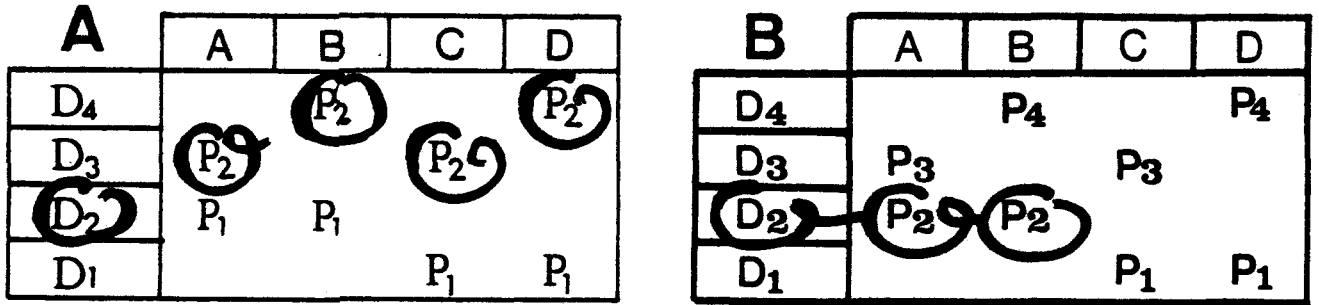


Fig. VI.1. • Nomenclature des déformations.

A. Modèle de POWELL (1983) B. Modèle proposé.

• *Structural terminology*

A. POWELL (1983)'s scheme B. Now proposed scheme.

En cas de nécessité, de nouvelles subdivisions peuvent être introduites. Par exemple, une phase D_2 pourrait être subdivisée en D_{2a} , D_{2b} etc.

Les linéations étant rares et peu utilisables à Mallacoota, nous ne faisons que citer BELL et DUNCAN (1978) qui codifient leur nomenclature. Si l'on adhère à ces principes de base, on peut regretter que WILLIAMS (1972) parlant d'une fabrique qu'il considère comme sédimentaire la nomme S_1 ; ou que POWELL (1983) qui lui, décrit la même fabrique comme étant d'origine tectonique, la désigne par $S_{1/2}$.

Je me suis penché sur cette fabrique parallèle à la stratification. Mon opinion est qu'il s'agit d'une fabrique tectonique. Aussi, pour une simple raison pratique, je devance mes conclusions en nommant cette fabrique S_1 . L'énoncé des observations sera suivi de discussions sur la nature, l'âge, l'origine et le moteur de S_1 .

VI.3. DESCRIPTION DE S_1

VI.3.1. Etude de la morphologie de S_1 .

Cette fabrique a attiré l'attention de WILLIAMS et POWELL dans la Nouvelle-Galles du Sud, elle est aussi remarquable dans le Gippsland oriental.

S_1 s'y présente comme une orientation privilégiée des grains détritiques. Cette orientation est très nette dans les schistes (fig. VI.2 a et c) où tout le matériel micacé et argileux est parfaitement orienté pour former une schistosité de type flux. Les bancs se débitent en feuillets sans que l'on distingue sur ces surfaces l'existence de muscovite. Cette orientation reste bien visible au microscope dans les microgrès et les grauwackes (fig. VI.2. a.b.) où en plus de la matrice phylliteuse orientée, les grands axes des grains de quartz détritiques sont systématiquement parallèles à S_1 .

Entre Mallacoota et Little Rame Head, S_1 est visible dans presque toutes

les roches mais reste souvent discrète. A *Cape Everard* (fig. I.5), où par ailleurs le métamorphisme régional a été plus intense, le matériel détritique est légèrement recristallisé (fig. VI.2.b.c.). Les grains de quartz, comme les paillettes micacées, montrent très nettement leur orientation de recristallisation selon S_1 . Cette orientation privilégiée est le fait majeur qui a attiré l'attention des diverses personnes ayant travaillé dans cette région. Mais à quelques exceptions près, S_1 est toujours observée comme étant parallèle aux surfaces de stratification.

VI.3.2. Relations entre S_1 et la stratification *sensu stricto*.

Comme le montre la figure VI.2.a, l'alignement préférentiel des grains détritiques selon S_1 est parallèle aux surfaces de stratification (S_0 s.s.), marquées par des changements dans la lithologie et la granulométrie. Il en résulte que la plupart des observateurs ont alors considéré S_1 comme un héritage de la stratification.

Cependant un examen plus approfondi permet à POWELL (1983) de trouver à Bermagui (fig. I.5) que S_1 ($S_{1/2}$ pour lui) recoupe S_0 . Il publie une observation (fig. VI.3) faite dans un pli qu'il nomme F_1 ; l'auteur spécifie clairement que son $S_{1/2}$ a été plissé par F_1 et est repris par la schistosité de crénulation S_1 . De même à *Cape Everard* j'ai observé que S_1 , toujours bien marqué comme schistosité de flux, fait un angle de 5 à 10° avec la surface de stratification. La figure (VI.2.C.) présente une microphotographie où l'on voit que l'alignement des phyllites est sécant avec la stratification marquée par un changement dans la couleur et la lithologie.

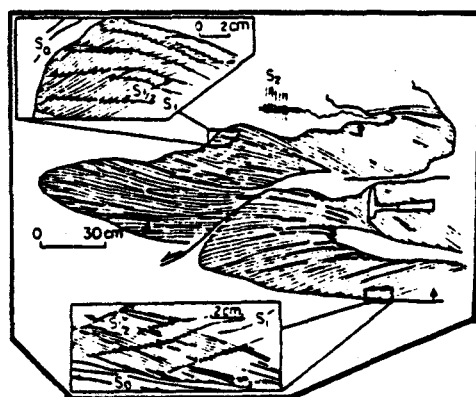


Fig. VI.3. • S_1 recoupant la stratification S_0 dans un pli P_2 à Bermagui (fig.53c de POWELL, 1983)

• S_1 crosscutting the stratification S_0 in P_2 fold from Bermagui. (from fig.53c in POWELL, 1983).

Il est rare cependant d'observer la position de S_1 par rapport à S_0 , à cause de leur parallélisme quasi généralisé ou faisant un angle trop petit pour être discernable.

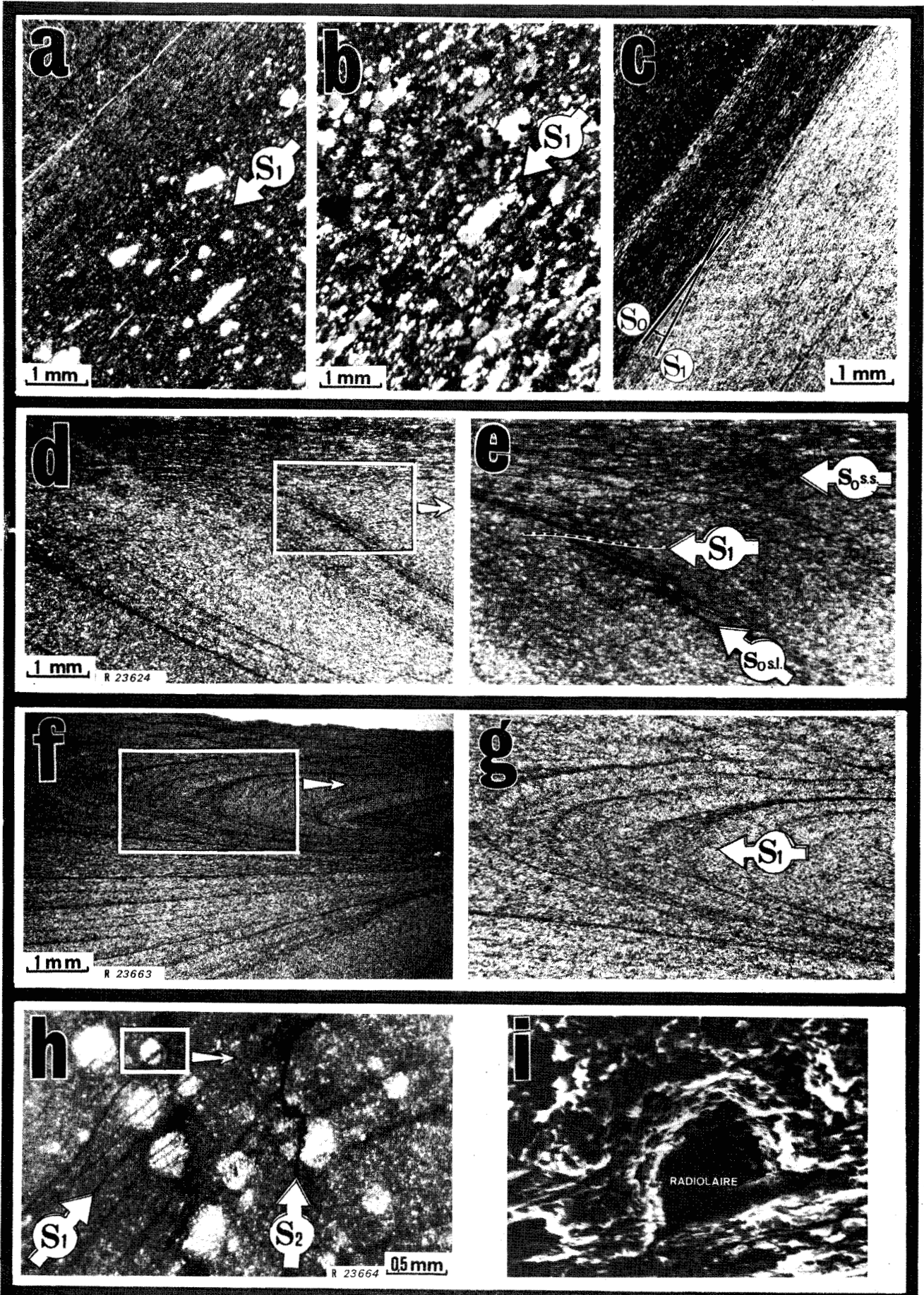
Nous compléterons ces observations en étudiant le comportement de S_1 lorsqu'il rencontre un obstacle, qui peut être une surface de stratification au sens large ou un fossile.

VI.3.3. Relations entre S_1 et la stratification *sensu lato*.

- Dans le paragraphe III.3.3.2., il a été fait mention des laminations ou stratifications obliques (ou entrecroisées). Elles sont nombreuses dans la série turbiditique. L'examen microscopique de ces laminations devrait montrer, dans l'hypothèse d'un sédiment uniquement compacté, un alignement des grains détritiques et phylliteux parallèle aux surfaces obliques de la stratification *sensu lato* (SPENCER, 1969, p. 254). La figure VI.2.d montre en haut une surface de stratification au sens strict (So *s.s.*) qui recoupe une succession de surfaces obliques (So *s.l.*) marquées par des variations de la quantité de matériel phylliteux et de la granulométrie du microgrès. Un examen à plus fort grossissement (fig. VI.2.e) prouve qu'en surimposition sur ces marques de So *s.l.*, on distingue des surfaces de discontinuité subhorizontales localement anastomosées. Elles subissent des réfractions successives lors du passage dans les microlits obliques de lithologie différente, ce qui leur confère un aspect onduleux. Si la forte réfraction de S_1 , lors de son croisement avec le microlit So *s.l.* (indiqué par une flèche) rend l'interprétation délicate, les observations pouvant être faites sur la gauche de la photo lèvent toute ambiguïté sur le fait que S_1 recoupe So.

Fig. VI.2. • Description de S_1 en microscopie : a- S_1 parallèle à So dans des grauweekes et schistes de Seal Creek (R.23667); b- S_1 dans une grauweeke de Cape Everard (notons la recristallisation des grains de quartz); c- S_1 oblique sur So dans des schistes de Cape Everard (les lames b et c proviennent de la collection de M. FRY); d et e- comportement de S_1 dans des stratifications obliques de Seal Creek (R. 23624); f et g- comportement de S_1 dans un slump de Seal Creek (R. 23663); h- comportement de S_1 vis à vis des radiolaires dans des jaspes de Seal Creek (R.23664); i- photo au microscope électronique à balayage d'un radiolaire sectionné par S_1 (R. 23664) (cf. Annexe 1).

- Photomicrographs illustrating S_1 : a- S_1 is parallel to So in graywackes and shales from Seal Creek (R. 23667); b- S_1 in a graywacke from Cape Everard; c- S_1 discordant to So in shales from Cape Everard (thin sections b, c, are from FRY's collection); d. and e- relationship of S_1 to cross bedding from Seal Creek (R.23624); f and g- relationship of S_1 to slump from Seal Creek (R. 23663); h- folded chert from Seal Creek showing the relationship between the cleavages S_1 , S_2 and the radiolarians (R. 23664); i- SEM photograph illustrating the truncating of a radiolarian by S_1 (R.23664) (cf. Annexe 1).



- Les slumps (§ III.3.3.3.) sont le résultat d'écoulement en masse de sédiments gorgés d'eau. Ils se présentent en bancs chaotiques avec de nombreux plissements internes, compris entre un mur et un toit non déformés (du moins avant que la tectonique n'intervienne). Vu l'état visqueux, très riche en eau, du matériel lors du glissement les bancs "slumpés" présentent de nombreux plis internes. Ces plis sont désordonnés dans leurs orientations mais très souvent couchés avec des formes contournées (WILLIAMS *et al.*, 1969). Les bancs ainsi déformés sont d'épaisseur très variable. Les plis sont à l'état naturel toujours dépourvus de schistosité axiale car la réaction à l'écoulement est ductile, voire fluidale.

Les slumps trouvés à Mallacoota (fig. VI.2.f) ont cet aspect chaotique. A un grossissement plus important, il s'avère que les sous-bancs, qui constituent les replis des slumps, sont recoupés par l'alignement préférentiel S_1 (fig. VI.2.g). Dans le cas particulier présenté dans la figure VI.2.f,g., le repli est parfaitement couché parallèlement à S_0 Δ . Δ . Par conséquent S_1 qui est parallèle à S_0 Δ . Δ ., a l'aspect d'une schistosité de plan axial.

Ces exemples montrent que S_1 est pénétratif dans toute la masse du banc.

VI.3.4. Comportement de S_1 envers les fossiles.

Afin de donner une description plus complète de S_1 , il peut être intéressant de savoir comment se comporte S_1 vis-à-vis d'un obstacle éventuel. Les radiolaires, de par leur petite taille, sont à l'échelle du phénomène qu'est la schistosité. Ils représentent un corpuscule compact dont l'organisation est différente de celle de la matrice de jaspe qui les contient.

Une lame mince dans la charnière d'un pli P_2 de jaspe présente (fig. VI.2.h) une matrice grise de jaspe (§ III.2.4.) dans laquelle on reconnaît des fantômes blancs de radiolaires recristallisés; le tout est recoupé par une schistosité S_2 stylolitique espacée de 2 à 10 mm. Cette schistosité de plan axial recoupe aussi des surfaces de discontinuité sombres, car plus riches en matériel phylliteux. Ces surfaces sont disposées parallèlement à S_0 . Je reconnais S_1 dans ces surfaces.

Or il apparaît que S_1 sectionne franchement les fantômes des radiolaires, corps homogènes, compacts et résistants. S_1 se rétracte dans les radiolaires. Pour procéder à un examen détaillé au microscope électronique à balayage, j'ai nettoyé un bloc de roche similaire par un long passage aux ultrasons, après l'avoir grossièrement poli. Ce traitement a pour intérêt de faire apparaître en relief les éléments constitutifs de la

matrice et de vider quelques fantômes de radiolaire de leur contenu recristallisé, ce qui permet de les repérer aisément (fig. VI.2.i). Sur la microphotographie de l'un d'eux, on constate que la cavité représentant le radiolaire est sectionnée par des alignements de matériel phylliteux au bas et au centre du cliché.

S_1 ne contourne pas le radiolaire mais le traverse.

VI.4. PLIS ASSOCIES A S_1

La description de S_1 dans son cadre général et dans quelques cas particuliers nous en donne certes une idée plus précise; mais il nous manque l'observation de charnières de pli mésoscopique qui lui soient associées. Les schistosités de plan axial sont en effet bien connues et le mécanisme de leur formation relativement bien compris, alors que les schistosités qui ne sont pas associées à des plis sont plus rares, donc moins bien perçues. En attendant de débattre de cette question dans la discussion sur l'origine de S_1 , je me suis mis en quête de microplis qui seraient synchrones de S_1 .

VI.4.1. La charnière d'un pli mésoscopique P_2 dans une grauwacke de *Cape Conran* montre une schistosité de plan axial de type crénulation qui plisse les surfaces S_0 et S_1 mais également des filonnets de quartz. Le dessin de l'un d'eux (à l'aide d'une table agrandissante) est présenté (fig. VI.4A). Le filonnet de quartz d'une épaisseur variant entre 0,1 et 0,5 mm forme de nombreux replis. Il dessine, en fait, une succession de plis "isoclinaux" P_1 admettant comme surface axiale S_1 . Ces plis sont replissés par des plis P_2 admettant S_2 comme schistosité de plan axial. Les plans axiaux P_1 et P_2 sont presque orthogonaux. Il est aisé d'imaginer la configuration du filonnet avant le plissement selon P_2 , il suffit de déplier les plis P_2 ce qui donne la figure (VI.4B).

De nombreuses descriptions de tels plis ont déjà été faites (RAMSAY, 1967, p.116; SPENCER, 1969, p. 196). Ces déformations sont usuellement rassemblées sous le terme de "plis ptygmiques". Mais deux interprétations sont classiquement données :

- les plis sont primaires, c'est à dire qu'ils résultent de l'injection du matériel, constituant le filonnet, selon des plans préférentiels;
- les plis sont secondaires, c'est-à-dire qu'après l'intrusion du filon selon un joint de distension, un événement tectonique l'a plissé et

transposé comme dans notre cas. Si l'on tente une reconstitution du stade primaire avant la déformation de P_1 , on obtient un filonnet de quartz vraisemblablement subperpendiculaire à S_0 . La différence de hauteur entre un premier temps (filonnet droit) et un second temps (filonnet plissé) après la première génération de plissement est de l'ordre de 60 %, ce qui est bien supérieur aux taux de compaction envisageables pour un grauwacke.

VI.4.2. Dans la même lame mince (en bas et à gauche, fig. VI.4A), la stratification est visible. Elle dessine un "Z" et un long pli isoclinal également repris et replissé par P_2 . Il apparaît donc que, localement du moins, la stratification peut être transposée sur elle-même.

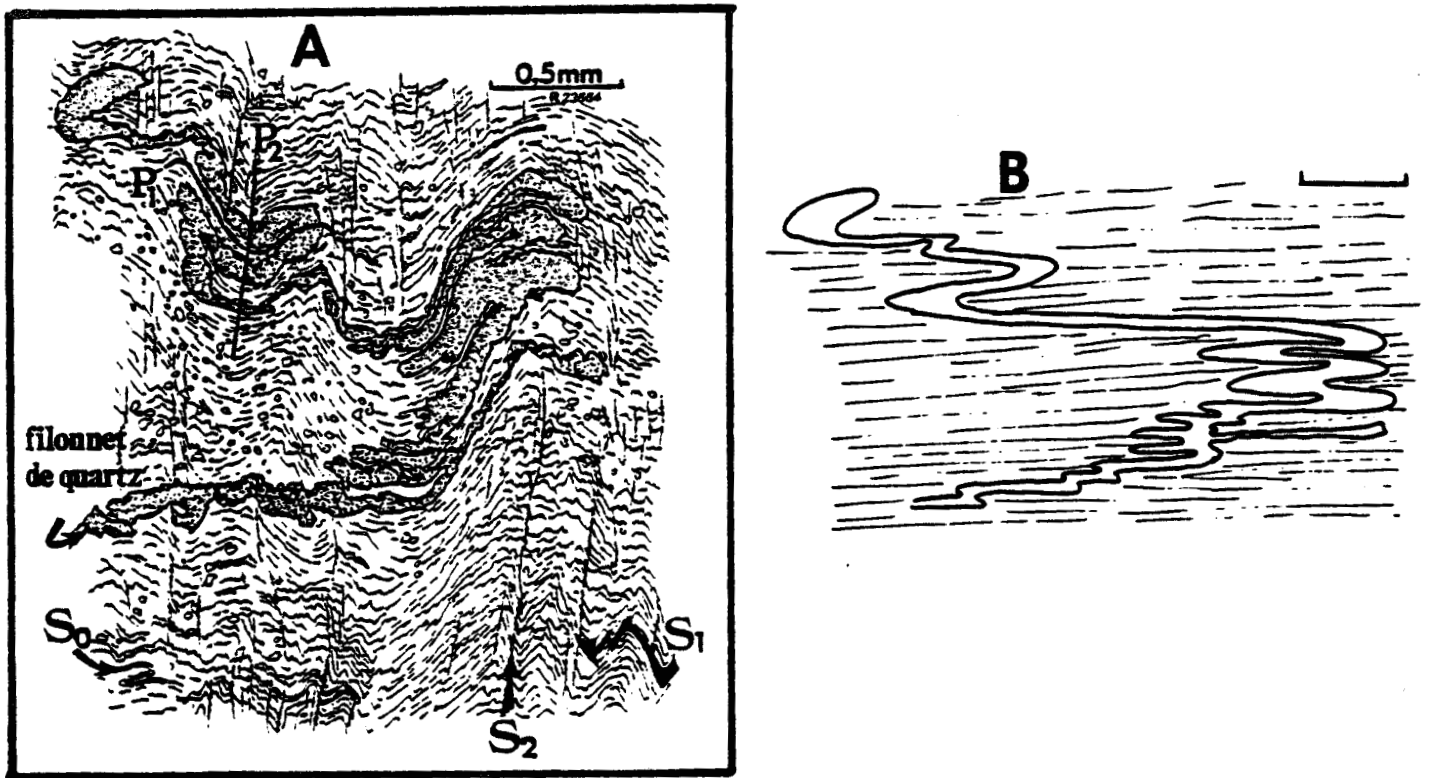


Fig. VI.4. • Veine de quartz de Cape Conran présentant des plis P_1 avec S_1 dans le plan axial, et replissés ultérieurement par les plis P_2 avec S_2 dans le plan axial. A - Dessin de la lame mince (R 23664). B- Reconstitution de la veine avant le plissement P_2 (noter aussi la transposition de S_0 en bas et à gauche).

- Quartz veins from Cape Conran showing folds P_1 with S_1 as an axial surface, refolded later by P_2 folds with S_2 as an axial surface; A - sketch from the thin section (R.23664); B -reconstitution of the quartz veins before P_2 . (note the transposition of S_0 , in the lower left corner).

VI.4.3. Dans un autre affleurement situé près de *Seal Creek*, la matrice silteuse est recoupée par des filons clastiques (§ III.3.2.3. et fig. III.6). L'étude du banc silteux montre qu'il est en fait constitué par un empilement de microlits finement granoclassés. Or ces lits sont intensément microplissés en "S" admettant toujours S_1 comme plan axial (fig. VI.5). La possibilité qu'il s'agisse de plis d'origine sédimentaire ou parasédimentaire (micro-slumps, etc.) est exclue uniquement par la considération du style de ces plis. Ils sont réguliers, aigus et cohérents entre eux alors que des plis sédimentaires seraient souples et désordonnés dans leurs échelles, leurs style et leurs orientations. L'histoire des filons clastiques (5 à 30mm d'épaisseur) (cf. § III.3.2.3.) semble complexe. Les sills sont introduits dans la matrice en concordance avec S_1 et S_0 . Les filons recouperent apparemment les microplis (P_1) décrits ci-dessus. Cela leur confère un caractère post S_1 . Par contre, les filons pourraient avoir joué le rôle de piliers lors d'une compression du banc, c'est visible par l'aspect légèrement en dôme des microlits. Les filons ne sont pas rectilignes mais plissés avec toujours en leur sein une remarquable orientation, parallèle à S_1 , des longs et fins cristaux de biotite, ce qui leur donne un caractère anté S_1 . Dans l'hypothèse où S_1 a une origine tectonique, les filons clastiques se sont vraisemblablement mis en place au début de l'histoire sédimentaire, puis lors de la compaction ils ont joué le rôle de piliers. Enfin, la phase de déformation ayant

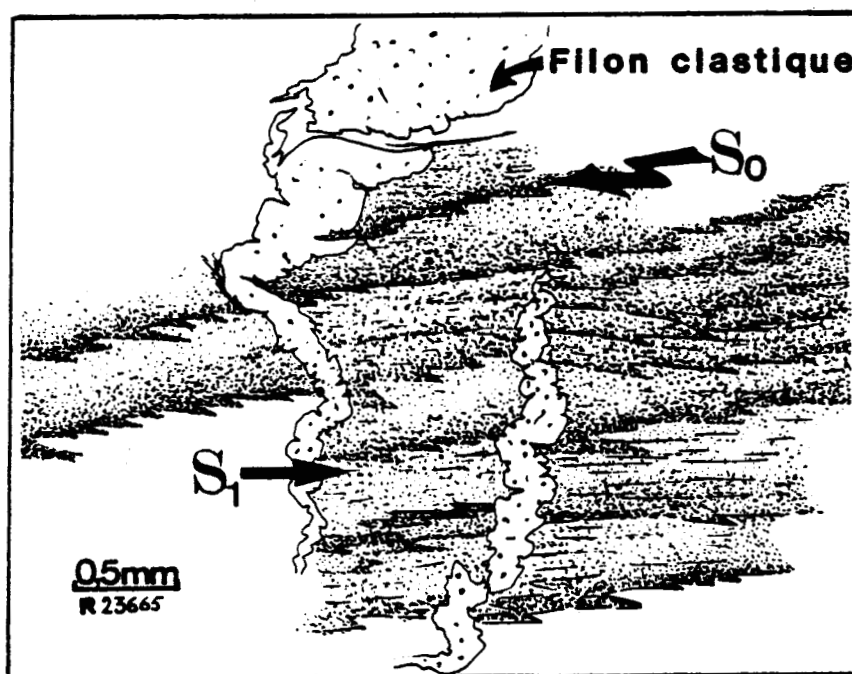


Fig. VI.5. • Microplis P_1 dans un niveau de microgrès, injecté de filons clastiques (lame mince R 23665)
• Microfolds P_1 in siltstone, with clastic dykes. (R 23665)

créé S_1 intervenant, les microplis se forment; les plis dans les filons s'accroissent; les biotites s'orientent ou se plissent en kinks si dans la charnière d'un tel pli elles ne parviennent pas à s'aligner selon S_1 .

V.4.4. Remarque : Nous observons d'une part des microplis, et une schistosité d'autre part. Les deux sont superposés et semblent associés mais rien ne prouve formellement que les plis ne sont pas postérieurs au développement de la schistosité et que les deux aient été ainsi transposés dans le même plan. La remarque mérite d'être faite, mais il semble difficile d'imaginer que les déformations qui ont par la suite plissé l'Ordovicien de Mallacoota (Chapitre VII) aient pu transposer S_1 de la sorte.

VI.5 DISCUSSIONS

Des faits étant établis, de nombreuses questions se posent sur l'interprétation de S_1 . Les observations me permettent de me prononcer en ce qui concerne la nature et l'âge de la fabrique. Mais les discussions peuvent être prolongées. En effet, les problèmes conjoints de l'origine de S_1 et du moteur qui l'a créée, doivent être soulevés : d'une part pour répondre aux suggestions déjà faites, d'autre part pour proposer un modèle plausible, ne rentrant en contradiction ni avec les observations ponctuelles, ni avec ce que la bibliographie nous dit de la dynamique régionale.

VI.5.1. Sur la nature de S_1 .

L'existence de la fabrique qu'avec un certain a priori j'ai nommée S_1 dès le début de l'exposé est un fait assuré. Les descriptions qui en ont été faites (fig. VI.2, Annexe 1) en témoignent. La question reste donc bien de savoir si la disposition particulière des micas, des argiles et des grains de quartz est une fabrique sédimentaire et diagénétique ou une schistosité, avec le sens tectonique du terme. Reste à savoir si elle résulte uniquement de la compaction due à la pression statique appliquée par le poids des sédiments surincombants, ou s'il s'agit aussi d'une réaction à une contrainte tectonique et dynamique autre que la pesanteur.

Les arguments des partisans de la compaction sont essentiellement l'absence de pli mésoscopique associé, donc le parallélisme de S_1 avec la stratification mais aussi l'existence possible logique et souvent démontrée de structures préférentielles parallèles à la stratification et uniquement dues à la compaction (DIETRICH HELING, 1970; ETHERIDGE et OERTEL (1979); WHITE et KNIPE (1978). HOBBS *et al* (1976, p. 153) montrent un exemple d'une telle fabrique observée dans des sédiments abyssaux non consolidés. MALTMAN (1981) fait des descriptions similaires dans des roches naturelles et expérimentales.

Mais les microphotographies fournies dans ces publications ne montrent pas une texture aussi marquée que celle observée à Mallacoota ou à Cape Everard. La figure (VI.2b) représente un grès à texture hétérogranulaire, où les grains recristallisés selon S_1 présentent parfois des bords suturés, témoins de transformations purement dynamiques sans intervention d'un recuit ni de formation de minéraux de métamorphisme (BARD, 1980). Cela sans que l'on puisse penser à une compaction plus intense due à une plus grande masse

surincombante. Car MALTMAN (1981) étudiant les fabriques précoces parallèles à la stratification en vient à faire une étude de la compaction. De cette étude, il ressort plusieurs étapes.

Au début de l'enfouissement, le sédiment gorgé d'eau est soumis essentiellement à la gravitation et à la pression hydrostatique. Rapidement, la masse surincombante augmente, l'eau est évacuée des sédiments, ce qui a pour effet d'en augmenter la densité. La force hydrostatique s'en trouve diminuée et comparativement la composante verticale augmente. Puis par réaction et confinement, le processus se bloque pour revenir à un état hydrostatique. Toute l'eau excédentaire est éliminée. Simultanément, la rotation des particules est moins favorisée au fur et à mesure que le milieu est appauvri en eau, car les frictions intergranulaires augmentent. L'auteur en déduit que l'orientation des particules par compaction ne peut avoir lieu que dans les premiers mètres de l'enfouissement. Il rapproche ses travaux de ceux de KRIZEK *et al.* (1975) qui fixent la limite à huit mètres. Donc, ce ne peut être une grande masse surincombante qui augmente la compaction; elle devient un phénomène indépendant de la hauteur de la colonne lithologique. Dans le cas précis qui nous intéresse, la compaction a inévitablement joué un rôle dans l'élaboration de S_1 mais ce rôle est resté très limité, ne pouvant apparemment pas expliquer les différentes observations.

D'autre part, le fait que S_1 recoupe S_0 , ne serait-ce qu'à de rares endroits, est bien un témoin de l'action de contraintes autres que verticales, donc ne pouvant pas être liées à la pesanteur. Cette remarque, juste dans l'absolu, peut néanmoins attirer des objections par son aspect peu statistique. Aussi les descriptions montrant le caractère pénétratif de S_1 prennent toute leur signification.

Cela ne démontre pas avec certitude le caractère tectonique de S_1 . Par contre, le tronçonnage des radiolaires par S_1 indique clairement qu'un effort tectonique a été fourni. Cela ne ressemble pas, en effet, aux figures en dômes autour d'un pilier solide qu'aurait dû produire une simple compaction.

La découverte de microplis très vraisemblablement associés à S_1 achève de lever toute ambiguïté sur le fait que la fabrique S_1 est une schistosité au sens tectonique du terme. Mais il me semble important de souligner que dans ce cas, au seul vu de la connaissance des faits de terrain, ce n'est pas le pli qui produit la schistosité. Elle est une déformation à part entière et non un épiphénomène causé par le plissement d'une couche dû à

l'application de contraintes. Donc, même s'il n'y a pas de plis associés, ni aucune autre manifestation, une schistosité témoigne d'une phase de déformation.

Notons que ce ne sont pas uniquement les microplis qui permettent de trancher sur l'origine tectonique de S_1 , mais un ensemble de caractères. L'un d'eux pris isolément ne pourrait pas conduire à la même conclusion. Certaines observations sont rares, mais formelles; alors que les autres sont plus répandues, mais aussi plus sujettes à controverses.

VI.5.2. Sur l'âge de S_1

Nous sommes face à quelques évidences :

- S_1 est post-Gisbornien (Caradocien) (Chap. II), car obligatoirement postérieur au dépôt. La fabrique a très vraisemblablement été commencée par la compaction des sédiments déposés, puis a été secondée et supplantée par un processus tectonique additionné à la diagenèse et au métamorphisme. L'absence de strie et de linéation sur la surface des bancs, ainsi que la rareté des microplis me font penser que D_1 a commencé très rapidement, avant l'induration des sédiments, alors que la pression de fluide était encore importante;
- il a été maintes fois démontré que S_1 est repris par S_2 , donc que la phase D_1 qui a déterminé S_1 est antérieure à la schistosité S_2 , donc à la phase D_2 . Nous reverrons ultérieurement que D_2 est daté du Siluro-Dévonien. Les géologues australiens l'ont nommée "*Bowing orogeny*" (fig.VII. 25);
- les auteurs australiens, (fig. VII. 25) spécialistes de la géologie du géosynclinal Lachlan, font état d'une phase orogénique qui aurait affecté les terrains entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur. Cette phase orogénique porte le nom de *Benambran orogeny*.

En accord avec POWELL (1983), j'ai tout lieu de penser que S_1 a été formé par cette phase orogénique de Benambran.

VI.5.3. Sur l'origine de S_1

Nous sommes en présence d'un phénomène d'ampleur régionale. S_1 a été en effet décrit dans tous les affleurements du flysch ordovicien le long de la côte du Victoria et de la Nouvelle-Galles du Sud. Par ailleurs, cet alignement

préférentiel n'existe pas dans les dépôts siluriens localement discordants sur l'Ordovicien (BOLGER, 1982).

Dans le cas de schistosités parallèles à la stratification, des auteurs ont émis l'hypothèse de longs plis couchés isoclinaux de taille plurikilométriques. Dans ce cas là, en effet, les flancs des plis montrent la schistosité de plan axial subparallèle à la stratification. Cette hypothèse peut être justifiée par l'observation de têtes de plis. Mais on n'a jamais trouvé à Mallacoota et le long des 250 km entre Orbost et Narooma (fig. I.5) une seule de ces charnières hypothétiques.

La monotonie de la séquence ordovicienne ainsi que la pauvreté en affleurements rendent aujourd'hui une cartographie régionale trop aléatoire pour mettre en évidence de tels plis. Il est donc souhaitable, en attendant le jour d'une telle découverte, d'envisager d'autres origines plausibles. De plus, le pli générateur de schistosité n'est lui-même qu'une cause au second degré; il sert à expliquer une déformation qui n'est autre qu'un arrangement grain sur grain cherchant à diminuer la résistance du matériau face aux contraintes appliquées. Les expériences de C.J.L. WILSON sur la déformation de blocs de glaces incluant de nombreuses paillettes de mica, (WILSON, 1981; *in prep.*) montre entre autres que la création d'une schistosité ne nécessite pas l'existence d'un pli.

La seconde hypothèse sur l'origine de S_1 est due à POWELL (1983). Selon l'auteur, cette schistosité précoce serait due aux mécanismes d'un prisme d'accrétion:

" I interpret the early "bedding-parallel" fabric as having formed by layer-parallel flattening, possibly during imbrication in the accretionary prism".

Mais les prismes d'accrétions sont relativement mal connus; actuellement encore, ils sont définis par un certain nombre d'éléments descriptifs tels que (fig. VI.6) :

- des répétitions de séquence de grande ampleur,
- des grandes failles inverses en chevauchement,
- une accumulation d'écailles.

Ces prismes sont par ailleurs le résultat de la subduction d'une croûte océanique sous un continent le long d'un plan de subduction. Les traces d'un tel phénomène sont classiquement :

- un métamorphisme dans le faciès des schistes bleus dû au domaine où règne une haute pression et une basse température,
- un volcanisme andésitique,

- les traces fossiles d'un plan de Benioff,
- l'obduction d'ophiolites.

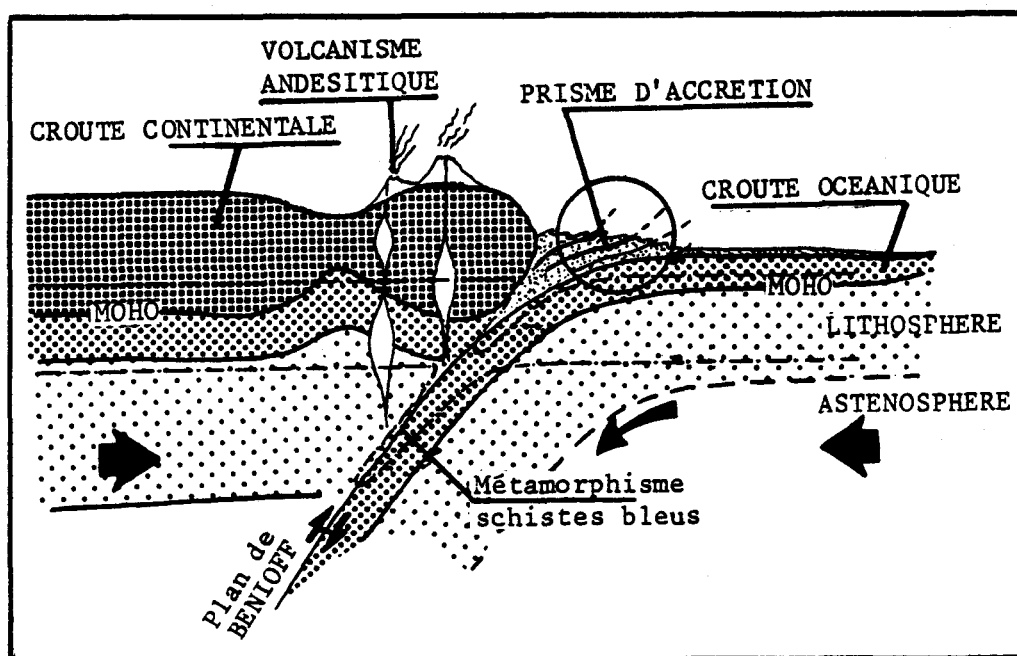


Fig. VI.6. ● Prisme d'accrétion, situé dans son contexte de subduction.

- *Accretionary prism: situation sketch of a prism in its subduction context.*

Or aucun de ces critères de reconnaissance des prismes et des plans de subduction n'est catégoriquement reconnu à l'Ordovicien dans le Gippsland. En effet, du fait de la monotonie des flyschs ordoviciens, de leur grande épaisseur et des difficultés de datation et d'affleurement, aucune répétition de séquences n'a pu être décrite, de même pour les failles chevauchantes. Enfin, aucun métamorphisme du faciès de schistes bleus n'a été décrit à ma connaissance dans le géosynclinal Tasman. Si l'existence d'un prisme d'accrétion ayant fonctionné durant l'Ordovicien reste à démontrer, l'hypothèse n'en demeure pas moins intéressante, de nombreuses reconstitutions géodynamiques semblent converger vers l'existence d'un paléoplan de subduction ordovicien situé dans la Nouvelle-Galles du Sud (Chap. IIX) (SCHEIBNER, 1973, 1976, 1978; CAS *et al*, 1980).

Sans faire appel à de tels mécanismes, il est possible d'analyser les conditions dynamiques qui pourraient être la cause du façonnement d'une schistosité de flux généralisée (fig. VI.7)

- Un état distensif ne peut être en aucun cas responsable d'une schistosité si la réaction du matériel est cassante. Par contre si une distension

affecte un matériel peu consolidé et subissant une forte pression lithostatique; la réponse pourrait être autre. La compréhension du phénomène peut être approchée par la comparaison avec l'écoulement d'une calotte glaciaire. DAVIS *et al* (1983) ont déjà abordé le problème des déformations au sein d'un prisme d'accrétion en utilisant comme modèle les masses de neige. L'écoulement de la calotte glaciaire peut être assimilé aux déplacements tectoniques des roches (RUSSEL-HEAD et BUDD, 1979; HUDLESTON, 1983). Alors qu'en surface la réaction de la glace au glissement est bien souvent cassante, en profondeur sous l'effet de la pression hydrostatique, les cristaux de glace s'organisent en foliation (RUSSEL-HEAD, 1982). Des constatations similaires ont été faites dans des glaciers de sel en Iran (TALBOT, 1979).

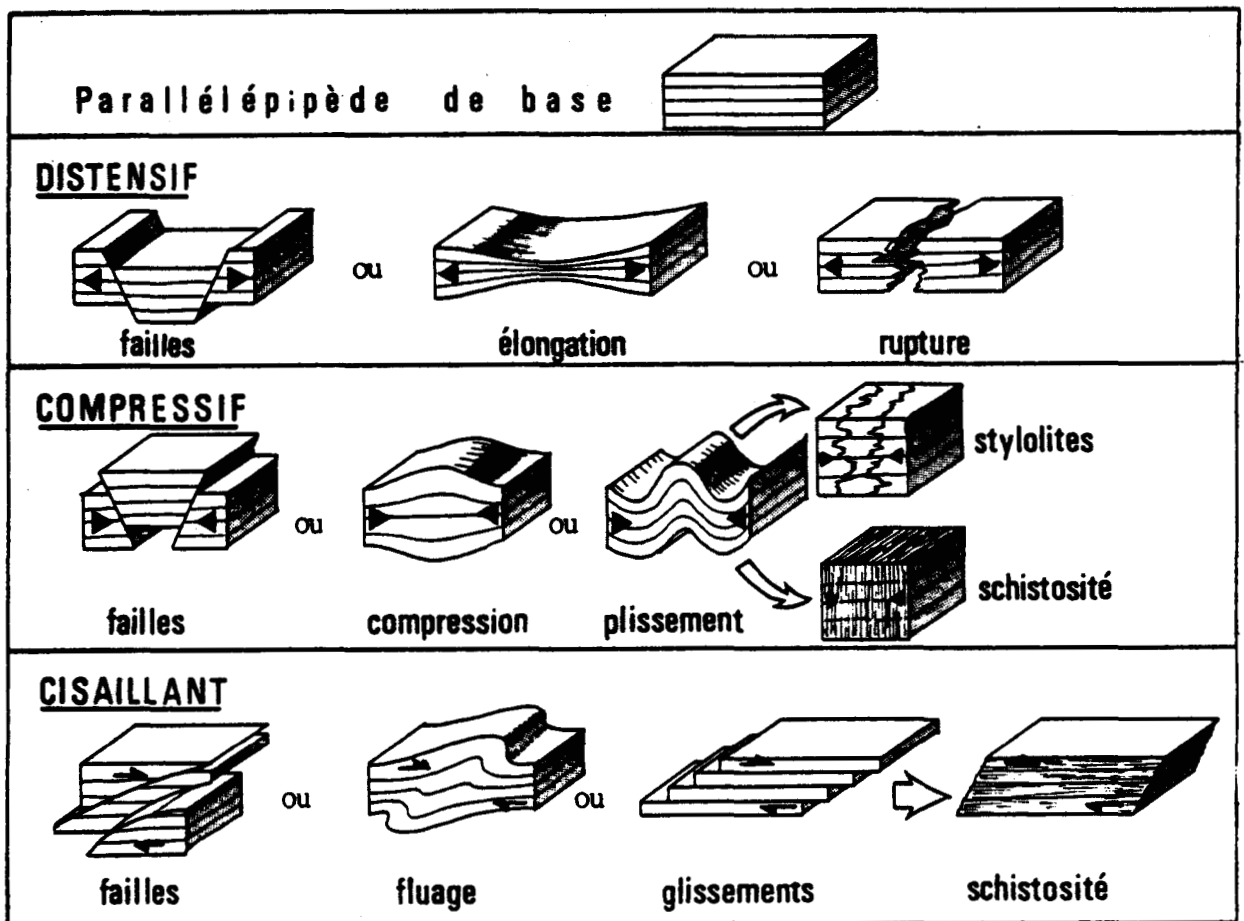


Fig. VI.7. • Tableau résumant les différentes déformations que peut montrer un parallélépipède de base après passage dans des domaines distensif, compressif ou cisailant. Les déformations pour un même système de contrainte peuvent varier avec la compétence.

- Table of the different deformations of a cube after a tensile, compressive or shearing stress. Strain can change with rock competency.

• Un état compressif, si tant est qu'il soit suffisant pour que la roche réagisse de façon appréciable à son action, peut être la cause de failles inverses, de plis associés (ou non) à une schistosité, ou de zones de dissolution du type stylolite. Le matériel réagit à la compression selon sa compétence et selon le niveau structural (MATTAUER, 1973). Si la réponse à la compression est une schistosité, celle-ci sera orthogonale à l'axe majeur de déformation.

Dans le cas présent, S_1 est parfaitement horizontal; il ne peut donc pas s'agir d'une compression pure.

• L'état cisailant, cas particulier de deux contraintes opposées en valeur et dont les directions sont obliques sur le plan préférentiel S_0 . Ce système produit un coulisement des éléments (unités, bancs, grains) les uns sur les autres sans qu'il y ait nécessairement plissement. Les éléments réagissent de façon à réduire leur résistance aux contraintes.

C'est un système extrêmement schématique qui semble concorder avec les informations recueillies sur le terrain. Je propose à partir de cette conclusion audacieuse de passer en revue quelques phénomènes susceptibles d'avoir produit des contraintes telles que S_1 se soit développée.

VI.5.4. Sur le moteur de S_1

Trois moteurs ont déjà été proposés en guise d'origine de S_1 . Sans rejeter le rôle de la compaction (fig.VI.8.a), ni l'éventualité de vastes plis couchés (fig. VI.8.b), je me propose d'examiner les autres suggestions .

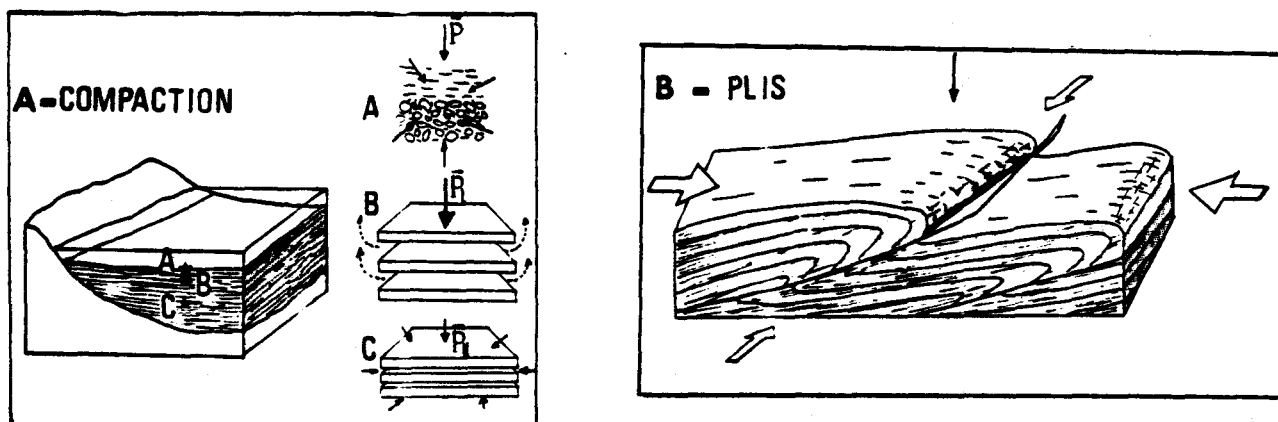


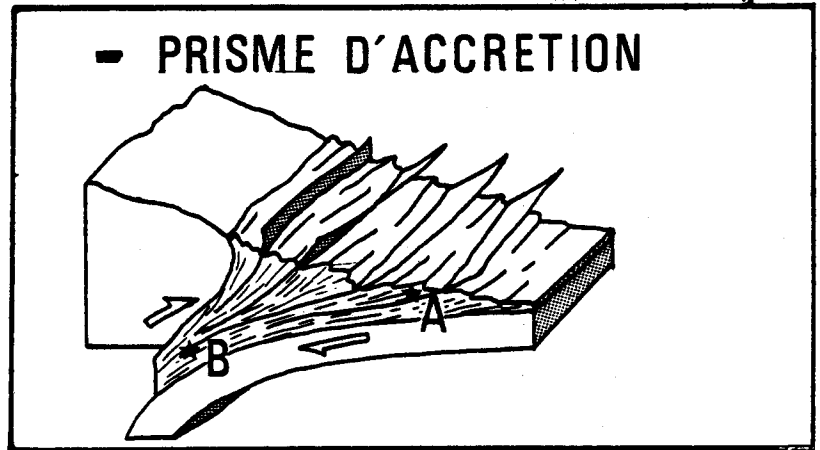
Fig. VI.8. • Différents modèles susceptibles de produire une fabrique S_1 parallèle à la stratification S_0 : -A- compaction selon les pressions hydrostatique (P_H) et lithostatique (P_L); -B- de longs plis isoclinaux couchés.

- Different models able to produce a S_1 fabric parallel to bedding: -A- compaction (with P_L = lithostatic pressure and P_H = hydrostatic pressure); -B- long isoclinal recumbent folds.

VI.5.4.1 - Il semble très ambitieux de définir les déformations régnant au sein d'un prisme d'accrétion (fig. VI.9). Pour ce que l'on en connaît, il semble que la partie superficielle du prisme soit sous un régime de cisaillement horizontal déséquilibré par une compression, alors que la base du prisme doit être soumise à un cisaillement et à des compressions très importantes; c'est ce qu'il faut, du moins dans la partie supérieure pour former S_1 . Mais comme nous l'avons déjà remarqué, les éléments constitutifs d'un prisme n'ont pas encore été mis en évidence durant l'Ordovicien, dans le Victoria, au Sud du géosynclinal Lachlan.

Fig. VI.9. • Suite de la figure (VI.8.) : prisme d'accrétion.

• Continuation of fig. VI.8.: a accretionary prism.

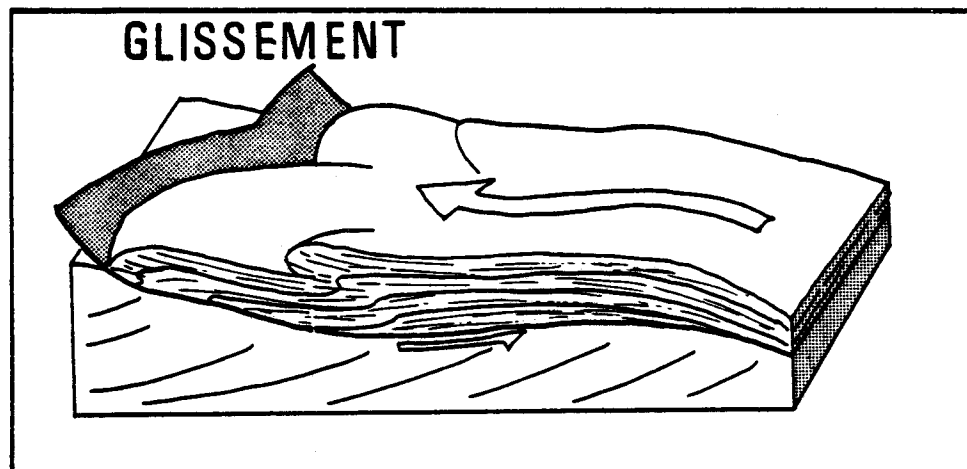


Toutefois, un régime distensif susceptible de former une foliation parallèle à S_0 est envisageable dans les parties distales du prisme (DAVIS *et al*, 1983). Or les traces du fonctionnement d'un prisme ordovicien plus au Nord dans la Nouvelle-Galles du Sud sont assez manifestes, SCHNEIBER (1978) ; l'hypothèse ne peut donc pas être complètement rejetée.

VI.5.4.2 - L'ensemble des sédiments, accumulés dans un bassin, qui s'écoule par gravité est globalement soumis à un régime de cisaillement (fig. VI.10) dont une composante serait représentée par la pesanteur provoquant le glissement (éventuellement accompagné d'une autre force) et l'autre, qui lui est opposée, est constituée des forces de réaction du support et des forces de

Fig. VI.10. • Suite de la figure (VI.8 et 9): glissement en nappe.

• Continuation of fig. VI.8. and 9: a nappe.



frottement. Mais ce processus qui n'est autre qu'une nappe de charriage répond à des critères de description bien précis :

- . limité à sa base par une surface anormale,
- . repose sur des terrains qui peuvent être d'âge absolument quelconque, en présentant éventuellement des klippes ou des fenêtres,
- . la schistosité est spécialement associée au contact anormal du rabotage basal.

Mais comme pour le prisme d'accrétion, aucun élément de la description usuelle des nappes n'a encore été trouvé dans le géosynclinal Tasman

VI.5.4.3. - Le coulissage entre deux plaques résulte d'un cisaillement (fig. VI.11). Celui-ci doit transmettre ce système de déformation aux sédiments accumulés dans la zone de coulissage. Ce mouvement cisailant entre deux plaques s'effectue à très faible vitesse. On peut imaginer que ce couple se répercute sur les particules détritiques presque consécutivement à leur dépôt et se poursuit durant l'enfouissement. La compaction puis le métamorphisme régional agissant dans le même sens, l'organisation des grains n'en est que facilitée.

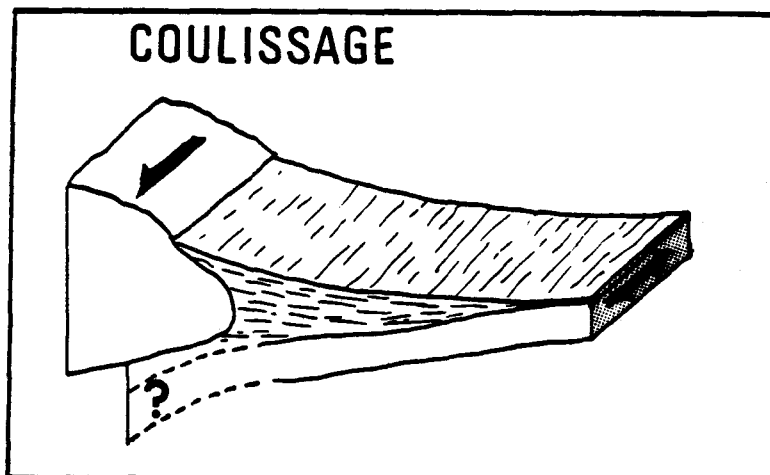


Fig.VI.11. • Modèle suggéré: le coulissage précoce entre une plaque continentale (Australie) et une plaque océanique (Pacifique), serait à l'origine de la schistosité S_1 subparallèle à S_0 .

- Suggested model : an earlier horizontal movement between a continental plate (Australia) and an oceanic plate (Pacific) could be the S_1 origin .

VI. **CONCLUSION**

Cette explication simplifiée reste à l'état d'hypothèse car nous n'avons que fort peu d'informations quant aux mouvements du continent australien durant le Paléozoïque inférieur et surtout nous ne connaissons pas quelle serait la réaction des sédiments impliqués dans un tel modèle.

La réalité a certainement été plus complexe qu'un simple schéma. La fabrication de S_1 résulte de l'action successive ou simultanée de plusieurs moteurs. La tectonique cisailante tangentielle de bord de plaque est vraisemblablement accompagnée de mouvements transversaux d'affrontement entre les plaques qui auront localement provoqué la discordance du Silurien sur l'Ordovicien, et la subduction en "ciseau" de la croûte océanique, qui s'enfonce, au niveau de la Nouvelle Galles du Sud, sous le craton australien. Le cisaillement et l'étirement de la "queue" du prisme pourraient fort bien être simultanés.



CHAPITRE VII

ANALYSE STRUCTURALE

- Carte structurale

- Style et orientation des éléments structuraux

- Les phases orogéniques

Chapter 7 - STRUCTURAL ANALYSIS

VII-1. INTRODUCTION

VII-2. MESOSCOPIC STRUCTURES

VII-2.1. The structural map

I introduce the "structural map of the Mollacoota beds" (end of that Thesis) which is the work of CLARK (1979), FREW (1979), RICHARD (1979) and myself.

VII-2.2. Quick description of the areas

Different aspects of the coast are pointed out, and are generally illustrated in figures (VII-1 to VII-10). That description brings out some observations :

- a set of large NNE-SSW folds (P_2) ;
- an other set of smaller folds (often P_3) ;
- longitudinal faults (F_2) with a vertical throw, associated to main folds ;
- transversal faults heave (F_3) ;
- kink folds (P_4).

VII-3. STRUCTURAL EVENTS : TWO REMARKS ON FOLD STYLE USE AND STRESS

VII-3.1. Tectonic style

VII-3.1.1. Fig. VII-11 is terminology about the description of a simple fold

VII-3.1.2. It is the description of the main folds set (P_2) which are tight, upright, gentle SSW plunging (fig. VII-12 a to e). The longitudinal faults (F_2) are described too.

VII-3.1.3. The other folds and faults are reviewed (undulations (P_3), transversal faults (F_3), kink folds (P_4)).

VII-3.2. The deformations orientations

A study of all the folds points out (§ VII-3.2.1.) a major set of fold axis (Aa and Ab) and axial surfaces (Pa and Pb) (fig. VII-1.3.). The other measurements need a more detailed analysis.

VII-3.2.2. In the area north of Seal creek there are lots of main upright folds (fig. VII-14) associated with longitudinal faults (fig. VII-15).

In the area south of Seal creek we observe many undulations (fig. VII-16). We can have measurements of undulations and we observe a scattering of the bedding in the same sense (fig. VII-17). That sort of fold is associated to transversal dextral and senestral faults (fig. VII-18 A).

In the area near Little Rame Head we get many kink folds (fig. VII-19). The analysis of conjugate kink folds gives the stress direction (fig. VII-20). The main stress is NNE-SSW. The same analysis for the conjugate transversal faults gives a main stress oriented ESE-WNW (fig. VII-21).

In Vincente's beach area, folds and deformations are mainly the result of the large senestral fault (fig. VII-22).

VII-3.3. The cleavage

Except for the S_1 cleavage (chap. VI), the cleavages associated with the D_2 and D_3 deformations are crenulations cleavage, and their morphology cannot be a criteria, I demonstrate the second generation folding (P_2) could be composed of two subphases P_{2a} and P_{2b} (fig. VII-24).

VII-4. THE OROGENIC PHASES

Many unconformities have been identified in the Lachlan fold belt during the Paleozoic (fig. VII-25).

VII-4.1. The first orogeny is D_1 (chap. VI)

At Mallacoota, a slaty cleavage subparallels bedding. It is a Benamban orogeny repercussion.

VII-4.2. D_2 is the main period of folding

The folds are tight, upright, SSW plunging (fig. VII-26). The fold axis has a variable plunging, deep or gentle.

VII-4.2.2. The timing of (D_2) is after Benambran orogeny and on the other hand is before the Bega Batholite intrusion which cross into the P_2 folds. So D_2 being attributed to the Bowning (Silurian-Devonian boundary) deformation events.

VII-4.2.3. The D_2 events are the results of a main WNW-ESE stress due to collapring of Pacific and Australian plates.

VII-4.3. The D_3 deformational events are (P_3) undulation but especially the dextral and senestral faults (fig. VII-28) which could be related with Burragate, Tantawangalo and Berridale faults which offset the Bega Batholite.

VII-4.3.2. D_3 deformational events must be attributed to the Tabberabberan (mid-Devonian) orogeny.

VII-4.4. D_4 deformations are only kink folds, but local kink folds could be associated to mega-kink structures (POWELL, 1983). D_4 is very late, and it can be related to Kanimblan orogeny. It is a consequence to the New England fold belt kratonisation.

CHAPITRE VII - ANALYSE STRUCTURALE

VII-1. INTRODUCTION

Le chapitre précédent était consacré à décrire la phase de déformation précoce (D_1). Je vais maintenant faire l'analyse structurale des *Mallacoota beds*. WILSON *et al.* (1982) lors de leur étude préliminaire avaient reconnu deux phases de déformation D_1 et D_2 . La "surface cartographiée" étant dorénavant beaucoup plus importante, nous disposons d'informations nouvelles et complémentaires qui doivent être exposées et exploitées.

Pour pallier la pauvreté en affleurements de l'arrière-pays, nous espérons pouvoir extrapoler, à l'ensemble de la région, les informations que peut livrer une analyse microstructurale fine de ce cordon extrêmement bien exposé qu'est la côte entre Mallacoota et Orbost.

Les turbidites qui affleurent à la faveur de la côte sont déformées. L'élément de départ de l'analyse structurale devait donc être le levé d'une carte structurale détaillée. Dans une première partie, j'effectuerai une description rapide du secteur d'étude. Dans un second temps, à partir de quelques données microtectoniques (tel que le style des plis et des failles, leurs orientations, les schistosités, ...), je définirai des familles homogènes de déformations. Enfin dans une dernière partie, j'établirai la chronologie de ces familles, l'âge de leur formation et leurs causes probables.

VII-2. LES MESOSTRUCTURES

VII-2.1. La carte structurale

L'élément essentiel de cette description du secteur d'étude est la carte structurale des "*Mallacoota beds*" (planche hors texte). Ce document présente, outre les petites cartes permettant d'en préciser la localisation géographique, quatorze zones d'importance inégale. Le découpage par secteurs a pour but essentiel de réduire au maximum l'encombrement du document, toutefois les secteurs structuralement cohérents ont été respectés au maximum.

Cette carte est le résultat de nombreux travaux :

- les zones 1 - 3 et 4 sont essentiellement le travail de R. CLARCK (1979) ;
- la zone 11 avait été levée une première fois par M. FREW (1979) ;
- les zones 12 - 13 et 14, plus éloignées, sont en partie reprises du travail de M. RICHARDS (1979).

Tous ces secteurs ont été revisités, puis redessinés afin de présenter avec les zones 2 - 5 - 6 - 7 - 8 - 9 et 10 qui sont originales, un ensemble cohérent.

Le tracé de la côte et les limites des affleurements en mer ont été obtenus à partir de photos aériennes de basse altitude, ceci au cours d'un vol amateur d'altitude incontrôlée, effectué au mois d'avril 1982. Après le choix d'une photo de référence par séquence filmée, l'échelle des autres clichés a été conservée par superpositions successives au cours du tirage. Puis les corrections utiles ont été faites sur table agrandisseuse afin de conserver une échelle constante pour toutes les séquences. Des vérifications ont été faites par comparaison avec des mesures relevées au décimètre sur le terrain. Malgré ces manipulations laborieuses, des variations d'échelle entre les secteurs demeurent ; les comparaisons sont néanmoins possibles.

En plus du levé cartographique, figurent quelques coupes schématiques et les stéréogrammes⁽¹⁾ (en isodensité de points) des mesures des pôles des plans de stratification (So) relatifs à chaque zone. Ces mesures ne sont pas sujettes à une appréciation comme peuvent l'être les mesures des plis, des failles, des schistosités, etc , qui seront présentées dans le texte.

VII-2.2. Description zone par zone

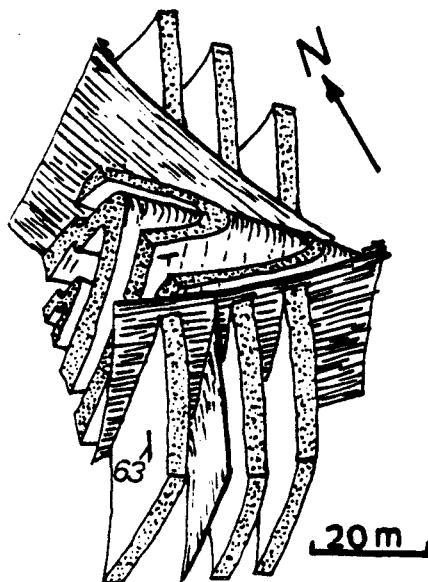
Les mésostructures sont essentiellement des plis dont la taille varie entre 50 cm et 200 m, c'est-à-dire qu'elles regroupent toutes les déformations directement visibles lors d'un passage sur le terrain. Aussi, je propose un examen rapide des différentes zones illustrées sur la carte qui s'étend entre *Copper Creek Cove* et *Sandpatch point*.

(1) Pour les stéréogrammes, j'utilise toujours la projection sur l'hémisphère inférieur.
For the stereonet, I always use the projection on the lower hemisphere.

- La zone 1 : elle présente une série fortement gréseuse plissée au Nord en un long anticlinal (P_2) dont on peut suivre la charnière sur près de 400 m. Cette charnière plonge doucement vers le Sud. Le pli est abondamment tronçonné par des failles de rejets apparents senestres (F_3). Au Sud de la zone, le pli subit un changement de direction, si bien que seul son flanc occidental, qui plonge fortement vers l'Ouest, continue à affleurer. Deux autres points particuliers restent à noter :
 - . l'existence d'un pli replissé, sur la plage de *Cooper Creek Cove* (coupe AA') ;
 - . l'abondance de *flute marks* à la surface inférieur des bancs de grès (CLARCK, 1979) souligne la polarité normale de la série et suscite à FENTON *et al.* (1982) des directions de courants Sud-Nord (chap. III).
- La zone 2 : le pendage des couches y est alternativement tourné vers l'Est et vers l'Ouest. La zone présente des failles directionnelles (F_2) dont les rejets sont verticaux, ainsi que de nombreux décrochements transversaux à rejet apparent horizontal. Deux dykes basiques sont également observables. D'autres exemples plus typiques de la postériorité des dykes sur les structures (D_2) seront rencontrés ultérieurement (zone 9).
- La zone 3 : elle a l'originalité de présenter à cinq reprises des plis dont l'orientation est presque orthogonale aux structures majeures (P_3) (fig. VII-1). Les failles directionnelles (F_2) apparaissent aussi. Ces failles sont spécialement bien développées entre *The Test* et *Robin's nest*. Parallèles aux plans de stratification, elles se trouvent le plus souvent associées aux niveaux de jaspe ou de schiste . Elles sont recoupées par les failles transverses décrochantes (F_3).

Fig. VII.1

- Bloc diagramme d'un pli orthogonal aux grandes structures Nord-Sud. (zone 3 - The test).
- Block diagram of a fold at right angle to the North-South main structures (area 3 - The Test).



- La zone 4 : ce secteur présente une succession de beaux plis anticlinaux et synclinaux (P_2) dont la coupe BB' a été faite. A noter aussi l'observation possible de quelques *flutes marks* dans le coeur anticlinal d'un pli de *Fold beach* (CLARCK, 1979). Juste au Nord de *Vincente's beach*, on observe un nouvel ensemble de plis dans des jaspes, ainsi qu'un pli légèrement déversé vers l'Est. Le stéréogramme des pôles de stratification de l'ensemble de la zone montre que la grande majorité des bancs pend vers l'Ouest.
- La zone 5 : elle pourrait être subdivisée en trois sous-zones :
 - le promontoire de *Vincente's beach* : cet affleurement très particulier présente une "arête" centrale composée d'une brèche de faille cimentée. Cette zone broyée est bordée de jaspes et de grès très plissés. Les plis ont des styles et des orientations très complexes comparativement aux autres affleurements de la côte. La figure VII-2 est un bloc diagramme schématisant l'ensemble du promontoire. Depuis *Vincente's beach* en allant vers le Sud, on rencontre d'abord des jaspes extrêmement déformés et plissés, sans organisa-

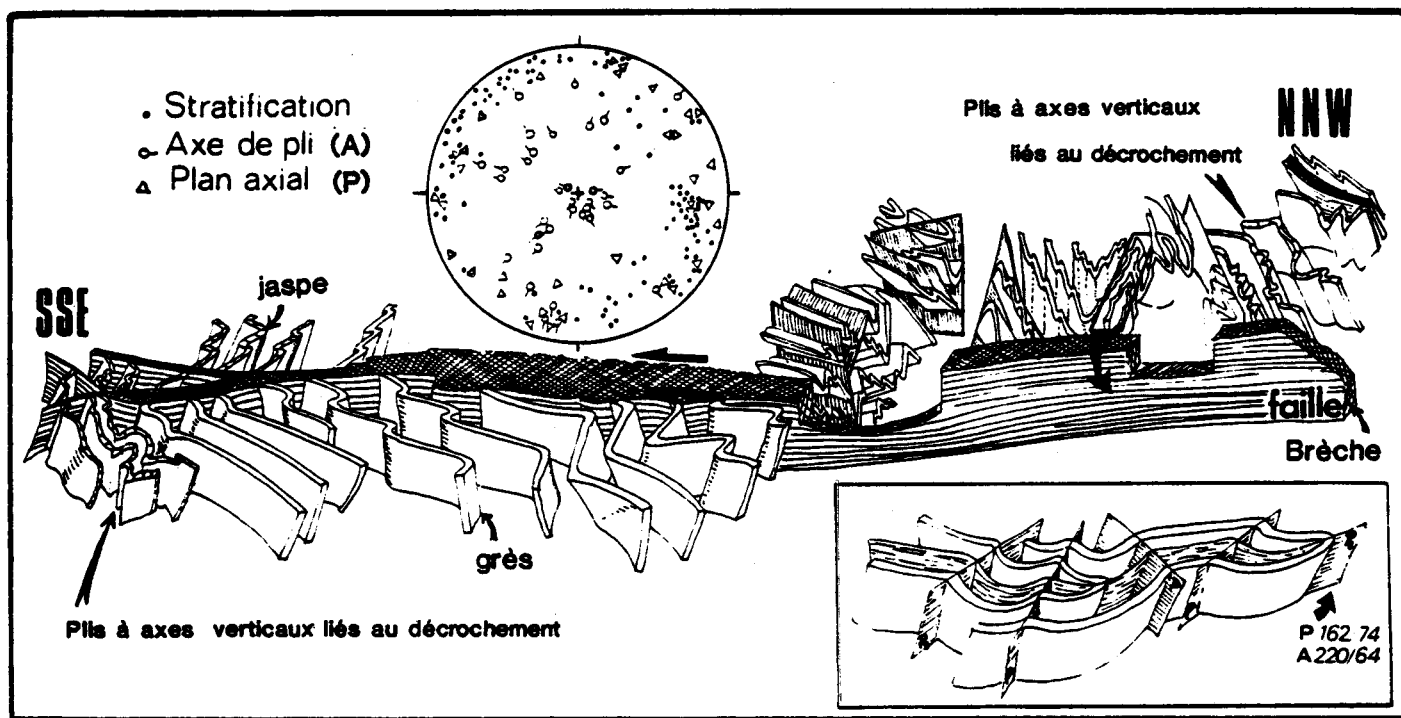


Fig. VII-2 • Bloc diagramme du promontoire de *Vincente's beach* (zone 5) avec stéréogramme des éléments structuraux, et détail d'un pli replissé. La faille, d'après la vergence des plis à axes verticaux et les stries, est un décrochement senestre.

- Block diagram of *Vincente's beach* ridge (area 5). With stereoplot of structural elements, and detail of a refolded fold. After the folds sense and striation, the fault is a large senes-
tral stike-slip fault.

tion apparente. Parmi ces plis, l'un est nettement replissé (détail sur la figure VII-2). Puis les plis dans des niveaux gréseux ont une orientation plus constante NNE-SSW. De même, les axes des plis qui étaient fortement redressés, redeviennent plus proches de l'horizontale dans les grès. Plus au Sud, le style des plis suggère qu'ils sont dus aux mouvements de la faille décrochante ;

- la deuxième partie de la zone 5 est nommée *impossible beach* en raison des grandes difficultés d'accès qu'elle pose. Les structures y sont beaucoup plus simples. Des masses gréseuses peu déformées pendent vers l'Ouest. Seul un "paquet" de jaspe est intensément plissé et faillé. Ce niveau de jaspe se retrouve aux deux extrémités de la plage, mais il est décalé vraisemblablement par des failles transverses à rejets horizontaux dextres ;
- la troisième partie est en fait le 4e éperon (*4th ridge*) de *Seal Creek* (fig. III-2 b, c). Il est exclusivement constitué de jaspes. Sur sa bordure ouest, les bancs sont remarquablement rectilignes et réguliers. Un même banc pourrait être suivi sur toute la longueur de l'affleurement. Les lits sont très fortement redressés et pendent vers l'Ouest (*chert organ*). Puis de l'autre côté d'une faille, les bancs de jaspe sont intensément déformés en plis droits aigus et réguliers (P_2). Dans le détail, on peut assister à des passages longitudinaux de plis (fig. VII-3). Enfin, les bancs sont à nouveau rectilignes, très redressés mais pendent vers l'Est. Bien qu'aucun critère de polarité ne soit observable dans

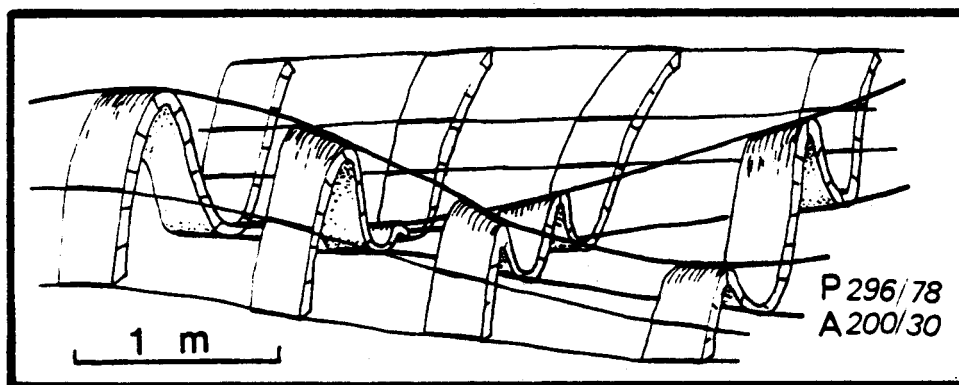


Fig. VII-3 • Schéma des relais longitudinaux de plis (zone 5 - 4e éperon).

- Sketch of relay folds (area 5 - 4st ridge).

les jaspes, on peut penser que l'ensemble de l'éperon est un large anticlinal dont les deux flancs redressés sont désolidarisés de la charnière, fortement plissée, par deux failles. On note sur le miroir d'une des failles du flanc anticlinal, des stries de glissement verticales recoupées par d'autres plus récentes qui témoignent d'un rejeu tardif dans un sens senestre.

La figure VII-4 montre, par un bloc diagramme simplifié, comment ce grand anticlinal faillé (P_2) a été tronçonné par la grande faille du promontoire de *Vincente's beach* (F_3) provoquant une profonde désorganisation dans les niveaux de jaspe.

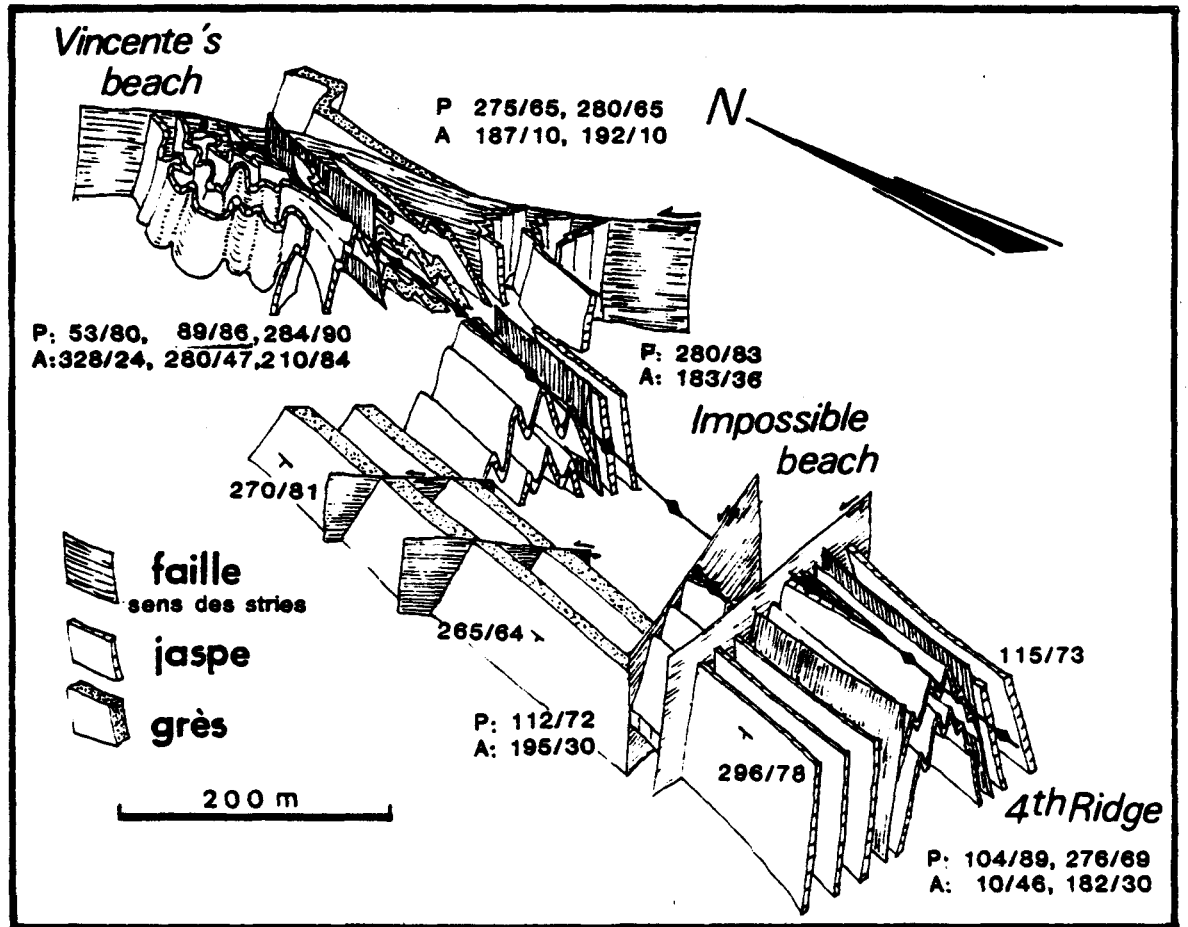


Fig. VII-4 • Bloc diagramme interprétatif des structures de la zone 5. Les jaspes du 4e éperon (4st ridge) font partie d'un long anticlinal qui est cisailé par le décrochement de *Vincente's beach*.

- Schematic sketch illustrating the structures in area 5. The area is viewed looking north. The "chert organ" in the 4st ridge is a part of a long anticline, which is thrust by the large senestral fault in *Vincente's beach*.

- La zone 6 : ce sont les trois éperons de *Seal Creek* dont la structure générale a été brièvement décrite au chapitre II (fig. II-2). Le premier et le troisième éperon sont monoclinaux, avec un pendage Ouest. J'ai levé la colonne lithostratigraphique du premier éperon (fig. III-8). C'est un niveau schisteux de cet affleurement qui m'a livré des graptolites (chap. II) du Gisbornien.

Par contre, la deuxième avancée montre des niveaux fortement plissés et faillés. Le bloc diagramme éclaté en est présenté dans la figure VII-5. Il permet de suivre l'amortissement des failles longitudinales (F_2) associées aux structures majeures (P_2). Une de ces failles est bien marquée au Sud dans une charnière anticlinale, en remontant vers le Nord ; elle disparaît pour être relayée par un plus grand nombre de plis qui divergent légèrement en faisceau.

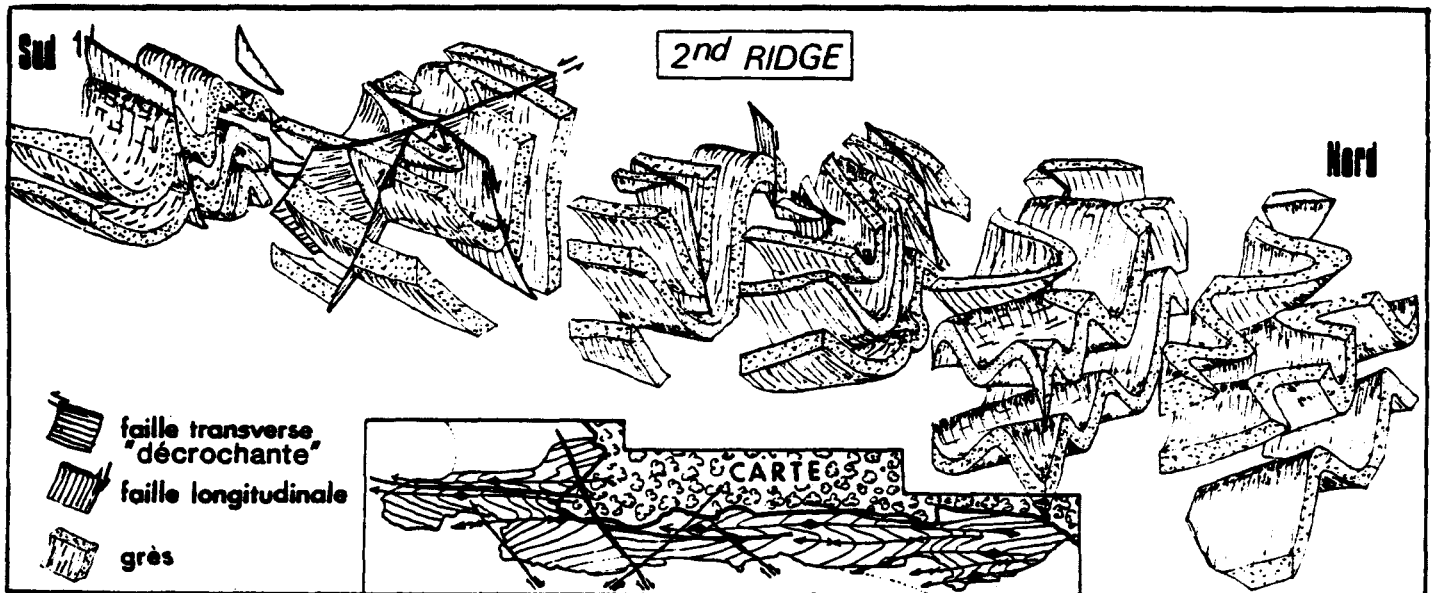


Fig. VII-5 • Bloc diagramme éclaté du 2e éperon de *Seal Creek* (zone 6) montrant les relations existant entre les failles et les plis.

• Schematic sketch of the 2nd ridge (*Seal Creek* - area 6) illustrating the faults and folds relationship.

- La zone 7 : une coupe E-W faite au Nord de la zone (fig. VII-6) correspond au flanc occidental d'un grand anticlinal. Alternativement, se succèdent des zones où les couches sont uniquement redressées avec un pendage Ouest et les zones où elles sont déformées par des plis d'entraînement (P_2) (*parasitic fold*). On note, comme dans la zone 6, l'existence de charnières escamotées par des failles directionnelles. Les brèches de faille qui affleurent au centre de la plage de *Seal*

Creek sont la trace d'un grand accident qu'avait noté DOUGLAS (1974). Cette fracture qui décale les bords Nord et Sud de la plage ne permet pas de corrélations structurales entre les zones 6 et 7.

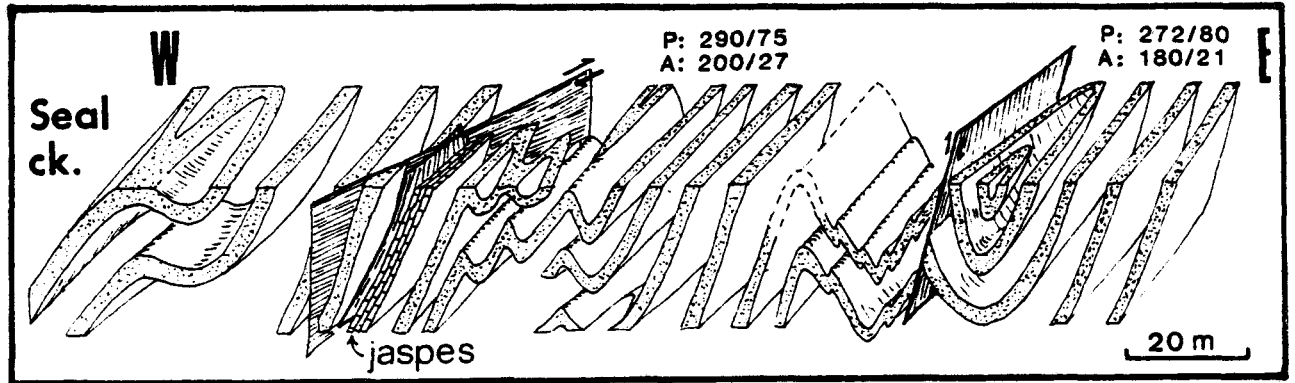


Fig. VII-6 • Bloc diagramme de la zone 7, qui illustre la situation de la zone sur le flanc occidental d'un anticlinal.

- Schematic sketch of the area 7, illustrating the position of the area on a western limb of a major anticline.

- La zone 8 : dans l'ensemble, les couches y gardent un pendage Ouest. On retrouve les secteurs plissés mais ils sont toujours décalés par des failles décrochantes (F_3). Une des particularités de la zone est notamment de bien montrer, à plusieurs reprises, l'association entre les failles décrochantes tardives (F_3) et certains plis. L'ensemble de ce problème sera traité en détail ultérieurement.
- La zone 9 : *Acid dyke beach* présente une intrusion originale d'un dyke (épais de 10 m environ) de couleur jaune, très riche en quartz. La pétrographie en a été vue au chapitre IV (fig.IV.10). Ce dyke est original sur la côte de Mallacoota, cependant une autre intrusion similaire mais d'ampleur moindre affleure dans la zone 11 (chap. IV). Son orientation est identique à celle de nombreux dykes basiques qui ont été répertoriés et cartographiés. Jusqu'à *Basic dyke bay* la côte ne présente pas de réelles originalités ; elle consiste en une alternance de zones monoclinales, pendant toujours vers l'Ouest, et de zones plissées. Nous notons la poursuite des longues failles directionnelles (F_2). Nous constatons également que les failles décrochantes (F_3) n'ont pas une répartition homogène, et que leurs orientations peuvent varier. Le dyke de *Basic*

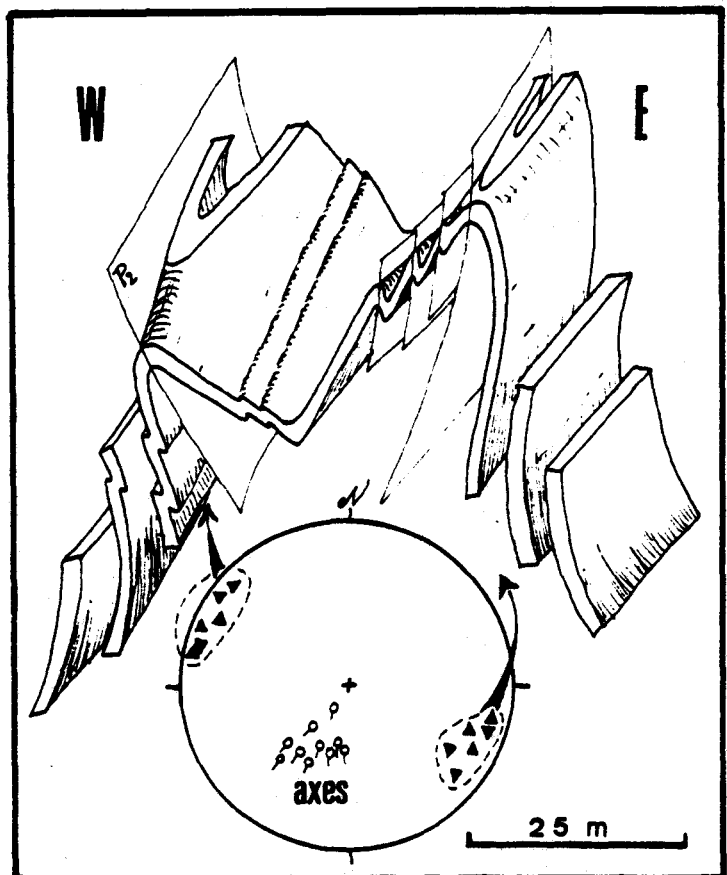
dyke bay est le plus important de la côte ; il est extrêmement ramifié dans la presqu'île de *Little Rame Head*. Localement, le dyke est constitué de deux parties distinctes, l'une de texture doléritique subophitique qui est recoupée par la seconde dont la texture est sporophitique (chap. IV). Mais aucun argument ne permet de dissocier de façon fondamentale les événements intrusifs. Les orientations des dykes, leurs ramifications multiples semblent au contraire montrer qu'il s'agit d'un même phénomène mais subdivisé en plusieurs phases.

De nombreux plis en kink (P_4) sont aussi observables dans les niveaux schisteux de la baie.

Deux cents mètres avant d'atteindre le grand dyke basique, l'existence de grands plis (P_2) est remarquable. En descendant la côte vers le Sud, nous passons du flanc occidental de ces plis (de pendage Ouest) au flanc oriental (de pendage Est). Les plis sont donc la charnière d'un anticlinal majeur. Comme pour la zone 2, le pendage des couches est dominant vers l'Est. Mais le style asymétrique des plis ainsi que que la présence de microplis d'entraînement uniquement sur le flanc occidental font penser qu'il ne s'agit pas d'une charnière de premier ordre. Un examen plus détaillé révèle des pendages opposés et divergents des surfaces axiales des plis (fig. VII-7).

Fig. VII.7

- Charnière anticlinale de la zone 9. Les plans axiaux ont des pendages opposés.
- *Anticline hinge from area 9. The axial surfaces have two opposite plunging directions.*



La presqu'île de *Little Rame Head* (Sud de la zone 9) est remarquable par la quantité de dykes basiques qui la recourent. Les dykes recourent les plis (P_2) mais ils ont été eux-mêmes déformés lors d'une phase tectonique plus récente. A l'extrémité de la presqu'île, un long synclinal est replissé ; ce repli tardif déforme aussi le dyke (fig. VII-8 et VII-13 i).

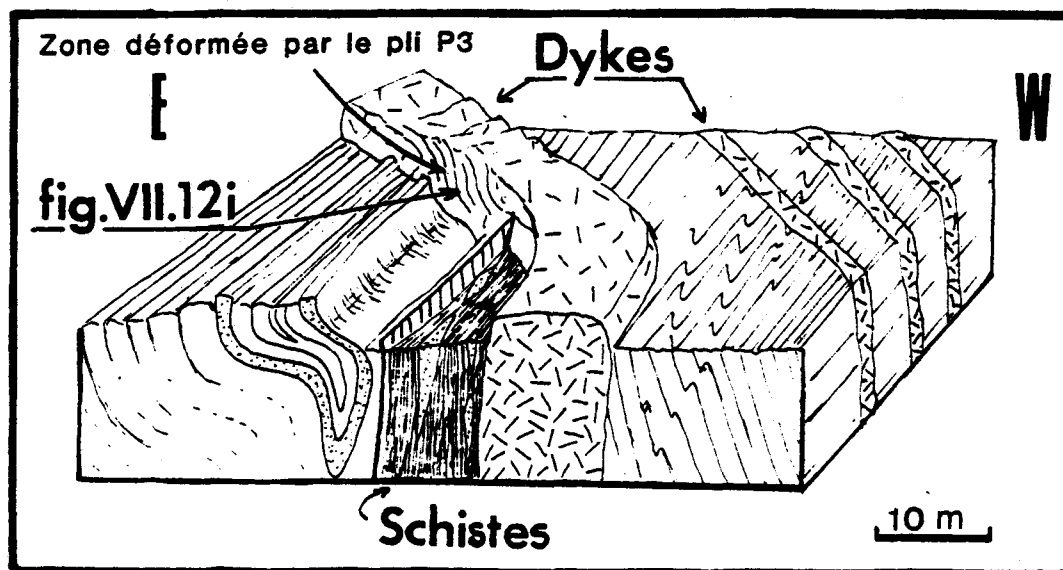


Fig. VII-8 • Bloc diagramme partiel de la presqu'île de *Little Rame Head*, montrant les relations entre des plis de différentes générations et un dyke basique.

- Block diagram of *Little Rame Head* illustrating two generations folding and dyke relationships.

L'intrusion volcanique a provoqué le recuit du matériel encaissant, ce qui oblitère les structures internes des bancs et de ce fait, les critères de polarité. Par contre, dans la zone 10, les laminations obliques montrent le renversement des couches vers l'Ouest. Or il y a une parfaite continuité structurale entre ces deux zones, ce qui sous-entend que l'ensemble de la presqu'île est renversé.

- La zone 10 : il n'y a que peu d'éléments importants à signaler dans ce secteur. Les couches sont planes avec un fort pendage inversé vers l'Ouest. La colonne lithostratigraphique en a été relevée (fig.III-10). De nombreuses failles directionnelles (F_2) affectent les niveaux de jaspes et de schistes. L'une d'entre elles (fig. VII-12 e) montre un rejeu cisailant tardif, vraisemblablement dû aux mouvements des failles transverses qui sont aussi nombreuses. Les séries de schistes peuvent présenter de nombreux kinks.

- La zone 11 : à partir de la zone 11, la côte fait un coude (voir carte de situation des zones). La plate-forme intertidale actuelle, où la série est la plus propice à l'observation, se trouve donc en position plus orthogonale par rapport aux structures. La zone est fracturée et recoupée par de nombreux dykes dont l'un présente un caractère franchement acide (chap. IV). Afin de dégager les grandes structures, j'ai reproduit la carte de la zone en faisant abstraction de tout ce qui gêne l'interprétation (fig. VII-9). Pour permettre un repérage sur la carte, le tracé de la falaise est rappelé.

La zone est une succession d'anticlinaux et de synclinaux généralement légèrement déversés vers l'Est. Bien que la figure VII-9 soit une interprétation, elle permet une bonne approche dans la connaissance du style tectonique.

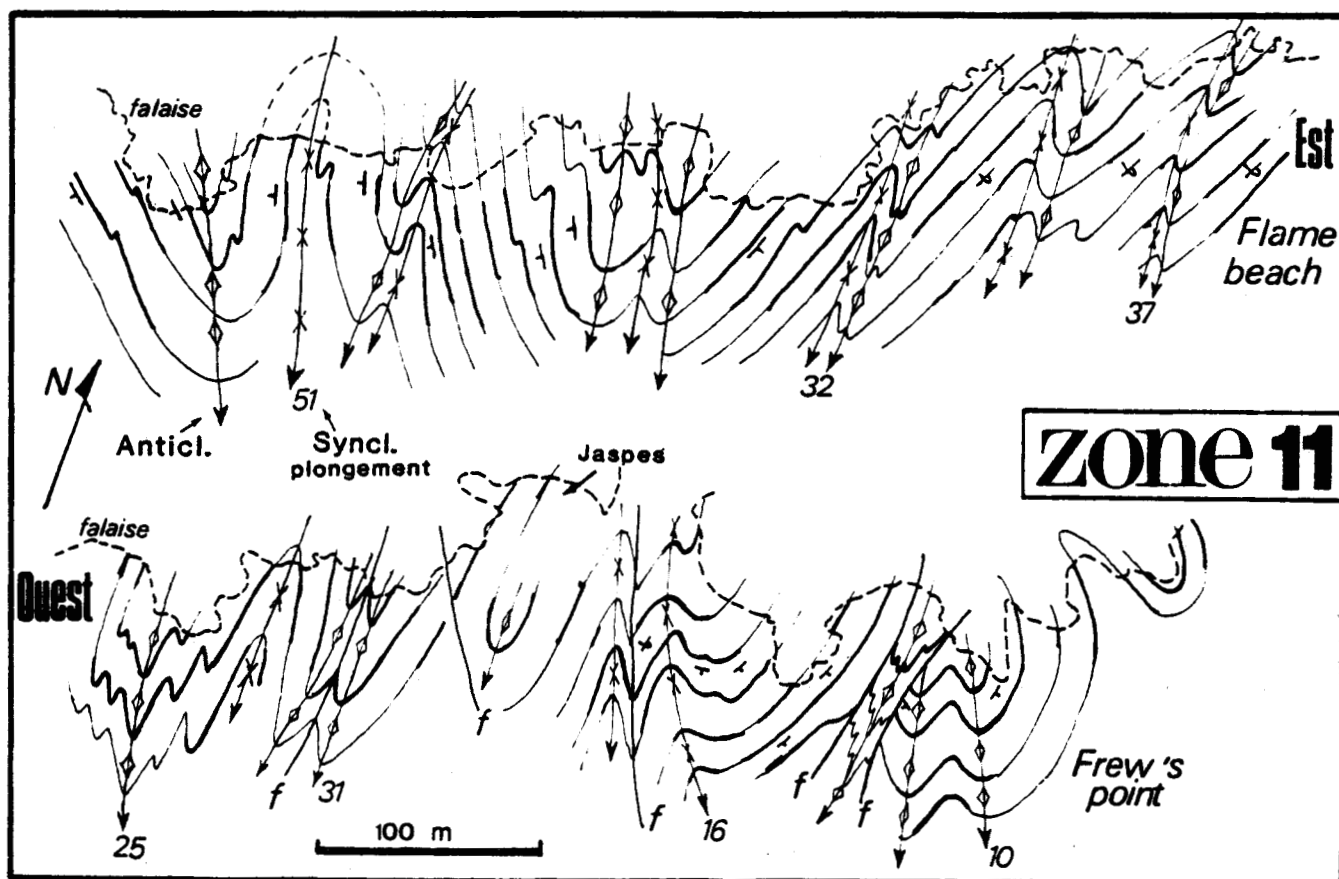


Fig. VII-9 • Carte simplifiée et interprétative de la zone 11.
Légende : traits gras = observations ; traits fins = interprétation ; $\diamond \rightarrow$ = axes anticlinaux ; $\rightarrow \rightarrow$ = axes synclinaux ; f = faille.

- Simplified map of area 11.
Legend : thick lines are real observations ; thin lines are an interpretation ; $\diamond \rightarrow$ = anticlinal axes ; $\rightarrow \rightarrow$ = synclinal axes ; f = fault.

- Les zones 12, 13 et 14 : j'ai fait la même approche interprétative que pour la zone 11 (fig. VII-10). Le style des plis est plus aigu. La zone 12 est particulièrement plissée. A *Kelp beach*, la série est momentanément peu déformée mais un nouvel ensemble de plis situé entre *Blowhole Cove* et *Confusion Cove* perturbe la série. Le granite recoupe l'ensemble monoclinale plongeant fortement à l'Est. Plus loins vers l'Ouest, le granite est recoupé par un dyke basique (RICHARDS, 1979).

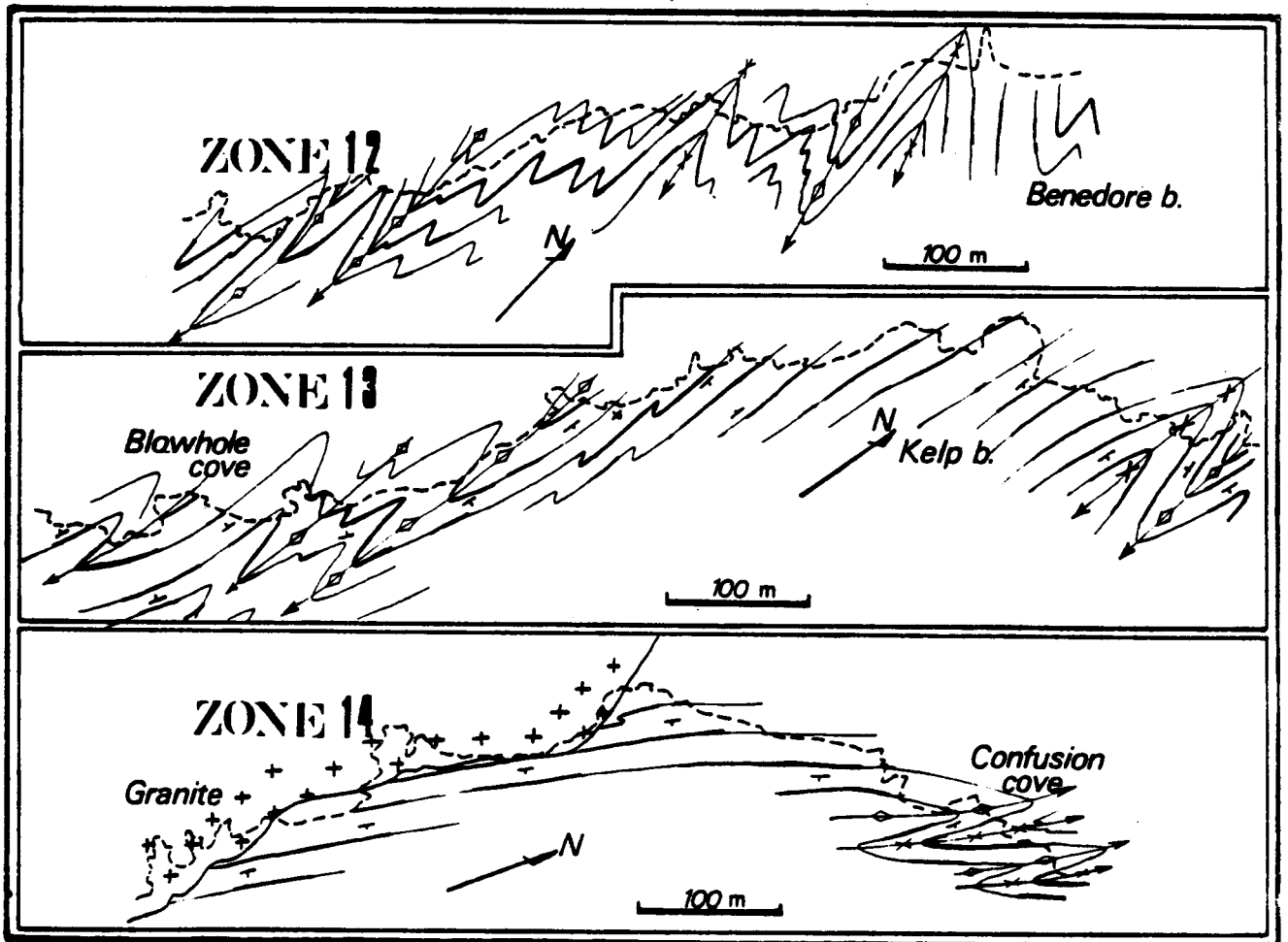


Fig. VII-10 • Cartes simplifiées et interprétatives des zones 12, 13 et 14 (même légende qu'à la figure VII-9).

- Simplified maps of area 12, 13 and 14 (same legend as in fig. VII-9).

Après cette description rapide des zones, récapitulons un certain nombre d'observations :

- un premier ensemble de plis dont le style, la taille et l'orientation (NNE-SSW) restent relativement constants (plis majeurs P_2) ;
- des plis dont le style et l'orientation sont différents de ceux du premier ensemble ;

- des failles directionnelles (F_2) parallèles aux structures. Leur rejet est le plus souvent vertical et elles semblent avoir une liaison génétique avec les plis majeurs (P_2) ;
- des failles décrochantes (F_3) plus tardives, dont les rejets sont horizontaux. Elles peuvent être associées à des plis (P_3). Leur orientation varie avec le sens de leurs rejets ;
- des kinks (P_4) ;
- une alternance entre des zones plissées et d'autres monoclinales.

VII-3. LES ELEMENTS STRUCTURAUX

Un des buts d'une analyse structurale est de reconstituer l'histoire tectonique d'une région, c'est-à-dire de connaître le nombre de phases tectoniques qui l'ont affectée, mais aussi de préciser l'âge et les modalités de chaque épisode de déformation. Nous disposons pour cela de la masse d'informations directement observées sur les affleurements et d'un nombre restreint d'outils pouvant servir à caractériser les éléments structuraux (style, fréquence, orientation, schistosités...).

WILLIAMS (1970), qui a étudié précisément la côte Sud-Est australienne à Bermagui (fig. I-5) (WILLIAMS, 1968, 1971, 1972), fait remarquer combien le style tectonique est un outil sujet à caution. L'auteur relève les erreurs d'interprétation possibles dues à ce type d'analyse. Mais la constance d'un style tectonique à travers l'ensemble d'une région doit être prise en considération. Le style nous renseigne souvent sur les conditions dynamiques régnant lors des déformations. Il peut constituer une première approche qui doit être complétée au moyen des autres outils dont on dispose. L'orientation des éléments structuraux est fondamentale. Les relations entre les plis, les failles, les schistosités et les linéations renseignent sur la chronologie relative des événements tectoniques.

L'étude structurale suit le cheminement suivant : les éléments structuraux principaux (les plis et les failles) se répartissent-ils selon des familles stylistiques ? Leurs orientations confirment-elles cette première approche ? Enfin, chaque famille présente-t-elle des caractéristiques morphologiques spécifiques ? Après quoi, nous serons en mesure de décrire les effets de chaque phase tectonique, d'en préciser l'âge et de proposer une éventuelle origine.

Remarque : ce chapitre est consacré à l'étude des plis et des fractures, or la déformation d'un solide nécessite l'application de contraintes.

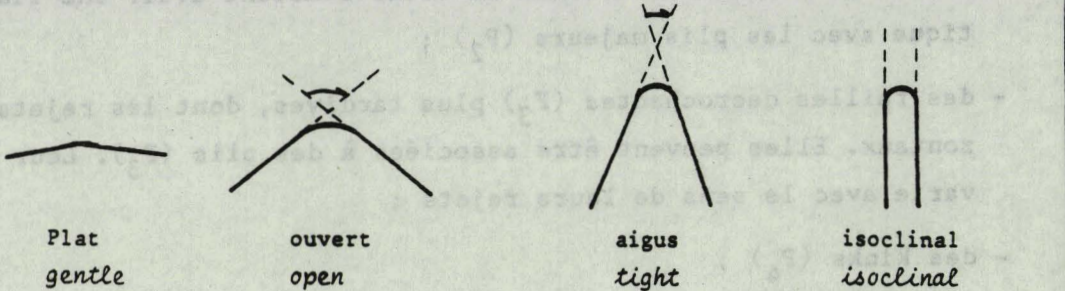
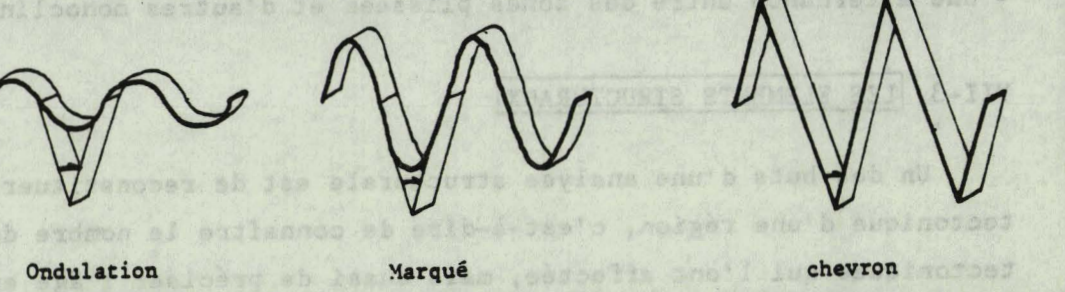
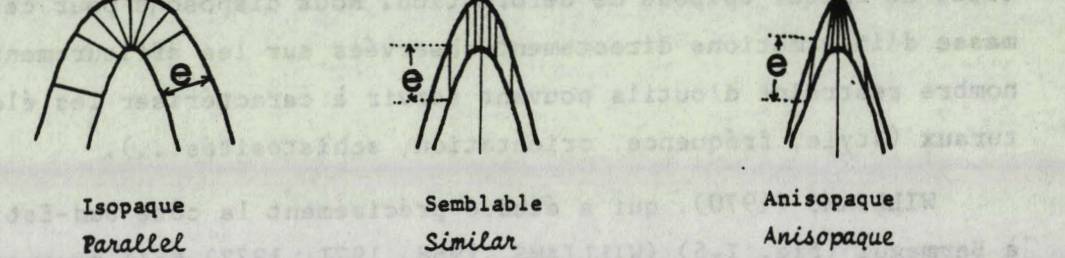
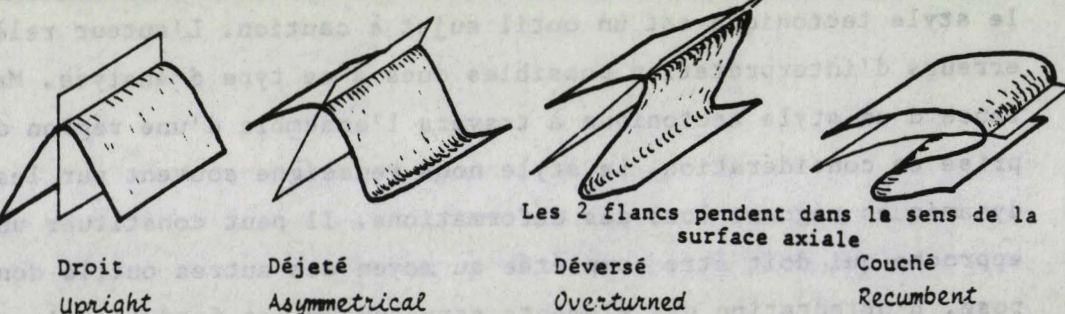
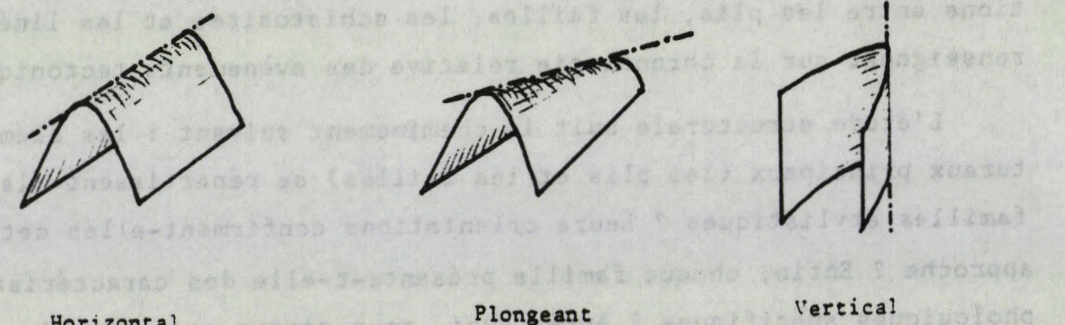
<p>ANGLE ENTRE LES FLANCS</p> <p>HOBBS et al. (1976)</p>	 <p>Plat gentle</p> <p>ouvert open</p> <p>aigus tight</p> <p>isoclinal isoclinal</p>
<p>RAPPORT: Charnière / Flancs</p> <p>RAMSAY (1967)</p>	 <p>Ondulation</p> <p>Marqué</p> <p>chevron</p>
<p>RAYONS DE COURBURE</p> <p>MATTAUER (1973) RAMSAY (1967)</p>	 <p>Isopaque Parallel</p> <p>Semblable Similar</p> <p>Anisopaque Anisopaque</p>
<p>POSITION DE LA SURFACE AXIALE</p> <p>FOUCAULT et RAOULT (1980)</p>	 <p>Droit Upright</p> <p>Déjeté Asymmetrical</p> <p>Déversé Overturned</p> <p>Couché Recumbent</p> <p>Les 2 flancs pendent dans le sens de la surface axiale</p>
<p>POSITION DE L'AXE DU PLI</p>	 <p>Horizontal</p> <p>Plongeant</p> <p>Vertical</p>

Fig. VII-11 • Tableau des paramètres descriptifs d'un pli simple.

• Table of a simple fold descriptive parameters

La démarche en structurologie est de déduire l'orientation des contraintes ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$: ramenés à un ellipsoïde) à partir de l'orientation des déformations ($\epsilon_1 \geq \epsilon_2 \geq \epsilon_3$: repartir dans un ellipsoïde des déformations d'axes X, Y, Z).

Il est hors de mon sujet et de ma compétence d'étudier la mécanique des roches. Cependant, j'emploierai le mot contrainte en ayant toujours à l'esprit qu'il s'agit de contraintes moyennes à l'échelle de l'affleurement, avec une conception du terme plus naturaliste que physicienne.

VII-3.1. Les styles tectoniques

VII-3.1.1. Les éléments de description d'un pli

De nombreux auteurs se sont attachés au problème de la description des plis. Décrire consiste alors bien souvent à quantifier des caractéristiques géométriques, ce qui permet d'établir une classification par paramètre étudié. Mise à part la taille des plis, qui n'influe pas nécessairement sur leurs formes, de nombreux critères peuvent servir à leurs descriptions et à leurs classifications. Un certain nombre de ces critères de description des plis simples exposés par des auteurs sont résumés dans la figure VII-11. Dans le cas des plis de formes très complexes, le dessin, la photo ou le bloc diagramme restent les meilleurs éléments descriptifs.

A Mallacoota, WILSON *et al.* (1982) ont identifié deux générations de plissement par l'observation de plis replissés. Ils en ont fait l'étude morphologique selon la méthode de RAMSAY (1967, p. 361). Les courbes fournies pour les deux générations se situent dans les classes 2 et 1 C également définies par RAMSAY. Ce qui correspond à toute la gamme comprise entre les plis semblables et les plis isopaques. Ce travail long et fastidieux se révèle donc peu concluant en ce qui concerne la distinction entre deux plis de phases différentes. Aussi, cette méthode fut-elle abandonnée pour les *Mallacoota beds*.

Cependant, l'observation du terrain et de la carte structurale permet de distinguer dans les plis des familles de géométrie différente .

VII-3.1.2. Les plis majeurs (P₂)

J'avais arbitrairement qualifié de majeur dans les paragraphes précédents, un ensemble de plis généralement de grande taille , dont les orientations semblaient constantes. Ces plis sont bien marqués, c'est-à-dire que

leurs amplitudes sont grandes devant leurs longueurs d'onde. Ils sont généralement aigus (fig. VII-12 a), mais certains peuvent être presque ouverts (coupe BB' de la zone 4) alors que d'autres, dans des niveaux de jaspe, sont presque isoclinaux (WILSON *et al.*, 1982 ; fig. 3 b ; fig. VII-12 b). Le plus souvent, ces plis sont droits ou légèrement déjetés mais très rarement déversés. Des exemples exceptionnels de plis couchés ont été décrits (WILSON *et al.*, 1983 ; fig. 3 d) mais leur déformation reste inexpliquée. La plupart est asymétrique, c'est-à-dire qu'ils ont un flanc plus long que l'autre, ce qui caractérise les plis d'entraînement de deuxième ou troisième ordre que l'on observe sur les flancs d'un anticlinorium (fig. VII-12 d). La taille de ces plis est très variable (de 10 m à 10 cm d'amplitude).

Fig. VII-12 • Photos des déformations ayant affecté les *Mallacoota beds*.



De "a" à "e" : déformation de 2e génération.

-a- pli droit (P_2) aigu, semblable (zone 6 - *2nd ridge* - une règle de 50 cm donne l'échelle) ; -b- pli isoclinal (P_2) dans des jaspes (WILSON *et al.*, 1982 - *area 3* - M. FENTON donne l'échelle) ; -c- zone broyée d'une faille longitudinale (F_2) (un marteau donne l'échelle) ; -d- plis d'entraînement (P_2) (zone 7 - une règle de 50 cm donne l'échelle). La schistosité de crénulation est bien développée dans les bancs silteux ; -e- faille longitudinale dans des niveaux de jaspes, témoignant d'un rejeu cisailant tardif (zone 10 - une boussole donne l'échelle).

De "f" à "j" : déformations de 3e génération.

-f- plis (P_3) prenant la suite d'une faille décrochante (zone 8 - une règle de 25 cm donne l'échelle) ; -g- plis (P_3) dans des alternances schisto-gréseuses (zone 9 - un marteau donne l'échelle) ; -h- microplis (P_3), schistosité de crénulation bien développée dans les niveaux schisteux (zone 9 - une boussole donne l'échelle) ; -i- pli (P_3) affectant un dyke basique (zone 9 - un marteau donne l'échelle) ; -j- microfailles (F_3) à rejets apparents horizontaux (WILSON *et al.*, 1982 - zone 6b Jules cave - une pièce de 20 centimes donne l'échelle).

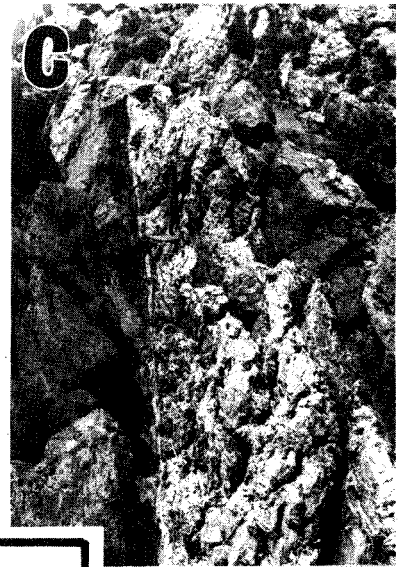
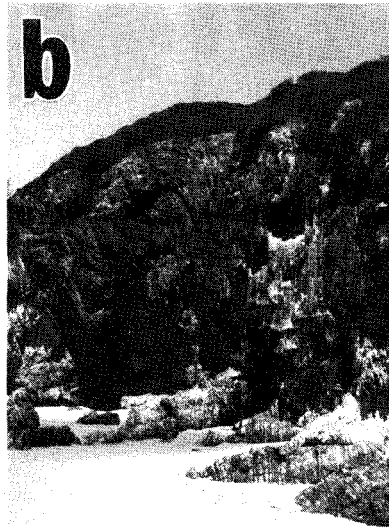
• *Photos of structural events in the Mallacoota beds.*

From a to e : second generation deformations.

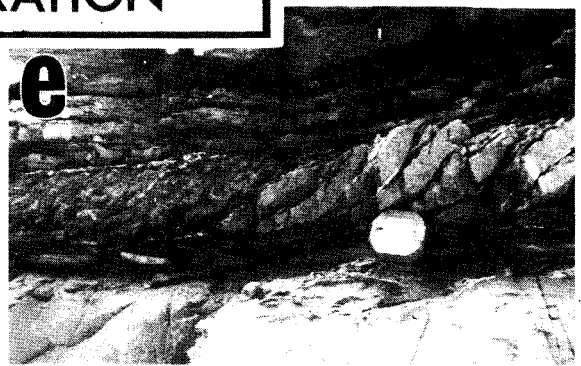
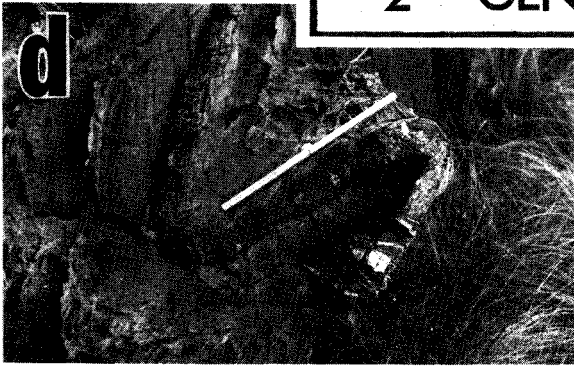
-a- tight, upright (P_2) fold (area 6 - *2nd ridge* - Bar of 50 cm is scale) ; -b- Isoclinal (P_2) fold in chert (WILSON and *al.*, 1982 - *area 3* - M. FENTON² is scale) ; -c- Tectonic breccia of (F_2) fault (hammer is scale) ; -d- Parasitic folds (P_2) (area 7² - Bar of 50 cm is scale). Crenulation cleavage is well developed in siltstone ; -e- (F_2) fault in chert, with a late shear recurrent faulting (area 10 ² compass is scale).

From f to j : third generation deformations.

-f- (P_3) fold associated with a (F_3) fault (area 8 - Bar of 25 cm is scale) ; -g- (P_3) folds in interbedded sandstone and shale (area 9 - hammer is scale) ; -h- (P_3) microfolds, crenulation cleavage well developed in shale (area 9 - compass is scale) ; -i- (P_3) fold in a basic dyke (area 9 - hammer is scale) ; -j- microfault (F_3) with apparent fault heave (WILSON *et al.*, 1982 - *area 6b* - Jules cave - 20 cents coin is scale).



2nd GENERATION



3^e GENERATION



Les observations de terrain montrent que ces plis (P_2) sont souvent associés aux failles qui avaient été décrites comme directionnelles (F_2). Leur association a déjà été décrite et illustrée (fig. VII-4, VII-5, VII-6). Beaucoup de ces failles présentent une zone broyée complexe sur une épaisseur pouvant atteindre 50 cm. Les filons de quartz y sont nombreux et désordonnés (fig. VII-12 c). Des miroirs de faille sont souvent observables ; ils présentent des stries de glissements et des enduits de quartz (*slickensides*). Les orientations des stries indiquent des mouvements subverticaux. Soixante pour cent des miroirs présentent les traces d'un rejet inverse, résultant d'une tectonique compressive, contre quarante pour cent seulement qui indiquent un jeu distensif (fig. VII-15).

En résumé, il existe une certaine population de plis (P_2) dont l'élément moyen pourrait être décrit ainsi : grand pli marqué, aigu, semblable, droit, asymétrique dont l'axe plonge de trente degrés, pouvant être associé à des failles inverses subparallèles au plan axial.

VII-3.1.3. Les autres plis

De nombreuses autres déformations ne correspondent pas à la définition de la grande famille qui vient d'être circonscrite. Il ne s'agit généralement pas de grands plis. En de nombreux endroits (zones 6 - *3rd ridge* ; zone 8, 9, 11, coupe AA'A'') les bancs gréseux présentent des ondulations. La demi-longueur d'onde n'excède guère 10 m pour une amplitude faible de l'ordre du mètre. Ces ondulations très ouvertes sont le plus souvent isopaques. Parfois un pli plus marqué peut tendre vers un style semblable. Toutes les ondulations ont une surface axiale subverticale.

Une autre caractéristique de ces ondulations est de répondre à la même logique qu'un ensemble de failles subverticales décrochantes (F_3). La forme des ondulations est toujours en parfaite concordance avec le sens de rejet des failles.

Ces failles (F_3) sont très nombreuses. La photo (fig. VII-12 j) illustre deux de ces failles à une très petite échelle ; leurs rejeux apparents sont horizontaux, dextres ou senestres. L'absence quasi-généralisée d'enduits de quartz dans les plans de failles fait que les miroirs présentent peu de stries de glissements. Le mouvement relatif des blocs est cependant presque toujours visible par les "crochons" des bancs. Si le rejet n'est pas trop important, la reconnaissance d'un banc ou d'une séquence de part et d'autre de la fracture permet d'en estimer le sens et la valeur. Le pen-

dage subvertical des couches (zones 10, 12, 13, 14) permet de confirmer l'importance prédominante de la composante horizontale du rejet, compensant ainsi l'absence trop généralisée de stries. Nous verrons ultérieurement les problèmes relatifs à l'orientation et à la répartition de ces failles.

D'autres petits plis ouverts, mais bien marqués (fig. VII-12 g et h) sont fréquents. Ils sont souvent accompagnés de microfailles, ce qui leur confère l'aspect d'une "méga" schistosité de fracture.

De nombreux plis ont un style original qui n'a qu'une valeur interprétative locale, comme par exemple au promontoire de *Vincente's beach* (zone 5).

Enfin, des kinks ont été signalés essentiellement dans les niveaux schisteux, mais leur nombre reste assez restreint ; les plus beaux exemples furent trouvés dans les zones 9 et 10, mais surtout à *cape Conran*.

VII-3.2. L'orientation des déformations

Chaque élément structural doit être repéré dans l'espace, aussi nous l'assimilons à des plans et des lignes (plan axial et axe en ce qui concerne un pli ; et le plan du miroir et les stries de glissement en ce qui concerne une faille). La position dans l'espace de ces plans et lignes est repérée par l'azimut et la valeur du pendage, qui peuvent être alors projetés sur un canevas de Schmidt ou de Wulf (en utilisant la demi-sphère inférieure).

VII-3.2.1. Etude générale

Dans un premier temps, l'analyse portera exclusivement sur les zones 5 à 10. Puis elle sera élargie aux autres affleurements de la côte.

Les mesures des plans axiaux et des axes de tous les plis, sans discernement de style ni de situation géographique, sont reportées sur un même stéréogramme (fig. VII-13 A). La figure VII-13 B en est une interprétation. De ce diagramme peuvent être déduites quelques grandes directions. En ce qui concerne les plans axiaux, deux ensembles sont directement observables. Le premier, qui est le plus important, est constitué de plans NNE-SSW dont les pôles sont contenus dans les aires Pa et Pb. Le deuxième ensemble, moins bien défini, comprend des plans axiaux grossièrement orientés ENE-WSW. Les pôles de ces plans sont regroupés dans les aires Pc et Pd (fig. VII-13 B). L'interprétation de la distribution des axes des plis est

plus délicate. On discerne néanmoins un centre d'accumulation plus important (Aa) et son symétrique (Ab). Les axes figurés dans ces zones sont orientés NNE-SSW, ce qui correspond aux directions des plans axiaux du premier ensemble (Pa et Pb). Les axes dont l'orientation est différente (dans les zones Ac et Ad) sont beaucoup plus épars. Leur liaison avec les zones Pc et Pd ne peut pas se faire sans prendre en considération les familles stylistiques précédemment décrites.

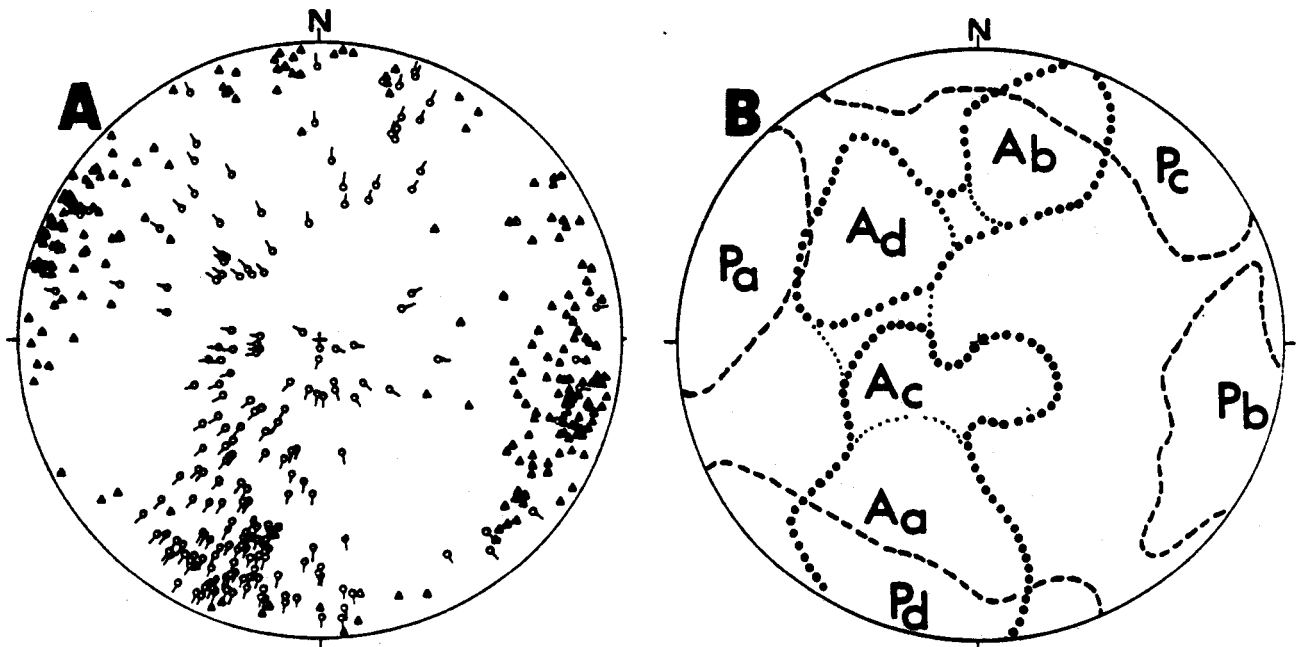


Fig. VII-13 • Les plis des zones 5 à 10 (canevas de Schmidt).

A - Stéréogramme des axes des plis (○—) ; des pôles des plans axiaux des plis (▲).

B - Stéréogramme interprétatif des aires d'accumulation des axes (A) et des plans (P) autorisant une description plus aisée.

• *Folds from areas 5 to 10 (Schmidt stereonet).*

A - Stereogram of fold axis (○—) ; axial surface pole (▲).

B - Interpretatif stereogram of axes (A) and surfaces (P) accumulation area.

VII-3.2.2. Etude par secteur

Les conclusions d'un examen général comme dans le paragraphe précédent, ne peuvent qu'être très limitées. Pour continuer l'analyse, je diviserai le terrain en quatre parties présentant chacune un caractère structural marqué.

a) Au Nord de *Seal creek* : ce secteur est compris entre la plage de *Seal creek* et *Impossible beach* (zones 5 et 6). Il a l'intérêt de présenter de nombreux plis qui avaient été qualifiés de "majeurs" (P_2) au vu simplement de leurs tailles puis de leurs styles. Le report sur stéréogramme (fig. VII-14 A) des éléments géométriques des plis montre leur

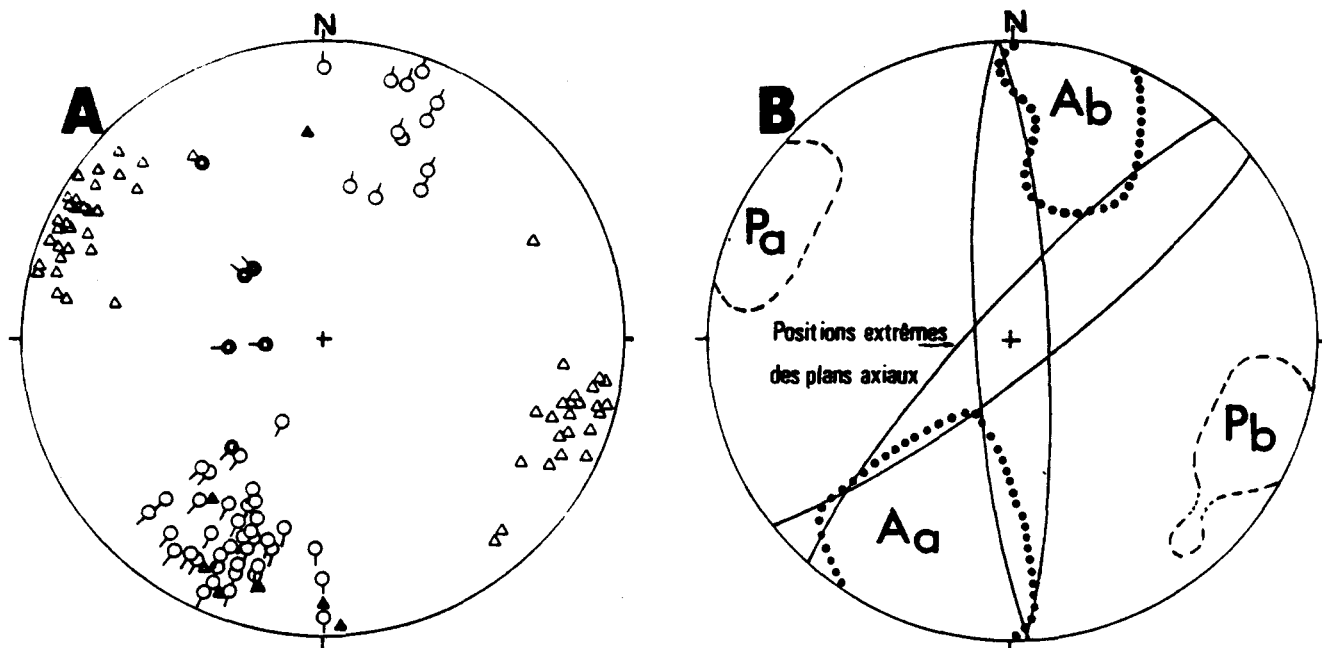


Fig. VII-14●A : Les plis au Nord de *Seal creek* (les quatre éperons).
 Axes des plis majeurs (○—) ; pôles des plans axiaux des plis majeurs (△) ; axes des ondulations (○—) ; pôles des plans axiaux des ondulations (△).

B : Stéréogramme interprétatif (canevas de Schmidt).

●A : *Folds from the north part of Seal creek (the four ridges).
 Axes of main folds (○—) ; axial surface poles of main folds (△) ; axes of undulations (○—) ; axial surface poles of undulations (△).*

B : *Interpretatif stereogram.*

grande homogénéité d'orientation dans cette zone. Les pôles des plans axiaux sont répartis dans deux aires (P_a et P_b), tandis que les axes sont bien regroupés en A_a , avec cependant quelques axes plongeant vers le NNE (A_b). Il faut noter que les axes qui plongent vers le Nord sont ceux de plis dont les surfaces axiales pendent indifféremment vers l'ESE (P_a) ou vers l'WNW (P_b). Les plis majeurs tels qu'ils viennent d'être décrits semblent former une famille cohérente. L'examen des microstructures associées sera fait dans le paragraphe VII-3.3.

Nous avons vu que ces plis sont génétiquement liés aux failles directionnelles (F_2) dont les rejets sont verticaux et le plus souvent inverses. Les pôles des miroirs de ces failles sont reportés sur un stéréogramme (fig. VII-15). Ceux des accidents normaux distensifs (40 % environ) sont symbolisés par des disques et des flèches centrifuges qui rappellent le sens du déplacement du bloc inférieur. Pour les failles inverses compressives, c'est un cercle avec une flèche centripète. L'orientation moyenne des failles est NNE-SSW, c'est-à-dire parallèle aux plans axiaux des plis majeurs (P_2).

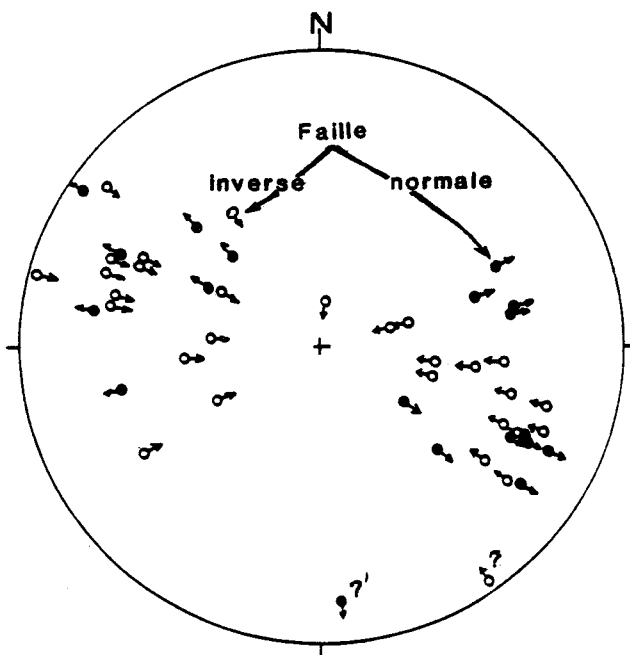


Fig. VII-15 • Les failles directionnelles. Pôles des miroirs de failles compressives ($\odot \rightarrow$) et distensives ($\leftarrow \bullet$) (canevas de Schmidt).

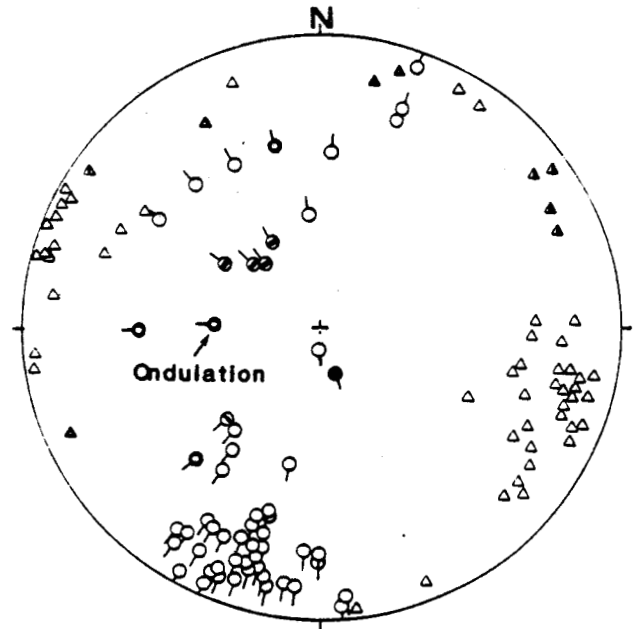
• Longitudinal fault : compressional ($\odot \rightarrow$) and distensional ($\leftarrow \bullet$).

b) Au Sud de *Seal creek* : ce secteur aux structures relativement simples est couvert par les zones 7, 8 et 9 (en partie). On y trouve, comme sur le bord Nord de *Seal creek*, de nombreuses structures majeures (P_2), mais aussi des ondulations (P_3) telles qu'elles ont été décrites au paragraphe VII-3.1.2. Ces ondulations observables sur le terrain ont fait l'objet d'un certain nombre de relevés, mais les plis étant très ouverts, les mesures directes ont été complétées par des mesures calculées. Dans la projection stéréographique (fig. VII-16), les éléments relatifs aux ondulations sont figurés en traits gras. On constate que les axes plongent dans des directions variant entre le NNW et le SW et avec des pendages compris entre 40 et 60°. Des ondulations similaires auraient pu être observées au Nord de *Seal creek* (fig. VII-14 A).

Les stéréogrammes d'isodensité des pôles des plans de stratifications établis pour chaque zone (carte hors texte) présentent une répartition des points selon un grand cercle qui matérialise les structures principales. L'exemple de la zone 8 (fig. VII-17 A) montre qu'il peut y avoir aussi

Fig. VII-16 • Les plis au Sud de Seal creek (zones 7, 8 et 9).
 (○) et (△) : axes et pôles de plans axiaux des plis d'amortissement des failles décrochantes (autres symboles ; cf. fig. VII-14).

• *Folds from the south of Seal creek (area 7, 8 et 9).
 (○) and (△) : damping folds of transverse faults (legend see fig. VII-14).*



une dispersion selon un autre grand cercle des points qui constituent le flanc à pendage Ouest. Cet étalement correspond à celui provoqué par les ondulations. Il est d'autant plus marqué pour une zone, que les ondulations y sont fréquentes. Le stéréogramme (fig. VII-17 B) cumule les plis ainsi

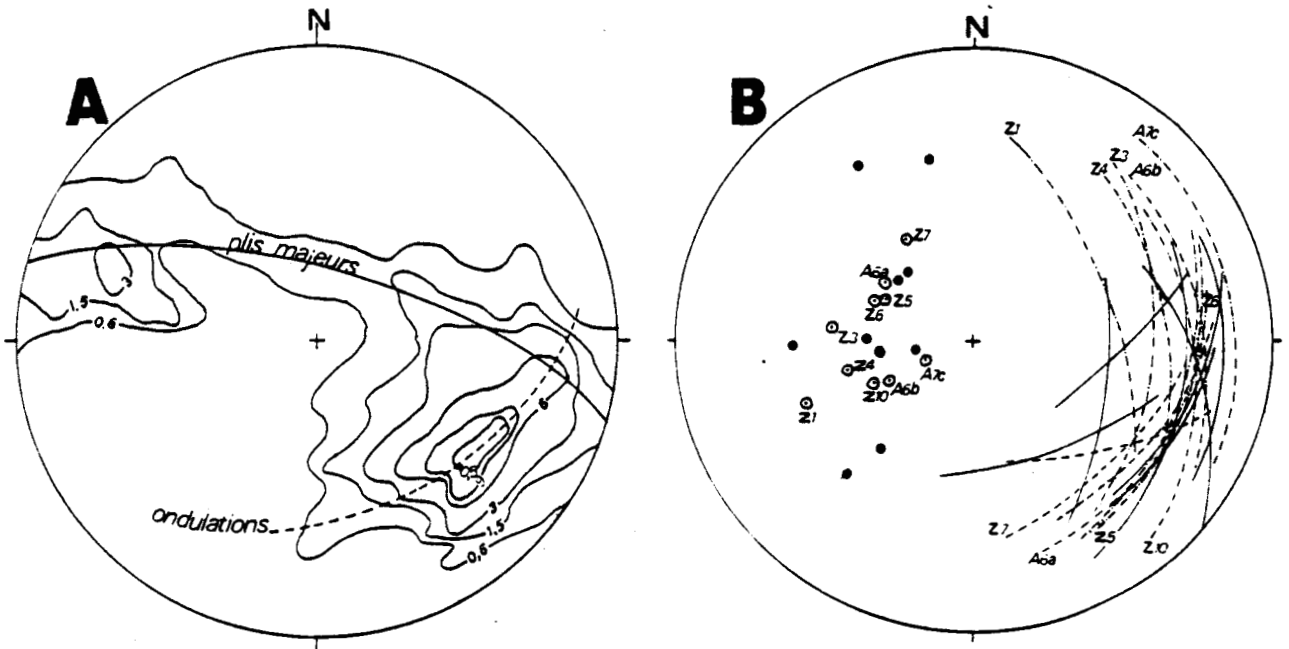


Fig. VII-17 • Les ondulations.

A - Exemple de la dispersion dans la zone 8 des pôles des plans de stratification d'une zone, selon les plis majeurs (P_2) et les ondulations (P_3).

B - Stéréogramme récapitulatif des ondulations calculées sur le terrain (●); calculées par zone selon l'exemple A (○). (Z 6 = Zone 6 de cet ouvrage - A 6b = Area 6b de WILSON et al., 1982).

• *The undulations.*

A - Example of the bedding poles scattering according to the main structures (P_2) and the undulations (P_3) (area 8).

B - Stereogram of all the undulations calculated on the field (●); calculated for each area according to the example A (○). (Z 6 = Zone 6 from this thesis - A 6b = Area 6b from WILSON and al., 1982).

calculés pour chaque zone et les axes observés et calculés sur le terrain. On constate une correspondance significative entre les deux observations faites pourtant à des échelles et par des procédés différents.

Ces plis ont été rapprochés des nombreuses failles décrochantes uniquement par l'observation de terrain. Ces failles sont divisées en deux catégories : les unes, orientées NW-SE, ont des rejets senestres ; les autres, orientées ENE-WSW, ont des rejets dextres. Le stéréogramme (fig. VII-18 A) indique la disposition des pôles des miroirs de ces deux familles (le sens des flèches rappelle le sens du mouvement relatif des deux blocs). Facilement observables sur le terrain, les failles ne montrent pas d'antériorité systématique d'une famille sur l'autre. Elles se recoupent indifféremment. Le style des ondulations et des failles apparaît homogène. Nous verrons que l'orientation des structures plicatives et cassantes répond à une même logique (§ VII-4.3).

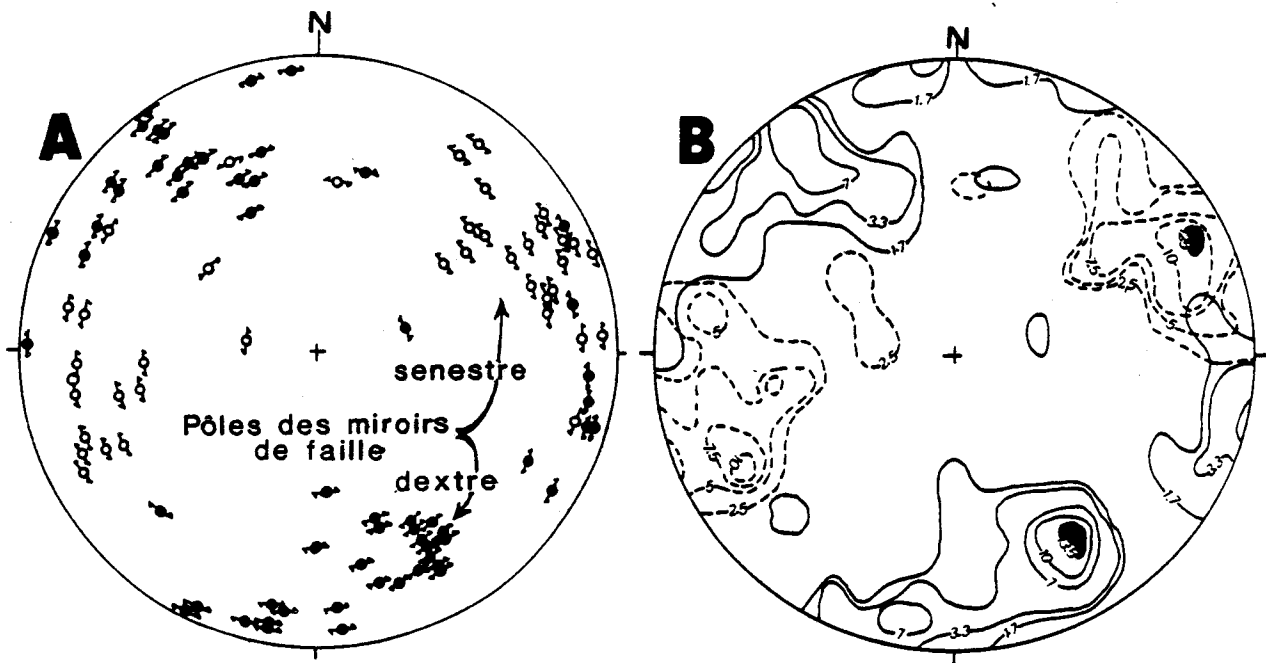


Fig. VII-18 • Les failles transverses décrochantes

A - Stéréogramme des pôles des failles dextres (\rightarrow) et senestres (\leftarrow).

B - Stéréogramme en isodensité de points : dextre (\rightarrow) et senestre (\leftarrow). (Canevas de Schmidt - 101 mesures).

• Transverse faults.

A - Poles of dextral faults (\rightarrow) and sinistral faults (\leftarrow).

B - Isodensity distribution of dextral (\rightarrow) and sinistral (\leftarrow) faults.

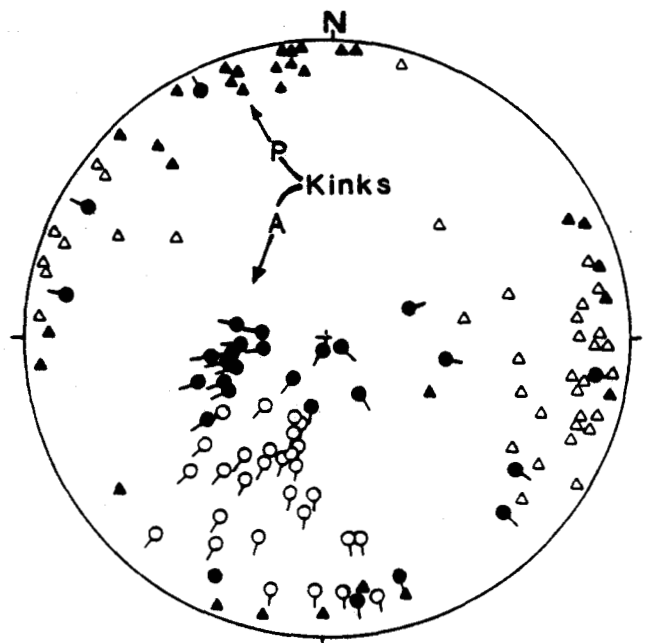
D'autres plis plus marqués dans la zone 3 (fig. VII-1) présentaient des associations avec des failles, et une orientation orthogonale aux structures P_2 . Ils répondent apparemment à la même logique que les ondulations dont ils ne diffèrent que par le style. Ils doivent néanmoins en être rapprochés.

Une autre famille de plis est apparue dans le stéréogramme du secteur situé au Sud de *Seal creek* (fig. VII-16). Les axes de ces plis pendent vers le NW, les pôles de leurs plans axiaux sont répartis dans les aires P_c et P_b (fig. VII-13 B). Ces plis sont le résultat de l'amortissement ductile des failles transverses (fig. VII-12 f).

c) La zone de *Little Rame Head* (zones 9 et 10) : les plans et axes des plis de ce secteur ont été reportés sur stéréogramme (fig. VII-19). Deux catégories de plis sont discernables: la famille des plis majeurs (P_2) qui ne changent pas de caractéristiques, et de nombreux kinks (P_4) qui sont développés dans les niveaux schisteux de cette zone. On constate que les axes de ces kinks sont très redressés et plongent principalement vers l'Ouest (fig. VII-13 B, aire A_c), alors que les pôles des plans axiaux sont principalement concentrés dans les zones P_c et P_d (fig. VII-13 B) et accessoirement dans les zones P_a et P_b . Les plans sont néanmoins toujours très redressés. Donc ce n'est pas l'orientation qui permet de dissocier les ondulations des kinks. Il n'est pas possible d'accorder un degré de confiance suffisant aux stéréogrammes, mais la différence radicale de style entre les deux déformations incite à chercher plus avant.

Fig. VII-19 • Les plis de *Little Rame Head* (zones 9 et 10).
Légende : (●) axe de kink ; (▲) pôle des plans de kink (○ et △) plis majeurs ; (canevas de Schmidt).

- *Folds from Little Rame Head* (areas 9 and 10).
Legend : (●) kink axes ; (▲) kink band pole.



RAMSAY (1962) étudie la géométrie des plis conjugués, puis DEWEY (1965) précise la nature et l'origine des *kink bands*. Il donne la position des champs de contraintes ayant formé différents types de plis conjugués. Avec les critères qu'utilise DEWEY, un exemple de kinks conjugués, observés à *basic dyke bay* (fig. VII-21 A) est décrit, et ses éléments sont reportés sur un stéréogramme (fig. VII-20 B). Les contraintes maximale (σ_1), intermédiaire (σ_2) et minimale (σ_3) sont localisées (figurées en plein). La même opération a été faite pour les autres ensembles de plis exploitables observés. On constate que σ_1 est subhorizontale et orientée NNE-SSW, σ_3 se trouve dans le même plan et fait un angle de 90° avec σ_1 , enfin σ_2 est orthogonal à σ_1 et σ_3 , donc en position verticale. On note que σ_2 est confondue avec les axes des plis en kink observés.

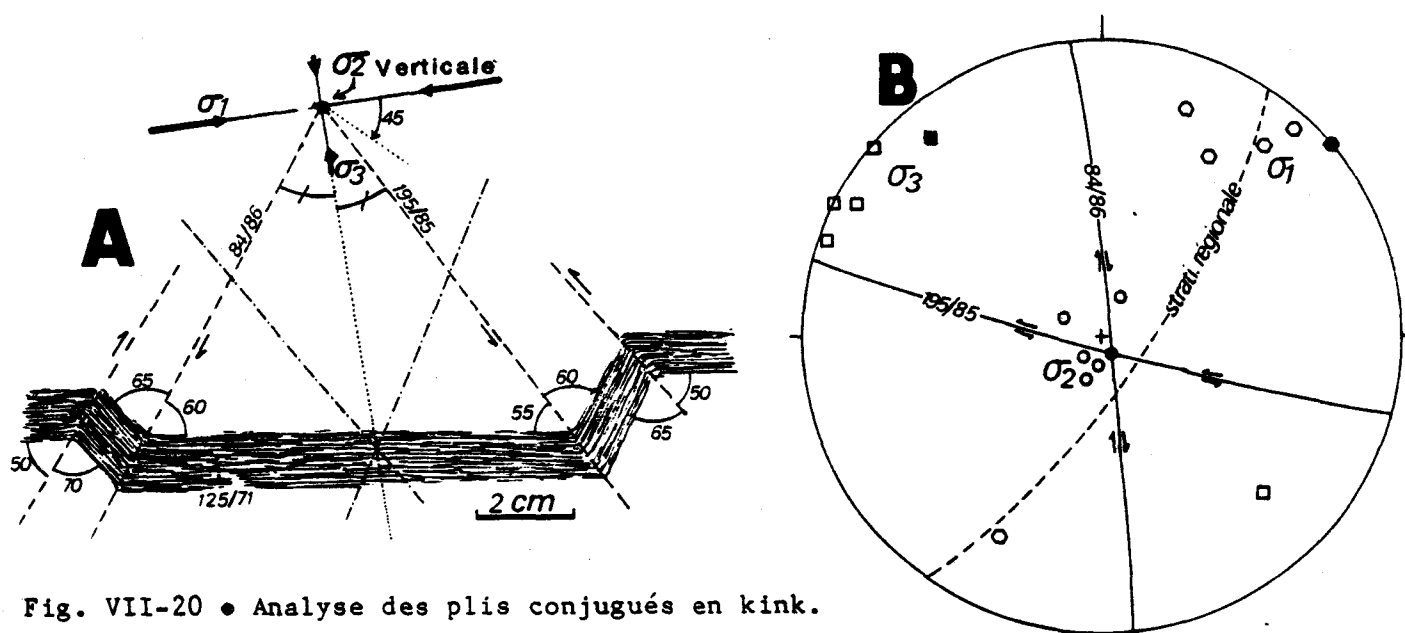


Fig. VII-20 • Analyse des plis conjugués en kink.

A - Exemple d'étude d'un kink.

B - Report sur stéréogramme de l'exemple A (en symboles pleins) et des autres mesures faites sur d'autres plis (en symboles évidés) (canevas de Wulf).

• *Conjugate kink fold analysis.*

A - Example.

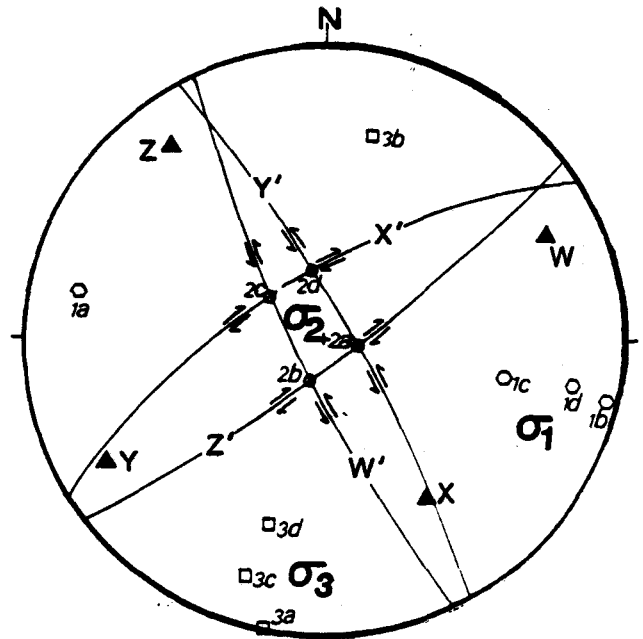
B - Stereogram of the example A (full symbols) and other kinks (open symbols).

Un raisonnement similaire appliqué aux plis en ondulation donne en moyenne la même disposition des contraintes. Par contre avec les failles décrochantes qui leur sont associées, le résultat est significatif. La figure VII-18 montrait quatre zones d'accumulation maximale des pôles des plans de ces failles. Ces maximums (W, X, Y, Z) sont repris dans la figure VII-21 où ils sont figurés par des triangles pleins. Pour chacun d'eux, le miroir de faille est positionné avec le sens de son rejet. σ_2 est localisé sur les lignes d'intersection des failles qui nous sont apparues conju-

guées. Les différents cas envisageables sont figurés (a, b, c et d). Puis les directions de σ_1 et σ_3 sont repérées aux intersections entre le plan perpendiculaire à σ_2 et les plans médians aux deux failles considérées. La place de σ_1 est subhorizontale, orientée ESE-WNW; celle de σ_3 est en direction NNE-SSW, tandis que σ_2 reste verticale.

Fig. VII-21 • Les failles décrochantes (F_3). Pour les quatre maximum W, X, Y, Z (fig. VII-18 B), sont reportés les quatre miroirs type W', X', Y', Z'. En sont déduites les positions envisageables (a, b, c, d) des contraintes moyennes ($\sigma_1 = \bigcirc$, $\sigma_2 = \bullet$, $\sigma_3 = \square$) (canevas de Wulf).

- *Transversal fault mean stress. For the four maximum W, X, Y, Z (fig. VII-18 B) are reported the four typical faults W', X', Y', Z'. deduced the different (a, b, c, d) stress positions ($\sigma_1 = \bigcirc$, $\sigma_2 = \bullet$, $\sigma_3 = \square$).*



Il y a eu une interversion entre les positions de σ_1 et de σ_3 . On peut donc absolument dissocier deux épisodes de déformations, l'un ayant engendré les failles, l'autre les kinks. Par contre en considérant les directions de contraintes relatives à chaque déformation, la parenté génétique entre les failles et les ondulations est remise en cause. Ce problème particulier sera repris au paragraphe VII-4.3.1.

d) Le secteur de *Vincente's beach* : c'est essentiellement la zone 5. Les structures complexes en ont déjà été largement décrites et interprétées (fig. VII-2 et 3). Le stéréogramme des plans et axes des plis (fig. VII-22) montre, comme l'avait fait la description, qu'il s'agit d'une zone particulière. Cette particularité étant due à la grande faille cisailante "*Vincente fault*" dont l'importance du rejet reste inconnue.

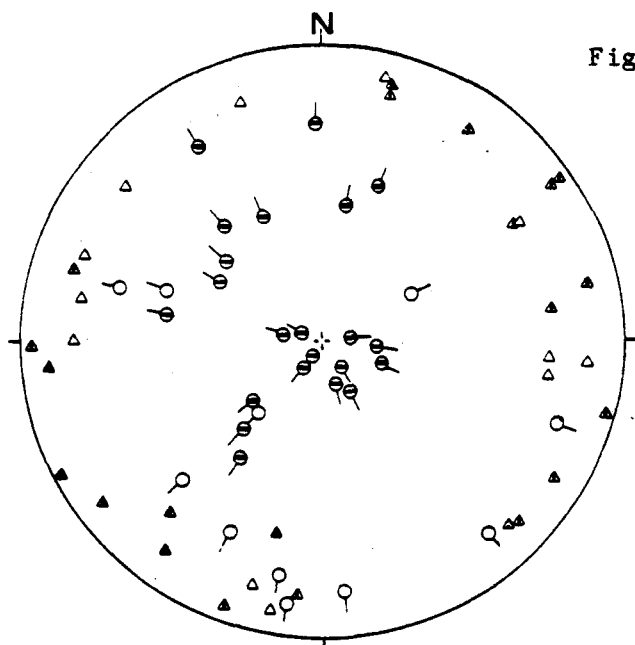


Fig. VII-22 ● Les plis de Vincente's beach (zone 4-5).
Légende : ○—, △ : axe et plan de plis majeur P_2 ; ⊖—, ▲ : axe et plan de plis P_3 (canevas de Schmidt).

● Folds from Vincente's beach (area 4-5).
Legend : ○—, △ : axe and axial surface of P_2 fold ; ⊖—, ▲ : axe and axial surface of P_3 fold.

VII-3.3. Etude des schistosités

VII-3.3.1. Généralités

Dans certains secteurs orogéniques, la morphologie de la schistosité est typique d'une phase de déformation pour une lithologie donnée.

De la même façon, dans le chapitre précédent, la schistosité de flux (S_1) était typique de la première phase de déformation (D_1) des *Mallacoota beds*. Les études faites sur le style et l'orientation des structures, qui n'appartiennent pas à D_1 , mettent en évidence plusieurs familles. L'examen microscopique des schistosités de plan axial des différents plis consiste en une description de leur morphologie.

De nombreux auteurs se sont penchés sur le problème de la description, de la classification et de l'interprétation des schistosités (WILLIAMS, 1977). Passer en revue tous ces travaux serait trop long et fastidieux. Afin de garder une certaine homogénéité avec les différents travaux australiens, j'utiliserai la classification de POWELL (1979), car elle présente entre autre l'avantage de n'employer que des termes purement descriptifs (fig. VII-23).

En dehors de S_1 , toutes les schistosités observées dans les *Mallacoota beds* sont de type espacé. Vu la grande variété des faciès sédimentaires,

la morphologie de la schistosité peut considérablement varier en fonction de la compétence des roches sollicitées. Certaines lames minces peuvent présenter un passage continu entre une crénulation zonale fine et une schistosité disjointe grossière ou anamostasée. De ce fait, il n'est pas possible de reconnaître une déformation par le type de schistosité qu'elle a induite. Cependant, on peut faire une restriction à cette conclusion négative. Pour un même matériel, la schistosité d'une phase récente sera toujours plus espacée que pour une phase plus ancienne. Cette remarque n'est valable que pour l'étude de l'intersection d'une schistosité par l'autre sur une lame mince.

Par ailleurs, à Mallacoota, les schistosités ne s'observent vraiment bien que dans les charnières des plis.

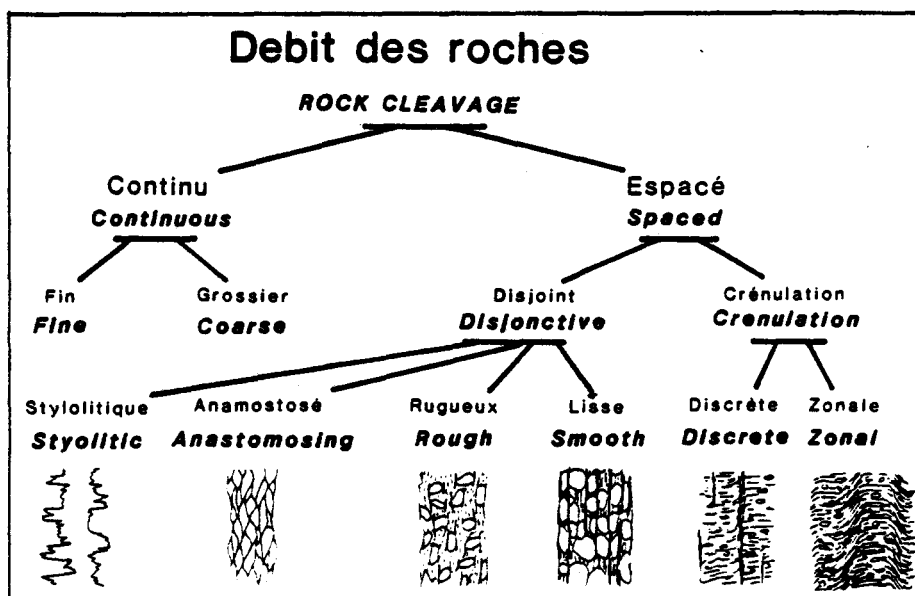


Fig. VII-23 • Classification des schistosités selon POWELL (1979) (plus traduction).

- *Rock cleavage classification from POWELL (1979) (and translation).*

VII-3.3.2. Distinction de sous-phase

La distinction entre deux phases d'après les schistosités n'est pas aisée, cependant un exemple illustré dans la figure VII-24 prouve que les schistosités peuvent permettre d'approfondir la notion de phase tectonique.

Le cliché a présente la charnière d'un micropli d'entraînement. Le style, l'orientation et la position près de plis plus importants font

penser qu'il s'agit d'un pli de deuxième génération (P_2 : appelé jusqu'à présent pli majeur). Une lame mince de la charnière est présentée par le cliché b. Son examen à faible grossissement montre une surface de stratification (S_0) bien nette entre un microgrès et un niveau plus argileux. La schistosité S_1 est bien visible dans le microgrès (photo i). Dans le niveau de schistes, on observe deux schistosités (S_{2a} et S_{2b}) suborthogonales entre elles. S_{2a} est développée sur la partie gauche du pli alors que S_{2b} se trouve sur la partie droite du même pli. Il n'y a pas de schistosité axiale à proprement parler. L'observation de S_{2a} à un plus fort grossissement, au microscope optique (cliché c) ou au microscope électronique à balayage (M. E. B. = S. E. M.) (cliché d) établit qu'il s'agit d'une schistosité espacée disjointe et lisse (*Smooth disjonctive spaced cleavage*) qui reprend S_1 . Les mêmes examens pour S_{2b} (clichés e et f) montrent une schistosité espacée de crénulation discrète (gauche de la photo f) ou zonale (droite de la photo f). Pour un même matériel, S_{2a} et S_{2b} ont des morphologies bien distinctes. Au centre de la photo b, S_{2a} et S_{2b} se superposent. La photo g prise au microscope optique, et plus encore la photo h prise au M. E. B. indiquent que dans la zone de chevauchement des deux schistosités, c'est S_{2a} qui est plissée par S_{2b} .

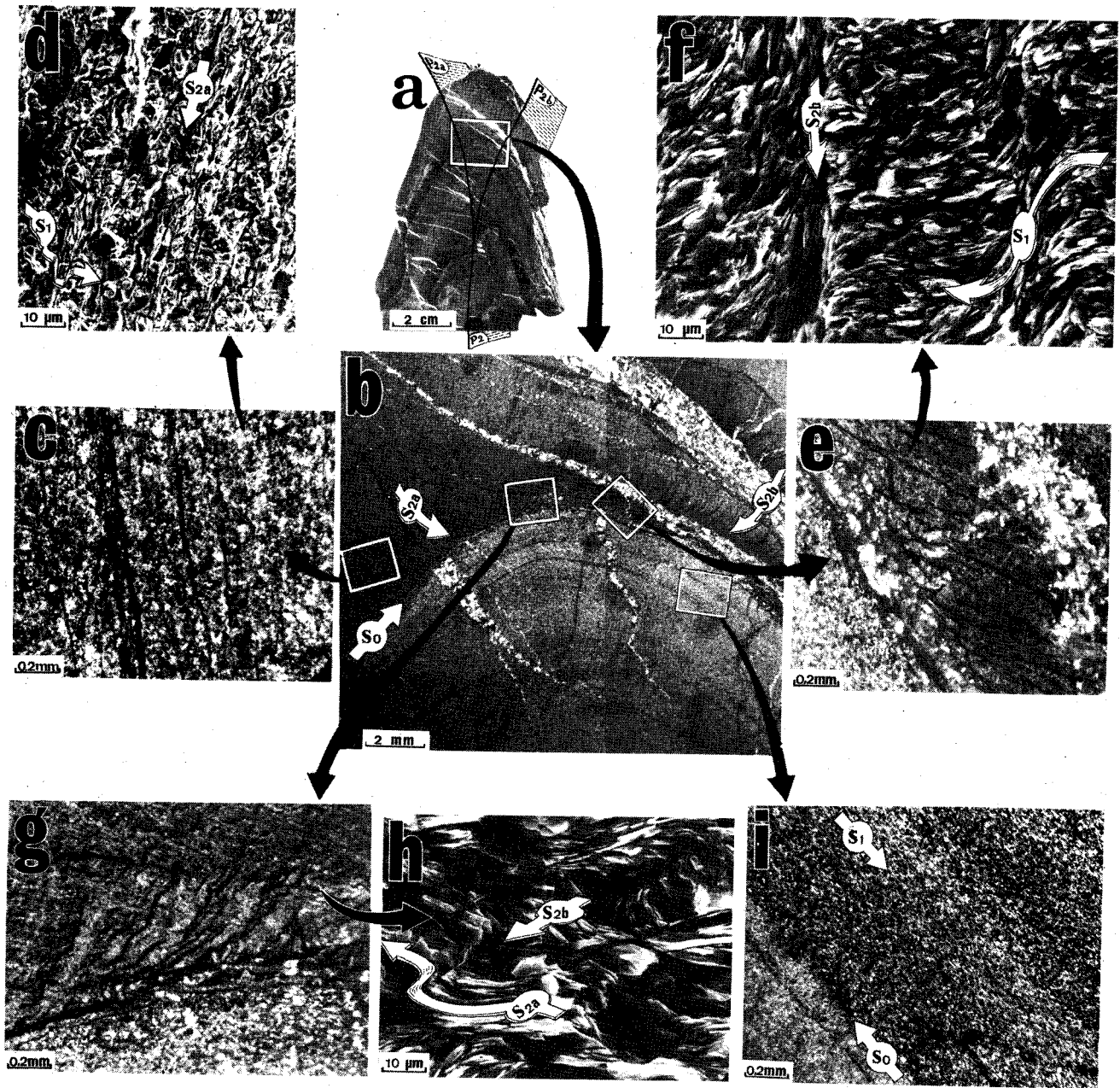
Fig. VII-24 • Les schistosités indicatrices de sous-phases tectoniques. Pour les explications, voir le texte.



-a- échantillon d'une charnière de micropli dans une alternance schisto-gréseuse (deux plans axiaux P_{2a} et P_{2b} sont figurés d'après la forme des lits ployés) ; -b- est un faible grossissement d'une lame mince faite dans la charnière (S_0 est visible, ainsi que deux directions de schistosités S_{2a} et S_{2b}) ; -c- est une photographie faite au microscope optique (M.O.) dans une zone où S_{2a} est seule développée ; -d- étude au microscope électronique à balayage (M. E. B.) de S_{2a} : c'est une schistosité espacée disjointe et fine qui reprend la schistosité S_1 (chap. VI) ; -e- est une photographie faite au M. O. dans une zone où S_{2b} est seule développée ; -f- étude au M. E. B. de S_{2b} : c'est une schistosité espacée de crénulation discrète ou zonale qui reprend S_1 ; -g- photographie faite au M. O. dans la zone d'intersection de S_{2a} par S_{2b} ; -h- étude au M. E. B. de l'intersection de S_{2a} par S_{2b} ; -i- est une photographie faite au M. O. qui montre S_1 parallèle à S_0 .

- *Cleavages showing two tectonic subphases. For explanation see texte.*

-a- handspecimen of fold hinge ; -b- thin section in the hinge ; -c and d- study of the cleavage S_{2a} : it is a smooth disjonctive spaced cleavage, overprinting S_1 ; -e and f- study of the cleavage S_{2b} : it is discrete or zonal crenulation cleavage overprinting S_1 ; -g and h- study of S_{2a} and S_{2b} relationships : S_{2b} overprint S_{2a} ; -i- S_1 is a bedding parallel cleavage.



De cet exemple, on déduit que pour un même pli, deux schistosités distinctes peuvent être engendrées avec des morphologies et des orientations différentes. L'examen plus attentif de l'échantillon macroscopique confirme qu'en fait le pli (P_2) se subdivise en deux plis (P_{2a}) et (P_{2b}) dont (S_{2a}) et (S_{2b}) sont les schistosités de plan axial. Le phénomène pourrait être interprété comme étant le résultat de deux phases de plissements successives et distinctes mais presque co-axiales. Ce type d'observation est rare dans le secteur étudié, aussi je l'interpréterai plutôt comme des "à-coups" successifs et localisés d'une même phase de déformation, soit deux sous-phases (D_{2a}) et (D_{2b}). Cet exemple peu répandu nous montre clairement le problème des déformations progressives et continues.

VII-4. **LES PHASES OROGENIQUES**

Dans ce paragraphe, les observations structurales déjà faites vont être synthétisées afin de mieux préciser la nature, l'importance, l'âge, les conditions et autant que possible, l'extension de chaque phase tectonique. Mais auparavant, une rapide synthèse bibliographique sur la géologie du synclinal Lachlan doit permettre de situer les phases orogéniques.

Ma	ETAGE	TALENT (1969)	WEBBY (1972)	BOLGER (1976) et KING	CROOK <i>et al.</i> (1976)	VANDENBERG (1977 a)	VANDENBERG (1977 b)
230	TRIAS						
	PERMIEN				HUNTER-BUTTER		
280	CARBO				KAMIMBLAN		
345	DEVONNIEN	TABBERABBERAN	EDEN TABBERAB LIMEKILNS CENTRAL VIC. BLINDI STUART DERRINGULLEN	TABBERABBERAN	TABBERABBERAN	TABBERABBERAN	TABBERABBERAN
		BOWING	BOWING TABBERAB	BOWING		BOWING	
395	SILURIEN	BENAMBRAN		BENAMBRAN	QU'IDONGAN BENAMBRAN	BENAMBRAN	
435	ORDOVI				DELAMERIAN		
500	CAMBRIEN						

Fig. VII-25 • Tableau : bibliographie sur la datation de phases orogéniques du Paléozoïque dans le Sud-Est de l'Australie (le secteur considéré par les auteurs pouvant être synthétique : CROOK *et al.*, 1976, ou très ponctuel : VANDENBERG, 1977 a et b).

• Table : bibliography of the orogenic unconformity during the paleozoic period in South East Australia.

qui ont été mentionnées. Un certain nombre d'auteurs travaillant sur des secteurs d'étendue variable et dans des zones différentes du géosynclinal Lachlan, ont pu mettre en évidence une ou plusieurs discordances. Le tableau de la figure VII-25 récapitule toutes ces informations plus ou moins ponctuelles.

VII-4.1. La première phase de déformation D_1

Elle a fait l'objet de l'intégralité du chapitre VI. Elle se manifeste par une schistosité de flux (S_1) et quelques microplis (P_1). J'ai longuement discuté son interprétation. D_1 semble résulter d'un coulissage entre les plaques australienne et pacifique, peut-être additionné d'une subduction de la seconde sous la première. D_1 est un témoin de la *Benambran orogeny* marqué par des discordances localisées du Silurien sur l'Ordovicien.

VII-4.2. La deuxième phase de déformation D_2

VII-4.2.1. Description

Dans la gamme des déformations décrites, seules les structures dites majeures peuvent être reprises par toutes les autres (fig. VII-2 et VII-9). Les plis P_2 sont généralement semblables, aigus, droits, orientés NNE-SSW ; ils sont souvent accompagnés de failles longitudinales à rejets verticaux (F_2). Ces plis ont une schistosité de plan axial de type crénulation (S_2). Localement, D_2 peut être polyphasé (fig. VII-24).

Après avoir démontré l'homogénéité des plis à une échelle mésoscopique, on peut envisager l'étude des mégastructures. Les stéréogrammes par densité des pôles de stratification donnent une idée relativement précise des variations d'orientation des mégastructures. Sur une carte de la côte, entre Mallacoota et Sandpatch Point (fig. VII-26), sont situées les zones étudiées par WILSON *et al.* (1982) (areas A_1 to A_{7C}) et les zones représentées sur la carte (disposée en pochette) (zones Z_1 à Z_{14}). Conjointement, sont reproduits les stéréogrammes relatifs à chaque secteur. Un aspect de la dispersion dans ces stéréogrammes a déjà été exploité à propos de l'étude des ondulations (fig. VII-17 B). Un stéréogramme récapitulatif et interprétatif est aussi présenté (fig. VII-26). Il y a une certaine homogénéité dans les orientations des grands cercles (excepté pour les secteurs A_2 et A_4 dont l'interprétation sera donnée au paragraphe VII-4.4). Par contre le pendage des axes calculés des structures est très variable

(fig. VII-27). Il semble qu'il y ait un basculement périodique des axes qui les fait osciller entre une position subhorizontale ($A_1, Z_1, Z_3, Z_6, Z_7, Z_{11}, Z_{12}, Z_{13}$ et Z_{14}) et une position fortement inclinée ($A_5, A_6, A_7, Z_2, Z_4, Z_5$ et Z_{10}). Il peut y avoir plusieurs interprétations à ce phénomène sans que nous ayons assez d'arguments pour retenir l'une plus que l'autre :

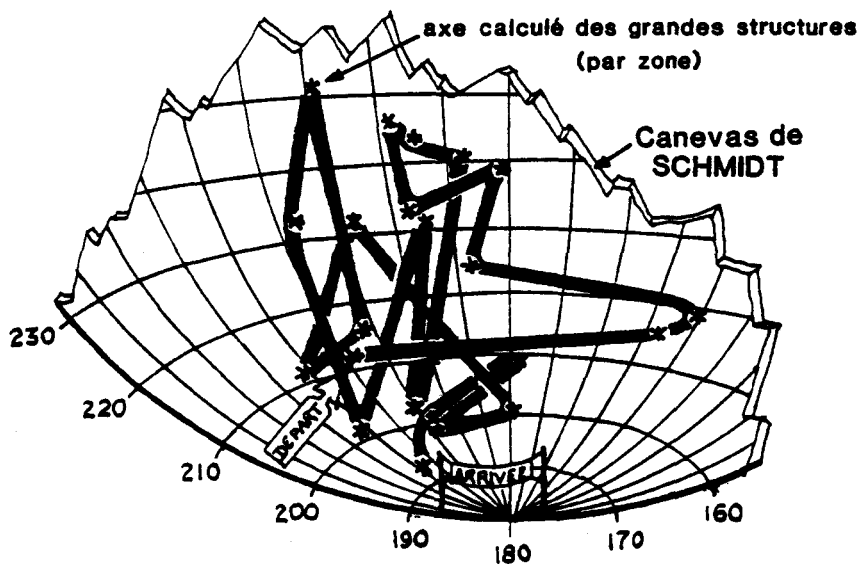


Fig. VII-27 • Variations sur un canevas de Schmidt du pendage et de l'orientation de l'axe calculé des grandes structures (P_2) (en allant du Nord [départ] vers le Sud [arrivée]).

- Variation (from North [depart] to South [arrivée]) of dipping and orientation of the main structures axes (P_2) (Equal area canevas).

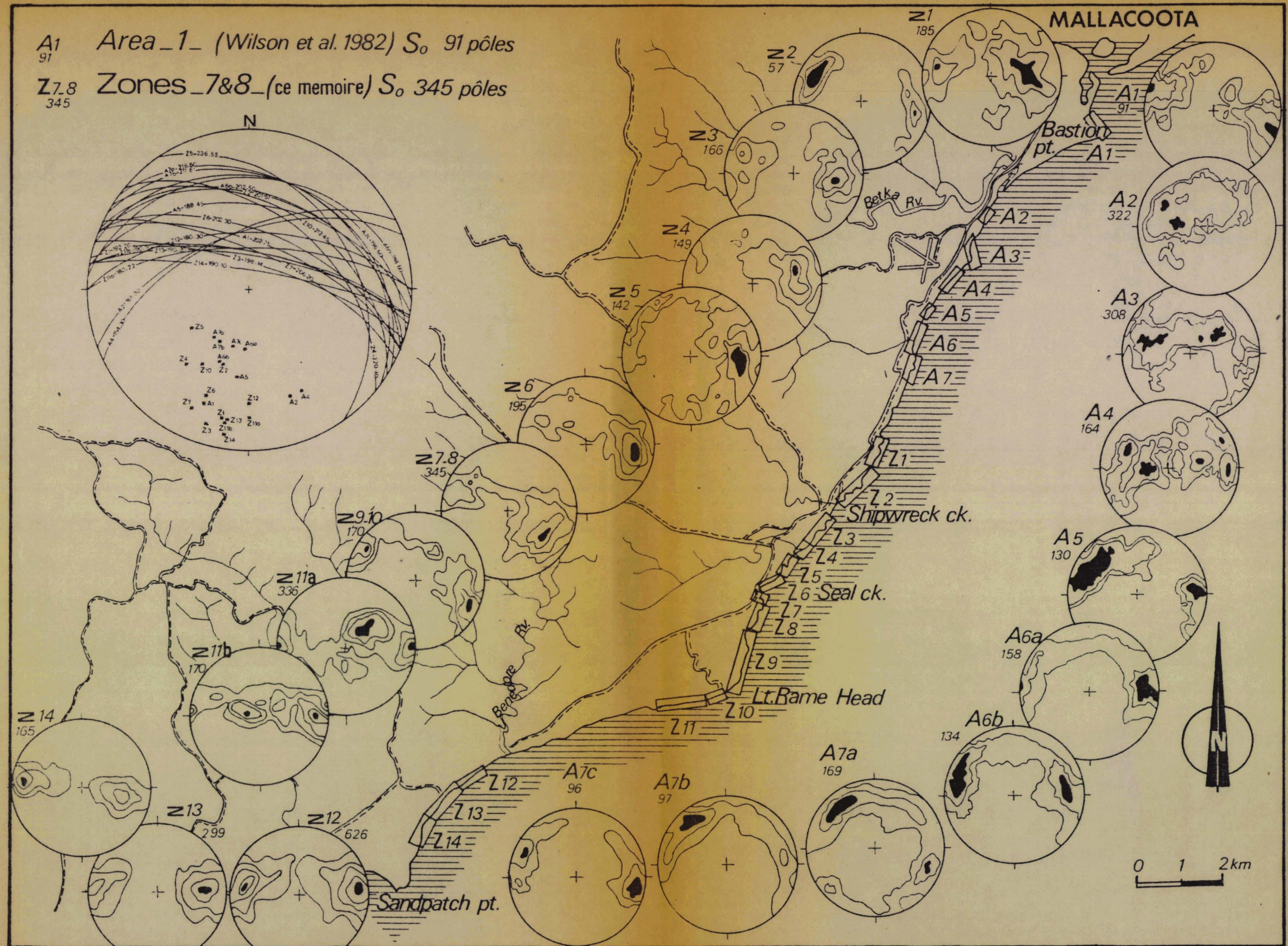
- ces variations de l'inclinaison sont dues aux structures proprement dites. Les déformations qui leur ont succédé n'auraient eu que peu d'influence sur l'aspect général des grandes structures (P_2). Si tel est le cas, Mallacoota est situé dans la zone d'enracinement vers le Sud d'un grand anticlinorium. Il aurait été formé sous un régime de contraintes dans lequel la contrainte moyenne intermédiaire (qui est classiquement disposée selon l'axe du pli) et la contrainte minimum générale changent d'orientation, alors que la contrainte principale à l'échelle du pli reste horizontale ;

Fig. VII-26 : Carte récapitulative des zones étudiées : pour chaque zone est présenté le stéréogramme des pôles des plans de stratification en isodensité de point, avec un stéréogramme cumulatif des grands cercles des structures P_2 relatif à chaque zone, ainsi que les axes calculés des structures.

Localisation map of the areas, with orientation data, and a cumulative stereogram.

A1 Area 1 (Wilson et al. 1982) S_o 91 pôles
91

Z7.8 Zones 7&8 (ce memoire) S_o 345 pôles
345



- l'influence des phases tardives est prédominante. Ces variations seraient alors dues au fait que P_2 est replissé ;
- la région aurait subi des mouvements de bascule bloc par bloc. Cette hypothèse semble corroborer (à une plus petite échelle) les remarques faites dans le chapitre V. L'Ordovicien du Gippsland oriental est en effet subdivisé en longs blocs présentant un degré de métamorphisme spécifique. Ces blocs témoignent de mouvements verticaux qui ont dû être souvent accompagnés d'évènements magmatiques (C.J.L. WILSON, comm. pers.).

VII-4.2.2. Age de D_2

Nous avons précédemment rattaché les déformations D_1 à la phase orogénique de *Benambran* qui s'est déroulée entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien moyen (fig. VII-25). La schistosité S_1 est reprise par la schistosité de crénulation S_2 , ce qui situe D_2 à une époque post-Silurien moyen.

Par ailleurs, les plis P_2 sont recoupés par les intrusions granitiques (zone 14) qui sont elles-mêmes recoupées par les dykes basiques (RICHARDS, 1979). Or le batholite de BEGA, dont fait partie le granite de *Sandpatch Point*, a été daté de 396 à 380 millions d'années (BOWEN, 1974 ; RICHARDS et SINGLETON, 1981) c'est-à-dire du Dévonien moyen (ARMSTRONG, 1978). La discordance du Dévonien sur les terrains plus anciens a amené les géologues australiens à définir une phase orogénique qui serait survenue à la limite Siluro-Dévonien. Ils la nomment la *Bowling Orogeny* (fig. VII-25). Ce qui correspond à la fourchette d'âge envisageable pour l'évènement tectonique D_2 .

VII-4.2.3. Origine de D_2

Le schéma classique du champ de contrainte moyen qui a formé un pli droit est :

- la contrainte intermédiaire située parallèlement aux axes des plis ;
- la contrainte maximale orthogonale au plan axial du pli ;
- la contrainte minimale dans le plan axial du pli et orthogonale aux deux autres.

Sans perdre de vue la remarque du paragraphe VII-3 faite à propos de l'application du terme de contraintes au milieu naturel, nous pouvons appliquer ces principes aux plis simples de Mallacoota.

Compte tenu de l'incertitude des mesures sur le terrain ($\pm 5^\circ$) et de ce que les phases tardives oblitèrent la disposition originelle des structures, on ne peut que donner une idée de la disposition des contraintes ayant créé les plis P_2 : la contrainte principale est située sur une horizontale orientée WNW-ESE ; la contrainte intermédiaire, confondue avec les axes, est orientée SSW-NNE avec un pendage SSW dans le cas où il n'y aurait pas eu de basculement ; enfin la contrainte minimale est en position subverticale.

VII-4.2.4. Moteur de D_2

Le géosynclinal Lachlan dont fait partie le Gippsland oriental est situé sur la bordure Est du continent australien. Aucune trace de craton plus oriental n'a été mise en évidence (mise à part la Nouvelle-Zélande qui au Dévonien n'en est qu'au stade embryonnaire de sa formation ; STEVENS, 1980). La phase orogénique de Bowring ne peut apparemment être due qu'à la confrontation entre les plaques australienne et pacifique.

VII-4. 3. La troisième phase de déformation D_3

VII-4.3.1. Nature de D_3

Nous avons vu que les plis P_2 étaient abondamment repris par les failles transverses (F_3), les ondulations et de nombreux plis d'amortissement P_3 . Par ailleurs, nous verrons que les kinks peuvent déformer l'ensemble de la série. Aussi, pouvons-nous regrouper ces déformations (ondulations P_3 et failles transverses F_3) en une phase tectonique cohérente.

Une étude plus générale du terrain rend compte de ce que les déformations D_3 les plus importantes sont les failles (F_3), alors que les plis et les ondulations (P_3), n'ayant aucune influence marquée à l'échelle du secteur, n'en sont que des contre-coups. Les matériaux réagissent secondairement en fonction de leurs compétences ; ainsi, localement, les axes de raccourcissements dus aux failles et aux ondulations sont orthogonaux. Des failles F_3 , comme celle de *Vincente's beach*, sont à l'origine de nombreux plis ; à l'inverse, les failles longitudinales (F_2) sont des conséquences du plissement intense de la série.

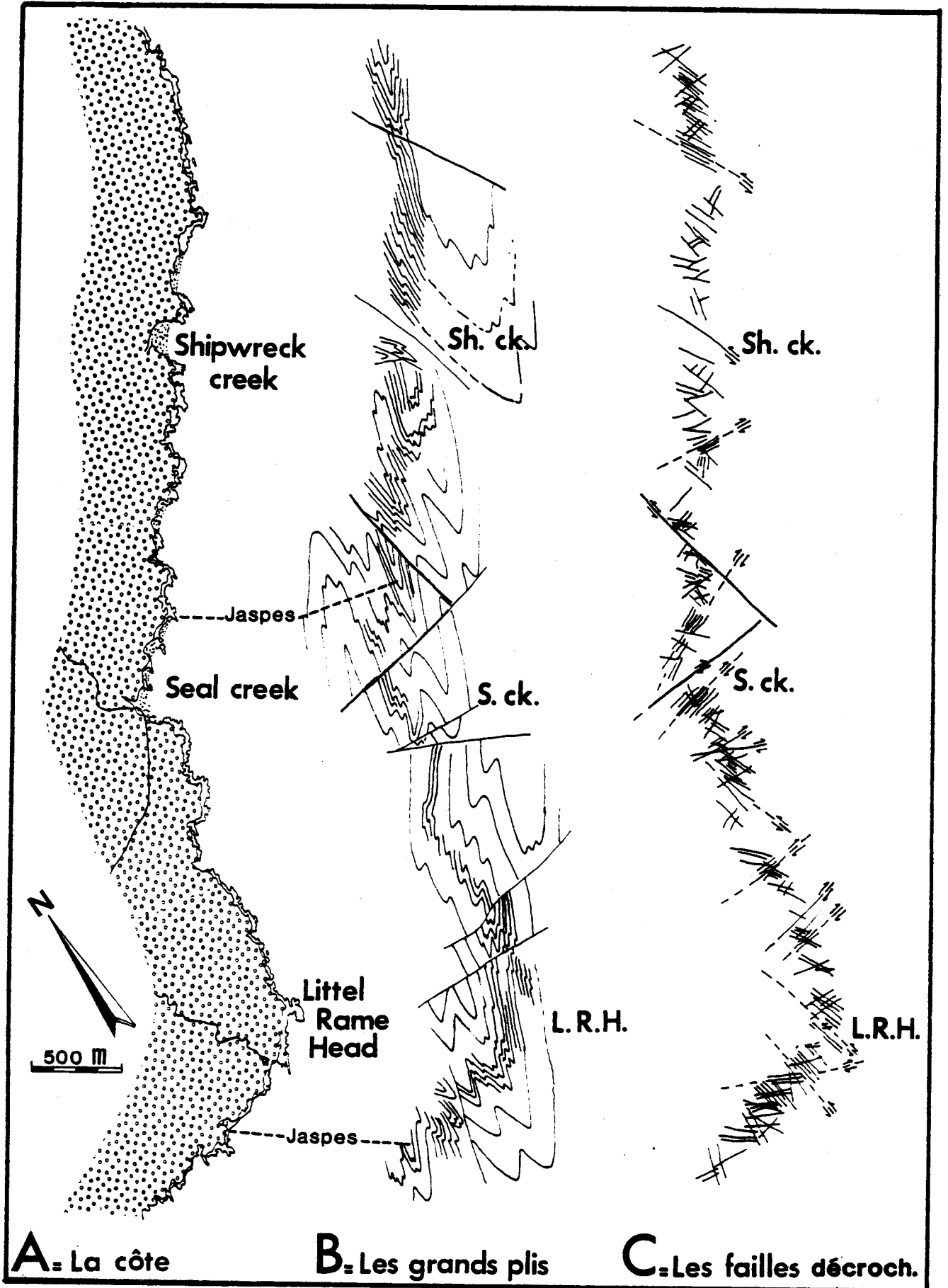
Fig. VII-28 : Les grandes structures (zones 1 à 11).



-A- la côte ; -B- les grands plis (P_2) ; -C- les failles transverses décrochantes (F_3).

The main structures (area 1 to 11).

-A- the coast line ; -B- main folds (P_2) ; -C- transversal fault (F_3).



A = La côte

B = Les grands plis

C = Les failles décroch.

La répartition des failles F_3 le long de la côte (fig. VII-28) montre qu'à cette échelle, la densité des failles dextres et senestres n'est pas constante en tous points ; au contraire, les familles alternent et définissent un "damier" à grande maille. A l'échelle de la région et spécialement en Nouvelle-Galles du Sud, on retrouve de grands accidents cisailants dont les âges, les orientations et le sens des rejets sont identiques à ce que l'on peut observer sur les affleurements décrits ici (POWELL, 1983).

- La faille *Burragate* (BEAMS, 1975 ; FERGUSON *et al.*, 1979) a un rejet dextre d'environ 24 km ; elle sectionne les granodiorites de *Kameruka*.
- La faille *Tantawangalo* (SIMS, 1982) a plus de 16 km de rejet dextre (orientée NE-SW, parallèle à la première).
- La faille de *Berridale* (WHITE *et al.*, 1976) est orientée NW-SE avec 11 km de rejet senestre.

VII-4.3.2. Age de D_3

Nous avons observé à plusieurs reprises que D_3 reprend les structures D_2 . Les dykes basiques sont eux-mêmes déformés de façon modeste par D_3 (fig. VII-9). Par ailleurs, RICHARDS (1979) remarque qu'à *Sandpatch point* les dykes recoupent le granite. Les rapides observations faites à *Cape Conran* ont montré que le granite était intensément déformé, ce qui lui conférait une tendance syntectonique (chap. IV).

Malgré l'absence de datation plus précise des dykes, on peut établir que D_3 a débuté avant la fin de la mise en place du granite pour se terminer après les intrusions basiques. Ce qui situe D_3 durant le Dévonien moyen. D_3 correspond donc à l'époque de la *Tabberabberan Orogeny* (fig. VII-25) des auteurs australiens.

VII-4.4. La quatrième phase de déformation D_4

VII-4.4.1. Description

La phase D_4 ne se manifeste à Mallacootaque par de petits plis en kink, dont les caractéristiques ont été précédemment décrites (fig. VII-20 a). D_4 est une phase tardive due à une compression Nord-Sud. POWELL (1983), outre les petits kinks, met en évidence des "mégakinks". Il observe dans la Nouvelle-Galles du Sud des changements brutaux de direction

dans l'orientation des structures. Ces mégakinks présentent des *kink bands* larges de plusieurs centaines de mètres. Aux noeuds de changement de direction, l'auteur observe de nombreux mésokinks.

A la lumière de cette interprétation, nous avons noté de tels phénomènes plus au Nord (WILSON *et al.*, 1982 ; *area 6 a and 7 b*). Ces kinks peuvent induire des variations de direction de 30°. Nous avons de même observé que les stéréogrammes des zones A₂, A₃ et A₄ (fig. VII-26 et 27) montraient des variations importantes de l'orientation générale des structures. Alors que les axes des autres zones plongent vers le SSW, ceux de ces trois secteurs pendent vers le SSE. La raison de ces anomalies semble être liée à l'existence de mégakinks, tels que ceux décrits plus au Nord par POWELL.

VII-4.4.2. Age de D₄

POWELL (1983) date cette phase de déformation, qui n'a engendré que des kinks, du Carbonifère inférieur. L'auteur ne précise pas les raisons de cette date et nous n'avons à Mallacoota aucun élément pour la préciser. CROOK *et al.* (1976) font état d'une phase orogénique (*Kanimblan unconformity*) d'âge Carbonifère moyen, qui a affecté le géosynclinal Tasman. La phase D₄, tardi-tectonique, pourrait être un contre-coup de la phase orogénique de *Kanimblan* qui a affecté les terrains situés plus au Nord.

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS GENERALES

- Les résultats**
- Evolution géodynamique**
- Problèmes et perspectives**

CHAPTER VIII

CONCLUSIONS

In the § VIII-1, I am doing a review of the main results of that work; about paleontology, sedimentology etc.

In the § VIII-2, I aim to give to the french reader an idea of the Tasman fold belt dynamic, its paleogeography (fig. VIII-1) and its evolution in New South Wales (fig. VIII.2) (SCHEIBNER, 1973).

The § VIII-3 is about the biggest problems to solve for a better understanding of the geology of Gippsland.

- Pearl point and Kuark metamorphism.
- How and when the Bega batholite had intruded.

And what are in my opinion, the next works to do, because there are not precise enough in my thesis

- complete the general lithostratigraphical column, with more datation by conodonts,
 - looking for conodonts in the in-land outcrops,
 - acritarc research could be done too,
 - a better datation of the basic dykes,
- etc .

C H A P I T R E V I I I

CONCLUSIONS GENERALES

VIII-1. SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS

Le secteur étudié est situé à l'extrême Sud-Est du continent australien, entre la ville de Mallacoota et *Sandpatch point*. Les jaspes de la base de la série sont datés du Llandeilien (Darriwilien terminal) par des conodontes et le haut de la série observable est daté du Gisbornien (Caradocien inférieur) par les graptolites. La série est épaisse d'environ 500 mètres. Mis à part les jaspes de la base (environ 50 m) et quelques récurrences de ces jaspes (épaisseur 1 à 2 m), la série est turbiditique. Plus gréseuse à la base qu'au sommet, la zone d'épanchement turbiditique est à caractère intermédiaire. Les apports détritiques semblent provenir du craton australien à l'Ouest, alors que les courants avaient une direction Sud-Nord.

La série a été recoupée par des montées de granites puis par des dykes de basalte tholéïtique .

L'ensemble sédimentaire a subi un faible enfouissement (6 à 7 km) atteignant une température de l'ordre de 300°C qui situe le métamorphisme régional à la limite épizone-faciès des schistes verts. Curieusement, la fraction argileuse contient occasionnellement de la smectite qui pourrait être une conséquence du métamorphisme.

Durant l'enfouissement, les sédiments ont subi les effets de la phase orogénique de Benambran. Il en résulte le développement généralisé d'une schistosité de flux parallèle à la stratification.

A la limite Silurien-Dévonien, la phase orogénique de Bowling a plissé la série en grands anticlinoriums et synclinoriums droits NNE-SSW à plongement SSW. Ces plis ont développé une schistosité de crénulation dans leur charnière . Le plissement a été accompagné de fracturations dans les flancs anticlinaux.

Après les intrusions des granites puis des dykes, la phase orogénique de Tabberabberan a déformé l'ensemble. La manifestation majeure de cette phase est un réseau de failles décrochantes conjuguées.

Plus tard, probablement durant la phase de Kamimblan, au Carbonifère moyen, toute la région a été plissée en kinks sous l'action d'efforts compressifs Nord-Sud.

VIII.2. EVOLUTION GEODYNAMIQUE

VIII.2.1. Géosynclinaux Ouest Pacifique et Atlantique

Une série d'article (CROOK, 1969, 1974; CROOK et FELTON, 1975 et CROOK et POWELL, 1976) propose une théorie assimilant le géosynclinal Tasman au type "Pacifique Ouest", différent des modèles alpins et atlantiques marginaux. Selon CROOK et POWELL (1976), les caractéristiques des géosynclinaux de type "Pacifique Ouest" sont:

- d'être constitués de plusieurs rides et sillons subparallèles. Les éléments non volcaniques sont en bordure du craton;
- les sillons volcaniques sont caractérisés par des flychs volcanoterrigènes. Rides et sillons volcaniques peuvent présenter une absence de roches ultramafiques;
- les ophiolites sont rares mais les serpentinites de type alpin sont assez communes;
- les sédiments des sillons non volcaniques sont essentiellement des flychs terrigènes d'origine sialique(continentale);
- le style des déformations est souvent vertical. Les plans de faille et les plans axiaux des plis plongent fortement. Les chevauchements et les nappes sont rares et sont apparemment reliés aux déformations précoces des sédiments non indurés;
- la tectonique et le plutonisme s'éloignent du craton au cours du temps;
- la succession des sillons ne montre pas de polarité dans l'alternance du volcanisme comme dans certains géosynclinaux de type atlantique;
- le plutonisme acide semble être plus abondant que dans les géosynclinaux de type atlantique;
- le substratum était probablement simique . Les enclaves de croûte continentale ancienne sont rares et se trouvent habituellement en marge du craton. Ces géosynclinaux n'occupent pas les sites de géosynclinaux précédents;
- les géosynclinaux de l'Ouest du Pacifique se trouvent entre les cratons sialiques et la croûte océanique simique . Ils sont plus jeunes que le plancher océanique.

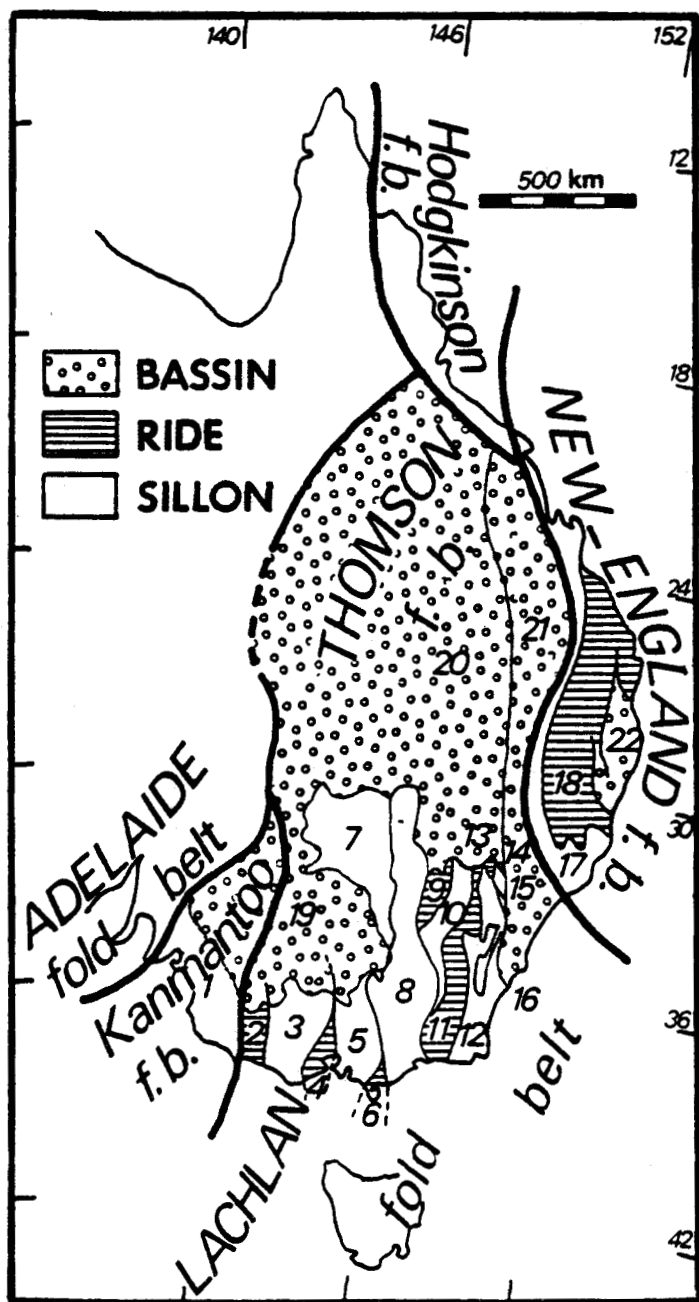
VIII.2.2. Le géosynclinal Tasman

Nous avons, dans le chapitre I "INTRODUCTION", vu que le géosynclinal tasman est composé de sous-parties qui sont d'Ouest en Est :

- . KANMANTOO FOLD BELT
- . LACHLAN FOLD BELT (THOMSON FOLD BELT (au Nord))
- . NEW ENGLAND FOLD BELT (+ HODGKINSON FOLD BELT (au nord))

La "cratonisation" du géosynclinal s'est effectuée progressivement d'Ouest en Est au cours du Paléozoïque. Le secteur le plus complexe est le géosynclinal Lachlan. Il est constitué d'une succession de rides et de sillons (fig. VIII.1). Mallacoota est situé dans le bassin le plus oriental :

"Monaro Trough". L'évolution géodynamique du géosynclinal Lachlan a déjà



GEOSYNCLINAL TASMAN.

1. Kanmantoo Trough
 2. Stavely High
 3. Ballarat Trough
 4. Heathcote High
 5. Melbourne Trough
 6. Mt. Wellington High
 7. Cobar Trough
 8. Wagga Trough
 9. Parkes Platform
 10. Cowna Trough
 11. Canberra-Molong High
 12. Monaro Trough
 13. Hill End Trough
 14. Capertee High
 15. Murrumbidgee (Narooma) Trough
 16. Captain's Flat Trough
 17. Tamworth Trough
 18. Central Complex of New-England
- COUVERTURE de PLATE-FORME
19. Murray Basin
 20. Great Artesian Basin
 21. Sydney Basin
 22. Clarence Basin

Fig. VIII.1 : Unités tectoniques du géosynclinal Tasman (modifié de CROOK et POWELL, 1976).
Tectonic units in the Tasman Geosyncline (modified from CROOK and POWELL, 1976)

été interprétée par de nombreux auteurs. Le présent mémoire n'offre pas d'éléments susceptibles de remettre ces reconstitutions en cause de façon fondamentale.

SCHEIBNER (1973) a proposé une reconstitution géodynamique du géosynclinal Tasman qui cadre avec la définition que propose CROOK et POWELL (1976). J'en propose un résumé simplifié (fig. VIII.2). La coupe évolutive et schématique situe la position des unités tectoniques au travers de la Nouvelle Galles du Sud.

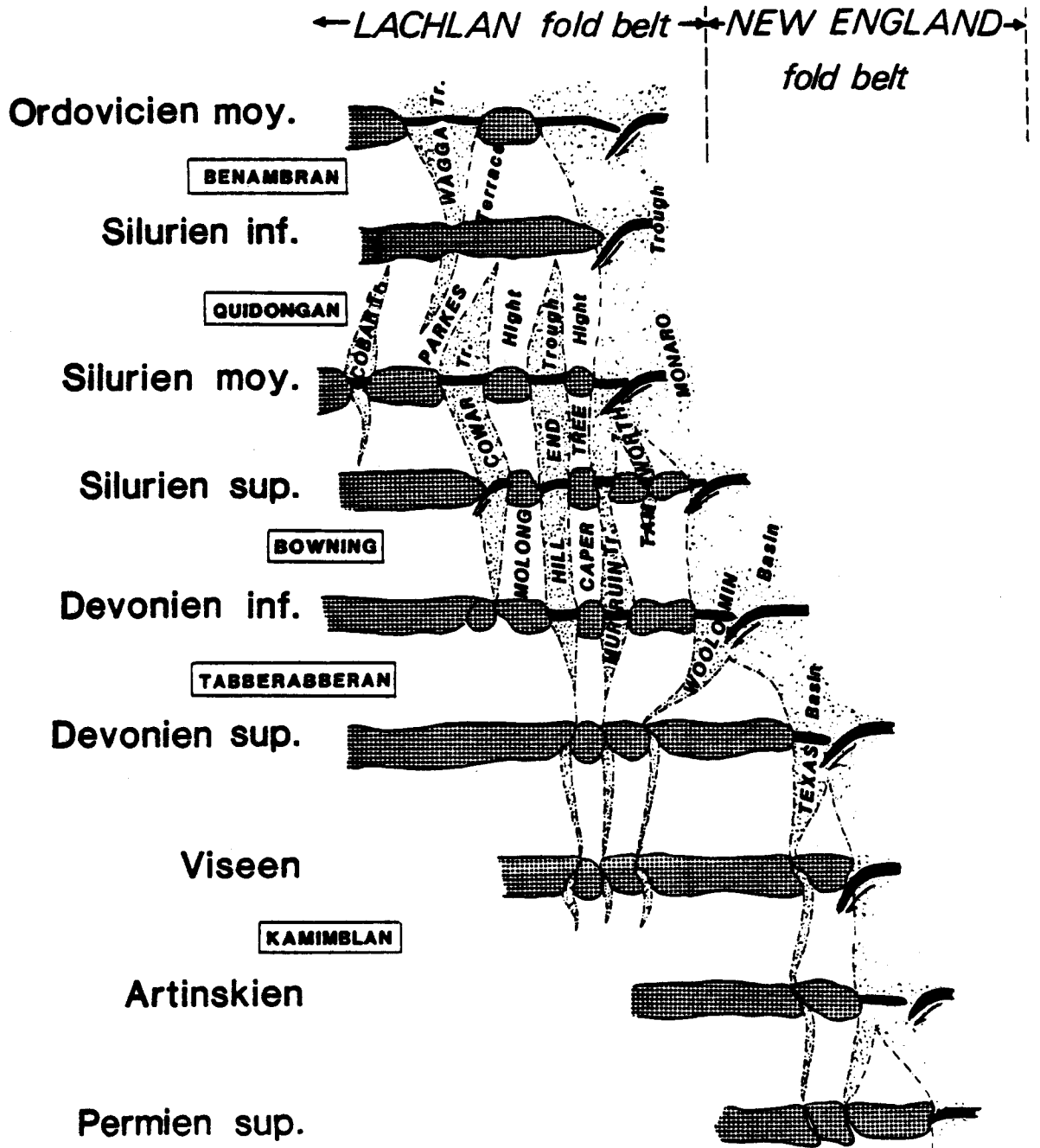


Fig. VIII.2 : Evolution géodynamique du géosynclinal Tasman, dans la Nouvelle Galles du Sud (modifié de SCHEIBNER, 1973)

Tasman geosyncline evolution in N.S.W.
(modified from SCHEIBNER, 1973)

Durant l'Ordovicien et le Silurien, la marge continentale sous laquelle subduiterait la plaque pacifique, se subdivise en une succession de rides et de sillons.

Pendant le Dévonien moyen, au cours des orogènes Bowning puis Tabberabbera, les microcratons (ou rides) entrent en collision et se soudent, le géosynclinal Lachland est "cratonisé".

A l'Est, le géosynclinal de Nouvelle-Angleterre s'individualise. Son histoire ne sera terminée qu'au Permien supérieur. Le craton australien est alors complètement formé.

Plus au Sud, le long d'une ligne Melbourne-Mallacoota, l'histoire est un peu différente. Les unités tectoniques ne sont pas toujours les mêmes. CRAWFORD et KEAYS (1978) ont mis en évidence trois alignements Nord-Sud de roches vertes cambriennes dans l'Etat de Victoria dans les sillons de Ballarat (3) de Melbourne (5) et de Wagga (8), ce qui laisse présumer que la cratonisation du géosynclinal Lachlan a été plus précoce à l'Ouest de Melbourne que dans la Nouvelle-Galles du Sud. Par ailleurs, il n'y a aucune évidence de l'existence d'un plan de subduction ordovicien dans le sillon de Monaro à la hauteur de Mallacoota. Il pourrait être en position plus orientale.

VIII.3. PROBLEMES ET PERSPECTIVES



De très nombreux problèmes et incertitudes subsistent pour une bonne connaissance du géosynclinal Lachlan.

Ne serait-ce que dans le Gippsland oriental, un des points que ce travail n'a pu qu'effleurer, est de connaître la nature du métamorphisme ayant affecté *Pearl Point* ainsi que la zone métamorphique de Kuark. Par ailleurs, il faudrait préciser les conditions exactes de mise en place des granites. Leurs montées dépendent-elles des grandes structures ?

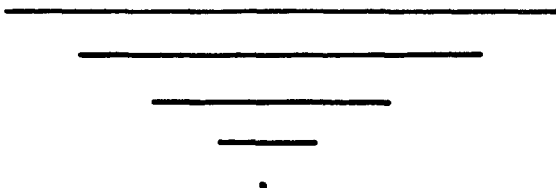
L'abondance des conodontes et des jaspes comme niveau repère, semble un élément à exploiter plus à fond. Les affleurements de l'arrière-pays malgré leur rareté et leur mauvais état, devraient alors permettre une cartographie plus précise du Gippsland (la recherche d'acritarches n'a pas encore été abordée, elle serait envisageable et susceptible d'apporter des éléments nouveaux).

Pour connaître la source des apports détritiques, une étude de la microthermoluminescence des grains de quartz devrait pouvoir apporter une réponse plus décisive.

La datation en chronologie absolue des dykes serait évidemment un apport fondamental à la datation des événements tectoniques.

Sur le plan structural, bien des éléments restent trop flous, d'autres arguments doivent être mis à jour pour être assuré que les failles décrochantes sont effectivement conjuguées et associées aux ondulations (P_3).

Il apparait hors de doute que dans un avenir proche, ces problèmes seront résolus par l'Ecole de Melbourne et que cette région si attachante par ses paysages et les problèmes géologiques qu'elle pose sera mieux connue.



BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

LISTE DES FIGURES

TABLE DES MATIERES

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

- AFANAS'YEV G.D. et ZYKOV S.I. (1975).- Phanerozoic geochronological time scale in the light of significantly new decay constants *Нужа*, Moscow, 100 p.
- ALPERN B. (1969).- Le pouvoir réflecteur des charbons français. Applications et répercussions sur la théorie de A. DUPARQUE. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 143-166.
- ALPERN B. (1970).- Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires. *Rev. de l'I.F.P.*, vol. 25, n°11, p. 1233-1267.
- ALPERN B. (1976).- Fluorescence et réflectance de la matière organique dispersée et évolution des sédiments. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, 10, 1, p. 201-220.
- ALPERN B., DURAND B., ESPITALIE J. et TISSOT B. (1972).- Localisation, caractérisation et classification pétrographique des substances organiques sédimentaires fossiles. *Adv. in Org. Geochemistry*, p. 1-28. Pergamon Press, Oxford, Braunschweig.
- AMES L.L. et SAND L.B. (1958).- *Am. Miner.*, 43, 641.
- ARMSTRONG R.L. (1978).- Pre-Cenozoic Time Scale-computer file of critical dates and consequences of new and in-Progress Decay-Constant Revisions. *American Assoc. of Petroleum Geologists*, p. 73-91.
- ARMSTRONG R.L. et McDOWELL W.G. (1974).- Proposed refinement of the phanerozoic time scale. *Intern. Meeting Geochron. Cosmochron. and Isotope Geology Abstracts*, Paris.
- BARD J.P. (1980).- Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. *Masson Ed.*, 192 p.
- BARRETT T.J. (1982).- Jurassic Bedded Cherts from the North Apennines Italy : Dyscyclic Sedimentation in the Deep Pelagic Realm. P. 389-403, *In : Cyclic and Event Stratification eds by EINSELE et SEILACHER, Pub. Springer*, 536 p.
- BATES D.E.B. (1975).- Slaty cleavage associated with sandstone dykes in the Harlech Dome, North Wales. *Geol. J.*, vol. 10, p. 167-175.
- BEAMS S.D. (1975).- Geology of the Wyndham-Whipstick area. 3. Sc. (Hons) thesis, A.N.U. (non publié)

- BELL T.H. et DUNCAN A.C. (1978).- A rationalized and unified shorthand terminology for lineations and fold axes in tectonites. *Tectonophysics*, 47, T1-T5.
- BERGSTRÖM S.M. (1971).- Symposium on conodont biostratigraphy. *Geol. Soc. Amer.*, Memoir 127, p. 149.
- BLAISE B. (1983).- Géologie de la région du mont Gibben (Montagnes Ogilvie, territoires du Yukon, Canada). D.E.A., Univ. Lille. (non publié)
- BLANQUART P. (1974).- Etude comparative de différents types de matières organiques inclus dans des sédiments du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. D.E.A., Univ. Lille. (non publié)
- BOLES J.R. et FRANKS G.S. (1979).- Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Jour. Sedi. Petro.* vol. 49, n°1; p.55-70.
- BOLGER P. F. (1982).- Ordovician and Silurian stratigraphy and structure in Wombat Creek- Benambran area, northeastern Victoria. *R. Soc. Vic. J. Proc.* 94, p. 35-47.
- BOLGER P.F. et KING R.L. (1976).- Geological map of Tallangatta 1:250 000. Tallangatta sheet SJ 55-3. *Geological Survey of Victoria*.
- BOSTICK N. H. et FOSTER J.N. (1973).- Comparison of vitrinite reflectance in coal seams and in kerogen of sandstones, shales, and limestones in the same part of a sedimentary section. *Coll. Int. Petro. de la matière orga. des sédiments*. C.N.R.S. Paris, p. 13-25.
- BOSWELL P.G.H. (1960).- The term graywacke. *Journ. Sed. Petrology*, 30, 154 p.
- BOUMA A.H. (1962).- Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier Amsterdam 168p.
- BOWEN K.G. (1974).- K. Ar. datings. *Mines Dept. Unpub. Rep.*
- BOWEN K.G. (1975).- Potassium-argon dates. Determinations carried out by the geological Survey of Victoria. *Geolog. Surv. Vic.*, 1965/3.
- BROOKS C., LEGGO M.D. (1972).- The local chronology and regional implications of a Rb-Sr investigation of granitic rocks from the Corryong district, southeastern Australia. *J. geol. Soc. Aust.*, 19, p. 1-19.
- BROWN W.R. (1929).- An outline of the history of igneous activity in N.S.W. till the close of the paleozoic Era. *Era Press. Address. Proc. Linn. Soc. N.S.W.*, 58, p. IX-XXXIX.

- BROWN I.A. (1933).- The geology of the South Coast of New South Wales, with special reference to the origin and relationships of the igneous rocks. *Linn. Soc. N.S.W., Proc.*, 58, p. 334-62.
- BROWN D.A., CAMPBELL K.S., CROOK K.A.W. (1968).- The geological evolution of Australia and New Zealand. Pergamon, Oxford, 409 p.
- BURST J.F. (1959).- Postdiagenetic clay mineral environmental relationship in the Gulf Coast Eocene. *Clays and Clay. Min. (6th Nat. Conf. 1957)*, p. 327-341.
- BURST J.F. (1969).- Diagenesis of Gulf Coast clayed sediments and its possible relation to petroleum migration. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 53, p. 73-93.
- CANDE S.C. et MUTTER J.C. (1982).- A revised identification of the oldest sea floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 58, p.151-160.
- CAS R.A.F., POWELL C.McA., CROOK K.A.W. (1980).- Ordovician palaeogeography of the Lachlan Fold Belt: a modern analogue and tectonic constraints. *Geol. Soc. Aust., J.*, 27, p. 19-31.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974).- Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, p. 173-174.
- CHAYES F. (1969).- The chemical composition of cenozoic Andesite. *Proceed. of the Andesite Conf. Int. Upper Mantle Project Sci. Report*, 16, p.1-16. State of Oregon edit.
- CLARK R.G. (1979).- Structural Geology near Shipwreck creek, Croajingo-long, Victoria. Part. 1 : *Literature Survey submitted as part of the B. Sc. (Hons.) degree in Geology with the Department of Geology, Univ. of Melbourne.* (non publié)
- COLEMAN R.G. (1977).- Ophiolites. Springer-Verlag, Berlin, p.229.
- CRADDOCK C. (1970).- Tectonic map of Gondwanaland. In : BUSHNELL V.C. and CRADDOCK C. (eds.) *Geologic maps of Antarctica, Antarctic Map Folio Series. American Geographical Society*, New York, Plate XXIII.
- CRADDOCK C. (1977).- The evolution and fragmentation of Gondwanaland. *IV International Gondwana Symposium*, Calcutta, India, section VIII, p. 711-719.
- CRAWFORD A.J., KEAYS R.R. (1978).- Cambrian greenstone belts in Victoria; marginal seacrust slices in the Lachlan Foldbelt of South-Eastern Australia. *Earth Planet Sci., Lett.* 41, p. 197-208.

- CROOK K.A.W. (1969).- Contrasts between Atlantic and Pacific geosynclines. *Earth planet. Sci. Letts.*, 5, p. 429-438.
- CROOK K.A.W. (1974).- Kratonization of west Pacific-type geosynclines. *J. Geol.*, 82, p. 24-36.
- CROOK K.A.W. et FELTON E.A. (1975).- Tasman geosyncline greenstones and ophiolites. *J. Geol. Soc. Aust.*, 22, p. 117-131.
- CROOK K.A.W., POWELL C.Mc.A (1976).- The evolution of the southeastern part of the Tasman geosyncline. *25th Int. Geol. Congr. Field Guide*, 17A.
- CROWELL J.C. (1977).- Problems concerning the late paleozoic glaciation of Gondwanaland. *IV Intern. Gondwana Symposium*, Calcutta, India, Section V, Glacial deposits., p. 347-352.
- CUMMINS W.A. (1962).- The greywacke problem. *Liverpool Manchester Geol. Journ.*, 3, p. 51-72.
- DAVIS D., SUPPE J. et DAHLEN F.A. (1983).- Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 1153-1172.
- DEWEY J.F. (1965).- Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, 1, p. 459-492.
- DIETRICH HELING (1970).- Micro-fabrics of shales and their rearrangement by compaction. *Sedimentology*, 15, p. 247-260.
- DOTT R.H. (1964).- Wacke, greywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification ? *J. Sediment. Petrol.*, 34, p. 625-632.
- DOUGLAS J.G. (1974).- Geological map of Mallacoota 1: 250 000 and explanatory notes on the Mallacoota 1 : 250 000 geological map. *Mallacoota Sheet SJ.55-8. Geological Survey of Victoria*.
- DUKOVCIC T.P. (1982).- The geology of an area west of Wingan Inlet, Croajingolong, National Park, Victoria. *B. Sc. (Hons.) rep. Univ. Melbourne.* (non publié)
- DUNCAN J.R. Jr. (1964).- Structural significance of elastic dikes in a selected exposure of the Modelo Formation, Santa Monica Mountains, California. *Southern Calif. Acad. Sc. Bull.* V. 63, pt. 3, p. 157-163.
- DUNN P.R., PLUMB K.A. et ROBERTS H.G. (1966).- A proposal for time - stratigraphic sub-divisions of the Australian Precambrian. *J. Geol. Soc. Aust.* vol. 13, p. 593-608.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Thèse Univ. Strasbourg*.

- DUNOYER de SEGONZAC G. , ABBAS M. (1976).- Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. *Bull. Sci. géol.*, 29, 1, p. 3-20.
- DŹULYŃSKI S. et KOTLARCYK J. (1962).- On load-casted ripples. *Ann. Soc. géol. Pologne*, 32, p. 143-159.
- DŹULYŃSKI S. et WALTON E.K. (1965).- Sedimentary features of flysch and greywackes. *Developments in sedimentology*, 7, 275 p. Elsevier publishing Company.
- EATON P.C. (1980).- Geology of Cape Conran East Gippsland Victoria. B. Sc. (Hons.) rep., Univ. Melbourne. (non publié)
- EPSTEIN A.G., EPSTEIN J.B. et HARRIS L.D. (1977).- Conodont color alteration-an index to organic metamorphism. *Geol. Survey, Professional paper* 995, Washington, p. 1-27.
- ESQUEVIN J. (1969).- Influence de la composition chimiques des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. SNPA*, 3, p. 147-153.
- ETHERIDGE M.A. et OERTEL G. (1979).- Strain measurements from phyllosilicate preferred orientation. A precautionary note. *Tectonophysics*, 60, p. 107-120.
- ETHINGTON R. et SCHUMACHER D. (1969).- Conodonts of the Copenhagen Formation (middle Ordovician) in central Nevada. *J. Paleontol.* 43, p. 440-484. pl. 67-69, Tulsa/Oklahoma.
- FAIRBRIDGE R.W. (1953).- Australian stratigraphy. Text book board, Univ. of Western Australia, Perth.
- FAIRBRIDGE R.W. (1967).- Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis. Revival and feedback. VII Congr. intern. Sedim., Reading-Edimbourg.
- FENTON M.W. (1979).- The depositional and diagenetic history of the Mallacoota Beds. Part. 1 : Literature Survey submitted as part of the B. Sc. (Hons.) degree of Geology within the department of Geology, Univ. Melbourne. (non publié)
- FENTON M.W., KEENE J.B., WILSON C.J.L. (1982).- The sedimentology and environment of depositions of the Mallacoota Beds, eastern Victoria. *Journ. of Geol. Soc. Australia*, 29, p. 107-114.
- FERGUSON C.L., CAS R.A.F., COLLINS W.J., CRAIG G.Y., CROOK K.A.W., POWELL C.McA., SCOTT P.A. et YOUNG G. (1979).- The upper Devonian Boyd Volcanic complex, Eden, New south Wales. *J. Geol. Soc. Aust.*, 26, p. 87-105.
- FOLK R.L. (1968).- Petrology of sedimentary rocks. Eds. Hemphill's bookstore, 170 p., Austin, Texas.

- FONTEILLES M. (1976).- Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyr. Orientales) *Thèse Univ. Paris VI*,
- FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1980).- Dictionnaire de Géologie. *Editions Masson, Paris, 331 p.*
- FREW M.R. (1979).- Geology of Little Rame Head, Croajingolong National Park, Victoria. Part. 1 : *Literature survey submitted as part of the B.Sc. (Hons). degree in Geology within the department of Geology, Univ. Melbourne. (non publié)*
- FRIEDMAN G.M. et SANDERS J.E. (1978).- Principles of sedimentology. Eds. *John Wiley et sons., Chichester, Brisbane-Toronto, 792 p.*
- FRY M. (1981).- The geology of Point Hicks, Croajingolong , Victoria. B. Sc. (Hons) *rep. Univ. Melbourne. (non publié)*
- FRY M.C. and WILSON C.J.L. (1982).- The geology of Cape Everard, Victoria. *Proc. R. Soc. Vict., vol. 94, n° 4, p. 173-181.*
- GRAVES R.W. et ELLISON S. (1941).- Ordovician conodonts of the Marathon basin, Texas. *Univ. Missouri, Sch. Min. and Met., Tech. ser., v. 14, p. 1-16.*
- GREGORY J.W. (1907).- A contribution to the bibliography of the economic geology of Victoria to the end of 1903. *Rec. Geol. Surv. Vict., 2 :3, p. 1-131.*
- HÄDDING A. (1913).- Undre dicellograptusskiffern i Skåne jämte några darmed ekvivalenta bildningar. *Lunds Univ. Arsskr., N.F., Afd 2, Bd 9, n° 15, p. 1-90.*
- HALL T.S. (1899).- The graptolite bearing rocks of Victoria, Australia. *Geol. Mag., 6, p. 439-451*
- HARLAND A.G.S. and WILCOCK B. (1964).- The Phanerozoic time -scale. *Geol. Soc. London Quart. Jour., vol. 120, 458 p.*
- HARRINGTON H.J., BURNS K.K., THOMPSON B.R. et OZOLINS A.P. (1974).- Regional geology of Victoria in relation to satellite imagery. A preparatory study. *CSIRO. Div. of Min. Physics, and Geol. Surv. of Vic., Investigation Report 106.*
- HARRIS L.B. (1976).- Structural analysis of the Mallacoota Beds. B. Sc. (Hons.) *Thesis Melbourne Univ.*

- de HEDOUVILLE P. (1982).- Les grands traits de la géologie de l'Australie. *Travail préliminaire de recherche, Univ. Lille.* (non publié)
- de HEDOUVILLE P. et WILSON C.J.L. (1983).- Late ordovician graptolites from the Mallacoota beds, East Gippsland. *Roy. Soc.*, vol. 95, n° 3 et 4, disc. 170, jn. 40. (*in press.*)
- HESS H.H. et POLDERVAART (1967).- Basalts, The Poldervaart Treatise on rocks of Basaltic composition. *Interscience publishers, New York*, 2 tomes.
- HOBBS E., MEANS D., WILLIAMS F. (1976).- An outline of structural geology. *Wiley International Edition*. 569 p.
- HOLTZAPFFEL T. (1981).- Minéralogie des argiles dans les roches Anté-Crétacé supérieur d'Othrys (Grèce continentale). *D.E.A. Lille*, 52p. (Non publié)
- HOLTZAPFFEL T. (1983).- Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du domaine Nord-Atlantique. *Thèse 3^e cycle, Lille*, 164p. (non publié).
- HUDLESTON P. (1983).- Strain patterns in an ice cap and implications for strain variations in shear zones. *Struct. Geol.*, 5, p. 455-463.
- HUGHUES C.J. et HUSSEY E.M. (1976).- M and Mg values in igneous rocks proposed usage and a comment on currently employed Fe₂O₃ corrections. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, n° 4; p. 485-486.
- I.C.C.P. (1963).- Lexique International de Pétrographie des Charbons, du Comité international de Pétrographie des Charbons. 2^o éd. CNRS, Paris.
- IIYAMA J.T. et ROY R. (1963a).- *Clay Miner. Bull.*, 5, 161
- IIYAMA J.T. et ROY R. (1963b).- *Clays clay Miner.* 10,4.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971).- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. of Earth Sc.*, 8, p. 523.
- IRVING E. (1964).- Paleomagnetism. *Eds. Wiley, New York.*
- JENKINS C.J., KIDD P.R. et MILLS K.J. (1982).- Upper Ordovician graptolites from Batemans Bay, New South Wales. *J. Geol. Soc. Aust.*, 29, p. 367-373.
- JONES O.T. (1937).- On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow Period. *Geol. Soc. London Quart Journ.*, vol. 371, pt. 3, p. 241-284.
- JOPLIN G.A. (1962).- An apparent magmatic cycle in the Tasman geosyncline. *J. geol. Soc. Aust.*, 9, p. 51-69.

- KHITAROV N.I. et PUGIN V.A. (1966).- Behaviour of montmorillonite under elevated temperatures and pressures. *Geokhim. S.S.S.R.*, 7, p. 790-795 et *Geochem. Intern.*, 3, 4, p. 621-626.
- KOIZUMI M. et ROY R. (1959).- *Am. Miner.*, 51, 495.
- KOLBE P. et TAYLOR S.R. (1966).- Geochemical investigation of the granitic rocks of the Snowy Mountains area, N.S.W. *J. geol. Soc. Aust.*, 13, p. 1-25.
- KRIZEK R.J., TUNCER B.E. et OZAYDIN I.K. (1975).- Preparation and identification of clay samples with controlled fabric. *Eng. Geol.*, 9, 13-38.
- KRYNINE P.D. (1941).- Graywackes and the petrology of Bradford Oil Field Pennsylvania. *Am. Assoc. Petroleum Geologist., Bull.*, 25, p. 2071-2074.
- KUBLER B. (1968).- Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, vol. 2, n° 2, p. 385-397.
- KUENEN Ph. H. (1957).- Sole markings of graded graywacke beds. *J. Geol.*, 65, p. 231-258.
- KUENEN P.H. et MIGLIORINI C.I. (1950).- Turbidity currents as a cause of Graded bedding. *J. Geol.*, 58, p. 91-127.
- KULP J.L. (1961).- Geologic time scale. *Science*, vol. 133, p. 1105-1114.
- LAMBERT R.S.J. (1971).- The pre-pleistocene phanerozoic time scale - a review. In *The Phanerozoic time scale - a supplement. Geol. Soc. London Spec., Pub.* 5, p. 9-31.
- LAMONT A. et LINDSTRÖM M. (1957).- Arenigian and Llandeilian cherts identified in the Southern Uplands of Scotland by means of Conodonts, *Transactions of the Edinburg Geol. Soc.*, 17, part. 1, p. 60-70.
- LASIVS G. (1789).- Beobachtungen im Harzgebirge. *Hannover*, Helwing, p. 132-152.
- LE BAS N.J. (1962).- The role of aluminium in igneous clinopyroxenes in with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, 260, p. 267-288.
- LECLERCQ F. (1976).- Le Permien des Friendly Beaches, Tasmanie orientale, Australie. *Thèse 3è Cycle*, Univ. Lille, n° 611, 2 tomes.(non publié)
- LEGGO M.D. (1968).- Geochemical studies in the Corryong district, northeast Victoria. *Ph.D Thesis*, Univ. Melbourne.(non publié)
- LEVINSON A.A. et VIAN R.W. (1966).- *Amer. Miner.*, 51, 495.

- LINDSTRÖM M. (1955).- Conodonts from the Lowermost ordovician strata of south-central sweden. *Geol. Fören. Stockholm, Förhandl* 76, p. 517-603.
- LINDSTRÖM M. (1971).- Lower Ordovician Conodonts of Europe. In *Symposium on Conodont Biostratigraphy* by W. SWEET and S. BERGSTROM (1971). *Geol. Soc. of America, Inc. Memoir* 127, p. 21-61.
- MALTMAN A.J. (1981).- Primary bedding-parallel fabrics in structural geology. *J. geol. Soc. London*, vol. 138, p. 475-483.
- MANSY J.L. (1984) *Thèse d'état* Lille (en preparation)
- MATTAUER M. (1973).- Les déformations des matériaux de l'Ecorce terrestre. *Hermann Ed., Paris*, 493 p.
- McBRIDE E.F. (1962).- The term graywacke (discussion). *Jour. Sed. Petrology*, 32, p. 614-615.
- McELROY C.T. (1954).- The use of the term "greywacke" in rock nomenclature in New South Wales. *Australian Journ. Sci.*, 16, p. 150-151.
- MERIAUX E. (1969).- Contribution à l'étude pétrologique des houilles du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Mines Belgique*, n° 4, p. 329-387, n° 5, p. 469-516, Liège.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles. *Masson et Cie, Ed., Paris*, 499 p.
- MOENCH R.S. (1966).- Relation of S_2 schistosity to metamorphosed clastic dikes, Rangeley-Phillips area, Maine. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 77, p. 1449-1462.
- MUFFLER L.J.P. et WHITE D.E. (1969).- Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea-geothermal field and the Salton trough, Southeastern California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 80, p.157-182.
- ODIN G.S. et Coll.- (1982).- Numerical dating in stratigraphy. *J. Wiley et sons (édit.) London, angleterre.*
- PANDER C.H. (1856).- Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der russisch-baltischen Gouvernements. *Königl. Akad. Wiss., St Petersburg*, 91 p.
- PERRY E. et HOWER J. (1970).- Burial diagenesis in gulf coast pelitic sediments. *Clay and Minerals.*, vol.18, p. 165-177.
- PETERSON G.L. (1966).- Structural interpretation of sandstone dikes northwest Sacramento Valley, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 77, p. 833-842.

- PETTIJOHN F.J. (1960).- The term graywacke. *Jour. Sed. Petrology*, 30, p. 627.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. et SIEVER R. (1972).- Sand and sandstone. *Springer-Verlag Eds.*, New York, Heidelberg, Berlin, 618 p.
- PHILIP G.M. (1966).- The occurrence and paleogeographic significance of Ordovician strata in Northern New South Wales. *Aust. J. Sci.*, 29, n° 4, p. 112-114.
- POWELL C.McA. (1969).- Intrusive sandstone dykes in the Siamo Slate near Negaunee, Michigan. *Geol. Soc. Americ. Bull.*, vol. 80, p. 2585-2594,
- POWELL C.McA. (1979).- A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, p. 21-34.
- POWELL C.McA. (1983).- Geology of N.S.W. South Coast. *Geol. Soc. of Australia. Field guide_1-*
- RAMSAY J.G. (1962).- The geometry of conjugate fold systems. *Geol. Mag.*, vol. XCIX, n° 6.
- RAMSAY J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. *McGraw Hill*, New York. 568 p.
- READ H.H. (1952).- *Trans. Edimb.Geol. Soc.*, 15, p. 265.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1973).- Depositional sedimentary environments (with references to terrigenous clastics). *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York.
- RICHARDS A.L. (1977).- Structural studies of the coastline near Mallacoota. Victoria. B. Sc. (Hons.) *Thesis*, Univ. Melbourne.(non publié)
- RICHARDS M.N. (1979).- The geology between the Benodore River and Sandpatch point, Croajingolong, Victoria. Part 1 : *Literature survey submitted as part of B. Sc. (Hons.) Degree in geology within the department of Geology*, Univ. Melbourne.(non publié)
- RICHARDS J.R., SINGLETON O.P. (1981).- Palaeozoic Victoria, Australia : igneous rocks, age and their interpretation. *Geol. Soc. Aust.*, 28. (sous-presse)
- RIVA J. (1974).- Late Ordovician spinose climacograptids from the Pacific and Atlantic faunal provinces. *Spec. Pap. Palaeont.*, 13, p. 107-126.
- ROSS C.S. et HENDRICKS S.B. (1945).- Minerals of the Montmorillonite group. *U.S. geol. Surv. Prof. Paper.*, 205, B.
- ROSS C.S. et SHANNON E.V. (1926).- Minerals of bentonite and related clays and their physical properties. *Journ. Amer. Ceram. Soc.*, 9, p. 77-96.

- RUSSEL-HEAD D.S. (1982).- Cleavage structure in antarctic ice. In: BORRADAILE G.H., BAYLY M.B. et POWELL C.McA.- Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. *Spinger Verlag* (eds), Berlin. pages 76-77.
- RUSSEL-HEAD D.S. et BUDD W.F. (1979).- Ice-sheet flow properties derived from bore-hole shear measurements combined with ice-core studies. *J. Glaciolog.* 24, p. 117-130.
- ROSSITER A.G. (1973).- The geology, petrology and geochemistry of the granitic rocks of Victoria. *Univ. Melb. M. Sc. Thesis.*(non publié)
- ROY D.M. et ROY R. (1955).- *Am. Miner.*, 40, p. 147.
- SCHEIBNER E. (1973).- A plate tectonic model of the Palaeozoic tectonic history of New South Wales. *J. geol. Soc. Austr.*, 20, p. 405-426.
- SCHEIBNER E. (1976).- Tasman fold belt system of N.S.W. *Rept. geol. Surv. N.S.W.* n°196
- SCHEIBNER E. (1978).- Tasman fold belt system or orogenic system. Introduction. *Tectonophysics*, 48, p. 153-158.
- SHIKI T. et MIZUTANI S. (1965).- On "graywacke". *Geoscience*, 81, p. 21-32.
- SIMS D.S. (1982).- The Tantawangelo fault. *B. Sc. (Hons.) thesis*, Macquarie Univ. (non publié)
- SMITH K.G. (1952).- Structure plan of clastic dikes. *Am. geophys. Union Trans.*, v. 33, p. 889-892.
- SPENCER E.W. (1969).- Introduction to the structure of the earth. *Edt. Mc Graw-Hill Book Company*, 597 p.
- SPENCER-JONES D. (1967).- Upper Devonian sediments of the Cann, Combienbar and Bemm Rivers, Eastern Victoria. *J. Proc. R. Soc. Vict.*, 80, p. 51-59.
- STAUFFER C.R. (1935).- The conodont fauna of the Decorah shale (Ordovician). *J. Paleont.*, 9, p.596-620.
- STEINER J. (1966).- Depositional environment of the Devonian rocks of the Meribula area, N.S.W. *PhD Thesis*, A.N.U., Canberra.(non publié)
- STEVENS G.R. (1980).- New-Zealand adrift. *AH. et A.W. REED, Edt*, Wellington, Sydney, London, 442 p.
- STOPES M.C. (1935).- On the petrology of banded bituminous coal. *Fuel*, 14, p. +.
- STOW D.A.V. (1979).- Distinguishing between fine grained turbidites and contourites on the Nova Scotia outer continental margin. *Sedimentology*, 26, p. 371-387.

- SWEET W.C. et BERGSTRÖM S.M. (1962).- Conodonts from the Pratt Ferry formation (mid. ordo.) of Alabama. *J. Paleont.*, 36, p. 1214-1252.
- SWEET W.C. et BERGSTRÖM S.M. (1966).- Ordovician conodonts from Penobscot Country, Maine. *J. Paleont.*, 40, p. 151-154.
- TALBOT C.J. (1979).- Fold trains in a glacier of salt in southern Iran. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 83-89.
- TALENT J.A. (1969).- The geology of East Gippsland. *Proc. Roy. Soc. Vict.*, 82, p. 37-60.
- TATTAM C.M., McLAUGHLIN R.J.W., FULLARTON D.J., ELLIS D.J., FERGUSON A.K., BOWEN K.G. (1976).- Petrology of Igneous rocks. Chapter 11, p. 349-374. In DOUGLAS J.G. et FERGUSON J.A., Eds. *Geology of Victoria. Spec. Publ. geol. Soc. Aust.*, 5.
- THOMAS D.E. (1949).- Limestone at Errinundra. *Min. and. geol. J. Vict.*, 3, 5, p. 24-26.
- THOMAS D.E. (1960).- The zonal distribution of Australian graptolites. *R. Soc. N.S.W. J. Proc.*, 94, p. 1-58.
- THWAITES R.J. (1982).- The geology of Pearl Point-East Gippsland. Part. 1: *Literature Survey submitted as part of the B.Sc. (Hons.) degree in Geology within the Department of Geology, Univ. Melbourne*, 57 p. (non publié)
- TUCKER M.E. (1982).- Sedimentary petrology. An introduction. *Geoscience, Texts*, vol. 3, 252 p., Eds A. Hallam, Blackwell Scientific Publ.
- TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1960).- Igneous and metamorphic petrology. *McGraw Hill Book Company*, New York, 694 p. (2nd ed.).
- VALLANCE T.G. (1969).- Southern and Central Highlands fold belt plutonic and metamorphic rocks. In: PACKHAM G.H. (Ed) *The geology of N.S.W. J. Geol. Soc. Aust.*, 16, p. 180-200.
- VANDENBERG A.H.M. (1977a).- Geological map of Bairnsdale 1:250 000. *Geological Survey of Victoria, Bairnsdale sheet SJ*, 55-7.
- VANDENBERG A.H.M. (1977b).- Geological map of Warburton 1:250,000. *Geological Survey of Victoria, Warburton Sheet SJ*, 55-6.
- VANDENBERG A.H.M. (1979 a).- Identifications of late Ordovician graptolites from the Deddick region, Northeastern Victoria. *Rep. Geol. Surv. Vic.* 1979/24 (non publié).
- VANDENBERG A.H.M. (1979 b).- Identifications of late Ordovician graptolites from eastern Victoria. *Rept. Geol. Surv. Vic.*, 1979/63, (non publié).

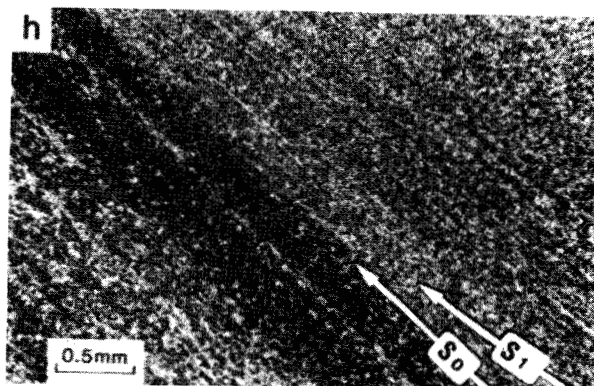
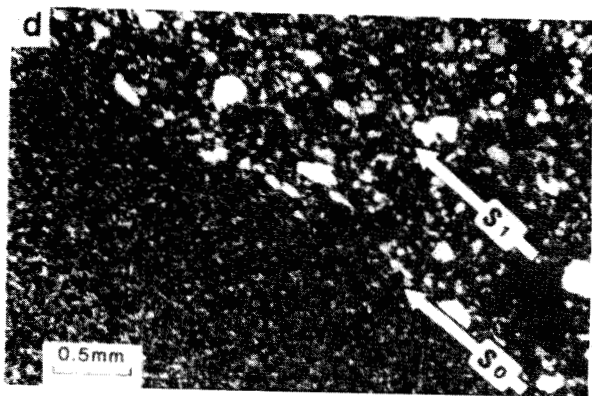
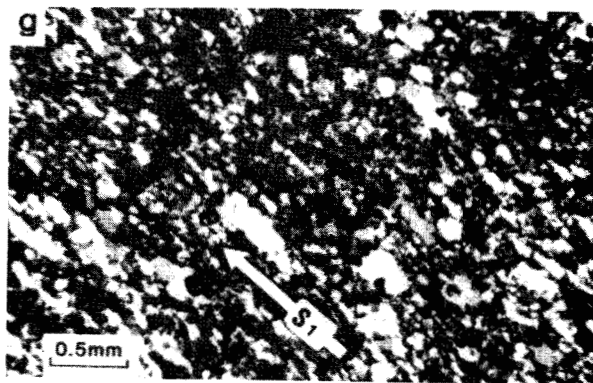
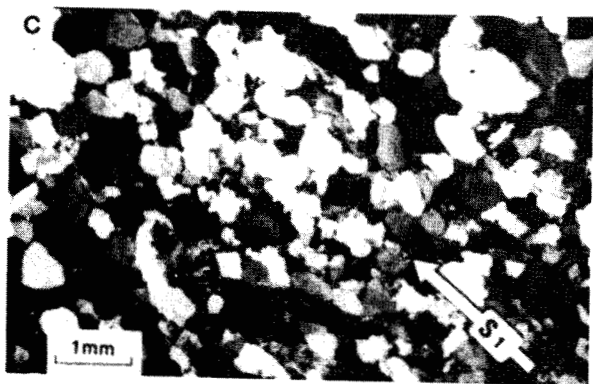
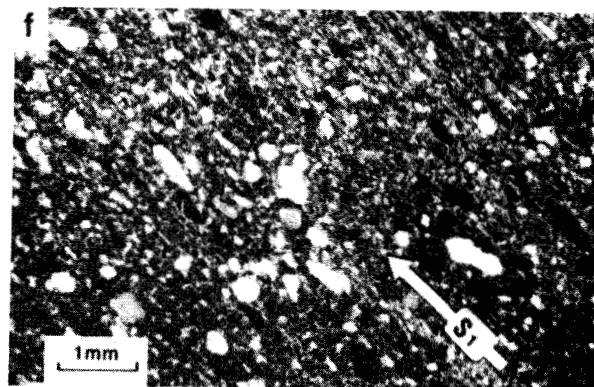
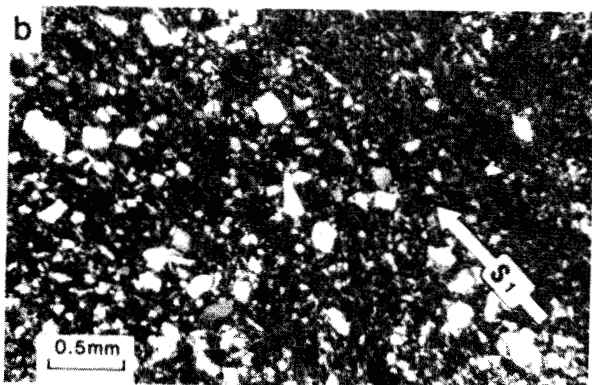
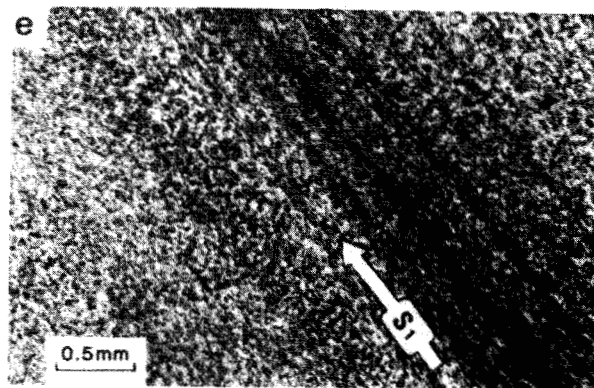
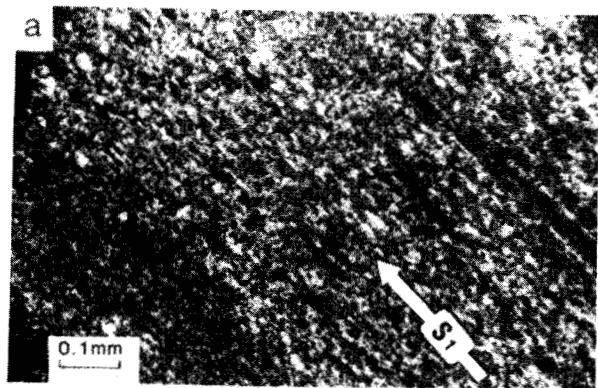
- VANDENBERG A.H.M. (1981).- Plate of compilation of Victorian graptolites. fig. 2 In : WEBBY B.D. et al. (1981) : The ordovician system in Australia, New Zealand and Antarctica. Eds. *International Union of Geological sciences publication n° 6*.
- VITANAGE P.W. (1954).- Sandstone dikes in the south Platte area, Colorado. *Jour. Geology*, vol. 62, p. 493-500.
- WALTON M.S. Jr. et O'SULLIVAN R.B. (1950).- The intrusive mechanics of a clastic dyke. *Am. Jour. Sci.*, vol. 248, p. 1-21.
- WASSOJEWITSCH N.B., KORGHAGINA Y.I., LOPATIN N.V. et CHERNYSHEV V.V. (1970).- Principal phase of oil formation. *Inter. Geol. Rev.*, vol.12,n°11,P.1276-1296.
- WATERSON C.D. (1950).- Note on the sandstone in injections of Eathie Haven Cromarty. *Geol. Mag.*, vol. 87, n° 2, p. 133-139.
- WEAVER C.E. (1967).- The significance of clay minerals in sediments. p.37-75. In : B. NAGY et U. COLOMBO (ed.) *Fundamental aspects of petroleum geochemistry. Elsevier*, 388 p.
- WEBBY B.D., VANDENBERG A.H.M., COOPER, BANKS, BURRETT, HENDERSON, CLARKSON, HUGUES, LAURIE, STAIT, THOMSON, WEBERS (1981).- The ordovician system in Australia, New-Zealand and Antarctica: correlations chart and explanatory notes. *Int. Union Geol. Sci.*, publ. n°6.
- WEBER F., DUNOYER DE SEGONZAC G., ECONOMOU C. (1976).- Une nouvelle expression de la "cristallinite" de l'illite et des micas. Notion d' "épaisseur apparente" des cristallites. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 225-227.
- WEISENER H. (1961).- Über die Gesteinsbezeichnung grauwacke. *Tschermaks mineralog. Petrogr.*, Mitt. 7, p. 451-454.
- WENTWORTH C.K. (1933).- Fundamental limits to the sizes of clastic grains. *Science*, 77, p. 633-634.
- WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. et CLEARY J.R. (1974).- Geologic setting and emplacement of some Australian Palaeozoic batholiths and implications for intrusive mechanisms. *Pacific geology*, 8, p. 159-171.
- WHITE S.H. et KNIPE R.J. (1978).- Microstructure and cleavage development in selected slates. *Centr. Mineral. Petrol.*, 66, p. 165-174.
- WHITE A.J.R., WILLIAM I.S. et CHAPPELL B.W. (1976).- The Jindabyne thrust and its tectonic, physiographic and petrogenetic significance. *J. Geol. Aust.* 23, p.105-112.

- WHITNEY G. (1983).- Hydrothermal Reactivity of saponite. *Clays and Minerals*, vol. 31, n° 1, p. 1-8.
- WILLIAM P.F. (1968) Tectonic studies of rocks exposed along the South coast of New South Wales. *Ph.D. Thesis*, Univ. Sydney. (non publié)
- WILLIAMS P.F. (1970).- A criticism of the use of style in the study of deformed rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 81, p. 3283-3296.
- WILLIAMS P.F. (1971).- Structural analysis of the Bermagui area, N.S.W., *J. geol. Soc. Austr.*, 18, p. 215-228.
- WILLIAMS P.F. (1972).- Pressure shadows structures in foliated rocks from Bermagui, N.S.W., *J. geol. Soc Austr.*, 18, p. 371-377.
- WILLIAM P.F. (1977).- Foliation : A review and discussion. *Tectonophysics*, 39, p. 305-328.
- WILLIAMS P.F., COLLINS A.R., WILTSHIRE R.G. (1969).- Cleavage and penecontemporaneous deformations structures in sedimentary rocks. *J. géol.*, 77, p. 415-425.
- WILSON C.J.L. (1981).- Experimental folding and fabric development in multilayered ice. *Tectonophysics*, 78, p. 139-159.
- WILSON C.J.L., HARRIS L.B., RICHARDS A.L. (1982).- Structure of the Mallacoota area, Victoria. *Journal Geological Society of Australia*, 29, p. 91-105.
- WILSON C.J.L. et de HEDOUVILLE P. (1984).- Early cleavage development in the late Ordovicien of North East Victoria. Australia. (in prep.)
- WILSON M.J., BAIN D.C. et MITCHELL W.A. (1968).- Saponite from the Dalradian metalimestones of north-east Scotland. *Clay Minerals*, 7, p. 343-349.
- WINDER C.G. (1966).- Conodonts from the Upper Cobourg formation (late middle ordovician) at Colborne, Ontario. *J. of Paleont.*, 40, p. 46-63.
- WINKLER H.G.F. (1979).- Petrogenesis of metamorphic rocks, *Springer Verlag*, New York, 320 p. (5^e édition).
- WRIGHT A.J. (1968).- Ordovician conodonts from New Zealand. *Nature*, 218, p. 664.
- YASHKIN Y.K. (1967).- Upper proterozoic montmorillonoidal clays in middle portion of pre-Dnester Region. *Soviet Geology*, 2, p. 122-128.
- YODER et TILLEY (1962).- Origin of basalt magmas and experimental studies of natural and synthetic rock systems. *Journ. of Petrol.*, 3, p. 342-532.
- ZIEGLER W. (1973).- Catalogue of conodonts. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch handling*, Stuttgart, 4 volumes.

ANNEXE 1

- Photos illustrant la schistosité précoce S_1 dans différents types de roches à Mallacoota (a-d) et à Cape Everard (e-h)
 - (a,e) S_1 dans les schistes
 - (b,f) S_1 dans les grauwackes
 - (c,g) S_1 dans les grès
 - (d) S_1 parallèle à S_0 *sensu stricto*
 - (h) S_1 oblique sur S_0

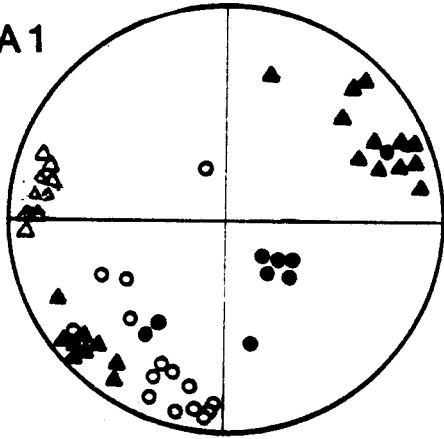
- Photomicrographs illustrating the earliest cleavage S_1 in different rock types at Mallacoota (a-d) and at Cape Everard (e-h)
 - (a,e) S_1 in shale
 - (b,f) S_1 in greywacke
 - (c,g) S_1 in quartz rich sandstones
 - (d) S_1 parallel to S_0 (ss)
 - (h) S_1 discordant to S_0 (ss)



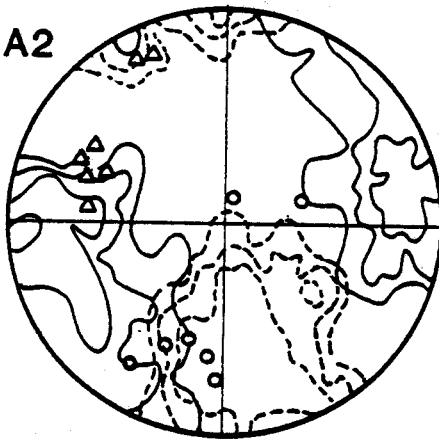
Annexe II

N

A1

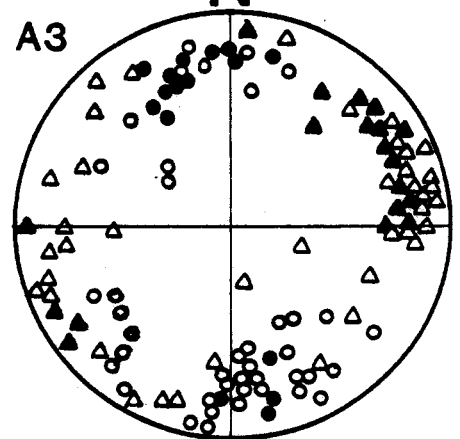


A2



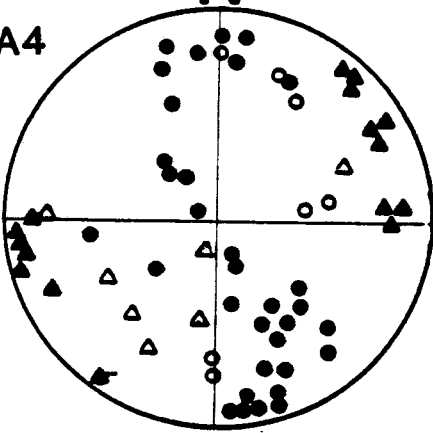
N

A3



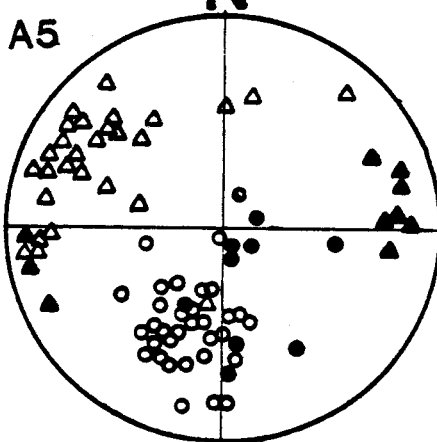
N

A4



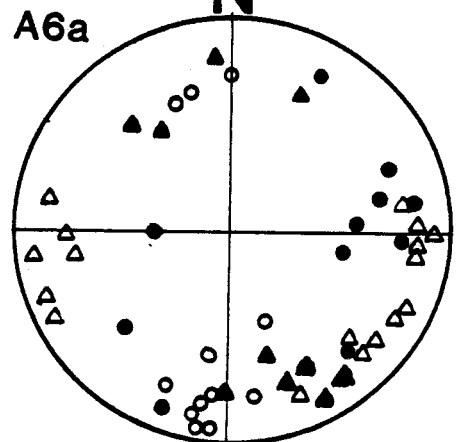
N

A5



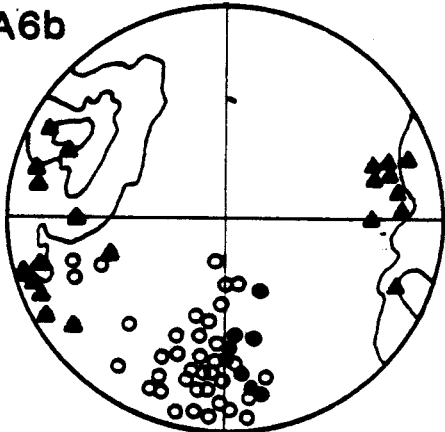
N

A6a



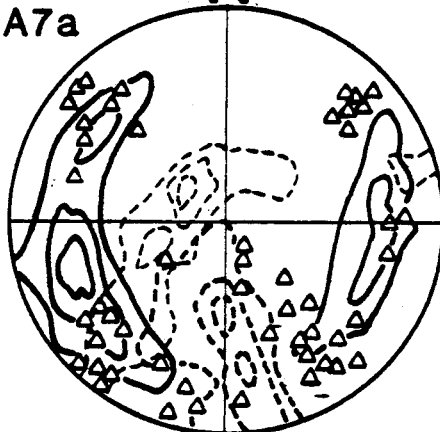
N

A6b



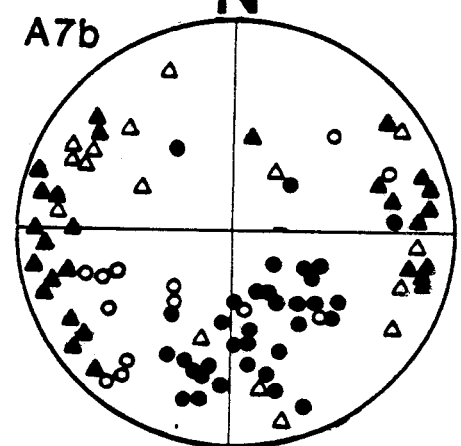
N

A7a



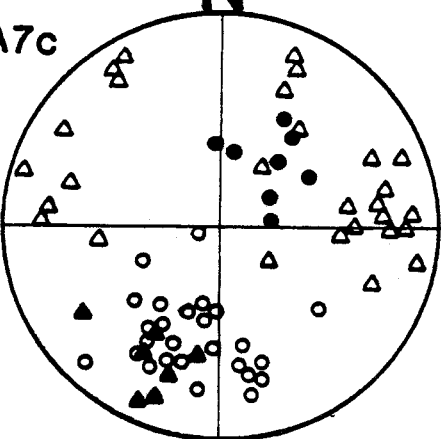
N

A7b



N

A7c



PLIS de WILSON et al.(1982)

- | | | |
|---|----|----------------|
| △ | S1 | } PLANS AXIAUX |
| ▲ | S2 | |
| ○ | F1 | } AXES DE PLIS |
| ● | F2 | |

ANNEXE III

Les éléments traces (X.R.F.) des dykes analysés
au Chapitre IV (donné en ppm)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	265	393	193	225	198	26	10	17
Ba	171	334	260	209	118	238	170	536
Sc	28	29	33	31	29	32	5	6
C4	72	16	31	56	54	29	7	9
Ga	20	24	20	24	22	26	21	17
V	212	263	295	285	260	365	15	37
Zr	76	186	138	205	189	217	55	173
Y	20	36	26	34	34	48	26	32
Sr	-	-	-	-	-	-	76	-
Rb	112	119	39	36	33	56	193	77
Zn	78	131	87	116	107	126	169	28
Ni	130	218	97	109	93	16	35	11

ANNEXE IV

Références des échantillons

Les échantillons collectés sur le terrain portent un numéro dit de terrain (par ex.: 8252/125) qui donne l'année de prélèvement (82), le code du collecteur (52 : P.de HEDOUVILLE) et un numéro d'ordre. Tous les échantillons cités dans un ouvrage scientifique sont conservés au Muséum SINGLETON du Département de Géologie de l'Université de Melbourne. Ils y sont répertoriés sous un numéro de muséum (échantillon, lame mince, fossiles et autres préparations ont donc un numéro) "MUGD".

<u>n° MUGD</u>	<u>n° terrain</u>	
R.23622	8252/125)
R.23623	8252/100A)
R.23624	8252/276)
R.23625	8252/287)
)
R.23626	8252/274	
R.23627	8252/299	filon clastique
R.23628	8252/267)
R.23629	8252/263)
R.23630	8252/ 241)
R.23631	8252/ 168)
R.23632	8252/ 163)
R.23633	8252/ 238)
R.23634	8252/ 278)
R.23635	8252/ 18)
R.23636	8252/ 19)
R.23637	8252/ 114)
R.23638	8252/43)
R.23639	8252/ 164)
R.23640	8252/239)
R.23641	8252/ 174)
R.23642	8252/260)
R.23643	8252/255)
R.23644	8252/ 147)
R.23645	8252/156)
R.23646	8252/ 155)

fig. III,2

analyse des minéraux
argileux

<u>n° MUGD</u>	<u>n° terrain</u>	
R.23647	8252/214)
R.23648	8252/220E)
R.23649	8252/232)
R.23650	8252/231)
R.23651	8252/246)
R.23652	8252/244)
) analyse des minéraux argileux
R.23653 A	8252/87 ^A)
B	B)
R.23654	8252/53)
	8252/54)
) dykes
R.23655	8252/217D)
R.23656	8252/236A)
) granites
R.23657	8252/36)
R.23658	8252/5)
R.23659	8252/291)
R.23660	8252/288)
R.23661	8252/284)
R.23662	8252/108)
) Matière organique disp. (+ R.23639
R.23663	8252/282A)
R.23664	8252/304)
) fig.VI.4
R.23665	8252/299A)
) filon clastique
R.23666	8252/71)
) fig.VII.24
R.23667	8252/350)
) fig.VI.2a
R.23668	8252/112)
R.23669	8252/117)
R.23670	8252/118)
) cherts à conodontes
R.23671	8252/119)
R.23672	8252/49)
R.23673	8252/66)
R.23674	8252/66)
) analyses dykes
R.23675	8252/146)
R.23676	8252/161)
R.23677	8252/140)

<u>n° MUGD</u>	<u>n° terrain</u>	
F.6129 a	8252/8A)
F.6133	8252/9)
F.6143	8252/13)
F.6140	8252/11B)
F.6144a	8252/14A)
F.6141	8252/12)
F.6148a	8252/17A)
F.6131a	8252/8A)
F.6154	8252/184)
F.6134	8252/9B)
F.6129b	8252/8Bd)
F.6132b	8252/8B)
F.6131b	8252/8B)
F.6145	8252/15)

Graptolites

LISTE DES FIGURES

		Pages
CHAPITRE I : INTRODUCTION		
1	Fig. I-1 : L'Australie précambrienne.....	9
2	Fig. I-2 : Reconstitution du Gondwana.....	11
3	Fig. I-3 : Paléogéographie de l'Australie au Paléozoïque et au Mésozoïque.....	15
4	Fig. I-4 : Individualisation du continent australien.....	18
5	Fig. I-5 : Carte de localisation géographique et géologique...	21
CHAPITRE II : PALEONTOLOGIE		
6	Fig. II-1 : Echelles stratigraphiques.....	28
7	Fig. II-2 : Coupes de <i>Seal creek</i> montrant la position du gisement de graptolites.....	29
8	Fig. II-3 : Graptolites de <i>Seal creek</i> (dessins).....	30
9	Fig. II-4 : Graptolites de <i>Seal creek</i> (photos).....	31
10	Fig. II-5 : Age des <i>Mallacoota beds</i>	32
11	Fig. II-6 : Tableau des âges attribués aux conodontes de <i>Cape Everard</i>	34
12	Fig. II-7 : Conodontes identifiés à Mallacoota (photos).....	37
13	Fig. II-8 : Conodontes identifiés à Mallacoota (photos).....	39
CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET ENVIRONNEMENT		
14	Fig. III-1 : Les roches détritiques clastiques.....	44
15	Fig. III-2 : Sédimentologie des <i>Mallacoota beds</i> (photos).....	47
16	Fig. III-3 : Tableau des classes granulométriques (d'après FOUCAULT et RAOULT, 1980).....	48
17	Fig. III-4 : Mode de formations des empilements et des marques d'enfoncement des rides (d'après DZULYNSKI <i>et al.</i> , 1962).....	50
18	Fig. III-5 : Mode présumé de formation des structures en flammes.....	51
19	Fig. III-6 : Affleurement de dykes et sills sédimentaires clastiques.....	53
20	Fig. III-7 : Les cycles et séquences turbiditiques.....	56
21	Fig. III-8 : Bloc diagramme schématisant les dépôts des turbidites.....	57

22	Fig. III-9 : Pourcentage en grès, microgrès et argiles dans les colonnes lithostratigraphiques.....	58
23	Fig. III-10 : Colonnes lithostratigraphiques.....	61
24	Fig. III-11 : Reconstitutions paléogéographiques du Sud-Est de l'Australie à l'Ordovicien.....	65
25	Fig. III-12 : Colonne lithostratigraphique générale.....	67

CHAPITRE IV : ROCHES IGNEES

26	Fig. IV-1 : Les roches ignées du Grippsland.....	73
27	Fig. IV-2 : Caractérisation des granitoïdes.....	72
28	Fig. IV-3 : Granite de Murrungowar.....	74
29	Fig. IV-4 : Granite de <i>Morgan Hill</i>	75
30	Fig. IV-5 : Contact granite-sédiment à <i>Cape Conran</i>	76
31	Fig. IV-6 : Carte des principaux dykes.....	77
32	Fig. IV-7 : Dykes basiques.....	78
33	Fig. IV-8 : Les clinopyroxènes de la lame R. 23 653.....	79
34	Fig. IV-9 : Diagramme des pyroxènes.....	79
35	Fig. IV-10 : Dyke acide granophyrique.....	80
36	Fig. IV-11 : Tableau des données brutes.....	81
37	Fig. IV-12 : Tableau de la répartition de Fe_2O_3	81
38	Fig. IV-13 : Catanorme standard.....	82
39	Fig. IV-14 : Classification des dykes sur un diagramme Ne, Q, Al.....	83
40	Fig. IV-15 : Diagramme MgO, Al_2O_3, Fe_{tot}	84
41	Fig. IV-16 : Localisation des échantillons sur les diagrammes d'IRVING et BARAGAR (1971).....	85

CHAPITRE V : LE METAMORPHISME

42	Fig. V-1 : Les macéraux et groupes de macéraux (STOPES-HEERLEN, 1935).....	93
43	Fig. V-2 : Etude de la matière organique dispersée.....	94
44	Fig. V-3 : Pouvoir réflecteur des charbons français (ALPERN, 1969).....	95
45	Fig. V-4 : Evolution diagénétique des macéraux (ALPERN, 1970).....	96
46	Fig. V-5 : Evolution du P. R. de la Vitrinite en fonction de la température (WASSOJEWITSCH <i>et al.</i> , 1970).....	97
47	Fig. V-6 : Analyse des minéraux argileux.....	98
48	Fig. V-7 : Tableau des minéraux argileux de Mallacoota..... (Tableau 1 : Paramètres d'analyse en diffraction X)	99 100

49	Fig. V-8 : Diagramme de la cristallinité des illites (ESQUEVIN, 1969).....	102
50	Fig. V-9 : Pourcentage relatif en illite et chlorite.....	104
51	Fig. V-10 : Localisation des échantillons de <i>Cape Conran</i>	106
52	Fig. V-11 : Diagramme de diffraction X de smectite.....	107
53	Fig. V-12 : Les smectites des roches métamorphisées, dans la bibliographie.....	109
54	Fig. V-13 : Diagramme de diffraction X de kaolinite.....	116
55	Fig. V-14 : Dessin de schistes de <i>Petrel Point</i> et diagramme de diffraction X de la cordiérite.....	118

CHAPITRE VI : PHASE DE DEFORMATION PRECOCE

56	Fig. VI-1 : Nomenclature des déformations.....	128
57	Fig. VI-2 : Description de S_1 en microscopie (photos).....	131
58	Fig. VI-3 : S_1 recoupant la stratification S_0 (POWELL, 1983)...	129
59	Fig. VI-4 : Veine de Quartz de <i>Cape Conran</i>	134
60	Fig. VI-5 : Microplis P_1 dans un niveau de microgrès.....	135
61	Fig. VI-6 : Prisme d'accrétion.....	141
62	Fig. VI-7 : Tableau des déformations.....	142
63	Fig. VI-8 : Modèles de compaction et de grands plis couchés....	143
64	Fig. VI-9 : Prisme d'accrétion.....	144
65	Fig. VI-10 : Glissement en nappe.....	144
66	Fig. VI-11 : Coulissage de plaques.....	145

CHAPITRE VII : ANALYSE STRUCTURALE

67	Fig. VII-1 : Bloc diagramme d'un pli orthogonal aux grandes structures.....	153
68	Fig. VII-2 : Bloc diagramme du promontoire de <i>Vincent's beach</i> ...	154
69	Fig. VII-3 : Relais de plis longitudinaux.....	155
70	Fig. VII-4 : Bloc diagramme interprétatif des structures de la zone 5.....	156
71	Fig. VII-5 : Bloc diagramme du 2e éperon de <i>Seal creek</i>	157
72	Fig. VII-6 : Bloc diagramme de la zone 7.....	158
73	Fig. VII-7 : Charnière anticlinale de la zone 9.....	159
74	Fig. VII-8 : Bloc diagramme de la presqu'île de <i>Little Rame Head</i>	160
75	Fig. VII-9 : Carte simplifiée de la zone 11.....	161
76	Fig. VII-10 : Cartes simplifiées des zones 12, 13 et 14.....	162
77	Fig. VII-11 : Tableau des paramètres descriptifs d'un pli simple.....	164

78	Fig. VII-12 : Photos des déformations ayant affecté les <i>Mallacoota beds</i> (photos).....	167
79	Fig. VII-13 : Les plis des zones 5 à 10.....	170
80	Fig. VII-14 : Les plis au Nord de <i>Seal creek</i>	171
81	Fig. VII-15 : Les failles directionnelles.....	172
82	Fig. VII-16 : Les plis au Sud de <i>Seal creek</i>	173
83	Fig. VII-17 : Les ondulations.....	173
84	Fig. VII-18 : Les failles transverses décrochantes (répartition).....	174
85	Fig. VII-19 : Les plis de <i>Little Rame Head</i>	175
86	Fig. VII-20 : Analyse des plis conjugués en kink.....	176
87	Fig. VII-21 : Les failles décrochantes (contraintes).....	177
88	Fig. VII-22 : Les plis de <i>Vincente's beach</i>	178
89	Fig. VII-23 : Classification des schistosités (POWELL, 1983)....	179
90	Fig. VII-24 : Les schistosités indicatrices de sous-phases tectoniques (photos).....	181
91	Fig. VII-25 : Tableau : bibliographie sur la datation des phases orogéniques.....	182
92	Fig. VII-26 : Carte récapitulative des zones étudiées.....	185
93	Fig. VII-27 : Variations de l'axe des structures.....	184
94	Fig. VII-28 : Les grandes structures (zones 1 à 11).....	189

CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES

95	Fig. VIII-1 : Unités tectoniques du géosynclinal Tasman.....	197
96	Fig. VIII-2 : Evolution géodynamique du géosynclinal Tasman.....	198

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	1
AKNOWLEDGMENTS.....	3
<i>Note to english readers</i>	4
CHAPITRE I : INTRODUCTION.....	5
GENERAL INTRODUCTION.....	6
I-1 : L'AUSTRALIE EN QUELQUES CHIFFRES.....	7
I-2 : LES GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DE L'AUSTRALIE.....	8
I-2.1 : Introduction.....	8
I-2.2 : Le Précambrien.....	8
I-2.2.1 : L'Archéen.....	10
I-2.2.2 : Le Protérozoïque.....	10
I-2.3 : Le Paléozoïque.....	11
I-2.3.1 : Le Cambrien.....	12
I-2.3.2 : L'Ordovicien.....	12
I-2.3.3 : Le Silurien.....	12
I-2.3.4 : Le Dévonien.....	13
I-2.3.5 : Le Carbonifère.....	13
I-2.3.6 : Le Permien.....	14
I-2.4 : Le Mésozoïque.....	14
I-2.5 : Le Cénozoïque.....	14
I-3 : L'HISTOIRE GONDWANIENNE DE L'AUSTRALIE.....	17
I-3.1 : La fragmentation du Gondwana.....	17
I-3.2 : Individualisation de l'Australie.....	17
I-4 : CONCLUSIONS.....	17
I-5 : CADRE DE L'ETUDE.....	19
I-5.1 : Localisation et environnement géologique.....	19
I-5.2 : Les conditions d'affleurement.....	19
I-5.3 : Les travaux antérieurs.....	20
I-5.4 : Buts du travail.....	22

CHAPITRE II : PALEONTOLOGIE.....	23
PALEONTOLOGY.....	25
II-1 : INTRODUCTION.....	27
II-2 : CORRELATIONS DES ECHELLES STRATIGRAPHIQUES EUROPEENNE ET AUSTRALIENNE.....	27
II-3 : ETUDE DES GRAPTOLITES.....	29
II-3.1 : Description du gisement.....	29
II-3.2 : La faune de graptolites.....	30
II-4 : LES RADIOLAIRES.....	33
II-5 : LES CONODONTES.....	33
II-5.1 : Introduction.....	33
II-5.2 : Datation de la série de <i>Cape Everard</i>	33
II-5.3 : Datation de la série de Mallacoota.....	35
II-5.4 : Conodontes indicateurs de métamorphisme.....	36
II-6 : CONCLUSIONS.....	38
CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET ENVIRONNEMENT.....	41
SEDIMENTOLOGY AND ENVIRONMENT	42
III-1 : INTRODUCTION.....	43
III-2 : LES TYPES DE ROCHES.....	43
III-2.1 : Grès et grauwackes.....	43
III-2.1.1 : Les grès.....	44
III-2.1.2 : Les grauwackes.....	45
III-2.2 : Les microgrès (siltite).....	45
III-2.3 : Les schistes.....	46
III-2.4 : Les jaspes.....	46
III-3 : LES FIGURES DE SEDIMENTATION.....	49
III-3.1 : Les figures externes.....	49
III-3.1.1 : Les <i>Ripple marks</i>	50
III-3.1.2 : Les <i>flute marks</i>	50
III-3.2 : Les figures de charges.....	50
III-3.2.1 : Les figures de charges s.s.....	51
III-3.2.2 : Les figures de flux.....	51
III-3.2.3 : Les filons clastiques.....	51
III-3.3 : Les figures internes.....	53
III-3.3.1 : Le granoclasement.....	53
III-3.3.2 : Les laminations.....	54
III-3.3.3 : Les slumps.....	54

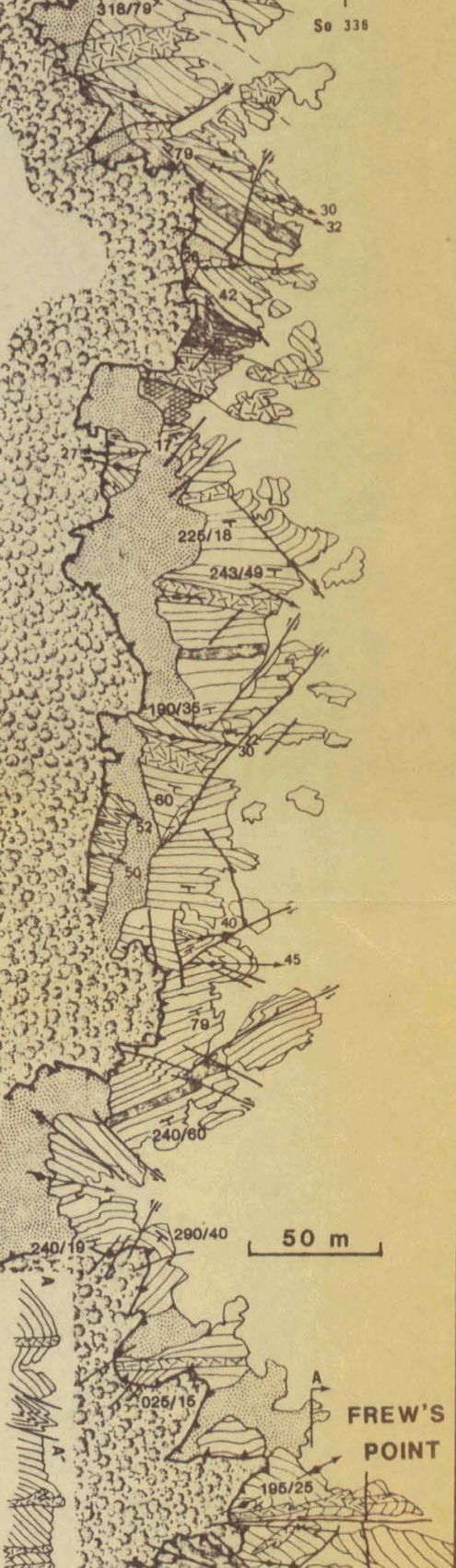
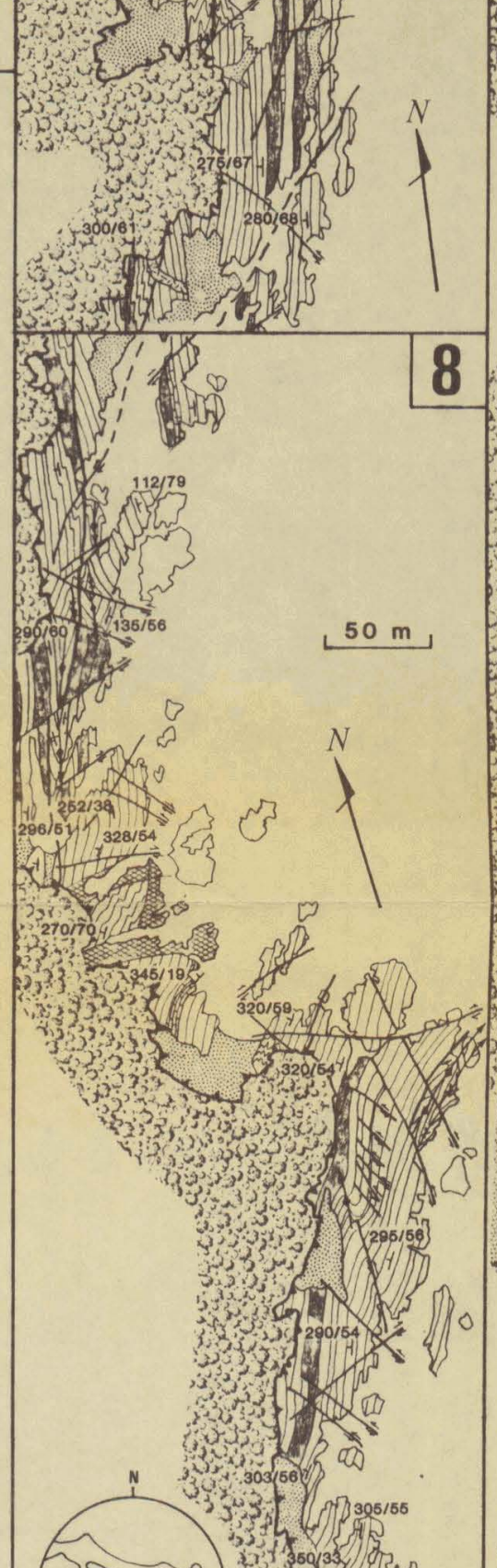
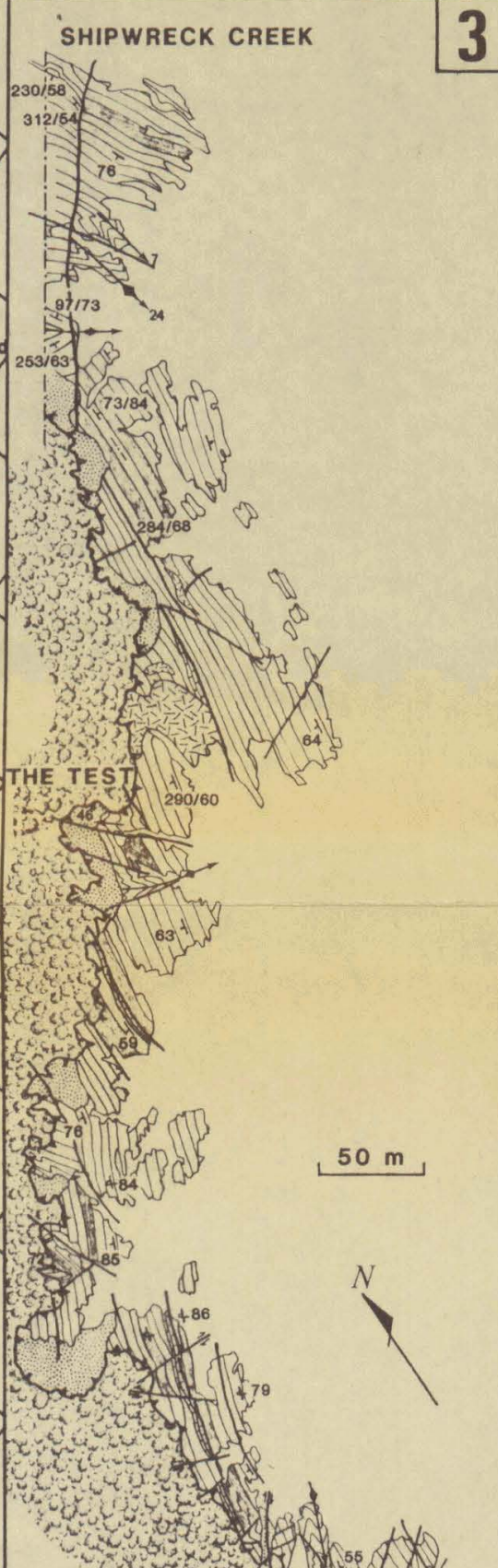
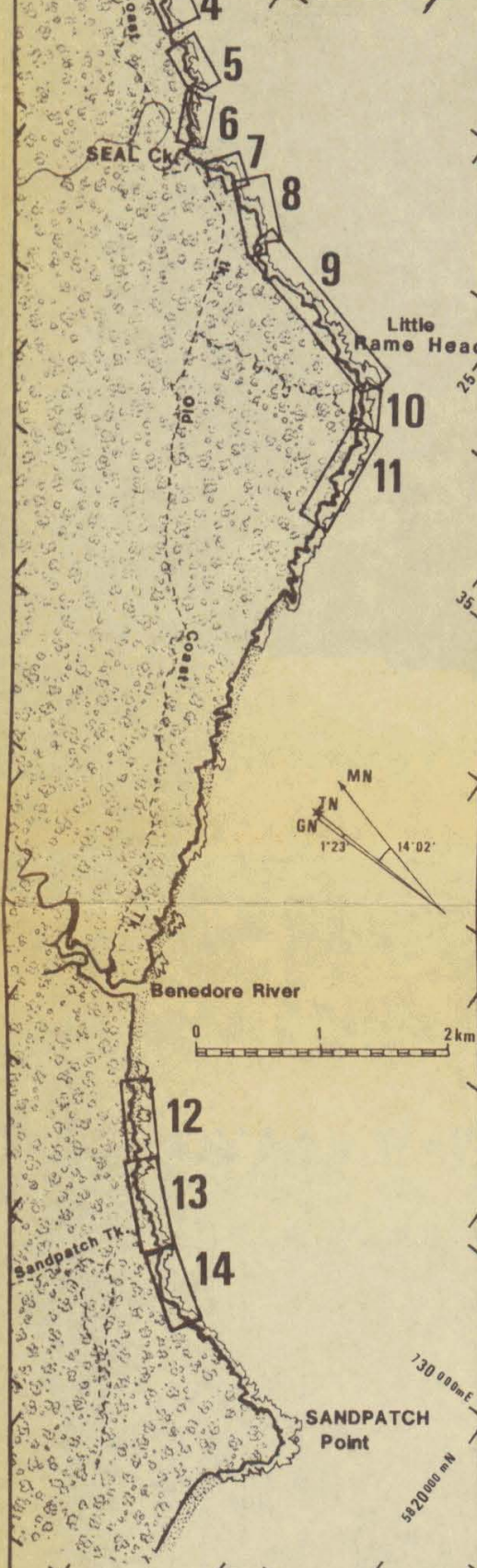
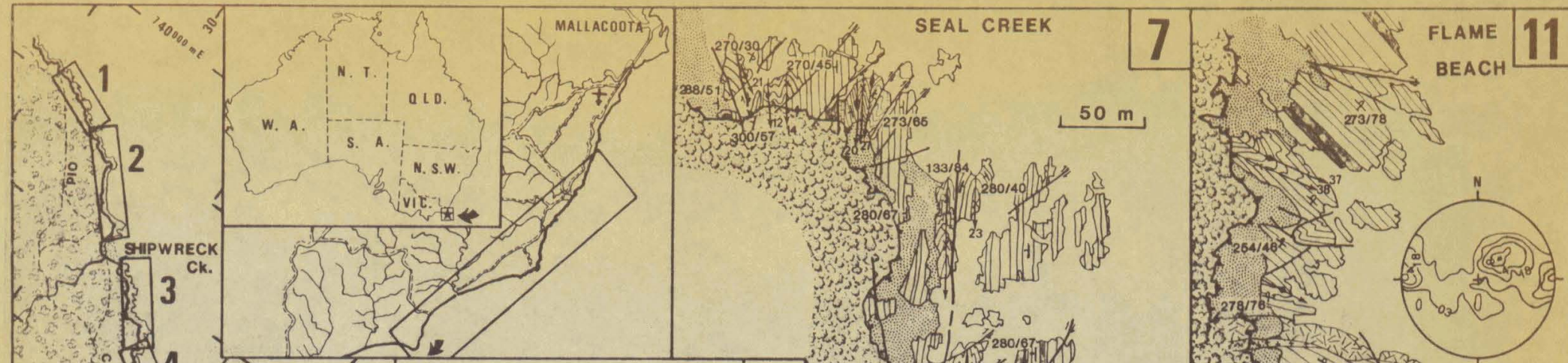
III-4 : FACIES TURBIDITIQUES.....	55
III-4.1 : Les turbidites.....	55
III-4.2 : Les courants de turbidité.....	57
III-4.3 : Analyses séquentielles.....	58
III-4.4 : Milieu de sédimentation.....	63
III-5 : LE PALEOENVIRONNEMENT.....	63
III-5.1 : La courantologie.....	63
III-5.2 : Conclusions.....	64
III-6 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE GENERALE.....	66
CHAPITRE IV : ROCHES IGNEES.....	69
IGNEOUS ROCKS.....	70
IV-1 : INTRODUCTION.....	71
IV-2 : LES PLUTONS GRANITIQUES.....	71
IV-2.1 : Les granites siluriens.....	74
IV-2.2 : Les granites dévoniens.....	74
IV-2.3 : Le granite carbonifère.....	76
IV-3 : LES CONTACTS GRANITES-SEDIMENTS.....	76
IV-4 : LES DYKES.....	77
IV-4.1 : Etude pétrographique.....	77
IV-4.1.1 : Les dykes mésocrates.....	78
IV-4.1.2 : Les dykes hololeucocrates.....	80
IV-4.2 : Etude pétrochimique.....	80
IV-4.3 : Conclusion.....	86
CHAPITRE V : LE METAMORPHISME.....	87
METAMORPHISM.....	89
V-1 : INTRODUCTION.....	91
V-2 : ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSEE.....	91
V-2.1 : Principe de l'étude.....	91
V-2.2 : La matière organique.....	93
V-2.3 : Techniques d'étude.....	93
V-2.4 : Résultats.....	94
V-3 : ETUDE DE LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE.....	98
V-3.1 : Les techniques d'étude.....	99
V-3.2 : Principe de l'étude de la cristallinité des illites.....	100
V-3.3 : Résultats et discussion sur la cristallinité.....	101

V-4 : ETUDE DU CORTEGE ARGILEUX.....	103
V-4.1 : L'illite.....	104
V-4.2 : La chlorite.....	105
V-4.3 : La vermiculite.....	105
V-4.4 : La smectite.....	105
V-4.4.1 : Les smectites à Mallacoota.....	105
V-4.4.2 : Evolution diagénétique de la smectite...	108
V-4.4.3 : Les smectites exceptionnelles dans la bibliographie.....	108
V-4.4.4 : Discussions à propos des smectites.....	112
V-4.5 : La kaolinite.....	115
V-4.6 : La phengite.....	116
V-4.7 : Les interstratifiés.....	116
V-4.8 : Conclusions.....	116
V-5 : CARBONIFICATION DES CONODONTES.....	117
V-6 : METAMORPHISME DE CONTACT.....	117
V-7 : PEARL POINT.....	119
V-8 : CONCLUSIONS.....	120
CHAPITRE VI : PHASE DE DEFORMATION PRECOCE.....	121
EARLIER DEFORMATION.....	123
VI-1 : INTRODUCTION.....	125
VI-2 : PROBLEME DE NOMENCLATURE DES DEFORMATIONS.....	126
VI-3 : DESCRIPTION DE S_1	128
VI-3.1 : Etude de la morphologie de S_1	128
VI-3.2 : Relation entre S_1 et la stratification <i>sensu stricto</i>	129
VI-3.3 : Relation entre S_1 et la stratification <i>sensu lato</i>	131
VI-3.4 : Comportement de S_1 envers les fossiles.....	132
VI-4 : PLIS ASSOCIES A S_1	133
VI-4.1 : Filon de quartz à <i>Cape Conran</i>	133
VI-4.2 : Transposition de S_0	134
VI-4-3 : A <i>Seal creek</i>	135
VI-4-4 : Remarque.....	136
VI-5 : DISCUSSIONS.....	137
VI-5.1 : Sur la nature de S_1	137
VI-5.2 : Sur l'âge de S_1	139
VI-5.3 : Sur l'origine de S_1	139

VI-5.4 : Sur le moteur de S_1	143
VI-5.4.1 : Par prisme d'accrétion.....	144
VI-5.4.2 : Par glissement en nappe.....	144
VI-5.4.3 : Par coulissage de plaques.....	145
VI-6 : CONCLUSIONS.....	146
CHAPITRE VII : ANALYSE STRUCTURALE.....	147
STRUCTURAL ANALYSIS.....	148
VII-1 : INTRODUCTION.....	151
VII-2 : LES MESOSTRUCTURES.....	151
VII-2.1 : La carte structurale.....	151
VII-2.2 : Description zone par zone.....	152
- Zone 1 - Zone 2 - Zone 3.....	153
- Zone 4 - Zone 5.....	154
- Zone 6 - Zone 7.....	157
- Zone 8 - Zone 9.....	158
- Zone 10.....	160
- Zone 11.....	161
- Zone 12, 13, 14.....	162
VII-3 : LES ELEMENTS STRUCTURAUX.....	163
VII-3.1 : Les styles tectoniques.....	165
VII-3.1.1 : Les éléments de description d'un pli.....	165
VII-3.1.2 : Les plis majeurs (P_2).....	165
VII-3.1.3 : Les autres plis.....	168
VII-3.2 : L'orientation des déformations.....	169
VII-3.2.1 : Etude générale.....	169
VII-3.2.2 : Etude par secteur.....	170
a. Au Nord de <i>Seal creek</i>	171
b. Au Sud de <i>Seal creek</i>	172
c. Secteur de <i>Little Rame Head</i>	175
d. Secteur de <i>Vincente's beach</i>	177
VII-3.3 : Etude des schistosités.....	178
VII-3.3.1 : Généralités.....	178
VII-3.3.2 : Distinction de sous-phases.....	179
VII-4 : LES PHASES OROGENIQUES.....	182
VII-4.1 : La première phase de déformation D_1	183
VII-4.2 : La deuxième phase de déformation D_2	183
VII-4.2.1 : Description.....	183
VII-4.2.2 : Age de D_2	187
VII-4.2.3 : Origine de D_2	187
VII-4.2.4 : Moteur de D_2	188
VII-4.3 : La troisième phase de déformation D_3	188
VII-4.3.1 : Nature de D_3	188
VII-4.3.2 : Age de D_3	190
VII-4.4 : La quatrième phase de déformation D_4	190
VII-4.4.1 : Description.....	190
VII-4.4.2 : Age de D_4	191

CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES.....	193
CONCLUSIONS.....	194
VIII-1 : SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS.....	195
VIII-2 : EVOLUTION GEODYNAMIQUE.....	196
VIII-2.1 : Géosynclinaux Ouest Pacifique et Atlantique.....	196
VIII-2.2 : Le géosynclinal Tasman.....	197
VIII-3 : PROBLEMES ET PERSPECTIVES.....	199
BIBLIOGRAPHIE.....	201
ANNEXE I : MORPHOLOGIE DE S_1	218
ANNEXE II : LES PLIS DE WILSON <i>et al.</i> (1982).....	221
ANNEXE III : LES ELEMENTS TRACES DES DYKES.....	222
ANNEXE IV : REFERENCES DES ECHANTILLONS.....	223
LISTE DES FIGURES.....	227
TABLE DES MATIERES.....	231
RESUME ET MOTS CLEFS.....	4e page de couverture
ABSTRACT AND KEY WORDS	





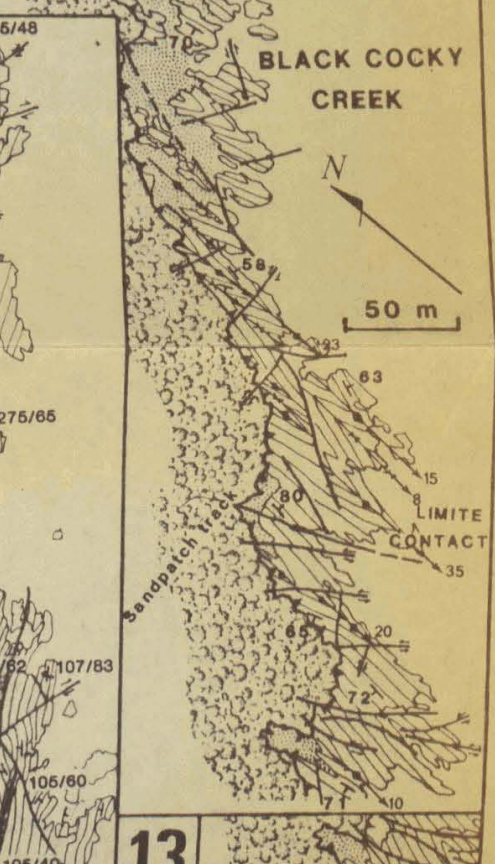
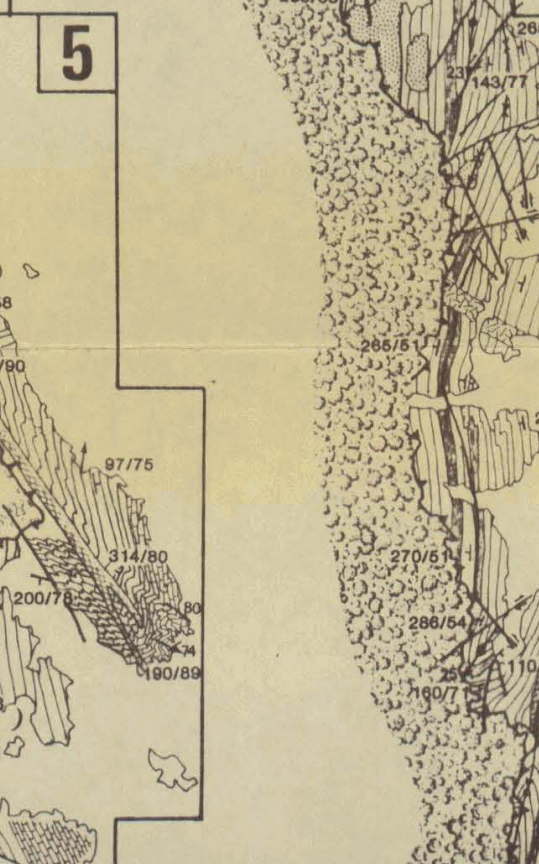
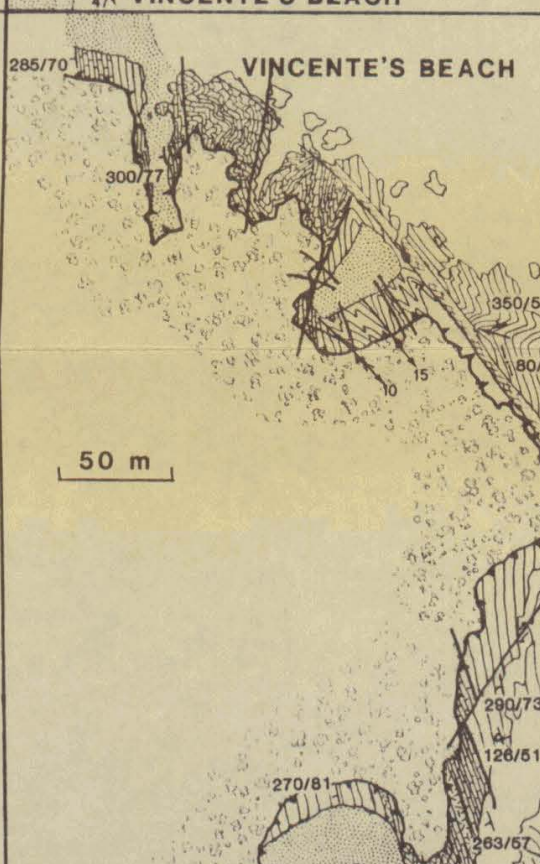
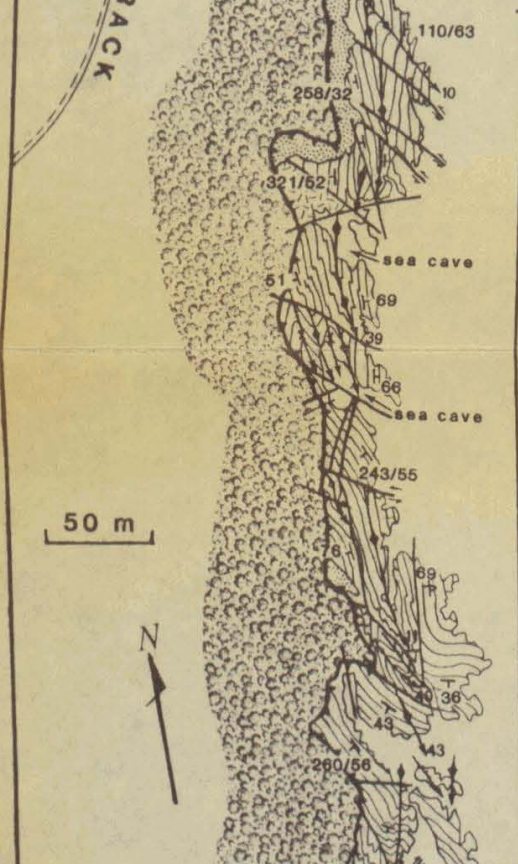
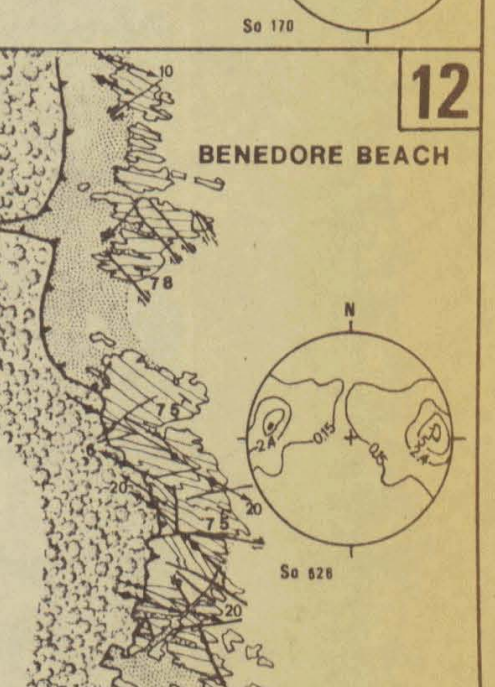
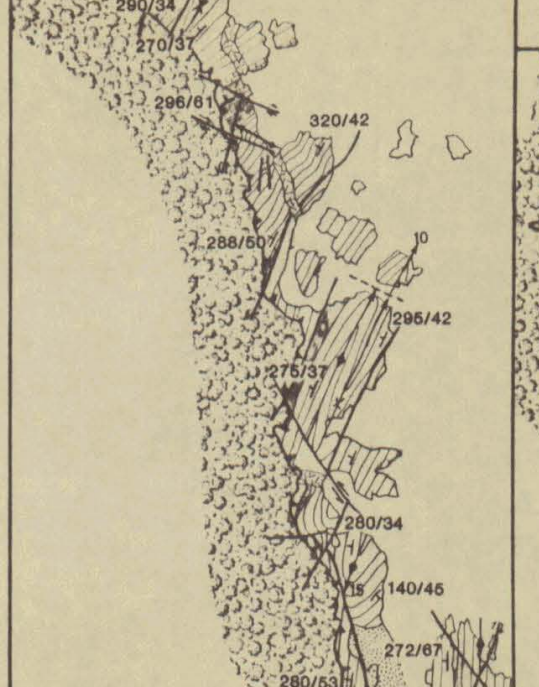
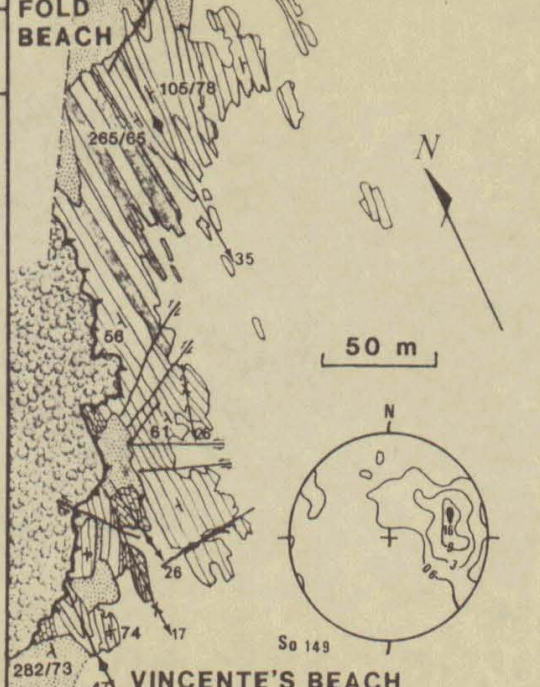
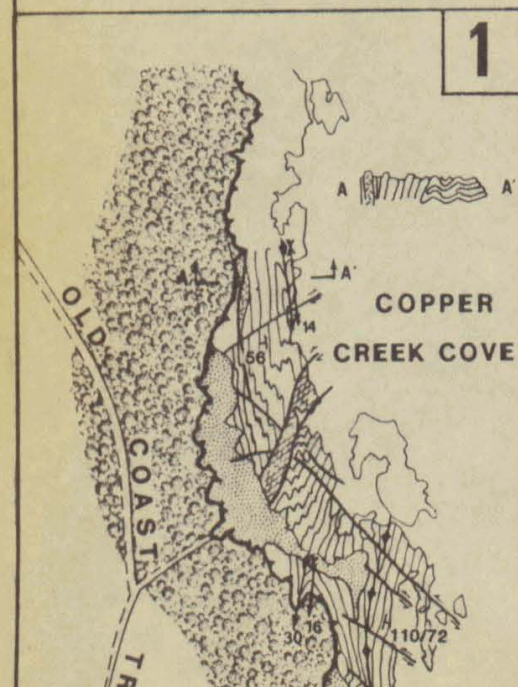
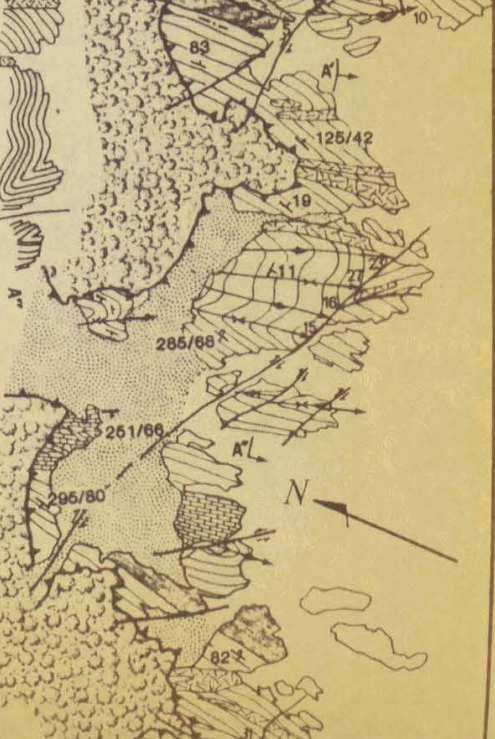
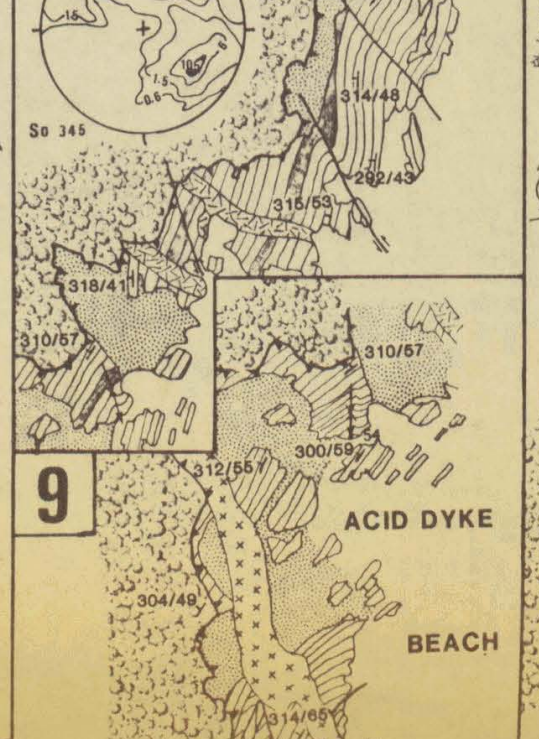
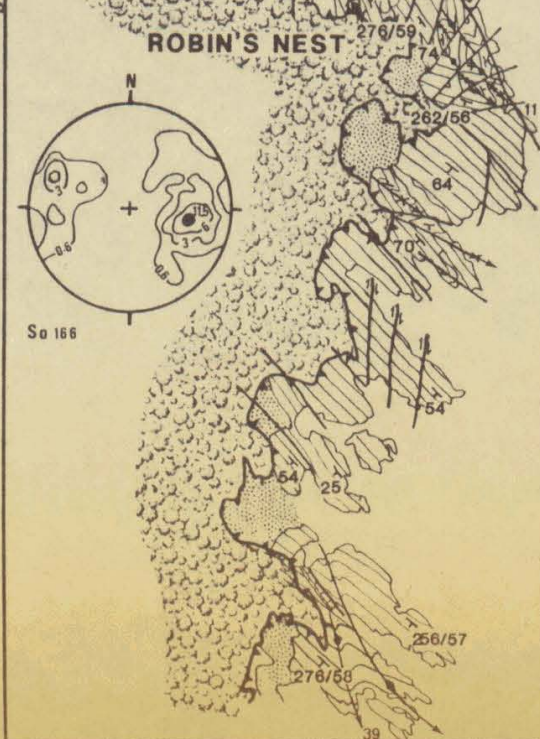
STRUCTURAL MAP of the MALLACOOTA BEDS

LEGEND

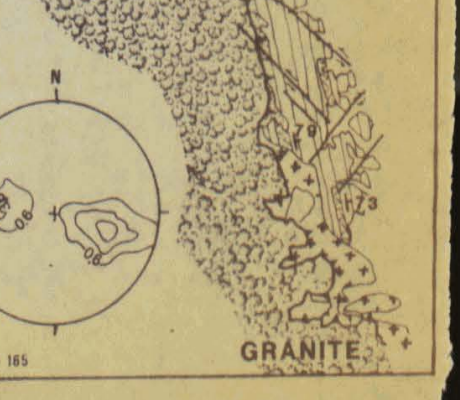
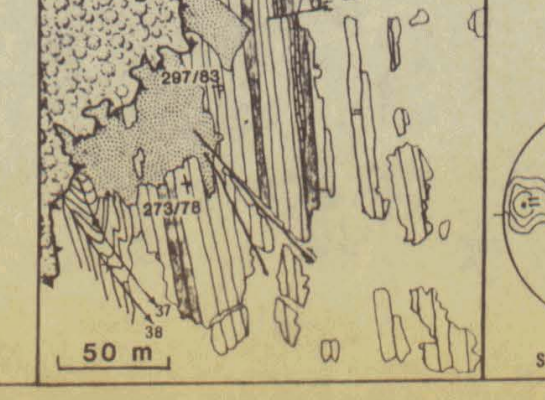
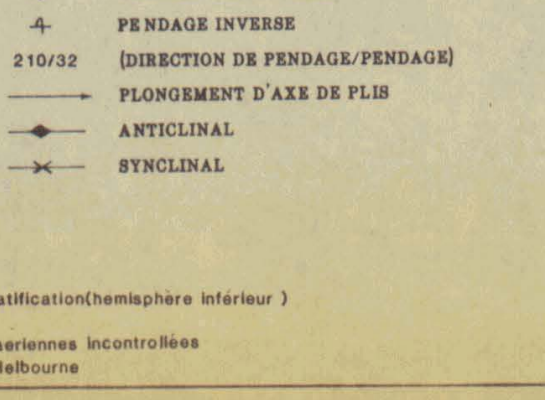
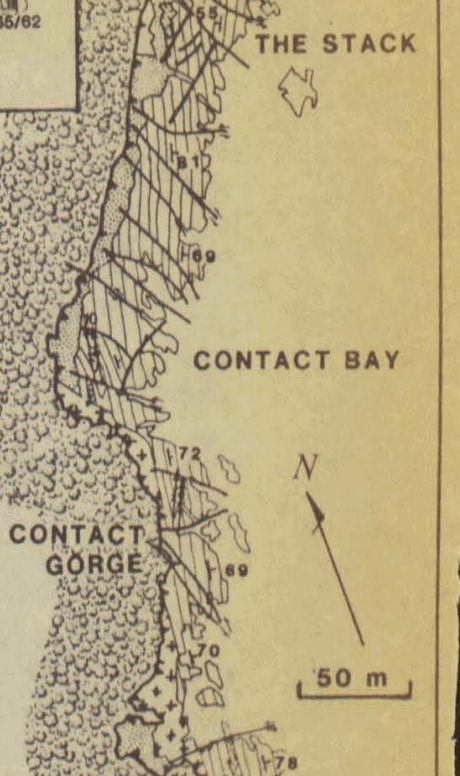
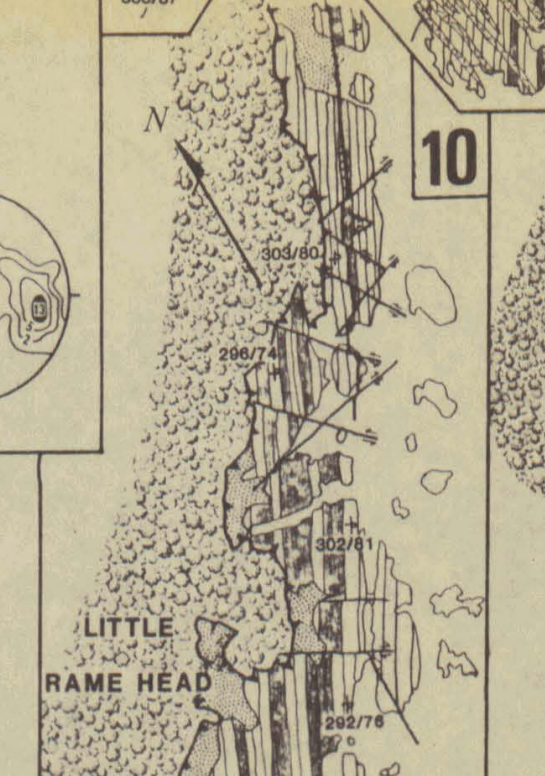
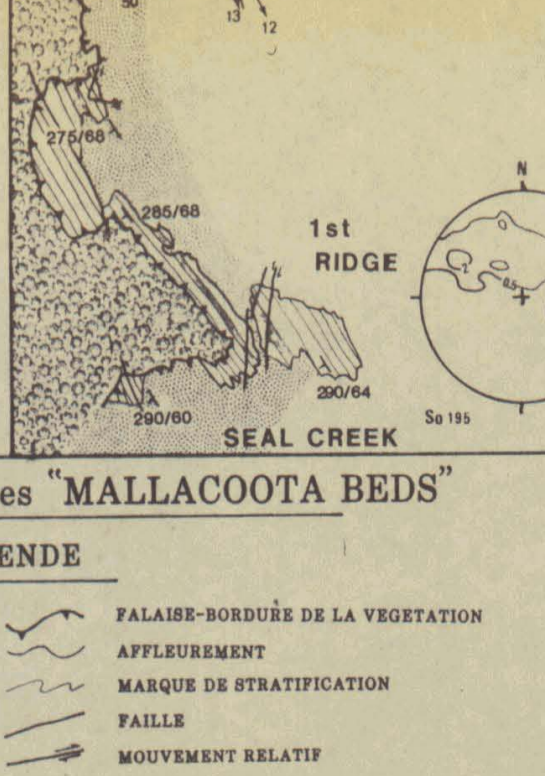
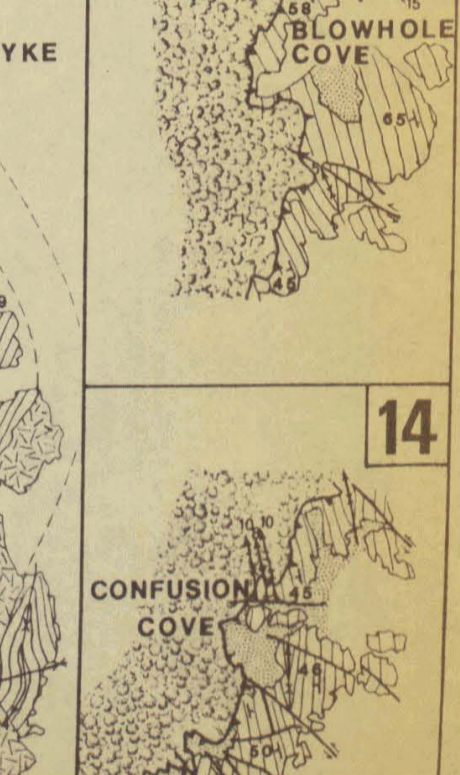
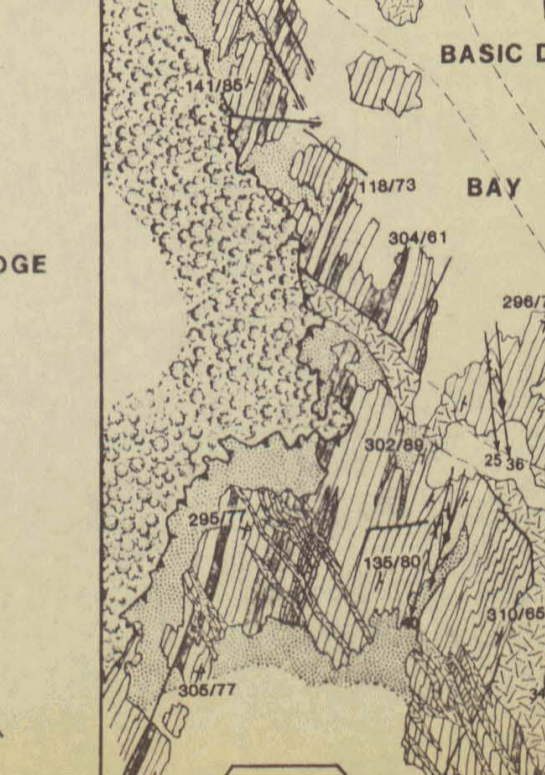
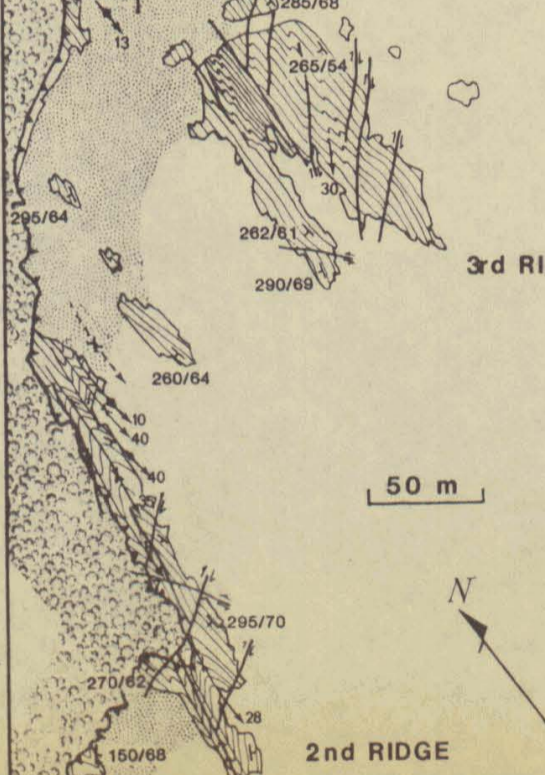
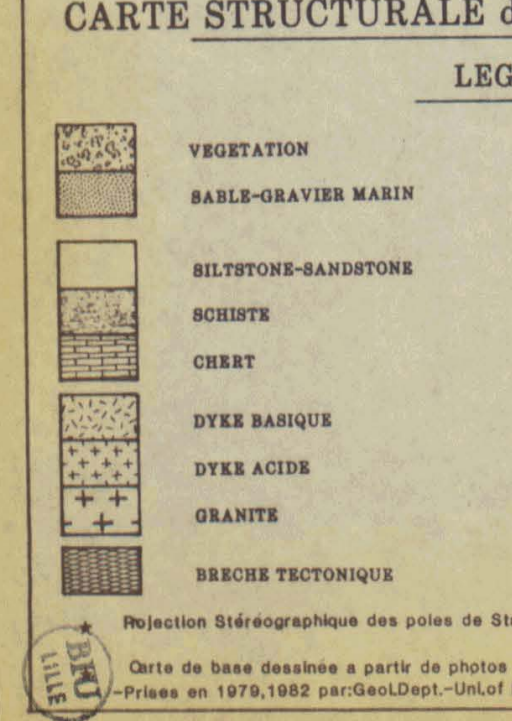
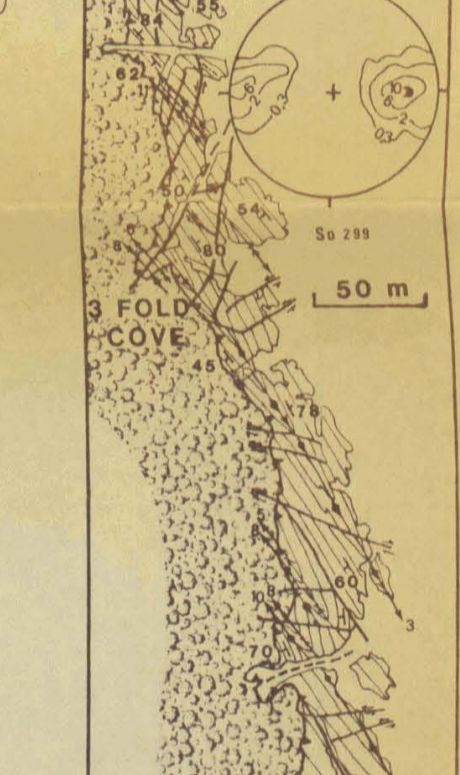
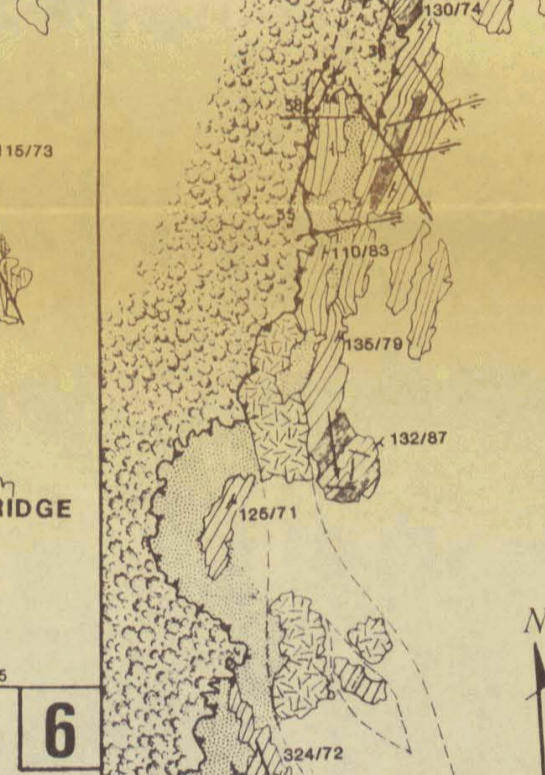
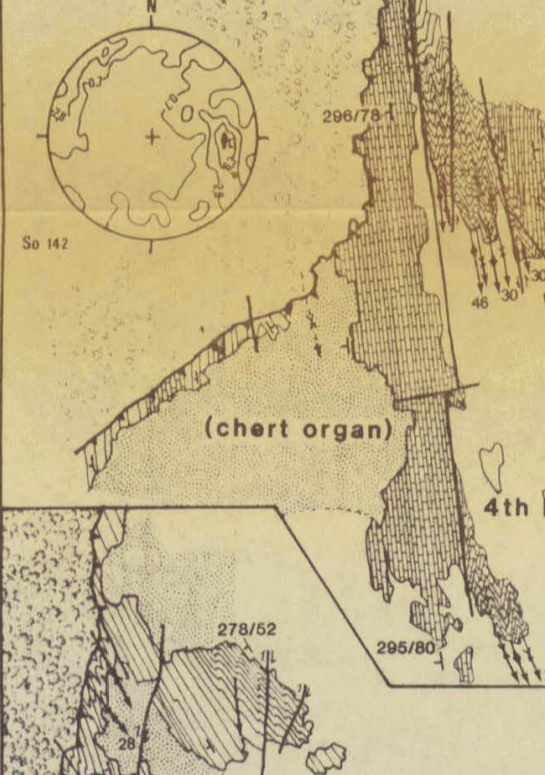
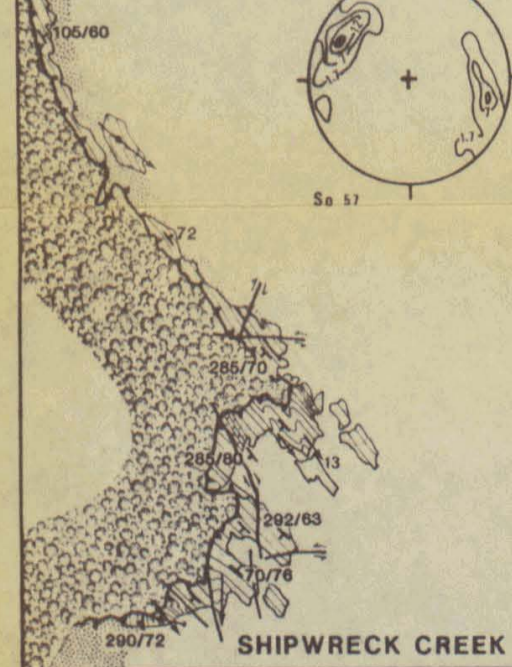
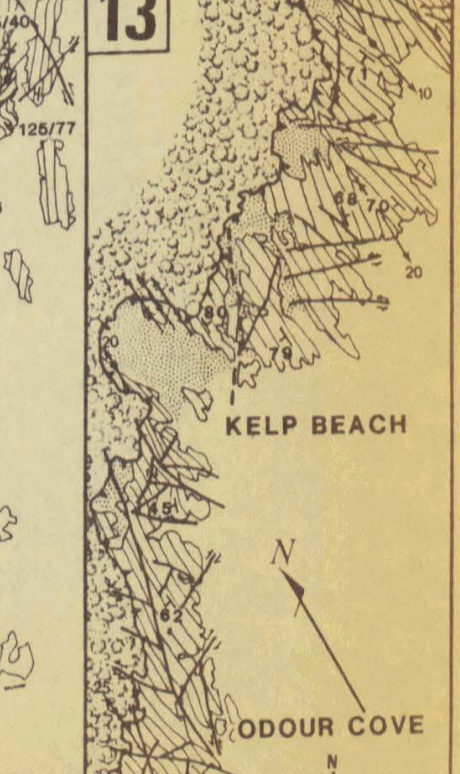
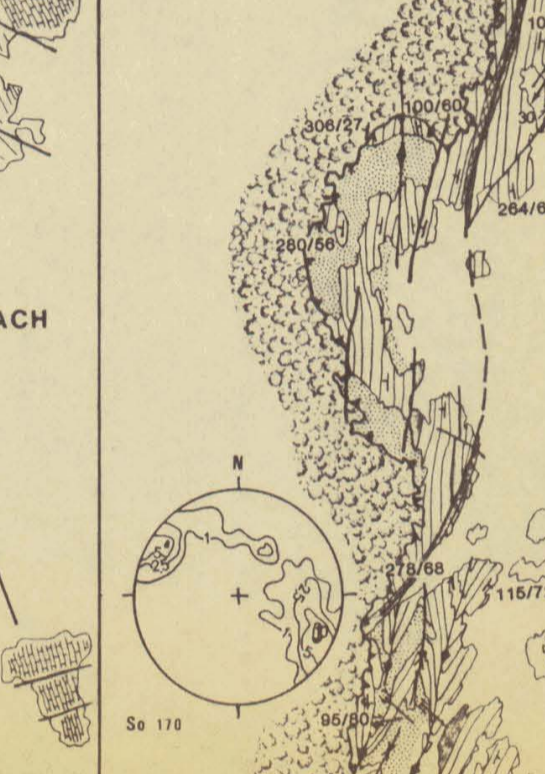
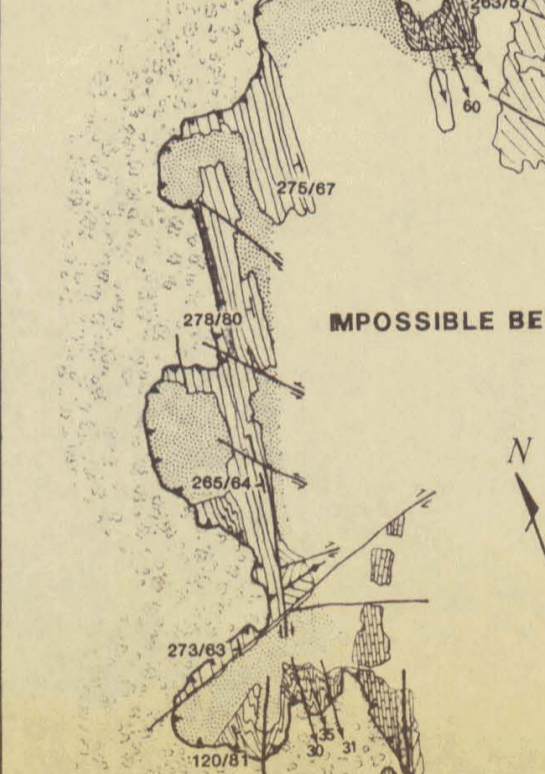
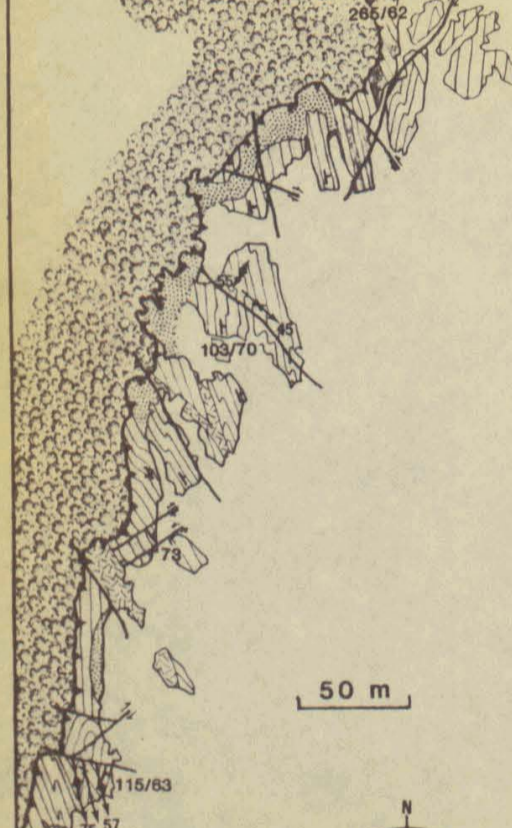
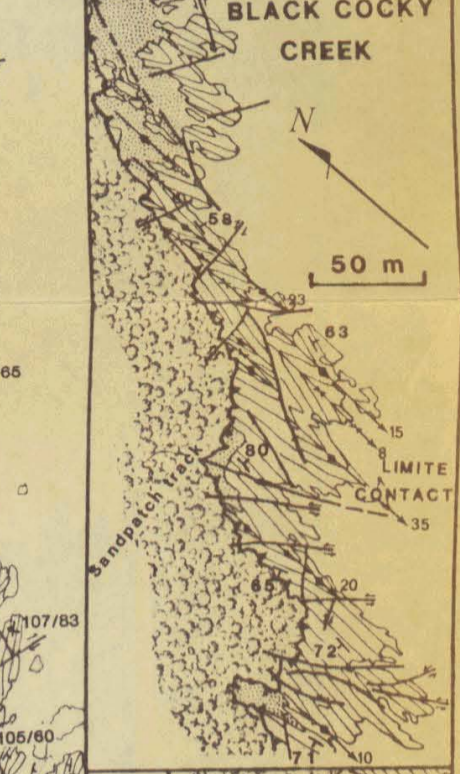
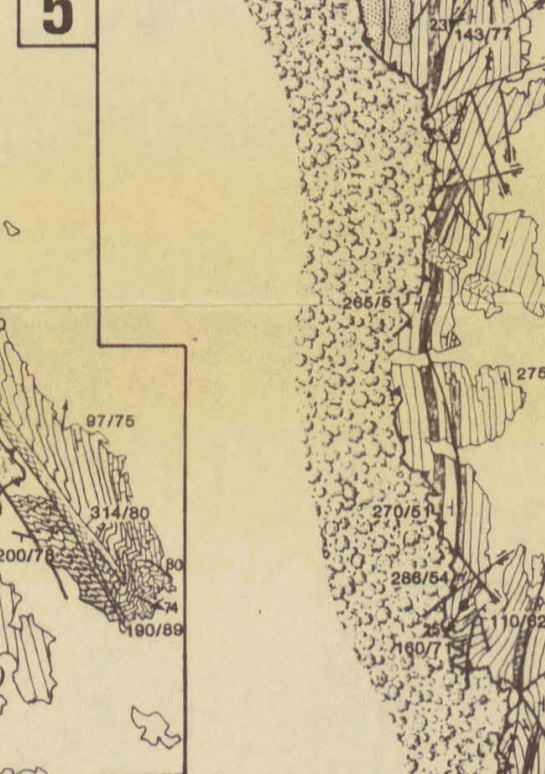
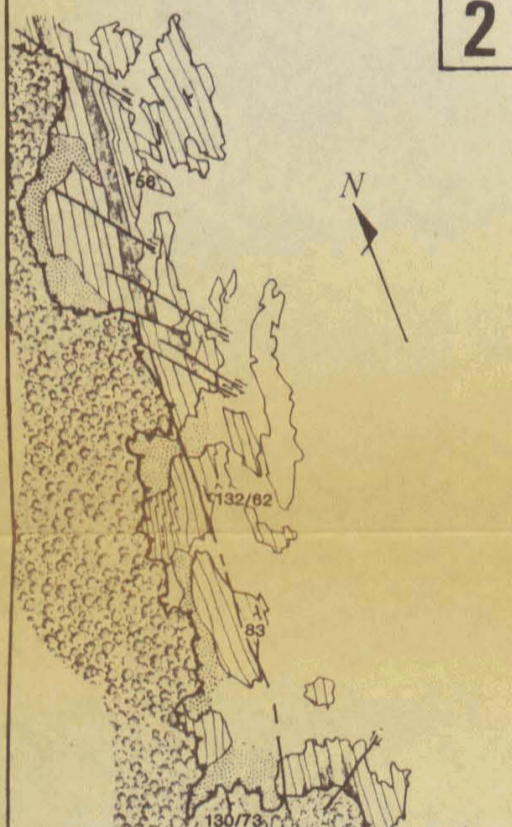
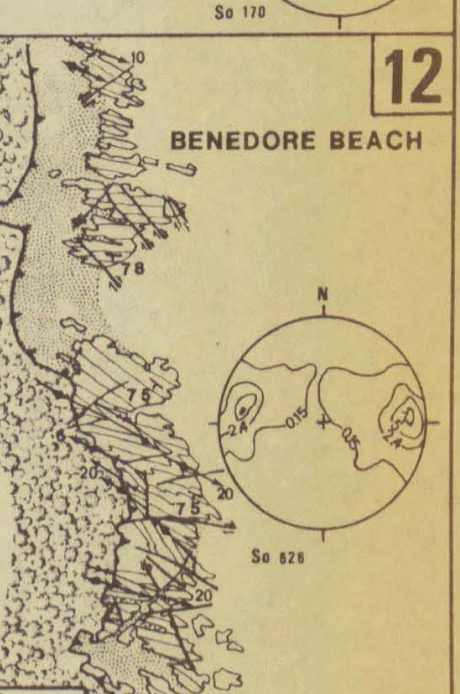
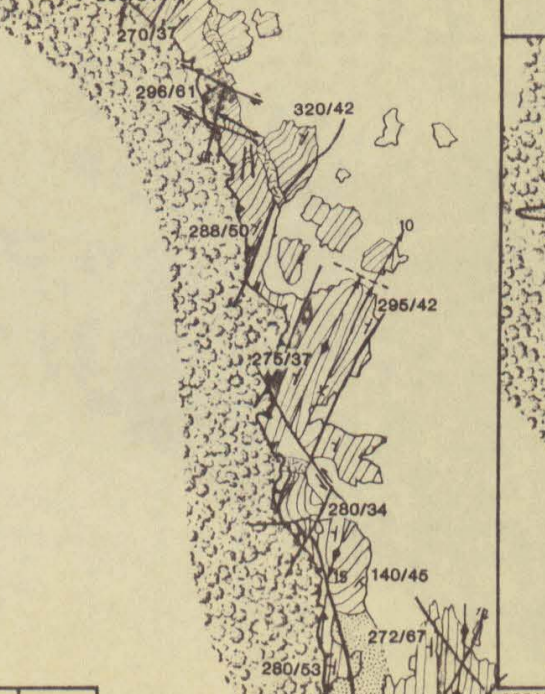
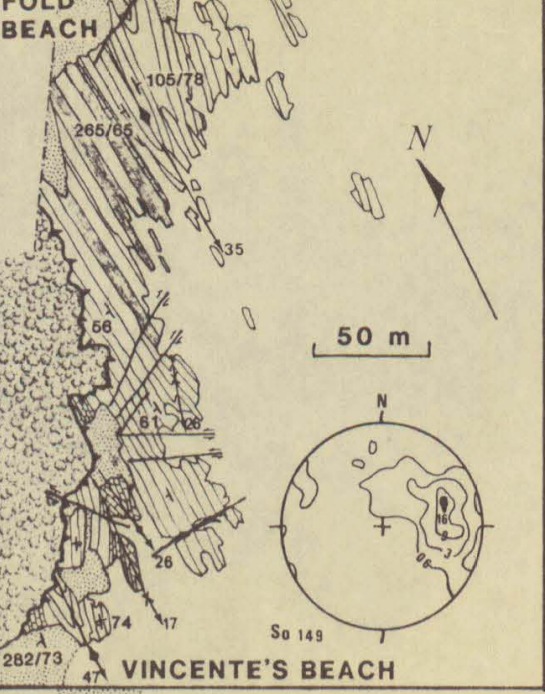
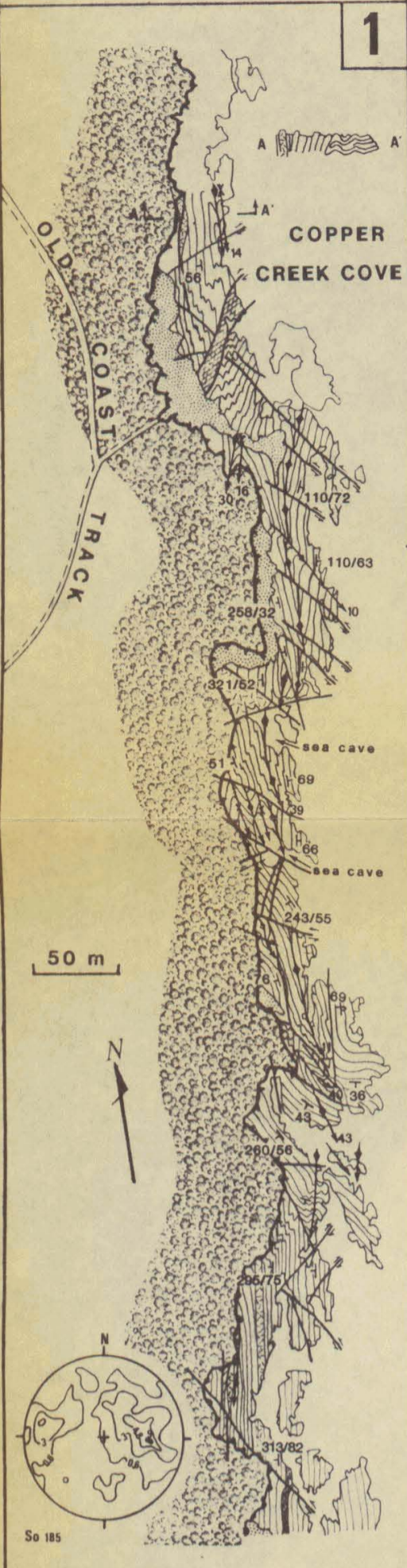
- VEGETATION
- MARINE SAND-GRAVEL
- SILTSTONE-SANDSTONE
- SHALE
- CHERT
- BASIC DYKE
- ACID DYKE
- GRANITE
- TECTONIC BRECCIA
- CLIFF-EDGE OF VEGETATION
- ROCK OUTCROP
- TREND OF BEDDING
- FAULT
- RELATIVE MOVEMENT
- DIP OF STRATA
- OVERTURNED STRATA
- 210/32 (DIPPING DIRECTION / DIP)
- PLUNGE OF FOLD AXIS
- ANTICLINE
- SYNCLINE

* Stereographic plots of the poles of bedding (lower hemisphere)

* Base map prepared from uncontrolled aerial photos taken 1979, 1982 by Geol. Dept. - Unl. of Melbourne



* Stereographic plots of the poles of bedding (lower hemisphere)
 * Base map prepared from uncontrolled aerial photos taken 1979, 1982 by Geol. Dept. - Uni. of Melbourne



CARTE STRUCTURALE des "MALLACOOTA BEDS"

LEGENDE

- | | | | |
|--|---------------------|--|---------------------------------------|
| | VEGETATION | | FALAISE-BORDURE DE LA VEGETATION |
| | SABLE-GRAVIER MARIN | | AFFLEUREMENT |
| | SILTSTONE-SANDSTONE | | MARQUE DE STRATIFICATION |
| | SCHISTE | | FAILLE |
| | CHERT | | MOUVEMENT RELATIF |
| | DYKE BASIQUE | | PENDAGE DES COUCHES |
| | DYKE ACIDE | | PENDAGE INVERSE |
| | GRANITE | | 210/32 (DIRECTION DE PENDAGE/PENDAGE) |
| | BRECHE TECTONIQUE | | PLONGEMENT D'AXE DE PLIS |
| | | | ANTICLINAL |
| | | | SYNCLINAL |

Projection Stéréographique darts poles de Stratification(hemisphere inférieur)

Carte de base dessinée a partir de photos aériennes incontrolées

Prises en 1979,1982 par:GeolDept.-UnifMelbourne

ETUDE GEOLOGIQUE DES "MALLACOOTA BEDS"
(ORDOVICIEN) VICTORIA - AUSTRALIE

Par: P. DE HÉDOUVILLE -1984-

RESUME:

La série affleurante, épaisse d'environ 500 m, est composée de jaspes llandeiliens (Darriwilien), puis de turbidites de faciès intermédiaire incluant des récurrences de jaspe; le sommet, plus argileux, est daté du Caradocien (Gisbornien). La série est recoupée par des granites et des dykes de rhyolite ou de basalte tholéitique. Le métamorphisme régional n'a pas dépassé, à Mallacoota, la base du faciès des schistes verts. Les sédiments ont subi une phase de déformation précoce; une schistosité s'est développée parallèlement à la stratification. Puis, la phase orogénique Bowning (Dévonien inf.) a déformé la série en grands anticlinoriaux droits à plongement SSW. La phase de Tabberabberan a fracturé ensuite les plis par un réseau de failles décrochantes. Plus tard la région sera de nouveau plissée en "mégakinks".

MOTS CLES: Australie - Victoria - Turbidites - Ordovicien - Schistosité - Structure tectonique.

ABSTRACT:

The outcropping sequence is roughly 500 m thick. The base is composed of Darriwilian (Llandeilian) cherts, capped by mid-fan turbidites with recurrent cherts. Gisbornian (Caradocian) black shales occur towards the top. The sequence is intruded by granites, and rhyolitic or basaltic dykes. Regional metamorphism at Mallacoota, reaches hardly the lower greenschist grade. A slaty cleavage, parallel to bedding, has been induced during an earlier deformational event. The Bowning orogeny folded the sequence into composite, SSW plunging, anticlines. The Tabberabberan orogeny induced, over the whole area, a conjugate transverse fault system. Later, the Mallacoota beds were folded again into "megakinks".

KEY WORDS: Australia - Victoria - Gippsland - Ordovician - turbidite - Cleavage - Tectonic structure.